



Geology

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

811

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

273-
25
3

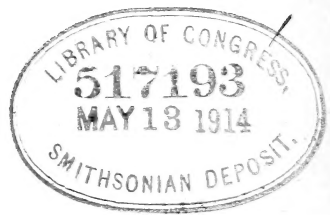


65. Band.

1913.

(Mit 20 Tafeln.)

Berlin 1914.



Verlag von Ferdinand Enke
Stuttgart.

1911
314

550.643

D 486

bd. 65

1913

Geol.

Inhalt.

Hinter dem Titel der Veröffentlichungen bedeutet *A*: Abhandlung,
B: Briefliche Mitteilung und *V*: Vortrag.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.)

	Seite
ARLT, H., und KÖNIGSBERGER, JOH.: Über geologische Beobachtungen auf der Insel Elba. (Mit 5 Textfig.) <i>B</i>	289
— Zur Tektonik der Insel Capri. (Mit 1 Textfig.) <i>B</i>	186
BÄRTLING, R.: Die Endmoräne am Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Beziehungen zur Talbildung. (Mit 7 Textfig.) <i>V</i>	191
— Erwiderung in der Diskussion. <i>V</i>	204
BERG: Diskussion zum Vortrag FINCKH. <i>V</i>	208
— Neue Basaltfunde im Riesengebirge. <i>V</i>	204
BRANCA, W.: Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ries bei Nördlingen. <i>B</i>	245
— Über das Verhältnis der Geographie zur Geologie-Paläontologie und die Frage einer Teilung der Geologie-Paläontologie. <i>B</i>	620
v. BUBNOFF, S.: Über das Alter der Granite des Schwarzwaldes. (Mit 2 Textfiguren.) <i>V</i>	458
v. BUBNOFF, S., W. DEECKE, R. LAIS, J. SOELLNER, W. SCHNARRENBERGER, W. SPITZ und H. THÜRACH: Bericht über die Exkursionen vor, während und nach der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Freiburg i. Br. im August 1913. (Mit 5 Textfiguren.) <i>B</i>	489
CLOOS, H.: Durchschmelzungen an südafrikanischen Graniten. <i>V</i>	455
DEECKE, W.: siehe v. BUBNOFF, DEECKE usw.	
DENINGER: Über die Geologie von Buru und Ceram (Titel). <i>V</i>	469
FINCKH, L.: Alkaligesteine in dem niederschlesischen Schiefergebirge. <i>V</i>	206
— Erwiderung in der Diskussion. <i>V</i>	208
— Die Gesteine der Insel Madeira und Porto Santo. <i>A</i>	453
FLIEGEL, G.: Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. <i>B</i>	387
GAGEL, C.: Flachfallende diluviale Überschiebungen im holsteinischen Zechsteinanhydrit. (Mit 5 Textfiguren.) <i>V</i>	121
— Nachträgliche Bemerkungen zum Vortrage von Herrn WIEGERS. <i>B</i>	619
GERTH, H.: Flache Überschiebung oder Absenkung auf der Südflanke der Weißensteinkette bei Günsberg. <i>B</i>	47

	Seite
GERTH, H.: Stratigraphie und Bau der argentinischen Kordillere zwischen dem Rio Grande und Rio Diamante. <i>B.</i>	568
GOTHAN, W.: Das angebliche flözführende Rotliegende im ober-schlesischen Steinkohlenbecken. <i>V.</i>	281
GRUPE, O.: Diskussion zum Vortrag BÄRTLING. <i>V.</i>	203
GUILLEMAIN, C.: Über Grundzüge der Geologie Katangas (Titel). <i>V.</i>	288
— Zur Geologie von Katanga. <i>B.</i>	304
GÜRICH, G.: Vermeintliche Fossilien des Otawikalkes in Deutsch-Südwestafrika. <i>V.</i>	58
HAARMANN, ERICH: Geologische Streifzüge im Staate Coahuila. (Mit 16 Textfiguren.) <i>B.</i>	18
HARBORT, E.: Die Gliederung des Diluviums in Braunschweig. (Titel). <i>V.</i>	541
— Diskussion zu dem Vortrag des Herrn LACHMANN. <i>V.</i>	58
— Diskussion zu dem Vortrag des Herrn SEIDL. <i>V.</i>	60
— Nachträgliche Bemerkungen zu meiner Kritik der LACHMANN-schen Ekzemtheorie. <i>B.</i>	101
— Neu- und Umbildungen in Nebengesteinen der Salzstöcke des Norddeutschen Flachlandes. (Mit 3 Textfiguren.) <i>V.</i>	6
— Über <i>Corbula isocardiaeformis</i> als Synonym für <i>Isocardia angu-lata</i> PHILL. <i>B.</i>	56
— Über den Salzgehalt der Nebengesteine an den norddeutschen Salzstöcken. <i>B.</i>	108
HENKF, W.: Über die Gliederung des Devons des östlichen Sauer-landes. <i>B.</i>	602
HENKEL, L.: Diluviale Flußablagerungen im Gebiete des Rodach. (Mit 1 Textfigur.) <i>B.</i>	334
HENNIG, EDW.: Aptychen von den Cap Verdeschen Inseln. (Hierzu Taf. II.) <i>A.</i>	151
HESS VON WICHENDORFF, H.: Der Gips und Salzstock von Speren-berg (Diskussion zum Vortrag GAGEL). (Mit 1 Textfigur.) <i>V.</i> .	141
HOTZ, W.: Vorläufige Mitteilung über geologische Beobachtungen in Ost-Celebes. (Mit 1 Textfigur.) <i>B.</i>	329
HUMMEL, K.: Über <i>Rionodon</i> cf. <i>dispersus</i> FRITSCH aus dem böh-mischen Obercarbon. (Hierzu Taf. XVIII.) <i>A.</i>	591
HUTH, W.: Beiträge zur Kenntnis der Carbongattung <i>Marioptris</i> und ihrer Arten. (Mit 1 Textfigur.) <i>B.</i>	372
— Zur Kenntnis der Epidermis von <i>Mariopteris muricata</i> . (Mit 10 Textfiguren.) <i>V.</i>	143
— Eine neue Fundortsverwechslung. <i>V.</i>	155
JAEKEL, O., K. KEILHACK und H. PHILIPP: Bericht über die Ex-kursionen im Anschluß an die Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Greifswald im August 1912. <i>B.</i>	641
JENTZSCH, A.: Ostdeutsches Pliocän. <i>V.</i>	1
KEILHACK, K. siehe JAEKEL, KEILHACK usw.	
v. KLEBELSBERG, R.: Beiträge zur Kenntnis der alttertiären Evert-erbraten-Fauna Ägyptens. <i>A.</i>	373
KLINGHARDT: Vergleichend-anatomische und biologische Unter-suchungen einer neuen Rudistenfauna aus Friaul. <i>V.</i>	448
KOENIGSBERGER, JOH., und O. MORATH: Grundlagen der experi-mentellen Tektonik. (Mit 9 Textfiguren.) <i>B.</i>	65
KÖHNE, W.: Vorlage und Erläuterung von Profilen aus dem Peißer-berger Kohlenrevier (Titel). <i>V.</i>	1

	Seite
KRUSCH, P.: Jura, Muschelkalk und Rötcalke in der Bohrung „Schwarze Erde 14“ bei Raesfeld. <i>B.</i>	112
— Über einige Beschlüsse und Ezkursionen des Internationalen Geologenkonkresses in Toronto (Titel). <i>V.</i>	640
KUKUK, PAUL: Über den Fund eines Moschusochsenschädels im Diluvium des Emschertals. (Hierzu Taf. XIX und XX). <i>A.</i>	596
LACHMANN, R.: Diskussion zu dem Vortrag des Herrn SEIDL. <i>V.</i>	62
— Über den Bau alpiner Gebirge (Titel). <i>V.</i>	58
— Über den Bau alpiner Gebirge. (Mit 12 Textfiguren.) <i>B.</i>	157
LAIS, R.: siehe v. BUBNOFF, DEECKE usw.	
LANG, RICHARD: Vorbergbildung und Tektonik am Nordrande der schwäbischen Alb. (Mit 3 Textfiguren.) <i>B.</i>	211
LEUCHS, K.: Beiträge zur Geologie des westl. Kwenlun und Westtibets nach ZUGMAYERS Beobachtungen. (Mit 1 Textfigur.) <i>B.</i>	173
MEISTER, ERNST: Zur Kenntnis der Ammonitenfauna des portugiesischen Lias. (Hierzu Tafel II, XII-XV und 10 Textfig.) <i>A.</i>	518
MENZEL, H.: Diskussionbemerkungen zum Vortrage von Herrn JENTZSCH. (Mit 1 Textfigur.) <i>V.</i>	3
MICHAEL, R.: Die Altersfrage des Tertiärs im Vorlande der Karpaten. <i>V.</i>	238
— Diskussion zum Vortrag RASSMUSS. <i>V.</i>	238
MORATH, O. siehe J. KÖNIGSBERGER u. O. MOHRATH.	
OPPENHEIM, P.: Über <i>Porites polystyla</i> REUSS und die Gattung <i>Actinacis d'ORB.</i> (Hierzu Taf. III und 2 Textfiguren.) <i>A.</i>	159
PAPAVASILIOU, S. A.: Die Smirgellagerstätten von Naxos nebst denjenigen von Iraklia und Sikonos. (Hierzu Tafel I.) <i>A.</i>	1
PHILIPP, H.: Über Osar und deren Beziehungen zu Kames und Rollsteinfeldern. <i>V.</i>	638
— siehe auch JAEKEL, KEILHACK usw.	
PIETZSCH, K.: Verwitterungserscheinungen der Auflagerungsfläche des sächsischen Cenomans.	594
PRAESENT, HANS: Die höchste marine Grenze auf Bornholm. (Mit 1 Textfigur.) <i>B.</i>	53
QUIRING, HEINRICH: Die Entstehung der Schollengebirge. (Hierzu Tafel XI.) <i>A.</i>	418
RASSMUSS, H.: Der Gebirgsbau der Lombardischen Alpen. (Mit 4 Textfiguren.) <i>B.</i>	86
— Über die Parallelisierung des deutschen und alpinen Muschelkalks. <i>V.</i>	229
v. REHBINDER, B.: Die mitteljurassischen eisenerzführenden Tone längs des südwestlichen Randes des Krakau-Wieluner Zuges in Polen. (Hierzu Taf. IV—VI.) <i>A.</i>	181
RENZ C.: Der geologische Aufbau der Gebirge um das Kopaisbecken (Mittelgriechenland). <i>B.</i>	607
SALFELD, H.: Über Artbildung bei Ammoniten. <i>V.</i>	437
— Die zoogeographische Stellung des süddeutschen Oberen Jura. <i>V.</i>	441
SCHMIDT, C.: Über spanische Salzlagerstätten. (Titel). <i>V.</i>	469
SCHNARRENBERG, W., siehe v. BUBNOFF, DEECKE usw.	
SEIDL, E.: Beiträge zur Morphologie und Genesis der permischen Salzlagerstätten Mitteldeutschlands. (Mit 17 Textfiguren.) <i>A.</i>	124
— Über die Steinsalzablagerungen des oberen Zechsteins bei Schönebeck nach den Grubenaufschlüssen des Graf-Moltke-Schachtes (mit Lichtbildern) (Titel). <i>V.</i>	59

	Seite
SOLGER: Über Äquivalente eiszeitlicher Bildungen in China (Titel) <i>V.</i>	354
SOELLNER, J., siehe v. BUBNOFF, DEECKE usw.	
SOMMERMEIER, L.: Zur Geologie des Kartsteins. <i>B.</i>	341
SPITZ, W., siehe v. BUBNOFF, DEECKE usw.	
v. STAFF, H.: Die Geomorphogenie des Gebietes der Lausitzer Überschiebung (Titel). <i>V.</i>	349
STILLE, H.: Die saxonische Faltung. (Mit 5 Textfiguren.)	575
STROMER v. REICHENBACH, E.: Geologische Beobachtungen in den Wüsten Ägyptens (Titel). <i>V.</i>	455
— Mitteilungen über die Wirbeltiere aus dem Mittelpliocän des Natrontales (Ägypten). (Hierzu Taf. VII–X.) <i>A.</i>	350
STUTZER, O.: Über ein feldspatreiches, knollenartiges Mineral- aggregat der Luanza Pipe in Kundelungu (Katanga, Belgisch- Kongo.) <i>B.</i>	226
— Über glaziale Konglomerate im Lande Katanga, Belgisch-Kongo. <i>B.</i>	114
THÜRACH, H., siehe v. BUBNOFF, DEECKE usw.	
WAHNSCHAFFE, F.: Nachruf auf G. BÖHM† <i>V.</i>	189
— RICHARD ARMIN BALTZER† <i>V.</i>	633
— ANTON FRIČ† <i>V.</i>	635
— HIPPOLYT HAAS†	538
— EDUARD HOLZAPFEL† <i>V.</i>	347
— GEORG FRIEDER. KINKELIN†	537
— K. J. V. STEENSTRUP† <i>V.</i>	345
— Zum Gedächtnis F. J. P. VAN CALKERS. <i>B.</i>	355
— Zum Gedächtnis HERMANN CREDNERS. (Mit einem Bildnis.) <i>B.</i>	470
WEISE, E.: Beitrag zur Geologie der nordsächsischen Grauwacken- formation. (Hierzu Tafel XVI und XVII.) <i>A.</i>	587
WEISSERMEL.: Diskussion zum Vortrag von H. PHILIPP. <i>V.</i>	640
WEPFER, E.: Über den Zweck enger Artbegrenzung bei den Ammoniten. <i>V.</i>	410
WICHMANN, ARTH.: Über Meteoritenfälle an Bord von Schiffen. <i>B.</i>	223
WIEGERS, FRITZ: Die Gliederung des französischen Pliocäns und Pleistocäns. (Hierzu Taf. X.) <i>A.</i>	384
— Über das Alter des diluvialen Menschen in Deutschland. (Mit 9 Textfiguren.) <i>V.</i>	541
— Zur Gliederung des französischen Diluviums (Titel). <i>V.</i>	16
WOLFF, W.: Die Glacialgeologie in den Verhandlungen und auf den Exkursionen des Kongresses in Toronto (Titel.) <i>V.</i>	640
— Neue Funde pliocäner und diluvialer Conchylien in den glazialen Stromkiesen bei Obornik in Posen. <i>V.</i>	208
ZIMMERMANN, E.: Der thüringische Plattendolomit und sein Ver- treter im Staßfurter Zechsteinprofil, sowie eine Bemerkung zur Frage der „Jahresringe“. <i>B.</i>	357
— Über die Stellung des thüringer Plattendolomits im Vergleich mit dem Staßfurter Zechsteinprofil (Titel). <i>V.</i>	238

VII

	Seite
Druckfehlerberichtigungen	viii
Mitgliederverzeichnis	620
Mitgliederzahl	450
Neueingänge der Bibliothek	602, 118, 279, 405, 630, 664
Ortsregister	672
Protokoll der Sitzung am 8. Januar 1913	1
- - Sitzung am 5. Februar 1913	57
- - Sitzung am 5. März 1913	121
- - Sitzung am 2. April 1913	189
- - Sitzung am 7. Mai 1913	229
- - Sitzung am 4. Juni 1913	281
- - Sitzung am 2. Juli 1913	345
- - Hauptversammlung am 7., 8. und 9. August 1913 in Freiburg i. Br.	409
- - Sitzung am 7. August	409
- - geschäftlichen Sitzung am 8. August	450
- - wissenschaftlichen Sitzung am 8. August	454
- - geschäftlichen Sitzung am 9. August	457
- - wissenschaftlichen Sitzung am 9. August	458
- - Vorstands- und Beiratssitzung am 8. August	456
- - Sitzung am 5. November 1913	537
- - Sitzung am 3. Dezember	633
- - Vorstands- und Beiratswahl für 1914	636
Rechnungsabschluß	601
Redaktionsbericht	451
Sachregister	683
Wahlprotokoll	636

Druckfehlerberichtigungen.

- S. 177, Zeile 4 von unten lies „*Turbinaria*“ statt „*Turbinarin*“.
S. 231, Zeile 2 von unten lies „0,40 m“ statt „4,40 m“.
S. 11, Zeile 16 von oben lies „siebenbürgischen“ statt „sieben-
gebürgischen“.
S. 101, Zeile 16 von oben lies „November 1912“ statt „November
1913“.
S. 112, Zeile 4 von unten lies „R. BÄRTLING“ statt „W. BÄRTLING“.
S. 167, in der Erläuterung der Figur lies „FRECH“ statt „FREHH“.
S. 192, Zeile 3 von unten lies „jenen“ statt „jene“.
S. 197, Zeile 9 von unten lies „letztgenannten“ statt „selbstgenannten“.
S. 225, Zeile 14 von oben lies „äthskilliga“ statt „äthskilliga“.
S. 249, Zeile 12 von oben lies „Erongo“ statt „Erogon“.
-

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

1. Heft.

65. Band.

1913.

Januar bis März 1913.

Berlin 1913.

Verlag von Ferdinand Enke,
Stuttgart.

INHALT.

1. PAPAVALIIOU, S. A.: Die Smirgellagerstätten von Naxos nebst denjenigen von Irakliá und Sikonos (Hierzu Tafel I und 30 Textfiguren) 1
2. SEIDL, E.: Beiträge zur Morphologie und Genesis der permischen Salzlagerstätten Mitteldeutschlands (mit 17 Textfiguren) (Schluß im nächsten Heft) 124

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	RAUFF	„	FLIEGEL
sitzende:	BORNHARDT	„	HENNIG
Schatzmeister:	MICHAEL	„	JANENSCH
Archivar:	SCHNEIDER	„	

Beirat für das Jahr 1913

Die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen,
MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden. Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages eingesandt sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine größere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn Professor Dr. Janensch, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn Professor Dr. Rich. Michael, Charlottenburg, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Berlin NW 7, Konto Nr. 16 071 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Die Smirgellagerstätten von Naxos nebst denjenigen von Irakliä und Sikinos.

Von Herrn S. A. PAPAVALIOU in Naxos.

Hierzu Tafel I und 30 Textfiguren.

Während wir über das naxische Handelssmirgelgestein durch eine Reihe von Arbeiten¹⁾ ziemlich genau unterrichtet sind, fehlte uns bisher eine entsprechende Kenntnis der naxischen Smirgellagerstätten selbst. Was darüber existiert, sind kurze Mitteilungen von mir²⁾ sowie einige andere Angaben³⁾, die aber

¹⁾ Eine petrographische bzw. mikroskopische Untersuchung von verschiedenen Proben des naxischen Handelssmirgels verdanken wir TSCHERMAK (Über den Smirgel von Naxos. Miner.-petrogr. Mitt. XIX, 1894, S. 311—342). Es gibt mehrere chemische Analysen desselben, darunter welche von RAMMELSBURG, JAGNAUX, OSER, LUDWIG; über die Härte und Schleifen des Smirgels stellte ROSIWAŁ eingehende Versuche an; mit seinem wirtschaftlichen Wert endlich beschäftigten sich P. E. PROTOPAPADAKIS (Monographie über den naxischen Smirgel, Athen 1903, groß 8°, 98 S. [griechisch]), S. A. PAPAVALIOU (Die Smirgelfrage, Athen 1910, 32 S. [griechisch]) und A. PANAGIOTOPOULOS (im Bulletin des Finanzministeriums, Jahrg. IV, 1912, Heft 1, S. 462—488 [griechisch]).

²⁾ S. A. PAPAVALIOU: Über die Geologie von Naxos und seine Smirgellagerstätten (griechisch). Vorläufige Mitteilung. B: Die Smirgellagerstätten. *Αρχιμήδης* Jahrgang VII, 1905—1906, S. 77—81. Referat im Geol. Zentralblatt, Band VIII, Nr. 255.

S. A. PAPAVALIOU: Über die vermeintlichen Urgneise und die Metamorphose des krystallinen Grundgebirges der Kykladen. Mit 1 Taf. u. 11 Abb. im T. Diese Zeitschr. Bd. 61, 1909, Abhandl. S. 134—201. Referat im Geol. Zentralbl. Bd. 13, Nr. 1797.

S. A. PAPAVALIOU: Der griechische Smirgel. Internationaler Kongreß f. Bergbau usw. Berichte der Abteilung für praktische Geologie. Düsseldorf, 1910. S. 162—165, mit Karte Referat im Geol. Zentralbl. 17. No. 117.

³⁾ Von älteren Autoren seien erwähnt: FONTANIER, in BOBLAYE und VIRLET, Expédition scientifique de Morée, t. II, Teil 2, 1833,

auf ganz flüchtigen oder unvollkommenen Beobachtungen beruhen, daher mit den Tatsachen meist nicht übereinstimmen.

Vorliegende Arbeit beruht auf eingehender Untersuchung der naxischen Smirgellagerstätten, und zwar speziell des Amómaxi-Gebietes, wo die Hauptlagerstätten konzentriert sind. Außer diesen behandle ich hier, aber nur beiläufig, die wenigen Smirgellagerstätten von Iraklià und Síkinos, zwei kleinen Inseln bei Náxos, die ich in flüchtigen Exkursionen kennen lernte. Über den Smirgel von Iraklià habe ich bereits einen kleinen Aufsatz veröffentlicht¹⁾, meines Wissens den einzigen, der darüber existiert. Vom Síkinos-Smirgel hat meines Wissens nur FIEDLER berichtet, er beschreibt aber das einzige dortige Smirgelvorkommen als einen Eisenstein²⁾.

Da der Smirgel nicht bloß ein Erz im weitesten Sinne dieses Wortes, sondern auch — abgesehen von seiner relativ geringen Verbreitung — ein gemengtes krystallines Gestein ist, so hat seine wissenschaftliche Untersuchung mit gleichem Rechte in geologischer wie in petrographischer (bzw. mikroskopischer) Hinsicht zu erfolgen. Eine petrographische Untersuchung von einzelnen Smirgelproben von Náxos verdanken wir, wie schon erwähnt, TSCHERMAK. Sie wurde 1893 durch die griechische Regierung veranlaßt, die sich über die mineralogische Beschaffenheit des naxischen Handelssmirgels, der ein Monopol der Regierung ist, genauer unterrichten wollte. Deshalb wurden wohl auch lediglich nur solche Proben zur Prüfung gesandt, die Repräsentanten des Handelssmirgels aus den verschiedenen Vorkommen waren. Eine planmäßige Entnahme von Proben fand daher nicht statt.

In vorliegender Arbeit habe ich vorzugsweise die geologische Seite des Gegenstandes berücksichtigt, darum beruht sie auch in erster Linie auf makroskopischer Beobachtung. Aber auch mikroskopische Analysen, ergänzungsweise zu den vorhandenen, waren unentbehrlich. Ich ließ die Schriffe durch die Firma Dr. F. KRANTZ in Bonn a. Rh. ausführen (34 mikroskopische Proben).

S. 63—64. — BOBLAYE und VIRLET: a. a. O. — FIEDLER: Reise durch alle Teile des Königreichs Griechenland. II. Teil, 1841, S. 300 ff. — Von jüngeren: LEPSIUS, Geologie von Attika, 1893, S. 78; Griechische Marmorstudien, 1890, S. 52. — PHILIPPSON: Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Peterm. Mitt. Erg.-Heft Nr. 134. 1901, S. 77—78. — GOBANTZ: Die Smirgellagerstätten auf Náxos. Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenw. 1894, S. 143—147.

¹⁾ S. A. PAPAVALIOU: Die Insel Iraklià und ihr Smirgel (griechisch). *Λογική*, Jahrg. VII, 1906—1907, S. 64—70. Referat im Geol. Zentralbl. Bd. VIII, Nr. 1516.

²⁾ FIEDLER: a. a. O. S. 152—154.

Dazu ließ ich noch einige chemische Analysen und Bestimmungen des Schleifwertes von naxischen Smirgelproben anfertigen, erstere durch die Herren Analytiker GANS (Berlin), ZALOKOSTAS und KYRIAKOPOULOS (Athen), letztere durch das Kgl. Materialprüfungsamt in Berlin und die Firma „Vereinigte Smirgel- und Maschinen-Fabriken“ zu Hannover-Hainholz.

Von den beigegebenen Zeichnungen ist das Profil Fig. 2 meiner vorhin zitierten Abhandlung „Über die vermeintlichen Urgneise u. s. w.“, das geologische Kärtchen von Iraklià (Fig. 15) dem erwähnten Aufsatz über dieses Inselchen entnommen. Bei der Anfertigung der Karte des Amómaxi-Gebietes (Taf. 1) bediente ich mich als topographischer Grundlage der britischen Seekarte von Nákos (Maßstab 1:73030) sowie zweier 1892 durch die griechische Regierung projektierten, aber nicht zur Ausführung gelangten Smirgeltransportwege (Moutzouábai—Kalathàs 6816 m, Líonasbai—Spílios 2963,37 m). Dieses Kartenskelett habe ich dann durch einige Detailaufnahmen vervollständigt und mit rohen Niveaukurven versehen. Das sind aber alles Arbeiten, die ich auf meinem Itinerar mittels Kompaß und Aneroid (mit direkter Ablesung, System NAUDET, approximative Zahlen!) ausführte; daher kann auch diese Karte keinen Anspruch auf Genauigkeit erheben. Sie ist eine skizzenhafte Darstellung des Amómaxi-Gebietes und seiner Lagerstätten, der Lagerstätten des naxischen Handelssmirgels, und kann nur zur Übersicht und Orientierung dienen. Eine ordentliche topographische Grundlage dieses Gebietes existiert leider nicht. Die der TSCHERMAKschen Arbeit am Schluß beigegebene Karte (GOBANTZ) ist noch ungenauer als meine.

I. Der geologische Bau von Nákos¹⁾.

An anderer Stelle²⁾ habe ich bereits die geologischen Verhältnisse von Nákos eingehend besprochen, es ist hier aber zunächst angebracht, einleitend einen kurzen Überblick über die wichtigsten dieser Verhältnisse zu geben.

Nákos ist die größte (Flächeninhalt nach STRELBITZKY 448,8, nach WISOTZKY 423 qkm), höchste (Zas-Gipfel 1003 m) und am mannigfaltigsten gestaltete Insel der Kykladen. Sie

¹⁾ Vergl. hierzu meine geologische Karte von Nákos, diese Zeitschrift 1909, Tafel III, sowie dieselbe Karte, aber durch neue Exkursionen etwas berichtigt und ergänzt, die den Berichten der erwähnten Abteilung des Internationalen Kongresses Düsseldorf 1910 beigegeben ist. Ferner die zugehörigen Profile, diese Zeitschrift 1909, S. 134 ff.

²⁾ In meiner vorhin zitierten Arbeit „Über die vermeintlichen Urgneise u. s. w.“, diese Zeitschrift 1909, S. 134 ff.

ist sehr bergig, trägt aber kontinentalen Charakter, indem sie wechselvolle landschaftliche Elemente in sich vereinigt. Ihre Berge und Rücken sind kahl und felsig, aber um so reichlicher entfaltet sich die Kulturvegetation in ihren feuchten und reizvollen Tälern, um so fruchtbarer erweisen sich ihre weiten Ebenen an der Westküste. Ein Hauptkamm, der die Physiognomie von ganz Naxos beherrscht, durchzieht die im großen und ganzen eiförmig gestaltete Insel auf ihrer N—S gerichteten Längsachse. Er zeigt mehrere Gipfel (Zas, 1003 m; Phanári, 908 m; Mavrovouni, ca. 950 m; Diódi, ca. 850 m), und sein tiefster Paß kommt kaum unter 600 m (Hagía Marína, 595 m). Er teilt die Insel in zwei stofflich und morphologisch sehr verschiedene und ungleich große Hälften: eine östliche Gebirgsgegend, hoch und schmal, rauh und wildzerrissen (sie besteht meist aus Marmor und erzeugt neben Smirgel Kleinvieh) und ein westliches, breiteres und wechsellagerungsgestaltetes Land, das hauptsächlich granitisch-schiefrig ist und die eigentliche Kulturseite der Insel bildet. Vom Hauptkamme spalten sich an hohen Pässen große (am höchsten Kóronos, 990 m, im Nordwesten) wallartige Querrücken ab, die mit tiefen V-förmigen Talschluchten abwechseln und meist bis zum Meere hinausziehen. Sie erfüllen die ganze Osthälfte und die nördliche Westhälfte der Insel.

In geologischer Hinsicht bildet Naxos ein Glied jenes alten, aber bisher wenig erforschten krystallinen Kernes, der die meisten Kykladen zusammensetzt und seine unmittelbare Fortsetzung in den besser bekannten krystallinen Massen von Attika und Südeuböa findet. Naxos ist das wichtigste Glied des Kernes, denn es schließt alle Haupteigenschaften desselben in sich ein, wie sie sich auf keiner anderen kykladischen Insel vereinigt wiederfinden. Es besteht fast ausschließlich aus einem einheitlich gestalteten Komplex von krystallinen Schiefen, Marmoren und schiefrigen Graniten, welchem wenig verbreitete Sedimente von unbekanntem Alter angelagert sind. Diese sind lokal und in ihrer unteren Stufe von Diabasen durchbrochen.

Die Sedimente ($S_{1, 2, 3}$)¹⁾ und Diabase (D) gehen uns hier nicht weiter an; um so größeres Interesse bietet uns das Grundgebirge von Naxos.

Dieses besteht aus einer sehr oft wiederholten Wechsellagerung von krystallinen Schiefen und Kalken, an deren Basis zwei große Massen schiefrigen Granites zutage treten. Das Ganze ist

¹⁾ Die Buchstaben in Klammern hinter den Gesteinsgliedern beziehen sich auf die entsprechenden Symbole in den geol. Karten und Profilen, wovon in der Fußnote 1 der Seite 3 die Rede war.

einheitlich gefaltet. Das ältere Granitmassiv oder der Flasergranit (Fg) — ein grobkörniger parallel und porphyrtartig struierter Biotitgranit — nimmt den äußersten Westen der Insel ein, wo er unter dem Meere verschwindet. Seine stockförmige Lagerung ist meist durch Gebirgsdruck verwischt. Das jüngere Granitmassiv oder der Schiefergranit (Sg) — ein feinkörniger parallel struierter Zweiglimmergranit — taucht dagegen mitten aus der krystallinen Schichtfolge im NW-Teil der Insel auf in Gestalt einer langgestreckten NNO-SSW gerichteten Ellipse, an deren Umrissen die umhüllenden Schichten rund herum nach außen fallen bzw. den Granit konkordant mantelförmig umlagern. Der Schiefergranit sendet lagerartige Apophysen in den Flasergranit. Beide zusammen nehmen etwa den vierten Teil der Insel ein. Ihr Alter muß ein hohes sein.

Am wichtigsten für uns ist der Schiefergranit, da er mit der Bildung der Smirgellagerstätten im Zusammenhang stehen dürfte (Abschnitt V). Er wird durchzogen von zahlreichen Turmalin-Pegmatiten (lokal auch beryllführend) und Quarzen aus dem Gangfolge, die weit in die krystalline Schichtfolge hineindringen. Er hat ferner eine Kontaktmetamorphose auf die letztere ausgeübt, die sich im unmittelbaren Kontakt durch eine Injizierung seiner Schieferhülle (Metagneisbildung) und ein gröberes und vollkrystallines Gefüge seiner Marmoreinlagen, in weiterem Abstände dagegen durch die im allgemeinen allmähliche Abnahme der Krystallinität der krystallinen Schichtfolge nach oben und außen, mit welcher auch eine gewisse Änderung in der Beschaffenheit der Schiefer verbunden war, äußerte.

Die krystalline Schichtserie, die unbekanntes, jedenfalls aber hohes Alter hat, besteht aus einer sehr oft wiederholten, weit über 2 km mächtigen und nach verschiedenen (namentlich zwei) Richtungen stark gefalteten Wechsellagerung von krystallinen Schiefer- und Kalkzonen, die sehr verschiedene Dimensionen haben, oft zu überaus dicken und kurzen Linsen anschwellen und vielfach in einander auskeilen. In Ermangelung von paläontologischen Merkmalen habe ich folgende petrographische Gliederung der Serie auf Grund der stärkeren, daher beständigeren Gesteinszonen durchgeführt, welche ich als Stufen auf der Karte ausschied:

1. Halónos-Schiefer (HS). Injizierter Glimmerschiefer (Metagneis). Dickschiefrig. Mächtigkeit über 100 m.

2. Keramotì-Marmor (KM). Sehr grobkörnig, vollkrystallin, dickbankig. Über 100 m mächtig. Etwas smirgelführend. Seine Einlagen im Schiefergranit sind am vollständigsten auskrystallisiert.

3. Komiaki-Schiefer (KS). Unten injizierter Schiefer (Metagneis) nebst Amphibolgneis. Er geht nach oben und außen allmählich in Glimmerschiefer (vorwiegend Biotitschiefer) und Amphibolschiefer über. Hunderte von Metern mächtig.

4. Amómaxi-Marmor (AM). Vorwiegend mittel- bis feinkörnig. Bis 400 m mächtig. Führt die Hauptsmirgellagerstätten von Naxos (Smirgel fast immer körnig mit wohlentwickelter Spaltenfüllung). Schließt eine starke Einlage von

Mési-Schiefer (MsS), aus Biotit und Amphibol-Schiefer ein, die den Marmor dann in unteren (AM₁) und oberen (AM₂) teilt.

5. Apíranthos-Schiefer (AS). Biotitschiefer, Zweiglimmerschiefer, Muskovitschiefer. Einige 100 m mächtig.

6. Phanári-Marmor (PhM). Vorwiegend fein- bis mittelkörnig. Bis einige 100 m mächtig. Smirgelführend (Smirgel im Durchschnitt feinkörniger als bei 4).

7. Liónas-Schiefer (LS). Zweiglimmerschiefer, Muskovitschiefer. Einige 100 m mächtig.

8. Zas-Marmor (ZM). Sehr feinkörnig, dünnbankig. Bis einige 100 m mächtig. Smirgelführend (Smirgel körnig, dicht, Chloritoidsmirgel. Sehr schwache Spaltenfüllung).

9. Moutzoúna-Schiefer (MS). Muskovitschiefer, feinschiefriger Phyllit. Einige 100 m mächtig.

10. Pánormos-Marmor (PM). Sehr feinkörnig, wenig mächtig.

Die Stufen 1—4 ordnen sich in konzentrischen Zonen um die Schiefergranitellipse, die übrigen bilden zumeist parallele, NNO—SSW gerichtete Bänder im Osten der Ellipse.

Diese ganze Schichtserie wird von zahlreichen Apophysen aus dem Gangfolge des Schiefergranites durchzogen, welche in den unteren Stufen (1—5) aus Turmalinpegmatiten und Quarzen (diese sind lokal von Turmalin oder von Disthen durchwachsen), in den oberen dagegen ausschließlich aus Quarz bestehen.

II. Die einzelnen Smirgelvorkommen.

Wir wollen zunächst die einzelnen Smirgelvorkommen kennen lernen. Bei dieser kurzen Revue sowie für unsere späteren Ausführungen erscheint es zweckmäßig, zwischen unterem, mittlerem und oberem Smirgel zu unterscheiden, drei Gruppen von Smirgelvarietäten, die in ihren allgemeinen Merkmalen voneinander abweichen, andererseits aber allmählich ineinander übergehen, was eine Folge ihres verschiedenen geologischen Niveaus oder, allgemeiner, ihrer ungleichen Ent-

fernung vom Schiefergranit erscheint. Der untere Smirgel, das ist der im unteren oder Amómaxi-Marmor¹⁾ vorkommende, ist nämlich fast immer körnig und führt niemals Chloritoid in merklicher Menge oder in makroskopischer Ausbildung. Seiner wohlentwickelten Spaltenfüllung fehlt es am Korund. Der obere Smirgel dagegen, das ist der im oberen oder Zas-Marmor²⁾ enthaltene, ist feinkörniger als ersterer, meist aber ganz dicht und von sehr schwacher Spaltenfüllung durchzogen. Er führt oft Chloritoid als wesentlichen Gemengteil, wodurch ein wichtiges Glied dieses Smirgels entsteht: der Chloritoidsmirgel mit charakteristischer Spaltenfüllung von Chloritoid und bläulichem Korund. Der mittlere Smirgel endlich, nämlich der im mittleren oder Phanári-Marmor auftretende, zeigt gemischte Merkmale aus den beiden anderen Smirgelgruppen.

Weitaus die meisten und bedeutendsten Smirgellagerstätten von Náxos gehören dem unteren Smirgel an. Diese Insel enthält alle drei Gruppen der Smirgelvarietäten, während Irakliá und Síkinos, entsprechend ihrem geologischen Bau aus oberen Gliedern der krystallinen Schichtfolge von Náxos, nur oberen Smirgel beherbergen. Der untere Smirgel findet sich wiederum ganz vorwiegend im Amómaxi-Gebiet von Náxos konzentriert, wo auch der Handelssmirgel ausschließlich gebrochen wird. Es empfiehlt sich daher, bei der Beschreibung der unteren Smirgelvorkommen zunächst alle diejenigen, die außerhalb von Amómaxi liegen, gemeinsam zu betrachten, um dann bei denjenigen dieses Gebietes um so ausführlicher zu verweilen.

A. Der untere Smirgel.

a. Smirgelvorkommen außerhalb des Amómaxi-Gebietes.

1. Im Keramotì-Marmor.

Weniger als 1 km nördlich des Dorfes Keramotì beißen im gleichnamigen Marmor kleine Smirgelputzen aus. Hier bildet der Marmor eine mehrere 10 m starke Einlage im Schiefer, die unten von Nebenschiefereinlagen gestreift ist. Sie geht kahl und über seine Umgebung herausragend den steilen Berg-
 abhang von Kóronos schräg hinauf und zeigt westlich eine schroffe, mauerartige Bruchwand, östlich dagegen eine breite, schiefe Denudationsebene, welche der Fallrichtung der Bänke entspricht. Das Liegende der grobkörnigen Marmoreinlage be-

¹⁾ Der Keramotì- (unterste) Marmor führt ganz unbedeutende Smirgelputzen, daher kommt er hier nicht in Betracht.

²⁾ Im Pánormos- (obersten) Marmor habe ich keinen Smirgel angetroffen.

steht aus Gneis und Amphibolgneis der Halónos-Stufe, welche auf dem Schiefergranit ruht. Das Hangende ist vorzugsweise Biotitschiefer aus der Komiaki-Stufe. Die ganze Umgegend ist von zahlreichen Turmalin-Pegmatiten aus dem Gangfolge des Schiefergranites durchsetzt.

Ich untersuchte einen kleinen Smirgelputzen (26)¹⁾ an dem Westrand unserer Marmoreinlage, oben beim Rand. Er liegt ungefähr 600 m über dem Meeresniveau und bildet eine fast rundliche Linse von etwa 5 m Durchmesser. Der Smirgel ist körnig und sehr glimmerig; zahlreiche, stark glänzende Magnetitkörner und -kornaggregate sondern sich aus der eisengrauen Smirgelgrundmasse. Auf Ablösungsflächen des Smirgels saß eine bis 3 cm dicke Schale von derbem Magnetit. Am oberen Kontakt des Putzens mit dem Marmor trat ein kleines Nest von „Epidotfels“ auf²⁾. Dieses Gestein, das ich für einen veränderten Pegmatit halte, bestand aus großen Feldspatkrystallen (u. d. M. triklin, vermutlich Anorthit) und reichlichem Epidot in Körnern oder Stengeln, sowie rotem Granat in Aggregaten aus größeren und kleineren Körnern und Krystallen, darunter ein etwas über nußgroßer Krystall. Vereinzelt war auch Eisenerz, vermutlich Titaneisen, und blauschwarze Hornblende (vielleicht Glaukophan) zu sehen.

2. Im Amómaxi-Marmor.

Außerhalb des Amómaxi-Gebietes kommt Smirgel im gleichnamigen Marmor an mehreren Punkten von Náxos, meist aber in kleiner Menge vor. Etwas größer ist das Vorkommen von Kriòs (1) an der Steilküste unweit SSO vom Kap Stavri, dem nördlichsten Vorsprung der Insel. Hier hebt sich ein felsiger Marmorhügel aus dem Meere empor; er wird durch einen tiefen Wasserriß nach der Richtung zum Meere hin durchschnitten. Das Liegende des klotzigen Marmors ist Amphibolschiefer aus der Mési-Stufe. Der Riß hat den Smirgel auf einige 10 m Ausbißlänge unten an den Schluchtwänden bloßgelegt. Der unreine Smirgel ist körnig, glimmerreich und von eisenschwarzer Farbe; er ist durch größere Magnetitkörner gefleckt. Das Vorkommen wurde einst auf brauchbaren Smirgel ein wenig, aber umsonst versucht. Ein anderes von mir nicht besuchtes Vorkommen liegt, unweit südwestlich von Kriòs bei Máiri Pláka.

¹⁾ Die Zahlen in Klammern hinter den Smirgelvorkommen beziehen sich auf die entsprechenden Lagerstätten in der geol. Karte von Náxos und der Spezialkarte des Amómaxi-Gebietes (Tafel I).

²⁾ Die Gesteinsnamen in Anführungszeichen beziehen sich auf die durch die mikroskopische Untersuchung der Proben benötigte Benennung.

Es wurde ebenfalls auf guten Smirgel vergebens probiert. Weitere, wohl kleinere Vorkommen sollen ausbeissen am Ostabhang von Kalógeros, einem steilen Marmorberg (ca. 400 m), der der Apollo-Bai im Osten vorgelagert ist. Südlich von hier und vom Dorf Mési (ca. 380 m), am Ostfuß der Bergspitze von Hágios Grigórios (ca. 600 m) trifft man vereinzelt Smirgel-ausbisse bei Phýroopá (ca. 400 m) (2). Hier handelt es sich um glimmerigen Smirgel.

Am südwestlichen Fuß von Profitis Ilías, einem sich mit großer Steilheit über seiner flachen Umgebung östlich von Sagri erhebenden Marmorberg (ca. 550 m) beißen auf einem Acker kleine Smirgelputzen aus (29), die durch ihre Zerstörung das Feld mit kleinen Smirgelstücken ganz besät haben. Der Smirgel ist teils körnig und dabei glimmerreich, oder führt viele aus der Grundmasse ausgeschiedene Magnetitkörner; teils ist er feinschiefrig mit einer feinschieferartigen Grundmasse, die durch größere Korundkörner dicht geknotet erscheint. An verschiedenen Punkten von Kavórou, einem flachen Bergzug, der die Westhälfte von Náxos vom Kap Kouroúpia bis zum Becken von Paratréchos mit nördlicher Richtung durchzieht, müssen an verschiedenen Punkten kleine Smirgelputzen ausbeissen, da man z. B. am östlichen Abhang der zum Bergzug gehörigen Flachkuppe von Platià Ráchi (ca. 330 m), oder am Südfuß des eigentlichen Karórou-Berges (fast 400 m) (hier auf dem Wege Trípodes—Sagri) lose Stücke von nahezu dichtem Smirgel trifft. Es glückte mir, zum Anstehenden eines derartigen Putzens zu gelangen. Es ist insofern interessant, als der Smirgel dicht ist, im Gegensatz zum übrigen unteren Smirgel, der in der Regel körnig ist, und weil er keinen Chloritoidsmirgel enthält, wie die ähnlichen Vorkommen aus dem oberen Smirgel (vergl. unten Chalásmata tis Gearlóus). Das kleine Vorkommen mißt nur einige Meter im Durchmesser. Es liegt auf der südlichen Fortsetzung des Berges von Platià Ráchi, oben im Marmorhäng, an der Lokalität Mávro Dásos¹⁾. Der Smirgel ist ziemlich dicht, homogen beschaffen und sehr brüchig. Seine feinen Spalten sind oft mit feinschuppigen Margaritadern erfüllt. Der Putzen ist am Rande zerstückelt, die einzelnen Smirgelstücke erscheinen durch den Marmor hindurchgewachsen. Dieser wird dann oft zu dichtem, porösem Kalk. Der Putzen sieht wie Eisenerz aus.

¹⁾ Auf der Karte wurde es nicht eingetragen.

b) Die Smirgelvorkommen des Amómaxi-Gebietes.

(Vergl. Tafel I und Profile 1—4).

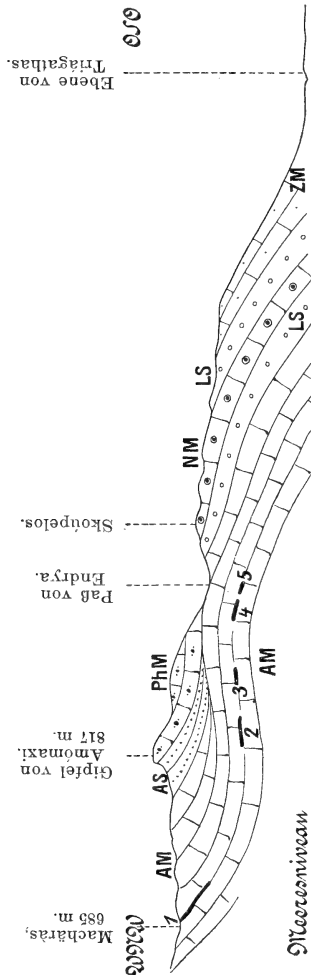


Fig. 1.

Natürliches Profil (auf eine Ebene bezogen) des Nordgehänges vom Routzóuna-Tal.

Maßstab: 1 : 40000.

Smirgellagerstätten von: 1. Macháras, 2. Kakóryakas, 3. Agriosityki, 4. Aspalathropós, 5. Endrya.

(Erklärung der Zeichen und Buchstaben zu allen Textfiguren siehe Tafel I.)

Das Amómaxi-Gebirge (Gipfel 817 m) ist eine rauhe Marmorgebirgsfläche, die sich im nordöstlichen Teil von Náxos an einem hohen Paß (Pórta, ca. 710 m) vom Hauptkamm der Insel absplattet, um sich längs zweier großer Talschluchten — Liónas im Norden und Routzóuna im Süden — nach Osten,

zum Meere hin auszubreiten. Die nähere morphologische und geologische Beschreibung des Gebirges verbietet uns der enge

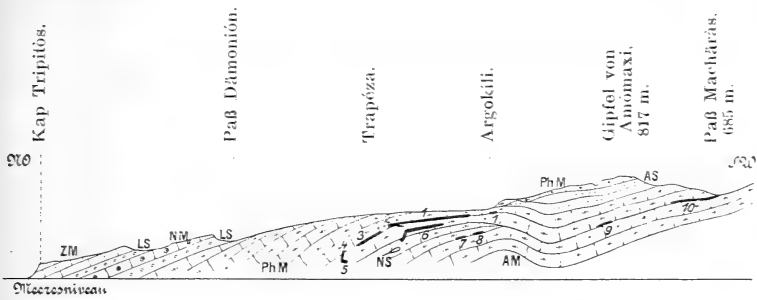


Fig. 2.

Natürliches Profil, auf eine Ebene bezogen, des Südgehänges vom Liónas-Tal. Maßstab: 1:60000.

Smirgellagerstätten von: 1. Apáno Mavrophárangas, 2. Skála tou Mavrophárangas, 3. Káto Mavrophárangas, 4. Apáno Kastelláki, 5. Káto Kastelláki, 6. Pezoulás, 7. Krimnòs, 8. Kabi, 9. Stravolangáda, 10. Machäräs.

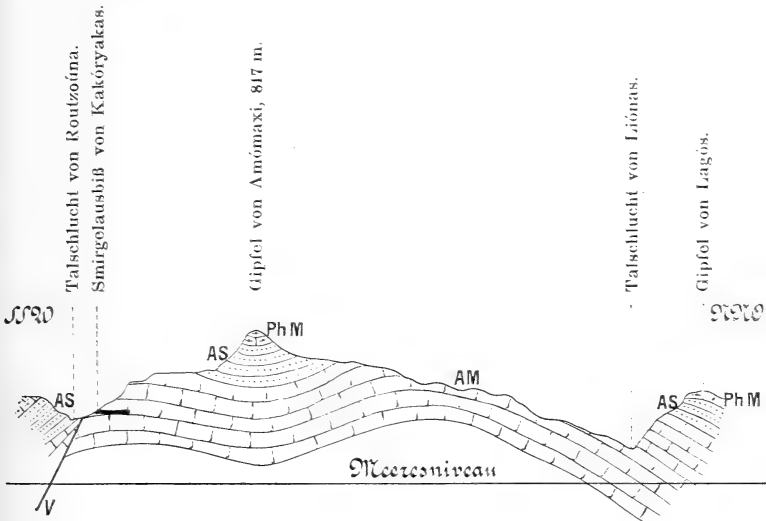


Fig. 3.

Querprofil des Amomaxi-Gebirges.
Maßstab: 1:40000.

Raum dieser Abhandlung. Der Leser möge daher an der Karte des Amomaxi-Gebietes (Taf. I und den zugehörigen Profilen (Fig. 1—4) die Struktur desselben herauslesen.

Die Smirgellagerstätten, die in der Regel dem Amómaxi-Marmor, dem dortigen Hauptgestein, gehören, beißen an allen Seiten des Gebirges aus, mit Ausnahme der östlichen. Sie setzen sich ferner in die nördlichen Gehänge des Liónas-Tals hinüber; sie verschwinden dagegen gänzlich diesseits des Gebirges, an der südlichen Talwand des Routzoúna-Tals, das eine große Verwerfung darstellt. Sie können daher am besten

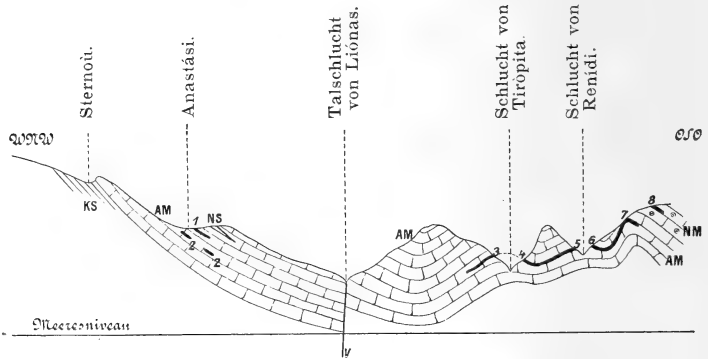


Fig. 4.

Profil durch das Lager von Renidi.

Maßstab: 1 : 30000.

Smirgellagerstätten von: 1. Anastási, 2. Skála, 3. Kórkäs, 4. Tiropita, 5. Renidi, 6. (Krimnós), 7. Pezoulás, 8. Apáno Mavrophárangas.

Der Verlauf des Lagers zwischen 6 und 7 ist schematisch; vielmehr liegt hier ein Luftsattel vor.

Der Kontakt von KS und AM an Sternou ist wahrscheinlich von lagerartigem Pegmatit gebildet.

in folgende, die Übersicht erleichternde Gruppen untergebracht werden:

1. Smirgelvorkommen um den Paß von Macháràs, gegen das Westende des Gebirges.

2. Smirgelvorkommen an der nördlichen Wand des Routzoúna-Tals.

3. Smirgelvorkommen an den südlichen Gehängen des Liónas-Tals.

4. Smirgelvorkommen an den nördlichen Gehängen desselben Tals.

Aus allen diesen Vorkommen wird der naxische Handels-smirgel gebrochen. Der Smirgel der Gruppen 1 und 2 wird zur Moutzoúna-Bai (Dímos Apiránthou), derjenige der Gruppen 3 und 4 zur Liónas-Bai (Dímos Koronídos) durch Maultiere

transportiert, von wo er zum Zentralsmirgeldepot nach Syra verschifft wird¹⁾.

Man besucht die Vorkommen am besten vom Dorf Vóthri (542 m) aus, das ziemlich in der Mitte derselben liegt. Von hier ist das nächste Vorkommen Machäràs nur etwa 10 Minuten, das entlegenste (Éndrya) etwas über 1 Stunde entfernt. Die Vorkommen von Machäràs und Routzoúna kann man in einer Exkursion besuchen, für die übrigen braucht man 2 bis 3 Exkursionen.

1. Die Vorkommen von Machäràs.

Um den Pass von Machäràs, einer ca. 685 m hohen Einsattelung im Westteil des Hauptkammes von Amómaxi, die den Übergang zwischen den Grenztälern des letzteren, Lióνας und Routzoúna, vermittelt, beißt ein ausgedehntes Smirgellager²⁾ im Amómaxi-Marmor aus, dessen Streichen und Fallen teilend. Der fast ununterbrochene Ausbiß zieht bogenförmig über den Pass hin auf einer Länge von fast 1 km. Seine aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt bis über 10 m. An der Krümmungsstelle, SW beim Pass und etwa auf halber Länge, erreicht der Ausbiß seine höchste Seehöhe mit ca. 700 m. Von hier zieht die eine Ausbißhälfte fast geradlinig nach Süden, die andere in einfacher Serpentinkrümmung allgemein nach NNO herunter.

Diese nördliche Ausbißhälfte, deren unterster Teil (Smirígläs im engeren Sinne) man zunächst von Vóthri her erreicht, zieht auf einer sanft geneigten Terrainfläche in über 400 m kontinuierlicher Länge: ihr unteres Ende hat die Seehöhe von ca. 650 m. Sie heißt Siderítis, oder Skáphi tou Machärà, oder Pissinì Skáphi, oder endlich Smirígläs (21a). Sie wurde überall auf brauchbaren Smirgel abgeschürft, aber zu einem ordentlichen Abbau kam es nur in ihrem unteren Teil durch eine größere Abbaurösche, die den Namen Skáphi (Trog) im engeren Sinne erhielt (Fig. 5). Dieser Trog (Seehöhe am Rand ca. 660 m) mißt ca. 30×10 auf der Tagesoberfläche und ist etwa 10 m tief. Darin war das aufgeschlossene Smirgellager zu einer starken Linse mit über 10 m Mächtigkeit angeschwollen. Die Linse wird von einer Zone sehr grobkörnigen Marmors durchzogen, welche durch feine Smirgellager dicht gestreift erscheint (Fig. 5a). Der gebrochene Smirgel ist körnig,

¹⁾ Der Konsum in den letzten Jahren betrug in Tonnen: 1901 5691; 1902 4720; 1903 5585; 1904 6181; 1905 6792; 1906 7719; 1907 10653; 1908 7471; 1909 8193; 1910 12939; 1911 10195.

²⁾ Ich verwende in dieser Abhandlung das Wort „Lager“ bloß der Form nach, ungeachtet der Genesis. In der Tat sind die Smirgellager keine normalen Lager, sondern Lagergänge.

eisengrau bis stahlgrau, dickbankig. Die Magnetitkörner sondern sich oft aus der Grundmasse. Auch wird der Smirgel häufig durch graue Korund- und metallisch glänzende Magnetit- oder Eisenglanz-, bisweilen auch blutrote Hämatitzonen und -linsen gestreift, wodurch gebänderter Smirgel entsteht. Solcher Smirgel, der gewöhnlich glimmerig ist, wird in der Regel als unbrauchbar betrachtet und bei Seite gelassen. Daraus besteht meistens der Ausbiß von Machäràs. Die Spalten, die den Smirgel durchziehen, sind häufig mit Mineralien erfüllt. Das

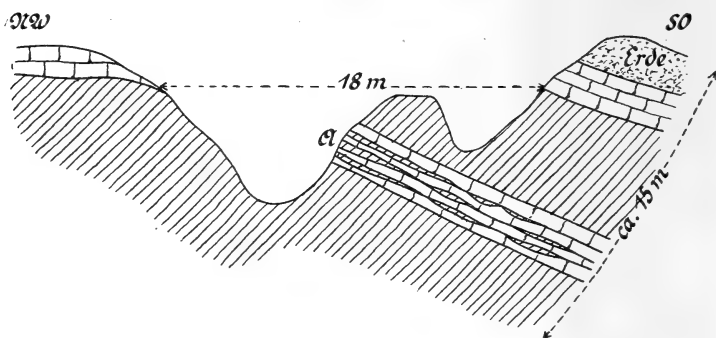


Fig. 5.

Der große Tagbau (Skáphi) von Machäràs (1903).

Zeigt eine Marmorzone A im Smirgellager, die von dünnen Smirgellagen gestreift ist. Diese Wechsellagerung ist schematisch. In Wirklichkeit ist sie oftmals wiederholt und unregelmäßig.

sind vor allem Margarit, dann auch Muskovit, ferner viel Chlorit, ein wenig Turmalin, auch Kalkspat in großen, trüben oder braunen Rhomboëdern, endlich Pyrit in körnigen Aggregaten, die oft zu Brauneisen ganz oder teilweise umgewandelt sind, seltener in größeren pseudomorphen Brauneisenwürfeln. Auf Querrissen des gebänderten Smirgels erscheinen bisweilen kleine Magnetitknöpfe, wie Nagelköpfe auf der Rißfläche sitzend; das sind das Ausgehende von ziemlich runden Magnetitstreifen des Smirgels.

An seinem unteren Ende ist der Ausbiß und dessen Muttermarmor bis zu einer gewissen Tiefe teilweise zu roter, eisen-schüssiger Erde (terra rossa) umgewandelt, worin die verschont gebliebenen Smirgelteile (Stücke und Blöcke) wie auf sekundärer Lagerstätte erscheinen. Man gewinnt sie indem man sie einfach herausgräbt.

Jenseits einer seichten Talrinne, die hier gleich östlich beginnt und mit NNO-Richtung und immer mehr sich ver-

tiefend in das Tal von Liónas mündet, setzt ein anderer Ausbiß auf einige 10 m Länge ein (Seehöhe ungefähr 600 m). Er zeigt eine Reihe kleinerer Schürfe. Von hier weiter unten talabwärts sind noch vereinzelt kleine Ausbisse zu finden.

Was nun die südliche Hälfte der Ausbisse von Machäràs anlangt, so zieht sie zunächst vom höchsten Ausbißpunkt aus das Gehänge schräg hinunter auf ca. 300 m (Seehöhe am Ende hier ca. 645 m). Dieser Teil heißt Prosthini Skáphi (21 b). Er zeigt nur Schürfe. Das Terrain hier abwärts bis zur Talsohle ist voll besät mit Smirgelstücken, die vielfach mit terra rossa vermenget sind. Der Smirgel ist fast durchweg gebändert, auch durch unregelmäßige Streifen befleckt oder sehr grobkörnig (namentlich auf dem Querbruch); in allen Fällen ist es glimmeriger Smirgel, der als untauglich gilt. Die Korundstreifen sind oft rötlich durch ein verteiltes Eisenoxyd.

Nach einer Unterbrechung von etwa 100 m setzt unser Ausbiß wieder an der Sohle der flachen Talrinne ein, die vom Pass von Machäràs mit südlicher Richtung zum Routzoúna-Tal herabkommt und sich beim Ausbiß zu einer immer weiter sich vertiefenden Wildschlucht verwandelt. Dieser fast horizontale und auf über 100 m am Rande der Schlucht hinüberziehende Ausbißteil heißt Kalathogiánnis oder kurz Kalathàs (22) (Seehöhe am Südennde ca. 600 m). Er fällt flach östlich, also widersinnig ein, entsprechend der Lagerung seines Muttermarmors, und zeigt eine Reihe von Schürfen, die aber zu keinem ordentlichen Abbau führten. Der Smirgel ist nämlich durch glimmerige Gemengteile und viel eingesprengten Pyrit verunreinigt, der, vielfach gelblich oder gelbgrünlich verwitternd, auch dem Smirgel an den faulen Stellen diese Färbung gibt. — In der südlichen Verlängerung des Ausbisses sieht man noch vereinzelt kleine Ausbisse.

2. Die Vorkommen am nördlichen Abhang des Routzoúna-Tals.

Das Tal von Routzoúna ist eine langgestreckte (ca. 4,5 km geradlinig), tief in Marmor eingesenkte, V-förmige Wildschlucht, die mit allgemeiner SO-Richtung in die Ebene von Triagathas mündet. Hier hat sie sich zu einer seichten Wasserrinne verwandelt (Länge ca. 1 km), die sich bei Hágios Dimítrios ins Meer ergießt. In Folge einer großen Verwerfung (Sprunghöhe über 200 m), die diese dürre Talschlucht durchzieht (s. Taf. I und Profil Fig. 3), sind ihre steilen und nackten Wände, auch liegen die einander entsprechenden Schichten beiderseits

ungleich hoch: die Gegend südlich des Tals hat sich längs der Verwerfung gesenkt in bezug auf das Amómaxi-Gebirge, das als Horst stehen blieb. So bildete sich unterhalb des eigentlichen Amómaxi-Berges (817 m) eine großartige Marmortalwand von überaus wilder Schönheit, welche Smirgellagerstätten aufgeschlossen hat.

Diese Talwand, die sich oben in die schiefrige Bergwand des eigentlichen Amómaxi fortsetzt, wird links und rechts vom übrigen Talgehänge abgetrennt durch ein Paar sekundäre Wildschluchten, die von der Schieferregion oben mit großem Gefälle, gebogenem Lauf und tief einschneidend zum Haupttal herabkommen. Sie haben ebenfalls Smirgellagerstätten bloßgelegt. Die linke Schlucht heißt Kakóryakas (böse Schlucht), die rechte Éndrya. Ihre Smirgelvorkommen erhielten die Namen dieser Schluchten. Eine dritte, kürzere, aber darum noch steilere Wildschlucht liegt rechts (östlich) von Kakóryakas. Sie heißt Agriositykià. Dicht bei ihr zieht sich unten am Gehänge und oberhalb des Fußweges ein weiterer, aber kleinerer Ausbiß gleichen Namens hin.

Zum Smirgelvorkommen von Kakóryakas (23) gelangt man zunächst, wenn man den Fußweg talabwärts nimmt, der von Machäràs über Routzoúna zur Moutzoúna-Bai hinunter führt. Das ist der Haupttransportweg (ca. 7,5 km) des Smirgels aus beiden Gruppen von Vorkommen. Aus den Vorkommen von Routzoúna kommen zickzackförmige Transportpfade zum Hauptweg herunter. Der Ausbiß von Kakóryakas (Seehöhe etwas über 400 m) zieht horizontal mit südlicher Richtung auf der steilen Ostwand der gleichnamigen Schlucht hin und biegt sich schließlich nach Osten auf dem Hauptgehänge um. Seine Länge beträgt über 250 m. Der Ausbiß ist faßt kontinuierlich. Er ist, wie dies die Regel bei den Ausbissen ist, in eine Reihe von Smirgelgewölben gelegt (Fig. 6). Diese bilden meist den Eingang zu gewöhnlich kleinen unterirdischen Abbauen. Ein größerer solcher (Durchmesser ca. 100 m) befindet sich beim Nordende des Ausbisses. Das konkordant im Marmor eingebettete Lager fällt sehr flach östlich (OSO) ein, daher gehen auch die unterirdischen Baue nicht in die Tiefe, sondern mehr im horizontalen Sinne bergein. In jenem größeren Abbau, der einen weiten, rundlichen und mit spärlichen Smirgelpfeilern gestützten Raum bildet, wurde das Smirgellager auf über 5 m Dicke aufgeschlossen. Während man oben bis zum Marmordach abbaut, ist das Liegende immer noch Smirgel, und zwar ein unreiner, gebänderter, den man unberührt läßt. Daher ist die gefundene wahre Mächtigkeit des Lagers etwas größer als jene Zahl.

Der Smirgel von Kakóryakas ist von bester Qualität. Er ist feinkörnig, rein (also fast frei von Nebengemengteilen) und von eisengrauer Farbe. Er ist gleichmäßig gekörnt, manchmal aber nimmt er einen gleichsam porphyrtartigen Habitus an, durch größere (bis über 2 mm), plattige Magnetit- oder Eisenglanz Körner, die durch ihre Spaltbarkeit der Gesteinsbruchfläche einen gewissen Schimmer geben. Dadurch, daß sich in der



Fig. 6.

Ein abgebautes Smirgelgewölbe. Kakóryakas, natürliche Schluchtwand.

Smirgelmasse größere Korund- und Erzstreifen und -linsen einstellen, geht der körnige Smirgel stellenweise in gebänderten über, namentlich am unteren Salband des Lagers. Die Spalten des letzteren sind gewöhnlich mit verschiedenen Mineralien besetzt, vor allem mit Margarit, daneben Muskovit, auch viel Turmalin, welch letzterer dadurch charakteristisch für das Vorkommen wird. Er durchtränkt auch hier und da und in beschränktem Umfang den Smirgel teils in kleinen, teils in staubförmigen Körnern.

Bald nachdem wir Kakóryakas auf unserem Hauptweg talabwärts hinter uns haben, begegnet uns hart über dem letzteren und dicht bei der Wildschlucht von Agriosykià das gleichnamige Smirgelvorkommen (24). Der Ausbiß (Seehöhe

ca. 400 m) zieht horizontal auf einige 10 m und zeigt kleine verlassene Abbaue.

Unser Weg setzt sich immer weiter abwärts fort, und nun müssen wir bald einen Querpfad zum Gehänge hinauf nehmen, um zum zweiten Hauptvorkommen der Gruppe zu gelangen, zu dem von *Aspalathropòs*. Es bildet zwei Ausbisse, die horizontal übereinander ziehen. Der untere Ausbiß, dem man zunächst begegnet, heißt speziell *Káto Briádi* (25 a) (Seehöhe ca. 345 m). Er mißt einige 10 m Länge und ist durch kleine Baue, darunter einen größeren Tagbau aufgeschlossen, in welchem das Smirgellager auf etwa 8 m Mächtigkeit vom Dach aus aufgedeckt wurde. Das Liegende ist aber immer noch Smirgel. Der dickbankige Smirgel ist feinkörnig und eisenschwarz und führt hier und da spärlich eingesprengten Pyrit. An Klüften des Lagers, welche wiederum Margarit als Hauptfüllung zeigen, sitzen bisweilen große, fächerförmig angeordnete Margaritlamellen sowie große Limonitwürfel oder Rhombendodekaëder pseudomorph nach Pyrit. — Seitlich östlich dieses Ausbisses und in etwas tieferem Niveau (um 4 oder 5 m) streicht ein kleiner Smirgelputzen aus.

Ungefähr 60 m oberhalb von *Káto Briádi* liegt der zweite, weitlängere und bedeutendere Smirgelausbiß, der *Aspalathropòs* im engeren Sinne (25 b). Ein steiler Zickzackpfad führt von *Káto Briádi* auf dem immer steiler werdenden Bergabhang hinauf. Über dem Ausbiß hat sich nun schließlich das unmitttelbare Gehänge zu einer schroffen Marmorwand verwandelt. Der Ausbiß zieht horizontal mit einer leisen Senkung in der Mitte auf über 150 m Länge und in OSO-Richtung gegen die benachbarte Schlucht von *Èndrya* hin. An beiden Enden liegt er in ca. 400 m Seehöhe, in der Mitte etwas niedriger. Er entspricht im großen und ganzen einem (konkordanten) Lager, im einzelnen aber weißt er auch abnorme Lagerung auf, die entweder von Hohlraumausfüllung des Smirgels oder auch von lokalen Verwerfungen herrührt. Auf der ganzen Länge des Ausbisses gehen kleine Abbaustollen und -räume, und zwar ziemlich horizontal berglein, wegen der söhlichen Lagerung des Lagers. Sie gehen meist von Smirgelgewölben aus, in die das Lager zusammengefaltet ist. Die darin aufgeschlossene Lagerdicke beträgt bis ca. 5 m, das Liegende jedoch ist wiederum unreiner, zumeist schieferartiger Smirgel, den man nicht verfolgt. Der gewonnene Smirgel ist von guter Qualität, sehr feinkörnig, rein, eisengrau bis dunkelstahlgrau. Der aus Margarit bestehenden Spaltenfüllung ist charakteristischerweise oft viel Chlorit beigemengt, wie in *Machàràs*. In den westlichen Brüchen

wird der Smirgel von feinschiefrigen Smirgellagen durchzogen, die allmählich in den körnigen übergehen. Auch der gebänderte Smirgel ist in diesem Vorkommen stark vertreten.

Geht man vom Ostende des letzteren Vorkommens in seiner Streichrichtung weiter, dann links die Westwand der Éndrya-Schlucht entlang, so begegnet man nahe an deren Südende einem letzten Smirgelausbiß der den Namen dieser Schlucht bekam (25 c). Dieser Ausbiß durchzieht die steile Marmorbergwand in fast horizontaler SSW-NNO-Richtung auf über 150 m (Seehöhe am NO-Ende fast 415 m, am anderen Ende unter 400 m). Er gehört wohl zum Horizont des Lagers vom eigentlichen Aspalathropòs, vielleicht ist es dieses Lager selbst, das auch durch die Éndrya-Schlucht bloßgelegt wurde. Es zeigt auf seiner ganzen Länge mehrere kleine Schürfe ohne ordentlichen Abbau.

3. Die Vorkommen an den südlichen Gehängen des Liónas-Tals.

Im Gegensatz zum südlichen Abhang des Amómaxi-Gebirges, der, infolge der Routzóuna-Verwerfung, eine steile, wenig differenzierte Talwand darstellt, zeigt das nördliche Gebirgsgehänge unterhalb des Amómaxi-Berges eine weite, von engen Wildschluchten zerschnittene Marmorbergfläche, die schließlich mit schroffen Wänden am Liónas-Tal abbricht. Diese langgestreckten, meist über 1 km langen Schluchten entblößen die meisten und wichtigsten Smirgellagerstätten der vorliegenden Gruppe. Es gibt hauptsächlich drei solche Schluchten, nämlich, von West nach Ost, Stravolangáda, Tirópita und Renídi. Sie nehmen ihren Ursprung hoch oben am schiefrigen Abhang des Amómaxi-Berges und laufen etwa parallel unter sich im allgemeinen in N- bis NO-Richtung und mit mäßigem Gefälle zum Tale von Liónas. Ein Hauptweg geht von Vóthri über dieses Tal zur Liónas-Bai. Er nimmt die Transportpfade auf, die aus den verschiedenen Smirgelvorkommen der Gruppe heruntorkommen.

Zum Besuch aller dieser Vorkommen braucht man, von Vóthri aus, zwei Exkursionen: einmal auf dem Hauptwege zu den Vorkommen von Tirópita, Kórkäs, Amália, Paliópyrgos, Spílios, Renídi, Kakà Briádia, Kabí, Krimnòs und auf dem Rückwege Phyrostepháni; dann über Argokíli und schließlich über Stravolangáda zurück zu denjenigen von Mavrophárangas, Kastelláki, Pezoulás und Stravolangáda. Aber der besseren Übersicht wegen habe ich mir den Besuch in einer Exkursion

gedacht und dementsprechend eine andere Reihenfolge bei der Beschreibung gewählt.

Ich beginne mit dem Vorkommen von Stravolangáda (20). Es liegt etwa eine halbe Stunde von Vóthri; ein Querspfad führt über Berg und Tal dahin. Der Ausbiß befindet sich etwa am Anfang des oberen Drittels dieser Schlucht. Er beginnt in der Schluchtsohle (Seehöhe ca. 460 m) und zieht fast horizontal beiderseits der Schlucht auf ca. 150 m. Er entfernt sich daher allmählich von der immer mehr sich talabwärts vertiefenden Schluchtsohle. Auf der rechten Schlucht-

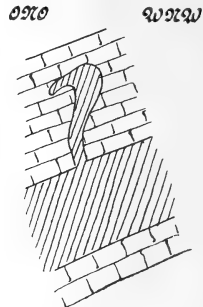
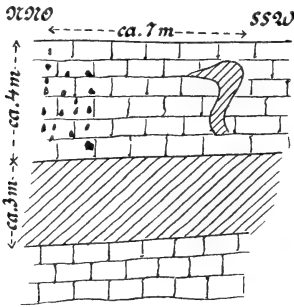


Fig. 7. . . . Fig. 8. Dieselbe Fig. 7 in Querprofil.

Smirgelgänglichchen und -aderung am Hangenden des Hauptsmirgellagers Stravolangáda, natürliche Talwand (1904).

wand ist er zumeist kontinuierlich, auf der linken zeigt er mehr Unterbrechungen. Da die Ausbisse zu beiden Seiten der Schlucht ungefähr dasselbe Niveau besitzen, so läuft keine Verwerfung durch die Schlucht. Die Ausbisse zeigen die übliche Fältelung zu Smirgelgewölben. Von diesen gehen kleine Abbauräume in das Lager ziemlich söhlig ein. Sie werden verlassen, sobald das Smirgelgewölbe allseitig ausgekeilt ist. Dann brechen die Gruben zusammen. Im übrigen zeigen die Ausbisse kleine Schürfe. Das Lager liegt im großen und ganzen konkordant in Marmor. An der Marmorwand draußen, bei einem Smirgelgewölbe auf dem rechten Talabhang, bemerkte ich auch durchgreifende Lagerung des Smirgels: vom (konkordanten) horizontal sich hinziehenden Hauptsmirgelkörper ging nämlich eine grössere Smirgelader quer im Hargendmarmor hinauf, daneben waren in der Marmorwand mehrere kleine Smirgellinschen angesetzt, die, zu Reihen hintereinander angeordnet, senkrecht die Wand herunterzogen (Fig. 7 und 8). Die aufgeschlossene Lagerdicke in den unterirdischen Abbauen ist etwa 4 m, wenn man vom

Liegenden absieht, das auch hier ein gebänderter, nicht abbauwürdiger Smirgel ist. Der gewonnene Smirgel ist von bester Qualität, sehr feinkörnig, eisengrau, mit sehr festem Gefüge und geringer Spaltenfüllung. Diese besteht auch hier, wie überall, wesentlich aus Margarit. Daneben findet man charakteristischerweise häufig Turmalin.

Oberhalb des Ausbisses auf der rechten Talwand zeigen sich kleine Smirgelputzen.

Von Stravolangáda geht der Weg — ein Transportpfad — weiter die Bergwand quer hinauf. Hat man diese hinter sich, so schneidet der Weg bald die Sohle (ca. 490 m) der Tirópita-Schlucht an deren oberem Lauf. Wir müssen aber zunächst unseren Weg noch weiter fortsetzen, um an passender Stelle, bei der Renídi-Schlucht, zu den Tirópita-Ausbissen hinabzusteigen.

Diese Ausbisse (18) ziehen zu beiden Seiten der Wildschlucht, etwa in deren mittlerem Lauf hin. In ihrem oberen Ende bei der Schluchtsohle, wo sie sich beinahe berühren, haben sie ungefähr die gleiche Seehöhe (ca. 350 m). Sie gehören daher einem Lager an, das von der Schlucht durchschnitten wurde. Der linke Ausbiß (auf der westlichen Schluchtwand) scheint anfangs unterbrochen zu sein, am unteren Teil aber wird er kontinuierlich, und zwar auf weit über 100 m. Dieser untere Ausbißteil heißt speziell Kórkäs (19) (Seehöhe am unteren Ende ungefähr 300 m). Er zeigt überall Abbaue, die zu den ältesten zählen. Sie waren schon längst verlassen, neuerdings aber wurden sie wieder in Angriff genommen, wie dies ja auch bei allen verlassenen Gruben immer wieder geschieht. Der gebrochene Smirgel ist sehr feinkörnig und eisenschwarz. Er führt stellenweise kleine rundliche Poren, die mit weißlicher Substanz — wahrscheinlich ausgewittertem Margarit — erfüllt sind. Der rechte, weit längere Ausbiß läuft bogenförmig und in fast kontinuierlicher Weise auf etwas über 800 m. Am unteren Ende kommt er tiefer herunter als der linke, so daß er hier die Seehöhe von etwa 250 m bekommt. Dieser Ausbiß zeigt ein paar größere Abbiegungen, wodurch er jedesmal in ein tieferes Niveau kommt. Er ist auf seiner ganzen Länge oberflächlich geschürft, ohne Erfolg: der Smirgel ist zumeist ein gebänderter, mit vielen Erzlinsen, die oft zu blutrotem erdigen Hämatit verwittert sind. Die Ausbißmächtigkeit an den geschärften Stellen schwankt zwischen etwa 1,5 und über 4,5 m.

Vom unteren Ende des rechten Ausbisses führen vereinzelte Putzen zum SW-Ende des Smirgelvorkommens von Amália

(9 a, 9 b). So heißt der Name eines Erosionstälchens (Seehöhe um 200 m), das sich am Nordende des Marmorbergrückens einschneidet, den die Schluchten von Tirópita und Renídi begrenzen. Durch dasselbe geht der Hauptweg von Liónas. Südlich grenzt das Tälchen am steilen Bergschnitt, nördlich bricht es mit niedrigen aber schroffen Wänden am Liónas-Tal ab. Es wird zu diesem Tal durch einen kleinen Wasserriß

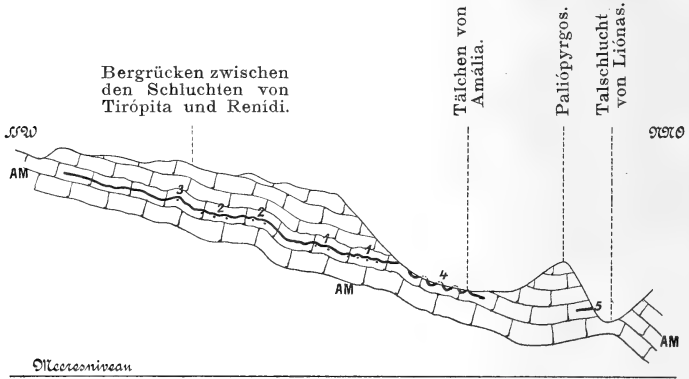


Fig. 9.

Natürliches Profil des Renídi-Lagers an der West-Wand der Renídi-Schlucht.

Maßstab: 1 : 15000.

Zeigt die Fältelung des Lagers im großen.

Die Punkte unterhalb der Faltungsgewölbe entsprechen Stollenmundlöchern der unterirdischen Abbauen.

Smirgellagerstätten von: 1. Spílios, 2. Renídi, 3. Hauptgrube von Kaká Briadia.

Smirgelausbisse von: 4. Amália, 5. Paliópyrgos.

entwässert. An seiner Nordostecke erhebt sich eine kleine Anhöhe, Paliópyrgos genannt (ca. 235 m). Allenthalben im Tälchen streicht Smirgel aus in kleinen, bald vereinzelt, meist sich scharenden oder zusammenhängenden und gewöhnlich bogenförmigen Einlagen im Marmor, die in verschiedenen Niveaus übereinander folgen (etwa 240 bis 150 m). Das sind aber keine selbständigen Lagerstätten, sondern durch Kleinverwerfungen und -faltungen zerstückelte und auseinandergerissene Teile des großen Smirgellagers von Tirópita-Renídi, das durch den Bergrücken zwischen beiden Schluchten durchgeht und durch die Ausnagung des Amália-Tälchens auch hier blösgelegt wurde (Profil der Fig. 4 und 9). Die teilweise Ab-

witterung und Auslaugung der Lagertrümmer und ihres Muttermarmors haben am eigentlichen Amália eine braunrote terra rossa an der Oberfläche geschaffen, in welcher die noch frischen Smirgelstücke und -blöcke wie auf sekundärer Lagerstätte (wie bei Machárás) erscheinen. Man gewinnt diese Stücke indem man sie einfach aus der Erde herausgräbt. Da man aber die Schutterde nicht an geeigneter Stelle entfernt, sondern gleich daneben liegen läßt, wo man auch später ausgräbt, ist durch Wiederholung dieses irrationellen Verfahrens ein chaotisches Durcheinander der Durchwühlungen entstanden. Der Smirgel vom eigentlichen Amália ist von vorzüglicher Qualität: homogen-körnig, sehr feinkörnig, aber mit gut individualisiertem Korn, eisenschwarz. Wo er sehr brüchig wird, da überziehen sich oft die einzelnen Stücke mit feinen Lagen aus schuppigem Margarit.

Zum Unterschied vom eigentlichen Amália (9 b), das östlich vom Wasserriß liegt, heißen die geringeren westlichen Ausbisse Káto oder Mésa Amália (9 a) (wegen ihres tieferen Niveaus). Der Smirgel hier ist minderwertig bis untauglich. Er führt viel Eisenerz in Form von kleinen Linschen.

Indem unser Smirgellager auch an der Talwand von Liónas, unterhalb der erwähnten Anhöhe von Paliópyrgos, ausbeißt, bildet es hier einen weiteren Ausbiß, der diesen Namen trägt (10). Er geht die Talwand schräg östlich hinunter bis nahe an die Talsohle, auf über 100 m Länge (Seehöhe am Westende ca. 170 m, am Ostende um einige 10 m tiefer). Er zeigt überall Schürfe und ältere verlassene Abbaue.

An ihrem SO-Ende gehen die Ausbisse von Amália in diejenigen der Renídi-Schlucht über. Diese ziehen zu beiden Seiten der Schlucht und gehören demselben Smirgellager wie auch die Ausbisse von Tirópita, Amália und Paliópyrgos. Ich will es einfach das Renídi-Lager bezeichnen (Profil der Fig. 4 und 9). Der Ausbiß auf der linken (westlichen) Wand unserer Schlucht ist der wichtigste von allen, weil er die bedeutendsten Gruben des ganzen Gebietes einschließt. Er beginnt in der Schluchtsohle oben (Seehöhe ca. 400 m), an der Stelle, wo der Transportpfad von Stravolangáda in die Renídi-Schlucht tritt, um sich an die Transportpfade von Kabì und Krimnòs, die in den Hauptweg von Liónas münden, anzuschließen. Er zieht fast ununterbrochen rund 700 m an der Talwand entlang, in sanfter Neigung. Sein unteres oder Nordende bei Amália hat die Seehöhe von ca. 230 m (es berührt den Hauptweg von Liónas). Der Ausbiß liegt konkordant in Marmor eingebettet und zeigt sehr schön die Aufeinanderfolge von Faltengewölben

(Fig. 9), denen vielfach unterirdische Gruben entsprechen. Durch ein paar größere Abbiegungen, wodurch der Ausbiß jedesmal in ein tieferes Niveau kommt, zerfällt es in 3 Stufen, welche besondere Namen erhielten. Die untere (nördliche) Stufe begreift die Gruben von Spílios (17 a), die mittlere diejenigen von Renídi (176), die obere diejenigen von Kakà Briádia (17 c). Die Spílios-Gruben sind jüngeren Datums, sind aber neuerdings eingebrochen. Die Hauptgrube war etwa 100 m lang. Die darin aufgeschlossene Lagermächtigkeit betrug bis ca. 7 m. Man baute bis zum Marmordach ab und ließ das Liegende unberührt, weil es aus schlechtem, gebändertem Smirgel besteht. Renídi gehört zu den ältesten und bedeutendsten Abbauen. Es wurde wiederholt in Angriff genommen, wieder verlassen und ist dann eingebrochen, so daß man bei jedem neuen Angriff teilweise abräumen und das Grubenklein entfernen mußte. Das Lager soll einst bis 12 m Dicke in der Hauptgrube besessen haben. Das Liegende der Gruben ist wiederum schlechter Smirgel, der am Dach fehlt. Auch in Kakà Briádia sind alte, zum Teil neu in Angriff genommene Gruben. Alle Gruben des Renídi-Ausbisses, selbst die alten oder bedeutendsten, besitzen verhältnismäßig geringe Dimensionen. Sie gehen meist horizontal berglein. Sie liefern in der Regel guten, eisengrauen Smirgel, feinkörnig. In Spalten des Smirgels zeigt sich viel Margarit, mitunter auch viel Muskovit, der auch kleine Adern für sich bildet. Auch Turmalin ist zu sehen.

Einige Meter unterhalb der Renídi-Gruben, dicht bei der Schluchtsohle streicht an der steilen Marmorwand ein kleiner Smirgelputzen aus.

Von seinem oberen Ende (Schluchtsohle ca. 400 m) geht der Ausbiß von Renídi zur gegenüberliegenden Talwand über. Er zieht zunächst fast horizontal auf etwa 80 m. Dieser Ausbißteil heißt Kabì (16 a). Darin wurde neuerdings eine Grube wiederaufgenommen, die feinen Smirgel lieferte: sehr homogen, sehr feinkörnig, halbmatt glänzend, eisenschwarz. Nach einer Unterbrechung von ca. 100 m setzt der lagerartige Ausbiß wieder an, und dieser weitere, etwa 90 m lange Ausbißteil hat den Namen Krimnòs (16 b) (Seehöhe am Südende ca. 350 m, am Nordende ca. 335 m). Hier liegen alte, vielfach verlassene und wiederaufgenommene Gruben. Der Smirgel ist von bester Qualität, sehr feinkörnig, schwärzlich, sehr fest und schwer zu brechen. Er ist aber sehr klüftig und wird daher meist in Stücken und kleinen Blöcken gewonnen. Die aufgeschlossene Lagermächtigkeit beträgt ca. 6 m. Die Ausbisse von Kabì und Krimnòs haben ungefähr dieselbe Seehöhe wie der gegenüberliegende Ausbiß von Kakà Briádia. Es liegt daher keine Ver-

werfung in der Schlucht von Renídi, diese und die von Tirópita stellen Luftsättel dar (Profil der Fig. 4).

Vom Nordende von Krimnòs (335 m) geht nun der Ausbiß, rechts sich umbiegend, das Gehänge in die Höhe, bis zur Seehöhe von etwa 455 m. Dabei scheint er seine Lagerform beizubehalten. Es entspricht daher einer Abbiegung oder Flexur des Lagers, das hier nördlich (unterhalb des lagerartigen Pezoúläs) bis auf wenige Reste samt seiner Marmordecke abgetragen wurde. Von der Höhe 455 m biegt sich wiederum unser Ausbiß zu seiner ursprünglichen Streichrichtung um, so daß er scheinbar einem höheren Marmor-Horizont als Krimnòs gehört. Dieser höhere, ebenfalls lagerartige Ausbißteil heißt Pezoúläs

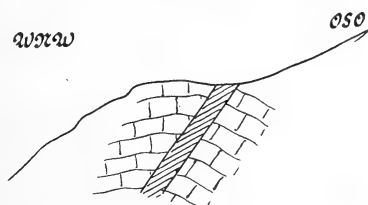


Fig. 10.

Der Smirgelgang von Pezoúläs. -

(15 a). Er zieht in sanfter Neigung und schwacher, zweimaliger Serpentinbiegung das Gehänge hinunter auf über 300 m (Seehöhe am unteren oder Nordende ca. 400 m). Er ist in eine Reihe von schönen Gewölben gelegt, die kleinen unterirdischen, jetzt zumeist verlassenen Abbauräumen entsprechen. Der Smirgel ist etwa von derselben Beschaffenheit wie bei Krimnòs.

Beim Nordende des Pezoúläs-Ausbisses und dicht unterhalb davon zieht ein weiterer Ausbiß den sehr steilen Abhang fast vertikal hinunter, der ebenfalls Pezoúläs heißt (15 b, Fig. 10). Er ist etwa 100 m lang und liegt gangförmig im Marmor. Vom lagerartigen Pezoúläs kann man schwerlich zu ihm hinabsteigen, man muß vielmehr einen Umweg nehmen. Der Gang ist durch einige übereinanderliegende Gruben aufgeschlossen. Die Gangdicke beträgt darin bis weit über 5 m. Der Smirgel ähnelt dem vorigen von Pezoúläs. — Jenseits hinter dem gangförmigen Pezoúläs zeigen sich noch vereinzelt Ausbisse, die etwas Smirgel liefern.

Geht man nun vom Nordende des lagerartigen Pezoúläs das Gehänge schräg nach vorne hinauf, so betritt man bald den Mittelpunkt etwa (Seehöhe ca. 440 m) eines großen (ca. 1 km), in höherem Marmorhorizont gelegenen, lagerartigen Ausbisses,

der Mavrophárangas heißt. Der zunächst erreichte Mittelpunkt heißt Skála¹⁾ tou Mavropháringa (14 b), die Ausbißhälfte bergauf oder südlich Apáno²⁾ Mavrophárangas (14 a), die Ausbißhälfte abwärts oder nördlich Káto Mavrophárangas³⁾ (14 c). Der Apáno oder obere Mavrophárangas beginnt (in Seehöhe von ca. 580 m) hoch oben am Joch, durch welches der Bergrücken von Trapéza (ca. 550 m), der die Renídi-Schlucht im Osten abgrenzt, sich mit der Nordostecke des Amómaxi-Berges verbindet (Profil der Fig. 2), und zwar etwas über 100 m westlich der Kirche Argokiliótissa (ca. 550 m). Von Vóthri aus gelangt man hierher am besten auf dem Wege nach dieser Kirche, der weiter zum Tal von Argokíli führt. Der Ausbiß zieht den westlichen Abhang von Trapéza in sanfter Neigung schräg hinunter. Vom Tal unten ist er unsichtbar, ebenso vom Liónasweg. Anfangs ist der Ausbiß schmal mit Unterbrechungen, worunter eine größere von ca. 250 m. Dann aber wird er kontinuierlich auf ca. 600 m bis zur Skála und nimmt auch an Dicke zu. Der Marmor wird vielfach gelblich (durch Fe-Lösungen) am Kontakt des Ausbisses, dieses ragt oft ein wenig über die Oberfläche wegen seines größeren Widerstandes gegen die Erosion. Er trägt anfangs kleine Schürfe dicht bei einander, die ihrerseits allmählich an Größe gewinnen, bis sie schließlich bei der Skála zu kleinen, aber durchweg verlassenen Abbauen werden. Ca. 250 m vor der Skála trifft man einen größeren, ebenfalls verlassenen Tagbau (Seehöhe ca. 490 m), wo das Lager auf mehrere Meter Dicke aufgeschlossen erscheint.

An der Skála erreicht der Ausbiß wohl seine größte Mächtigkeit mit 10 m. Hier teilt er sich in zwei parallele Ausbisse. Zugleich setzt sich ein neuer Ausbiß dicht unterhalb von Skála seitwärts südlich ein, der sich bald auch spaltet. So haben wir im ganzen 4 lagerartige Ausbisse, die, bei der Skála beginnend, parallel und dicht übereinander das Gehänge schräg nach NNO hinunterziehen⁴⁾. Sie bilden den Káto Mavrophárangas. Ihre Längen sind sehr ungleich, und zwar, von unten nach oben, etwa 400 m, über 200 m, über 100 m, über 50 m. Der unterste, längste Ausbiß erreicht beinahe den Hauptweg von Liónas, in Seehöhe von ca. 250 m. Die Mächtigkeit der Ausbisse nimmt mit absteigender Richtung allmählich ab. Bei der Skála beträgt sie bis über 5 m. Hier herum sind

1) = Treppe.

2) = oberer.

3) = unterer.

4) Die Gabelung ist in Fig. 2 schematisch dargestellt.

größere Tagebaue in den verschiedenen Ausbissen angelegt, die aber fast verlassen sind. Im übrigen sind die Ausbisse überall mehr oder weniger geschürft, aber ohne Erfolg.

Der Smirgel von Mavrophárangas ist in der Regel minderwertig, daher ist er fast nicht in Betrieb. Er ist überhaupt glimmerig und wird oft zu einem glimmerschieferartigen, der seinerseits in wahren, mit Smirgelkörnern imprägnierten Glimmerschiefer übergeht. Dieser ist bisweilen mit etwas Smirgelsillimanitschiefer begleitet. Jene schiefrigen Varietäten setzen namentlich den unteren Mavrophárangas zusammen, der größtenteils daraus besteht. Da der obere Mavrophárangas nicht mehr im Amómaxi-Marmor, sondern in einer Nebenlage — wahrscheinlich der untersten (Mächtigkeit bei Argokiliótissa ca. 15 m) — des Apíranthos-Schiefers liegt, der den benachbarten Amómaxi-Berg hauptsächlich und in großer Mächtigkeit (über 150 m) zusammensetzt, so betrachte ich den Smirgelglimmerschiefer von Mavrophárangas, vor allem des unteren, als mit Smirgel imprägnierten und veränderten Apíranthos-Schiefer (vergl. S. 78—79). In der Tat schwindet dieser Schiefer nordöstlich vom Amómaxi-Berg, am Rücken von Trapéza, zu unbedeutenden Lagen zwischen seinen Marmoreinlagen, die entsprechend wachsen und schließlich miteinander und dem Amómaxi- und Phanári-Marmor fast zusammenwachsen.

In der direkten Fortsetzung von Káto Mavrophárangas und gleich hinter dem Bergabhang, wo dieser in eine schroffe Talwand verwandelt ist (Lokalität Komméni Skála = geschnittene Treppe), erscheint ein weiterer Ausbiß die Wand hinabziehend. Er heißt Kastelláki (13)¹⁾. Sein oberes Ende (ca. 230 m) berührt fast den Weg von Liónas. Seine Länge beträgt über 100 m. Er setzt quer, also gangförmig, im Marmor ein, der in mäßig geneigten Bänken die Talwand durchstreift. Doch ist diese Lagerungsform des Smirgels vielfach durch die Fältelung des Ganges verdeckt, zumal da sich die Marmorbänke am Kontakt mit den Gewölben an diese anschmiegen. Der wenige gewonnene Smirgel ist glimmerig und auch sehr zerstückelt, so daß er an einigen Stellen mit der Keilhaue gewonnen wird. Am unteren Ende (Seehöhe ca. 160 m) erfährt der Ausbiß eine horizontale Ablenkung nach NW, und nun erscheint er lagerartig im Marmor. Dieser horizontale und einige 10 m lange Ausbißteil heißt speziell Káto Kastelláki. Er ist in schöne Fältelungsbögen gelegt, die zu kleinen unterirdischen, nunmehr verlassen

¹⁾ Auf der Amómaxi-Karte (Taf. I) ist der Abstand zwischen Mavrophárangas und Kastelláki zu klein ausgefallen. In Wirklichkeit beträgt er einige 100 m.

Abbauen Eingang geben. Er gehört wahrscheinlich zum Marmorhorizont des großen Renídi-Lagers. So finden sich auch vereinzelte Putzen zwischen Káto Kastelláki und Paliópyrgos. Demnach wäre durch das gangförmige oder Apáno Kastelláki eine Verbindung zwischen oberem (Mavrophárangas-) und unterem (Renídi-)Smirgellager hergestellt.

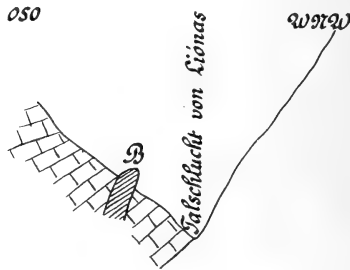


Fig. 11.

Profil durch den südlichen Phyrostepháni-Gang.

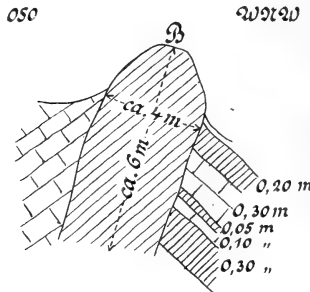


Fig. 12.

Vergrößertes Bild des Ganges der vorigen Figur 11.

Wir müssen zum Schluß noch eines letzten Smirgelvorkommens gedenken, das man auf dem Rückwege nach Vóthri bequem besuchen kann. Es liegt unweit dieses Dorfes, dicht bei der Talsohle von Líonas; ein kleiner Pfad führt vom Hauptweg dahin. Das kleine, aber darum nicht minder interessante Vorkommen — es heißt Phyrostepháni (7) — besteht aus zwei Putzen, die in einer NNO gerichteten Linie und beinahe auf demselben Niveau (ca. 250 m) liegen. Sie sind durch die enge Talschlucht voneinander getrennt. Ihre Länge beträgt wenige Meter, ihre Breite, das ist zugleich ungefähr ihre

Mächtigkeit, etwa 4 m. Sie setzen gangförmig im Marmor ein, mit fast vertikalem Einfallen (Fig. 11 und 12). Das untere Salband des südlichen Putzens besteht, soweit es (ein wenig) aufgedeckt ist, aus einer Wechsellagerung von kleinen Smirgelstreifen mit solchen aus vollkommen auskrystallisiertem, in lauter grobe Körner (Korngröße bis 10 mm) zerfallendem Marmor, welche am Hauptgangkörper absetzt (Fig 12).

Der nördliche Putzen, dem man auf dem Pfad zunächst begegnet, wurde abgebaut, der südliche bloß versucht. Der minderwertige Smirgel ist grobkörnig und glimmerig und auch gefleckt durch größere (bis 1 cm) stark metallisch glänzende Magnetitkörner.

Einige 100 m südlich von Phyrósthépháni zeigen sich unbedeutende Smirgelausbisse auf der östlichen Talwand, nahe der Talsohle.

4. Die Vorkommen an den nördlichen Gehängen des Liónas-Tals.

Die Smirgellagerstätten an den südlichen Gehängen des Liónas-Tals setzen sich auch in die nördlichen hinüber, aber weit geringer an Größe und Zahl. So ist auch die Gewinnung von Smirgel hier eine unbedeutende.

Dieses nördliche Gehänge wird in seinem Westteil von den unteren Partien des hohen Schieferrückens von Phyróchoma (ca. 830 m) gebildet, die aus Marmor bestehen, in seinem Ostteil vom Bergrücken Lagòs (ca. 500 m), der meist ebenfalls aus Marmor besteht. Die Westhälfte zerfällt wiederum in zwei, durch eine tiefere Wildschlucht voneinander getrennte und in ihrem Querprofil stuhlartig geformte Marmorberge, die also einen breiteren Absatz in der Mitte zeigen, während sie von ihrem Gipfel durch ein kurzes, hohes Schieferjoch (über 550 m) in die Schieferregion von Phyróchoma oben übergehen (Fig. 4 links, nördlicher Stuhlberg). Der südliche oder äußere Stuhlberg, der am Tälchen von Vóthri grenzt, heißt Vounò. Sein Absatz liegt im Durchschnitt etwa 550 m ü. d. M. Die steilwandige, im Marmor eingesenkte Wildschlucht, die ihn vom zweiten Berge trennt und mit östlicher Richtung zum Liónas-Tal hinausmündet, heißt Poléchra. Dieser nördliche Stuhlberg hat niedrigeren Absatz (ca. 430 m) und sanfte Böschung gegen das Tal. Er grenzt nördlich an Lagòs durch die Wildschlucht von Phyròs Krimnòs. Hart oberhalb dieser Schlucht gipfelt der Rücken von Lagòs am gleichnamigen Berg (etwa 500 m) und setzt sich dann mit allgemein sich

erniedrigendem Kamm bis zur Küste in nordöstlicher Richtung fort. Er hat sehr steile Böschung zum Tal von Liónas hinab.

Der Smirgel streicht nun auf beiden Stuhlbergen aus, in der Schlucht von Phròs Krimnòs, in einer Nebenschlucht, die den nördlichen Berg durchzieht, endlich am unteren Abhang von Lagòs, nahe an der Talschlucht von Liónas. Das sind durchweg kleine Vorkommen.

Das wichtigste, weil nebst Skála einzig im Abbau befindliche ist Vounò (8) auf dem Absatz des gleichnamigen Berges. Man gelangt dahin über Skadò, dann die Marmorbergwand vorne rechts um. Der breite Bergabsatz ist auf

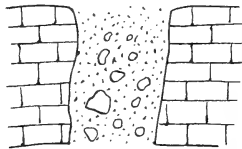


Fig. 13.

Das scheinbar sekundäre Vorkommen von Vounò
in seiner oberen jetzt abgebauten Partie.

einem größeren Areal (etwa über 20000 qm) mehr oder weniger mit braunroter Verwitterungserde bedeckt, die mit Smirgelstücken und -körnern vermengt ist. Er wird quer zur Streichrichtung des Marmors von parallelen, NNO laufenden Rillen durchfurcht, von denen eine größere (10×6 m an der Oberfläche) mit einer gelben und roten Erde (terra rossa) erfüllt war, in welcher kleinere und größere Smirgelkörner, -Stücke und -Blöcke, ja bisweilen Riesenblöcke von mehreren Tonnen in Gewicht eingestreut lagen (Fig. 13). So waren die Verhältnisse, als ich vor Jahren (1902) die damals auf einige Meter Tiefe abgeräumten Rösche (behufs Gewinnung der Smirgelstücke) besuchte. Das Vorkommen schien auf den ersten Blick sekundär zu sein. Aber woher sollte das Füllungsmaterial der Rösche gekommen sein, da auf keinem höheren Punkt in der Umgebung Smirgel ausstreicht? Oder sollte die Füllung einer früheren Erdperiode entstammen, als die Landschaftsform hier eine andere war? Warum waren dann aber nicht auch die übrigen Rillen erfüllt? Ferner schienen die Smirgelstücke nicht gerollt zu sein, und so blieb mir keine andere Deutung der Lagerungsart übrig, als daß es sich um eine primäre Lagerstätte, um einen Smirgelgang handelt, der durch Verwitterung

und Auslaugung teilweise in terra rossa verwandelt war, in welcher die noch frischen Smirgelreste lose eingestreut lagen. Also Verhältnisse, wie wir sie ähnlich auch bei Machäràs und Amália trafen. Seitdem ist die Rösche vertieft und am Grunde schließlich in einen Abbaustollen verwandelt, wo die Lagerstätte massiger aussehen und am Salband mit dem Marmor verwachsen sein soll. Der Abstieg in die Rösche ist jetzt sehr schwierig und so konnte ich mich bei abermaligem Besuch über diese Lagerungsverhältnisse leider nicht aus eigener Erfahrung vergewissern. — Es sei übrigens bemerkt, daß die eine ähnliche Gangform besitzenden Putzen von Phyrostepháni hier in der Nähe, am Fuße von Vounò, ausbeißen.

Der Smirgel von Vounò ist von mäßiger Qualität. Er ist häufig durch ausgeschiedenen Korund und Magnetit kleingeadert und -gefleckt. Man fördert ihn in kleinen Mengen in Körben aus der Rösche, schafft ihn zum Rande des Bergabsatzes hin und wirft ihn über den steilen Marmorabhang an ein paar Stellen (große, natürliche, schiefe Ebenen¹⁾). Ein primitives, kaum sich lohnendes Verfahren, da die Smirgelstücke nicht immer auf einmal zum Fuße der schiefen Ebene gelangen, sondern vielfach unterwegs liegen bleiben, so daß man sie wieder herunterwerfen muß.

Am nördlichen Berg kommt Smirgel zunächst auf dessen Absatz (bei Anastási (5), ca. 430 m) vor. Man erreicht dieses Vorkommen auf dem Wege über Skadò, dann am Gehänge links entlang, schließlich rechts hinab. Das sind lagerartige Putzen (Profil der Fig. 6), die NNO streichen und sich über 100 m lang ausdehnen. Ein größerer (das eigentliche Anastási) ist aufgeschlossen auf ca. 4,5 m Dicke durch einen oberflächlichen, trogförmigen und ca. 20 m langen Versuch, der minderwertigen Smirgel lieferte. Der Putzen am Nordrande heißt Phytíàs. Er wurde auch versuchsweise ausgebeutet. Südlich von Anastási, am Bergabhang unten, sind noch zwei kleine, lagerartige, je einige 10 m lange Ausbisse, die auf einer Linie nebeneinander liegen und mit südöstlicher Richtung die steile Bergwand schräg herunterstreifen. Sie heißen Skála (6). Der obere Ausbiß ist schon verlassen, der untere befindet sich noch ein wenig in Abbau (ca. 380 m). Der Smirgel ist gut, feinkörnig und eisengrau. Der Transport geschieht über einen schweren Zickzackpfad den Berghang hinunter zum Hauptweg von Liónas.

¹⁾ Von diesen ist nur die ältere auf Tafel 1 zur Darstellung gelangt.

Nimmt man einen andern Pfad, der von Anastási oder Phytiàs über den Ostabhang des Berges zum Tal von Liónas hinabführt, so trifft man unterwegs kleine Putzen (Seehöhe ca. 255 m). Links, also nördlich davon, sieht man in der Nebenschlucht, die den Abhang durchzieht, einen weiteren Ausbiß entlang derselben ziehen. Noch nördlicher aber, von unserem Weg hier nicht sichtbar, liegt in der schon erwähnten Schlucht von Phyròs Krimnós ein anderes gleichnamiges Vorkommen (3), das früher in Betrieb war. Hat man das Talbett erreicht, so sieht man links, an der Ecke vom Tal und der zuletzt genannten Schlucht, einen kleinen Putzen, Spiliadákia (4). Talabwärts nun, am unteren Abhang des Lagòs-Rückens zeigen sich noch andere Ausbisse: Amádes (11) (Seehöhe schätzungsweise ca. 150 m), NO gegenüber von Paliópyrgos, und Lourì (12) (Seehöhe schätzungsweise ca. 170 m), nördlich gegenüber von Kastelláki. Sie sind mehrere 10 m lang und zeigen verlassene Abbaue, die gelegentlich noch ein wenig neu aufgenommen werden.

Bevor wir unsere Wanderung durch die Smirgelvorkommen des Amómoxi-Gebietes schließen, erwähnen wir noch, daß der Smirgel hier auch auf sekundärer Lagerstätte vorkommt. Das sind gewisse eng begrenzte Stellen an den Berghängen oder im Fluß-Bett von Liónas und von Nebenschluchten, wo die auf natürlichem oder künstlichem Wege erzeugten Smirgelblöcke und -stücke aus den Ausbissen herunterrollen und sich anhäufen, dann im Bachbett sich weiterbewegen und konzentrieren. Sie bilden den Gegenstand von kleinen vorübergehenden Abbauen. Die Smirgelblöcke erreichen oft große Dimensionen. Derartige Blöcke findet man bisweilen weit talabwärts im Liónasbett, fern von jedem Ausbiß an den Gehängen, und so legen dieselben Zeugnis von der großen Transportkraft des Wassers ab, das imstande war, so schwere Blöcke im Tal fortzubewegen und an den Kanten abzurunden.

B. Der mittlere Smirgel.

Auch der mittlere oder Phanári-Marmor beherbergt Smirgel-lagerstätten — mittlerer Smirgel —, aber weit geringer an Größe und Zahl. So finden sich am Phanárikamm (Gipfel 908 m), wo unser Marmor sehr gut entwickelt ist, kleine Putzen am nördlichen Abhang, worunter ich den von Kalikatzíni (27) besuchte. Dieser kleine Gangputzen (Seehöhe ca. 725 m, Fig. 14) liegt etwa $\frac{1}{4}$ Stunde WNW von Apiranthos, hart oberhalb des Fußweges, der von diesem Dorf bergauf geht und den Kamm

im Paß von Metriou überschreitet. Er streicht NNO—SSW und fällt nahezu vertikal. Er wurde ein wenig untersucht, und auf dem Querbruch sieht man ihn von vertikalen Spalten durchzogen, die eine dickbankige Absonderung des Smirgels hervorriefen. Dabei war die Bruchwand vielfach matt und mit gelbem und grünlichem Sinter bedeckt, namentlich längs der Fugen. Das sind Verwitterungsprodukte aus dem Pyrit, der in Körnern und Kornaggregaten im feinkörnigen Smirgel eingesprengt ist und auch seine Spaltwände überzieht. Im übrigen ist der Smirgel mehr oder weniger glimmerig und oft dadurch schieferartig. Er gilt als untauglich.

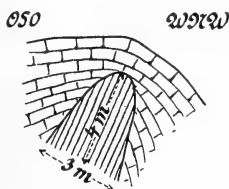


Fig. 14.

Das Smirgelvorkommen von Kalikatzini.
Natürliches Querprofil.

Südlich von Philóti, bei Koxaki, heißen kleine Smirgelputzen aus, worunter ein größerer, mitten im dortigen Weinrebenfeld, fast $\frac{1}{4}$ Stunde von jenem Dorf liegt. Dieser Putzen (28) (Seehöhe mindestens 400 m) streicht NNO—SSW, der allgemeinen Streichrichtung der umgebenden Schichten folgend, und fällt ziemlich vertikal ein. Seine Dimensionen an der Oberfläche, über die er ein paar Meter herausragte, betragen einige 10 m mal über 10 m. Er wurde vor einigen Jahren in Angriff genommen (Verschiffungsort Stadt Naxos), aber die Arbeit war bald wieder eingestellt: der Smirgel wurde von den Käufern zurückgewiesen. Er ist sehr feinkörnig, zum Teil ebenso körnig wie der untere Smirgel, durchschnittlich aber mehr. In letzterer Beziehung nähert er sich dem oberen Smirgel; auch dadurch, daß sich in einer Smirgelspalte einmal eine Gruppe von größeren bläulichen Korundkrystallen vorfand, die nur für den oberen Smirgel charakteristisch sind und die hier grobenteils in kleine weiße Glimmerschuppen umgewandelt waren. Dagegen zeigt unser Vorkommen keinen Chloritoidsmirgel und auch keine Aderung und Flecke von Korund und Chloritoid, Eigenschaften, die dem oberen Smirgel eigen sind. So nimmt das Koxaki-

Vorkommen eine Mittelstellung zwischen unterem und oberem Smirgel mit Annäherung an der ersteren ein. Seine Spaltenfüllung ist die des unteren Smirgels, jedoch weniger entwickelt in bezug sowohl auf die Zahl als auch auf die Art der Individuen. Sie besteht in der Regel aus Margarit und viel Chlorit. Auch Magneteisen trifft man bisweilen, teils in Krystallen (große Oktoëder), häufiger in derben Massen, die auch kleine Adern bilden. Der Smirgel übertrifft den unteren im Korundgehalt und er hat den weiteren Vorzug, daß er auch weniger eisenhaltig als dieser ist (s. Analysen S. 86 und 88). Sehr eigentümlich bei unserem Smirgel ist, was ihn leicht unterscheidet und erkennen läßt, ein gewisser, fast nie fehlender Glimmergehalt (Muskovit und Margarit), der namentlich auf der Spaltfläche des Smirgels, wenn dieser parallel struiert ist, durch die orientierte Lage der spiegelnden Schüppchen hervortritt (vergl. S. 70—71). Der Smirgel ist eisengrau, und bei größeren Blöcken zeigt er im Sonnenschein einen starken Stich ins bläuliche. Er ist in dicken Bänken abgesondert, die quer zur Streichrichtung der Putzen laufen und steil nördlich ausfallen. Er bricht in großen Blöcken und erzeugt dabei nur wenig kleine Stücke.

Smirgel soll noch bei Pyrgos tou Chimárou am südwestlichen Teil der Insel ausbeissen. Ich habe dieses Vorkommen nicht besucht. Die mir gebrachten Proben davon zeigen sehr dichten, matten und eisensteinähnlichen Smirgel, der glänzende Magnetitspindelchen führt und ganz ähnlich dem Marvopétri-Smirgel aus dem oberen aussieht (s. diesen). Das Vorkommen soll an der linken Wand der Schlucht von Ariovéza liegen, und so dürfte er nach meiner geologischen Karte von Naxos dem Phanári-Marmor angehören.

C. Der obere Smirgel.

Am großen Bergrücken von Zas, der den Südteil des Hauptkammes von Naxos bildet und in seiner oberen Partie aus Zas (oberem) -Marmor besteht, kommt etwa auf Halblänge des Rückens, südlich des Passes von Hágios Strífonas und östlich davon auf dem rundlichen Kamm, Smirgel in jenem Marmor vor — oberer Smirgel —, der bekannt ist unter dem Namen Smirgel von Agiasò, der benachbarten gleichnamigen Reede, wo er einst versuchsweise verschifft wurde. Das Vorkommen selbst heißt aber nach der Lokalität Kavalláris (30) (Seehöhe ca. 600 m). Man besucht es am besten von Philóti aus, über jenem Paß. Es besteht aus einigen Putzen, worunter ein größeres Lager, das auf ca. 100 m in ONO-Richtung und mit

steilem NNW-Fallen ausstreicht. Dieses Lager zeigt auf seiner ganzen Ausbißlänge Schürfe und kleine Abbaue, die eine Maximaldicke des Lagers von ca. 2 m bloßlegten. Der dunkel stahlgraue Smirgel ist sehr feinkörnig bis beinahe dicht, also im ganzen feinkörniger als der untere und der Koxaki-Smirgel, entsprechend dem feineren Korn seines Muttermarmors. Er ist ferner homogen-körnig, plattig und von mehr oder weniger paralleler Textur. Eine Eigentümlichkeit, die diesen und überhaupt den meisten oberen Smirgel auszeichnet, ist das Vorkommen von Partien eines grünlichgrauen, feinkörnigen Gesteins in seiner Masse, das als wesentlichen Gemengteil neben Korund Chloritoid aufweist und daher als Chloritoid-smirgel bezeichnet werden kann. Die Risse dieses Gesteins sind sehr häufig mit kleinschuppigem Chloritoid erfüllt, der sich auch auf Klüftchen in größeren Lamellen, oft in Verwachsung mit derbem bläulichen Korund aussondert. Dieser bildet auch feine Adern und größere Körner oder Kornaggregate, die fleckenartig von der schwärzlichen Smirgel-Grundmasse abstechen. Im übrigen besteht die Spaltenfüllung, die im Gegensatz zu der des unteren Smirgels gar nicht entwickelt ist, namentlich aus feinen Adern von kleinschuppigem Margarit, der zu weißlichen erdigen Massen verwittert.

Ein anderes Smirgelvorkommen aus dem oberen befindet sich etwa 3 km südlich der Moutzoúna-Bai, an der Küste beim Kirchlein von Hágios Artémios (ca. 90 m), deren Namen es trägt (32). Ich besuchte das südliche, etwas geschürfte Ende dieses sich nach Norden hin erstreckenden Ausbisses. Er liegt lagerartig im feinkörnigen, graublauen, NNO streichenden und steil OSO fallenden Zas-Marmor, der östlich bald vom Moutzoúna-Schiefer überlagert wird. Der sehr feinkörnige bis dichte Smirgel ist zumeist ein grünlichgrauer Chloritoidsmirgel (guter Fundort), der in ausgesprochener Weise alle Begleiterscheinungen desselben, wie wir sie auch bei Kavalláris trafen, zeigt: grünliche Aderung durch Chloritoid, blaue Aderung und Befleckung durch Korund, Verwachsung beider Mineralien in Klüftchen. Dazu noch: Vorkommen, in Klüften, von großen bläulichen spitzrhomboëdrischen oder säuligen Korundkrystallen, mitunter in Zwillingen.

An anderen Stellen desselben Vorkommens wird der Smirgel so stark pyritartig, daß der Pyrit zum wesentlichen Gemengteil wird, das Erz ersetzend (Pyritsmirgel). Ich habe diese Stelle nicht besucht; aus herbeigebrachten Proben sieht man, daß der Smirgel von Pyrit in Körnern der verschiedensten Größe geradezu trotz.

Ein anderes, kleines Vorkommen aus dem oberen Smirgel ist dasjenige von Chalásmata tis Gialoús (33)¹⁾. Das ist eine Gruppe von Putzen, die im Marmor eingestreut liegen und bis etwa 5×3 m im Ausbiß messen. Es liegt ca. 2 km südlich der Reede von Agiasò (vom Kirchlein aus), einige 100 m landeinwärts von der mit jüngeren Sedimenten erfüllten Strandebene von Gialoú, in Seehöhe von ca. 60 m, hart über dem Meer. Es erstreckt sich einige 10 m in der Richtung NNO—SSW parallel zur Steilküste; etwas geringer ist die Breite im Sinne der Gehängeböschung. Dicht oberhalb des Vorkommens zieht eine Bruchspalte an ihm entlang. Der Marmor oberhalb oder jenseits der Spalte ist gesund und frisch, diesseits ist er zerstückelt und verändert; der Abhang erscheint etwas gesunken. Das Liegende des Vorkommens bildet Chloritschiefer aus der Liónas-Stufe²⁾. Doch liegen die Putzen nicht in der Kontaktfläche von Marmor und Schiefer, sondern im Marmor, den sie verdrängen oder dessen Stelle sie einnehmen. Teils sind die Putzen massig, teils zertrümmert in einzelne größere und kleinere, eckige Smirgelblöcke und -stücke, die den Marmor zu durchwachsen scheinen. Dieser ist dann oft ganz verändert und zu dichtem oder porösem (tuffartigem) Kalk geworden, der den regellos darin eingestreuten Smirgeltrümmern das Aussehen von einer Smirgelbreccie mit sekundärem Kalkkitt erteilt. Mag dies bisweilen und zufällig auch der Fall sein, in der Regel liegen die Trümmer auf primärer Lagerstätte, wie sich denn auch welche im unveränderten Marmor vorfinden (ähnliche Verhältnisse sahen wir auch beim kleinen Vorkommen von Dásos), und so müssen wir jenen Kalk als eine Veränderung des Muttermarmors ansehen. Die Putzen haben das Aussehen von Eisenerzmassen. Sie sind sehr brüchig. Sie entbehren fast einer Spaltenfüllung. Der Smirgel selbst ist dicht und zum großen Teil ein sehr feinkörniger Chloritoidsmirgel, der sich durch die bekannte blaue Korund- und grünliche Chloritoidaderung auszeichnet. Auch nehmen häufig an der Zusammensetzung der Smirgelmasse größere blaue Korundkörner namhaften Teil.

¹⁾ Eingetragen auf die Karte, die zu meinem Düsseldorfer Vortrag beigegeben ist (Fußnote 2 auf S. 331).

²⁾ Eine grobkörnige Abart dieses Chloritschiefers ergab u. d. M.: Das Gestein besteht aus grünem Chlorit und viel farblosem, wasserklarem Quarz und ebensolchem Orthoklas. Letzterer ist durch die Spaltungsrisse zu erkennen. Ferner ist sehr viel Epidot vorhanden, fast ohne Pleochroismus, mit rauh erscheinender Oberfläche. Der Quarz ist reich an Einschlüssen von Chlorit und kleinen pyramidalen Kryställchen, wahrscheinlich Anatas. Letztere liegen auch vielfach eingebettet in Chlorit.

Außer dem sehr feinkörnigen oder gewöhnlich dichten Smirgel beherbergt der obere Marmor auch ganz dichten und eisensteinähnlichen Smirgel, der auf Nákos frei von Chloritoid-smirgel zu sein scheint (auf Irakliá und Sikinos dagegen mit solchem vermengt ist). Das ist das Vorkommen von Mavropétri (31) im südöstlichen Teil von Nákos, unweit links des Passes (ca. 380 m), den der Weg von der einstigen Ortschaft Ariovéza nach Pánormos überschreitet. Es ist das ein kleiner Putzen — und es sollen noch andere in der Nähe sich finden — von ganz dichtem, eisensteinähnlichem Smirgel, plattig und brüchig. Dieser wird charakterisiert durch viele kleine glänzende Magnetitlinsen- und -spindelchen, die aus der matten schwärzlichen oder (durch angehende Verwitterung) bräunlichen Grundmasse hervortreten und nach der Richtung der Kornstreckung orientiert sind. Es fehlt diesem Smirgel fast jede Spaltenfüllung, die Spaltwände sind mit feinem rötlichen Eisenrost überzogen.

Es seien schließlich einige weitere Vorkommen erwähnt, die ich nur aus losen Stücken kenne. Geht man von Philóti über den Paß von Hagía Marína (595 m) nach der ehemaligen Ortschaft von Ariovéza (ca. 400 m), so trifft man vereinzelte Smirgelstücke hier und da auf dem hohen Pfad, der dicht am Ostfuß des Zas-Berges, bei der Grenze von Zas-Marmor und Liónas-Schiefer, in Seehöhen meist zwischen 750 und 500 m verläuft. Diese Stücke müssen von kleinen Putzen in der höheren Zas-Region herrühren. Setzt man den Weg weiter zum Paß von Hágios Strífonas (etwas über 600 m), der auf dem Hauptkamm der Insel liegt, fort, so kommt man bald, nachdem man Ariovéza hinter sich hat, in ein im Zas-Marmor eingesenktes dürres und kahles Trogtälchen, das Stenopróvolos heißt. Es ist lokal vollbesät mit kleinen Stücken von fast dichtem Smirgel, die offenbar auf benachbarte Putzen hinweisen. Auch die großen Niederungen von Nákos südlich von Sagri sind stellenweise mit losen, verschiedenartigen Smirgelstücken bestreut. Sie sind oft geadert und gefleckt durch Sapphir und dürften dann dem oberen Smirgel gehören. Da oberer Marmor nur in der höheren Umgebung östlich von hier vorkommt, so müssen die letzteren Stücke durch das fließende Wasser heruntergeschafft worden sein. Unter all jenen Stücken sehr bemerkenswert sind solche von grünlichem Smirgel, der diese Farbe grünem Korund verdankt. Dieser grünliche sehr feinkörnige und glimmerige Smirgel ist mit schön blauem Sapphir geädert und gefleckt. Leider ist mir das Anstehende desselben unbekannt.

Die Vorkommen auf der Insel Irakliä.

Die kleine, 5 km südlich von Naxos gelegene Insel Irakliä besuchte ich Ende 1903, um ihre Lagerstätten kennen zu lernen. Das Ergebnis dieser eintägigen Exkursion, das ich an anderer Stelle in griechischer Sprache veröffentlichte, will ich hier auch kurz wiedergeben¹⁾).

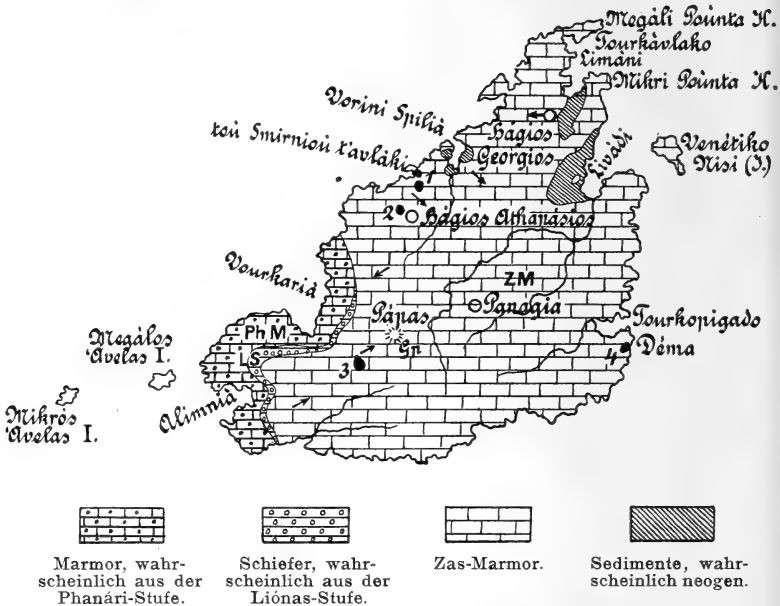


Fig. 15.

Geologische Karte von Irakliä im Maßstab 1 : 73030.

Das Inselchen (Fig. 15) besteht fast ausschließlich aus dem krystallinen Grundgebirge, das hier eine mächtige Wechselagerung von Glimmerschiefer (nebst Amphibolschiefer) und vorwaltenden Marmoren darstellt. Das System ist stark gefaltet, und in Bruchbecken desselben lagern an der nördlichen Küste ungefaltete, helle Sedimente (Kalksandstein usw.) von geringer Ausdehnung und unbekanntem, wahrscheinlich neogenem Alter.

Das Grundgebirge gliedert sich in zwei starke (je über 100 m) Marmorzonen und eine etwa ebenso mächtige Schiefereinlage dazwischen. Letztere sowie der sie unterlagernde

¹⁾ In der schon erwähnten Arbeit „Über die Insel Irakliä usw.“ (Referat im Geol. Zentralblatt Bd. VIII, Nr. 1516).

Marmor streichen nur an der Westküste in schmalen Bändern aus. Im übrigen besteht die Insel aus der oberen Marmorzone, die den weitaus größten Teil ihrer Oberfläche einnimmt. Was die stratigraphische Stellung dieser drei Zonen in Vergleich mit der krystallinen Schichtfolge vom benachbarten Nákos betrifft, so konnte die untere Zone nicht näher untersucht werden. Der darauf liegende Schiefer ist petrographisch dem Liónas-Schiefer ähnlich. Er führt auch etwas Chloritschiefer und kleine Einlagen von Schiefergranit. Die obere Zone ist sehr feinkörniger bis dichter (feinstkörniger), plattiger Marmor, ähnlich dem náxischen der Zas-Stufe. Da nun auch der Smirgel von Iraklià völlig dem oberen náxischen Smirgel entspricht, so rechne ich die obere Marmorzone von Iraklià zur Zas-Stufe. Der Schiefer von Iraklià gehört dann wahrscheinlich zur Liónas-Stufe.

Der Smirgel kommt mehrorts auf Iraklià, und zwar ausschließlich im oberen Marmor vor. So an der Nordwestküste zwischen der kleinen Bai von Vorinì Spilià und der Kirche von Hágios Athanásios, bei tou Smirniou t' Avláki (1)¹⁾ und Plátza (2), an der Südküste bei der Bai von Tourkopígado, Lokalität Déma (4), endlich am Westabhang von Pápas (3), der einzigen Erhebung der Insel (180 m nach der französischen Karte). Letzteres Vorkommen soll am bedeutendsten sein. Ich habe es nicht besucht, aus Proben aber, die man mir herbeibrachte, sieht man, daß dieser Smirgel völlig identisch mit dem der übrigen Vorkommen der Insel ist. Auch soll jenes Vorkommen, zur Zeit als vor vielen Jahren der Versuch gemacht wurde, den Smirgel von Iraklià auszubeuten, nicht untersucht worden sein wie die anderen, vielleicht wegen seiner etwas größeren Entfernung vom Verschiffungshafen, die nicht die gleich darunter befindliche, aber den Nordwinden ausgesetzte Vourkarià-Bai, sondern die etwas abgelegene, dafür aber besser geschützte Reede von Alimnià im Südwesten der Insel wäre. Jener Versuch der Ausbeutung mußte bald unterbleiben, da die griechische Regierung einen zu großen Exportzoll für den Privat-smirgel gesetzlich auferlegte, um ihr Nákos-Monopol zu schützen.

Die Vorkommen von tou Smirniou t' Avláki (zwei) und Plátza befinden sich bei der Reede von Vorinì Spilià, wo der Smirgel damals probeweise verschifft wurde. Daher wird dieser unter dem letzteren Namen begriffen. Man besucht das Vorkommen vom Dörflein Hágios Grigórios aus bei der Bai von

¹⁾ Die Zahlen in Klammern hinter den Vorkommen beziehen sich auf die entsprechenden Lagerstätten im geologischen Kärtchen von Iraklià Fig. 15.

Limáni an der Nordspitze der Insel, wo man sich am besten ausschiffet. Es handelt sich dort um lagerartige ähnlich beschaffene Ausbisse im Marmor. Das Vorkommen tou Smirniou t' Avláki, das man zunächst trifft, liegt an der unbedeutenden gleichnamigen Bai, dicht über dem Meer und einige 10 m hoch auf der Felsküste. Es bildet eine Linse von ca. 40 m Länge und 3 m sichtbarer Mächtigkeit (ihr Liegendes war mit Schürfabfall bedeckt), welche NNO streicht und mäßig OSO fällt. Südlich gegenüber am Abhang und in höherem Meeresniveau ziehen drei Smirgellinsen übereinander hin. Sie sind je einige 10 m lang, streichen ebenfalls NNO, bei OSO-Fällen, und ihre sichtbare Mächtigkeit beträgt mindestens 4 m. Weiter aufwärts südwestlich, auf dem schon abgeflachten Terrain, findet man eine Smirgellinse, wohl über 100 m lang und mindestens 5 m dick, die ebenfalls NNO streicht und OSO fällt. Sie bildet das Vorkommen von Plátza bei Hágios Athanásios.

Der Smirgel aller dieser Vorkommen ist entweder — was gewöhnlich der Fall ist — sehr dicht, aber in verschiedenem Grade, und dann einem Eisenstein oder gar harten Tonen mehr oder weniger ähnlich, oder es ist Chloritoidsmirgel von verschiedenem Habitus, der mit jenem vermischt ist. Der dichte Smirgel ist ähnlich dem von Mavropétri oder von Pyrgos tou Chimárrou auf Náxos. Er hat matte oder schwach schimmernde Bruchfläche, auf der Linschen und Spindelchen von metallisch glänzendem Magnetit hervortreten. Er ist auch plattig und brüchig und erzeugt viel Kleinstück beim Brechen. Er wird von sehr feinen Adern durchzogen, die auf den Ablösungsflächen des Smirgels oft wie feiner Hauch aus sehr feinschuppigem oder zu weißem Pulver verwittertem Margarit aussehen. Der Chloritoidsmirgel, der einen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Lager nimmt, ist etwas anders struiert als der naxische, z. B. mehr schiefrig oder schuppig, durch größere, auf Spaltflächen des Gesteins hervortretende Chloritoidschüppchen. Er zeigt auch die bezeichnende Aderung durch Chloritoid und wohl auch durch Sapphir. Auch in Klüften sieht man eine innige Verwachsung beider Mineralien.

Das Vorkommen auf der Insel Sikinos.

Die kleine Insel Sikinos, die ca. 30 km südwestlich von Náxos liegt, habe ich ein paarmal flüchtig besucht (1901 u. 1910). Sie besteht¹⁾ aus einer mehrfachen Wechsellagerung von Glimmer-

¹⁾ Vergl. auch PHILIPPSON, Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Ergänzungsheft Nr. 134 zu Peterm. Mitt. 1901, S. 88 ff.

schiefer (nebst Amphibol- und Epidotschiefer) und feinkörnigem Marmor, welche vorherrschend mit nordwestlichem Streichen gefaltet ist, also quer zur Längsachse der Insel, die nach NO gerichtet ist. Die oberen Zonen dieses Komplexes sind charakterisiert durch sehr feinkörnigen bis dichten Marmor, durch muskovitische Schieferabarten, die vielfach phyllitartige Partien und Flecken führen und von etwas Chloritschiefer begleitet werden, durch Gangputzen aus dem Gangfolge des naxischen Schiefergranites, vielleicht auch durch spärliche Pegmatitadern aus demselben Gefolge. Sie dürften daher den oberen naxischen Stufen gleichwertig sein.

Fast 1,5 km südlich des nordöstlichen Vorsprunges der Insel, des Kaps Málta, befindet sich an der Lokalität Siderokápsi ein kleines Smirgelvorkommen gleichen Namens.¹⁾

Es liegt an der Steilküste hart über dem Meer und bildet einen größeren und unregelmäßigen Gangstock im Marmor. Das allgemeine Streichen der Schichten in der Umgebung hier ist etwa ein NO-liches; in näherer Umgebung des Vorkommens ist der Marmor sehr gestört und von unbestimmter Lagerung. Durch eine von Nordosten her horizontal sich einschiebende Marmorscholle zerfällt der Stock in zwei Linsen, die übereinander liegen und südlich durch einen vertikalen Smirgelgang zusammenhängen. Die untere und bedeutendere Linse dehnt sich in der Richtung O-W auf über 50 m aus; ihre Breite schwankt von etwa 10 bis einige 10 m. Die Brandung zernagt ihre unteren Partien. Die obere Linse erstreckt sich in NNO-licher Richtung auf ca. 50 m; sie hat eine Maximalbreite von 8—10 m. Sie liegt ca. 80 m ü. d. M. Sie zeigt südlich eine Abzweigung, wodurch eine kleine rundliche Marmorscholle ganz und gar im Smirgel eingeschlossen erscheint. Der

¹⁾ FIEDLER (Reise, II, 1841, S. 152—154) beschreibt dieses Vorkommen als ein Eisenerz, und zwar als roten Kieseisenstein. Bei der großen Ähnlichkeit dieses Smirgels mit Eisenerzen darf dies nicht wundernehmen. Ich habe auch das Vorkommen bei meinem ersten Besuch für einen Eisenstein gehalten, und erst die spätere Bekanntschaft mit dem naxischen Smirgel ließ mich eines Besseren belehren. So haben mir auch die sonst so geübten Smirgelarbeiter von Naxos das dortige Smirgelvorkommen von Mavropétri als Eisenerz angezeigt, und, wenn ich nicht irre, war vor einigen Jahren eine Mutung darauf für Eisenkonzessionserwerb eingereicht. Man weiß übrigens, daß der Smirgel von Chester in Hampshire, als er entdeckt wurde, zunächst als Magneteisen ausgebeutet und verhüttet wurde, indem man ihn mit Eisenerzen vermengte, um das Schmelzen zu erleichtern. Bezüglich des dichten kleinasiatischen Smirgels sagt KRÄMER: „Die dadurch Roteisen- resp. Brauneisenerzmassen täuschend ähnlichen Gesteine gestatten, im Handstück betrachtet, kaum die Diagnose auf Smirgel“ (Kleinasiatische Smirgelvorkommnisse, 1907, S. 41).

Kontakt- und Muttermarmor ist überhaupt sehr feinkörnig bis dicht, graulich oder braun. Der Kontaktmarmor führt kleine und größere Limonitwürfel in Fülle, die Pseudomorphosen von Pyrit sind und eine Kantenlänge bis 5 cm erreichen. Es enthält helle Züge von spätigem Kalk. Die Limonitwürfel stecken auch in diesem.

Während bei der oberen Linse der Smirgel südlich in direktem Kontakt mit dem Marmor tritt, schaltet sich nördlich eine ca. $\frac{1}{2}$ m starke, veränderte Schiefereinlage fetzenartig dazwischen. Das ist ein feinkörniger, vielfach filzartig aussehender und mikroskopisch sehr turmalinreicher Glimmerschiefer (s. S. 119) von gelblicher oder graulicher Farbe, der ebenfalls zahlreiche schön ausgebildete Würfel und Knollen von pseudomorphem Limonit führt. Die Würfel lassen beim Herauswittern eine ausgezeichnet viereckige Hohlform im Gestein zurück. Identische Glimmerschieferfetzen finden sich auch mitten im Smirgel der oberen Linse. Sie enthalten bisweilen größere, aufgewachsene, silberweiße, Glimmerblättchen. Das sind alles Erscheinungen, die jedenfalls durch den Smirgelkontakt hervorgerufen wurden. (S. S. 117—119).

Was den Smirgel selbst anbelangt, so ist er dicht bis sehr dicht und führt manchmal spärliche, undeutliche Magnetit-spindelchen. Seine Farbe ist schwarz, bisweilen auch schwach grünlich durch Chloritoid (Chloritoidsmirgel). Er sieht oft hornsteinähnlich aus, mit splittrigem Bruch. Von Spaltenfüllung ist sehr wenig zu sehen. Es treten nur sehr feine weiße Adern auf, die auf Ablösungsflächen als hauchdünne Überzüge erscheinen. Auch feine grünliche Äderchen — wohl Chloritoid — sind zu sehen. Blaue Aderung durch Korund habe ich nicht bemerkt. Am Südende der oberen Linse fand ich eine fingerdicke Ader, ein Aggregat aus kurztafligen, weißlichen Korundkrystallen, die in pseudomorphen Diaspor, zum Teil auch in Glimmer umgewandelt waren. Die Ader schwebte frei, gestützt durch ihre Enden, bezw. auf dem Smirgelstock und seinem Kontaktmarmor.

III. Struktur der Smirgellagerstätten.

1. Form und Verteilung der Lagerstätten.

Die Smirgellagerstätten von Naxos wurden von den Forschern, die dieselben flüchtig besuchten, als konkordante Einlagerungen im Marmor aufgefaßt.¹⁾ Wenn auch diese Lagerungsform weitaus

¹⁾ FIEDLER a. a. O. — GOBANTZ a. a. O. S. 144. — LEPSIUS, Griechische Marmorstudien, S. 52, und Geologie von Attika, S. 58. — PHILIPPSON, Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Erg.-Heft zu PETERM. Mitt. Nr. 134, 1901, S. 77—78. — Auch STELZNER-BERGEAT, Die Erzlagerstätten, S. 168—169.

die übliche ist, so finden sich bei genauerer Beobachtung daneben auch echte Smirgelgänge, woraus folgt, daß jene Smirgellager weiter nichts als Smirgellagergänge sind. Solche gangartige oder durchgreifende Lagerungsform zeigen die Vorkommen von Phrostepháni (Fig. 11 und 12), Kastelláki (Profil der Fig. 2), Pezoulás (Profil der Fig. 2 und 10), Kalikatzíni (Fig. 14), Vounò (Fig. 13), Dásos, Chalásmata tis Gialoús und Síkinos. Es gehen ferner vom Hauptkörper der Smirgellager bisweilen kleine Smirgeladern in den Muttermarmor, oder es setzen gangförmig darin kleine Smirgellinsen ein (Fig. 7 und 8).

Die Smirgellager, die, wie gesagt, die große Mehrzahl der Smirgellagerstätten ausmachen, sind an sehr vielen und zum Teil weit voneinander entfernten Punkten in den krystallinen Kalkzonen sowohl in horizontaler wie auch in vertikaler Richtung zu treffen. Namentlich aber konzentrieren sie sich im Amómaxi-Gebiet, wo sie sich auf mehrere Horizonte des Amómaxi-Marmors verteilen. Wir unterscheiden hauptsächlich drei solche Horizonte, von denen der obere, der das Vorkommen von Mavrophárangas begreift, eigentlich nicht mehr zur Amómaxi-Stufe, sondern einer oder mehreren Nebenmarmorlagen des Apíranthos-Schiefers gehört (S. 27). Wir sahen auch, daß dieses Vorkommen zum Teil auch mit Smirgel durchtränkten und umgewandelten Apíranthos-Schiefer enthalten dürfte.

Der untere Smirgelhorizont von Amómaxi ist wenig entwickelt. Dahin gehört die Lagerlinse von Káto Briádi (Aspalathropós). Andere Ausbisse folgen nicht streng demselben Horizont, so der Putzen unterhalb der Renídi-Brüche. Einen unteren Horizont dürfte auch die Linse von Skála darstellen (Profil Fig. 4).

Die große Entwicklung der Lagerstätten von Amómaxi fällt in den mittleren Horizont. Hierher gehören fast alle größeren Smirgellager des Gebietes. Sie folgen ziemlich einem Marmorniveau, wie dies aus Profilen der Fig. 1—4 ersichtlich ist. Das sind die Lager von Éndrya, Aspalathropòs, Kakóryakas, Agriosykiá(?), Kalathàs, Machàràs, Stravolangáda, das große Renídi-Lager, das die Ausbisse von Kórkàs Tirópita, Amália, Paliópyrgos, Spílios-Renídi-Kakà-Briádia, Kabì, Krimnòs und lagerartigem Pezoulás begreift, vielleicht noch die Linse von Anastási und andere Vorkommen am Nordgehänge des Liónas-Tals (Profil Fig. 4). Zum oberen Horizont gehören, wie gesagt, wohl nur die Lager von Mavrophárangas, und es ist nicht unwahrscheinlich, daß durch das gangförmige Kastelláki, das in der Fortsetzung jenes Vorkommens beginnt, eine Verbindung von oberem und mittlerem Horizont über das Káto

Kastelláki hergestellt wird, das wahrscheinlich zum mittleren Horizont gehört.

Außer den zutage tretenden Smirgellagern des mittleren Horizontes müssen noch welche auch im Inneren des Amómaxi-Gebirges verborgen sein, da die Ausbisse an der Peripherie des Gebirges, nämlich auf drei Seiten desselben (Talschluchten von Liónas und Routzoúna, Paß von Machäràs) auftreten, wie dies die Profile der Fig. 1—3 zeigen.

Die Smirgellagerstätten von Amómaxi nehmen ein Areal von ca. 6 qkm ein. Ihre Größe ist sehr verschieden. Sie geht bei den Putzen bis nur wenigen Metern herab, bei den Lagern erreicht die Ausbißlänge bis etwas über 1 km. Am längsten sind die Ausbisse von Machäràs (fast 1 km), Mavrophárangas (ca. 1 km) und des Lagers von Renídi (etwas über 1 km). Die Lager sind gewöhnlich nur nach einer Richtung natürlich (durch die Ausbisse) aufgeschlossen. Am besten natürlich und künstlich erschlossen ist das Renídi-Lager, das durch die zwei parallelen Schluchten von Tirópita und Renídi, das Quertälchen von Amália und das ebenfalls quer zu jenen Schluchten verlaufende Tal von Liónas durchschnitten wird. Das so erschlossene Areal beträgt über $\frac{1}{3}$ qkm. Der künstliche Aufschluß der Lagerstätten erfolgt durch die unterirdischen Gewinnungsarbeiten, die aber nicht sehr weit hineingehen (höchstens etwas über 100 m). Denn erstens gehen sehr viele Arbeiten von allen Teilen der Ausbisse aus, und zweitens zielt man durch dieselben stets auf die Dekkung des unmittelbaren Smirgelbedarfes ab, der jährlich ein geringer ist, nicht etwa auf planmäßigen Aufschluß der Lagerstätten behufs Sicherung von größeren Vorräten. So kann denn auch von einer auch nur approximativen Schätzung der brauchbaren Smirgelmengen nicht die Rede sein, zumal dieselben in unbestimmten gegenseitigen Quantitäten mit den unbrauchbaren zusammenvorkommen und namentlich auch die Lagerstätten vielfach kleingestört und verdrückt sind, was ihre Aufsuchung sehr erschwert. Daß es sich aber um größere Quantitäten brauchbaren Smirgels handelt, das ist aus den vorhandenen Aufschlüssen und der bisherigen Erfahrung ohne weiteres klar. Die durch die unterirdischen Räume aufgedeckte Maximalmächtigkeit der Lagerstätten beträgt (oder übersteigt um etwas) 10 m. Sie schwankt gewöhnlich um 5 oder 6 m.

Alle Smirgellager des Amómaxi-Gebietes sind von einer eigentümlichen Fältelung betroffen, der zufolge sie in eine Anzahl von kleineren und größeren Smirgelgewölben zerfallen, so daß die Ausbisse, mögen sie nach irgendwelcher Richtung verlaufen (z. B. die sich kreuzenden Ausbisse des Renídi-Lagers),

gewöhnlich aus einer Aufeinanderfolge von Bögen zusammengesetzt erscheinen (Profil Fig. 9). Die Marmorbänke am unmittelbaren Kontakt mit den Bögen folgen dieser Fältelung, mit der Entfernung von denselben nehmen sie ihre ursprüngliche Lagerung allmählich wieder auf (Fig. 6, 16, 18). Manchmal zwingt sich der Kontaktmarmor in das Lager hinein (Fig. 18).

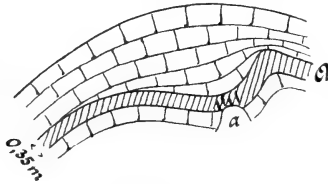


Fig. 16.

Eine Fältelung. Spilios, natürliche Schluchtwand.
Zerklüftung der Nebensmirgellagen A oberhalb des Stollenmundes a.

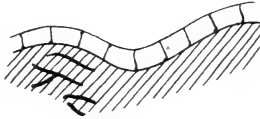


Fig. 17.

Eine Fältelung. Pezouläs, natürliche Schluchtwand.
Links: Zerklüftung des Lagers.

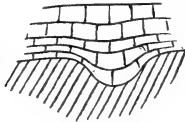


Fig. 18.

Eine Einzwängung des Marmors in das Lager Arpalathropós.

Die einzelnen Gewölbe sind durch Dislokationen oft auseinander-gestreckt, eingeschnürt oder ganz ausgekeilt. Sie biegen sich auf und nieder oder verschieben sich gegeneinander. Dadurch ist die ursprünglich normale Smirgellagerform im einzelnen sehr unregelmäßig geworden. Die Smirgelgewölbe sind gewöhnlich klein. Ihre Form ist häufig sehr regelmäßig (Fig. 6, 19, 21, 29). Oft aber strecken sich die Gewölbe einseitig zu langen Schenkeln flexurartig aus (Fig. 9). Die Gewölbe werden in der Regel zum Ausgangspunkt der unterirdischen Abbaue von den Ausbissen aus benutzt. Im Innern vereinigen sich dann oft die

benachbarten Abbaue. Keilen die Gewölbe allseitig aus, so wird die Grube verlassen und bricht dann ein. Später werden solche verlassenen Räume von den suchenden Arbeitern wieder in Angriff genommen, wenn Anzeichen eines Wiederauftuns des Gewölbes am Rande vorhanden sind.

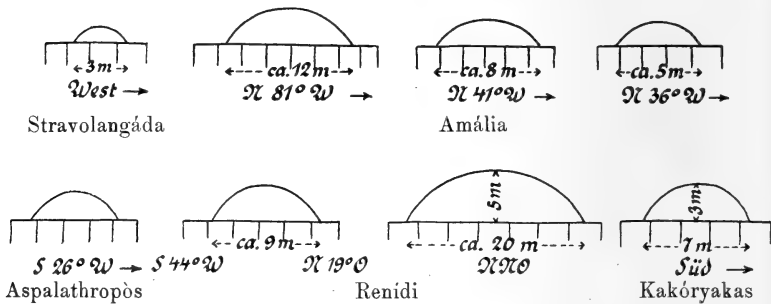


Fig. 19.

Beispiele von Fältelungsgewölben der Smirgellager.

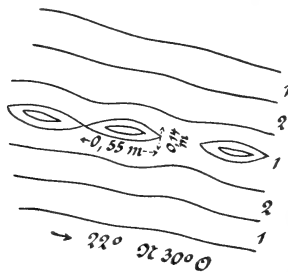


Fig. 20.

Fältelung des Amphibolschiefers am Transportbahneinschnitt in Apóllo.

1. Amphibolschiefer,
2. Glimmerschiefer, Hauptgestein.

Die eigentliche Fältelung des viel starreren Smirgels, die besonders auffällig im Gegensatz zu dem Muttermarmor ist, der keine derartige erlitt, könnte man vielleicht mit der Annahme erklären, daß sie zu einer Zeit entstand, wo der Smirgel noch weich war (ursprüngliche metasomatische Bildung desselben, Abschnitt V). Indessen eine analoge Erscheinung der Fältelung im kleinen traf ich auch bei einer kleinen Einlage von Amphibolschiefer im Glimmerschiefer in der Transportbahntrasse der Marmorbrüche von Apóllo auf Nákos (Fig 20), die einst wahr-

scheinlich nicht plastisch war. Dann bliebe nichts übrig, als die Fältelung des Smirgels gerade dieser größeren Starrheit zuzuschreiben, während der weichere Marmor dem Gebirgsdruck zu weichen wußte.

2. Beschaffenheit der Lagerstätten.

Die Lagerstätten des Smirgels, abgesehen von den strukturellen Modifikationen desselben, die durch die Form, Größe, Anordnung und gegenseitige Menge seiner Gemengteile bedingt werden, sind massige Körper, d. h. man unterscheidet bei ihnen weder Schichtung noch Krustenstruktur. Sowohl die lagerartigen als auch die echten Gänge sind in der Regel gebankt, die Bankung geht in der Richtung der Gangachse, manchmal auch quer dazu (Koxaki). Die Dicke der Bänke geht bis über 1 m. Je zwei anliegende Bänke sind an der sie trennenden Fuge völlig identisch beschaffen, diese ist eine Spalte (Spaltbruch), entstanden durch den Gebirgsdruck. Sie kann außerdem auch dem Marmor ursprünglich sein, der durch Metasomatose den Smirgel anfänglich lieferte. Mit der Bankung hängt in der Regel eine parallele bis plattige Textur des körnigen Smirgels zusammen, die von einer Streckung der Körner und Kornaggregate herrührt und auch eine Folge des Gebirgsdruckes ist.

Gewisse Vorkommen dichten Smirgels sind gleichartig in ihrer Masse, d. h. sie bestehen aus einer Gesteinsspezies. So der kleine Putzen von Mávro Dásos aus dem unteren und wahrscheinlich derjenige von Mavropétri aus dem oberen Smirgel. In der Regel aber bestehen die Lagerstätten aus zwei oder mehreren Smirgelarten. Diese Spezies sind im Abschnitt IV eingehend beschrieben, hier möchte ich sie nur andeuten. Wenn, was die Regel beim unteren Smirgel ist, sich Korund- und Erz- (Magnetit-, Hämatit-) streifen und linsen im *körnigen* Smirgel (namentlich am unteren Salband) einstellen, so entsteht ein *gebänderter* Smirgel. Die Bänderung läuft in der Richtung der Bankung und Streckung des Smirgels (das ist die Richtung der Schichtung des Marmors bei den Lagern), manchmal auch schräg dazu (Fig. 21). Beim unteren Smirgel ist ebenfalls die Regel, daß die Lagerstätten auch *schiefrigen* Smirgel enthalten, der aus dem körnigen seltener durch eine parallele Anordnung seiner Gemengteile, häufiger durch Aufnahme von viel orientiertem Glimmer entsteht. Durch Übermaß von Glimmer geht daraus ein *glimmerschieferartiger* Smirgel hervor, der zu wahren *Smirgel-Glimmerschiefer* übergehen kann. Im Kontaktmarmor des unteren Smirgels treffen wir oft ein Gemenge in verschiedenen Verhältnissen von Marmor- und Smirgelkörnern, einen *Marmor-*

Smirgel bezw. *Smirgel-Marmor*. Der obere Smirgel wird charakterisiert durch *dichte* Abarten, sowie durch *Chloritoid-Smirgel*, der in jenem Smirgel vorkommt. Dort trifft man bisweilen

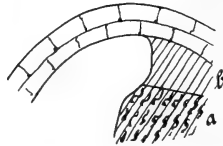


Fig. 21.

Gebänderter Smirgel (a) neben körnigem (b) in einem Abbau-Gewölbe von Pezoulás. Man sieht, die Bänderung des Smirgels läuft hier nicht parallel den Marmorbänken.

auch *Pyrit-Smirgel*, bei welchem der Pyrit an die Stelle des Magnetites tritt.

Bisweilen stecken in den Smirgellagern größere Marmorpartien, wohl von der anfänglichen Metasomatose dieses Gesteins verschont gebliebene Reste, die von dünnen Smirgelzonen und

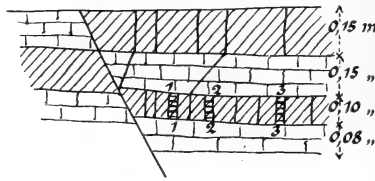


Fig. 22.

Marmorgängchen in Smirgeleinlagen. Abbaurösche von Machärás aus der Marmorzone A der Fig. 5.

1. Ader, aus einem Gemenge von Margarit, Chlorit und Kalkspat.
2. Ader, zur Hälfte oben aus Margarit und Chlorit, zur Hälfte unten aus Marmor.
3. Ader, ausschließlich aus Marmor, Breite dieser Ader: 2,5 cm, der anderen etwas kleiner.

Linsen dicht übereinander durchstreift werden (Fig. 5). Die mit ihnen wechsellagernden Marmorzonen pflegen dann grobkörniger als gewöhnlich zu sein. Hier kann man auch die Beobachtung machen, daß bisweilen feine Marmoradern in den Smirgelzonen quer einsetzen und die anliegenden Marmorzonen miteinander verbinden (Fig. 22).

Die Smirgellager zerfallen bisweilen nach außen in kleinere Nebenlager (Mavrophárangas). In der Regel aber werden sie am oberen Salbandmarmor begleitet mit sekundären Smirgellinsen und vereinzelt Smirgelknollen, mit größeren und

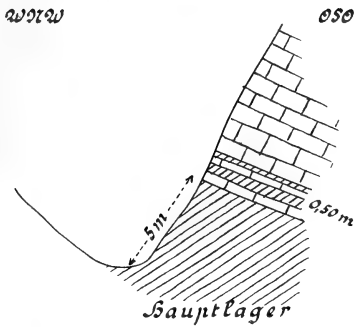


Fig. 23.

Nebensmirgeleinlagen an einer Abbauwand in Kakóryakas.

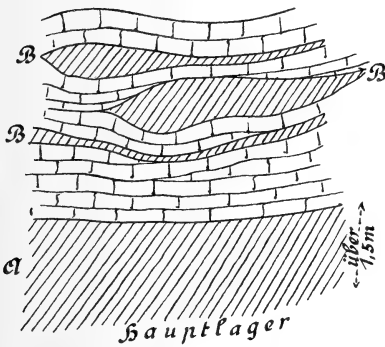


Fig. 24.

Nebensmirgellinsen B und -linschen im Hangenden des Hauptlagers von Mavrophárangas und Pezouúlás. Natürliche Schluchtwände.

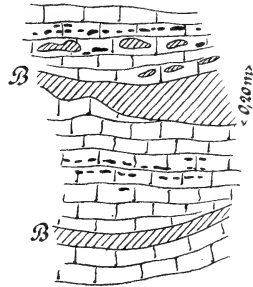


Fig. 25.

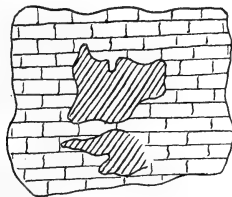


Fig. 26.

Kleine Smirgelnester im Hangenden des Smirgelkörpers von Aspalathropòs.

kleineren Smirgelstücken von ovaler, plattiger oder ganz unregelmäßiger und eckiger Gestalt, endlich mit kleinen Linschen, die sich schnurartig nebeneinander und in parallelen Zügen übereinander ordnen (Fig. 23—26). Alle diese Gebilde folgen der Richtung des Smirgellagers und verlaufen zu diesem parallel. In Mavrophárangas sind die ovalen oder plattigen Smirgelkörper vielfach glimmerschieferartig und gefältelt, und an ihrer Oberfläche haftet viel Margarit. Auf natürlichen Marmorwänden ragen sie reliefartig heraus. Dort findet man auch im Salbandmarmor eingebettet kleine Aggregate von großen Margaritlamellen, bisweilen in Vergesellschaftung mit etwas Turmalin und Magnetit.

Die Nebengebilde überhaupt haben scharfe Umrisse gegen das Muttergestein, wenn sie frisch sind, wie überhaupt der Smirgel scharfe Konturen am Kontakt mit denselben zeigt. Häufig, namentlich an stark von Gebirgsdruck beansprucht gewesenen Stellen, sind die Nebengebilde mehr oder weniger verwittert, ja ganz ausgewittert. Dann werden ihre Grenzen gegen den Muttermarmor, der ebenfalls verändert erscheint, unbestimmt, es entstehen aus den faulen Partien verschiedenartige Zersetzungsprodukte des Smirgels: sandig, erdig, kaolinartig, feinschuppigtalkig, großschuppig-glimmerig, die mit noch halbfrischen Smirgel- und Marmorresten vermengt sind. Die Umwandlungsprozesse sind bisweilen so weit fortgeschritten, daß ein ursprüngliches größeres Smirgelstück fast durch und durch in großschuppigen Margarit verwandelt erscheint.

Dem Salbandmarmor sind häufig mehr oder weniger Smirgelkörner eingesprengt. Das sind von der ursprünglichen Metasomatose unvollkommen betroffene Partien, die in helleren Zonen der Linsen im Marmor hinziehen. (S. 79—80). Auch Nebenschiefereinlagen im Salbandmarmor sind bisweilen mit Smirgel durchsprengt und in ihrer Beschaffenheit verändert (S. 79, Probe Nr. 3).

Eine eigentümliche Erscheinung der Lagerstätten des unteren Smirgels ist die, daß der Muttermarmor an ihrem Kontakt vielfach besser auskristallisiert erscheint als sonst¹⁾. So

¹⁾ Diese Erscheinung ist FIEDLER nicht entgangen; er sagt (Reise, II, S. 301): „An einigen Stellen ist der (Ur-) Kalk über dem Smirgel körniger als der übrige und loser in seinem Zusammenhange und zerfällt leicht in feineckige Körner“. GOBANTZ dagegen meint (a. a. O. S. 144): „Das unmittelbare Hangende jedes einzelnen Lagers ohne Unterschied ist ein locker gebundener Kalkstein . . . der ein Agglomerat aus einzelnen aneinandergefügten winzigen Kalkspatindividuen ist. Genauere Untersuchungen haben denselben als zuckerartigen Dolomit erkennen lassen. Derselbe ist von geringer Festigkeit; ein Schlag mit

sieht man z. B. an den Ausbissen von Renídi und Tirópita, daß der Marmor an ihren Hangenden eine, bei Spílios ca. 4 m mächtige, dickbankige und völlig krystalline Lage von ungleichmäßigem Korn (bis etwa 2 mm) bildet. Sie ist weiß, bisweilen auch schwach weißgelb und dann sehr diaphan. Darauf lagert, bei Spílios scharf von der ersteren getrennt, die Hauptmasse des Muttermarmors, ein gleichmäßig feinkörniges, massiges und unreines Gestein. Es ist weniger krystallin und fällt leichter der Verwitterung anheim als jener Kontaktmarmor, der wetterbeständiger ist. So ist bei den meisten Lagerstätten von Amómaxi der Marmor am oberen Kontakt gut auskrystallisiert, weiß und im allgemeinen rein. Einen Unterschied zwischen diesem und dem daraulagernden Hauptmuttermarmor gibt es jedoch nicht, wenn dieser letztere selbst auch körniger auskrystallisiert ist.

Ein besser als gewöhnlich auskrystallisierter Kontaktmarmor scheint zum Teil dem mittleren und gänzlich dem oberen Smirgel zu fehlen.

Bei der Skála tou Mavropháranga, wo die breiten Marmorzonen zwischen den Teilsmirgellagern gewöhnlich feinkörnig, graulich, streifig und unrein erscheinen, stecken in demselben kleine Glimmeraggregate an den Salbändern, die aus großen Margaritschuppen, bisweilen mit etwas Turmalin oder Margarit vermennt, bestehen. Der Marmor an ihrem Kontakt bildet einen kleinen vollkrystallinen, reinen und weißen (oder durch Fe gelblichen) Hof mit gelockertem Korn.

Schließen die Smirgellager Marmorzonen ein, die von kleinen Smirgelzonen durchstreift werden (S. 14; Fig. 5), so zeigt auch dieser Marmor, wie wir sahen, ein gröberes, oft viel gröberes Korn von 1 bis 7, meist über 1,5 bis 2 mm im Durchmesser. Am größten (bis über 10 mm) ist das Marmorkorn bei der Wechsellagerung der kleinen Zonen von Smirgel und Marmor am unteren Salband des südlichen Phrostepháni-Putzens (Fig. 12). Hier könnte es sich aber schließlich um einen Absatz aus unterirdischer Wasserzirkulation handeln, während sonst der besser auskrystallisierte Kontaktmarmor eine andere Deutung haben dürfte (S. 116).

dem Hammer genügt, um ein größeres Stück davon in ein Haufwerk von Körnern zu zerstäuben“. Eine Probe jedoch aus diesem hangenden Marmor des Renídi-Lagers, die ich bei Spílios entnahm, wo der Marmor wirklich sehr locker und der Smirgel sehr zerstückelt war, zeigte nach der Analyse von Prof. DAMBERGIS, daß der Marmor aus reinem Kalkkarbonat besteht.

3. Spalten und Spaltenfüllung.

Die Smirgellagerstätten werden von zahllosen Spalten und Rissen durchzogen, die bis einige Dezimeter weit sind. Selten klaffen noch breitere Klüfte oder Hohlräume. Ihre Wände sind dann bisweilen mit schönen Krystallen oder mit Sinterkalk bekleidet, aus dem kleine Stalaktiten vom Dach herunterhängen. Teils sind die Spalten und Risse mit denselben Mineralien mehr oder weniger erfüllt, die auch gewöhnlich an der Zusammensetzung des Smirgels teilnehmen, teils sind sie leer, bezw. nur mit feinem Eisenrost oder dünnem Sinterkalkkrusten überzogen. Das letztere ist der Fall namentlich bei den feinen Rissen, die sich dadurch jünger als die erfüllten Spalten erweisen, sonst wären sie wohl nicht leer geblieben.

Teils laufen die Spalten kreuz und quer durch die Lager, teils sind sie gruppenweise darin angeordnet. Meist durchsetzen sie fast senkrecht die Lager, die an ihrem Ausgehenden gewöhnlich eine söhliche Lagerung besitzen. Die Spaltengruppen folgen verschiedenen Streichrichtungen¹⁾, entsprechend der verschiedenen Richtung des jeweiligen Gebirgsdruckes, der die Spalten erzeugte. Es wäre aber vermessen, aus den Richtungen der Spalten auf diejenigen der Gebirgsdrucke schließen zu wollen.

Untersucht man die feinen Spalten der Smirgellager an der Kontaktlinie von Smirgel und Marmor in den Tagbauen,

¹⁾ Es seien hier einige dieser Richtungen, die ich vor Jahren in Gruben beobachtete, angeführt. In der Hauptgrube von Stravolagáda lief die Haupttrichtung der Spalten S. 56—74° O, bei fast vertikalem SSW- oder NNO-Fallen. Daneben zogen andere Spalten schräg, nämlich nach N 36° O, nach N 46° O bei nordwestlichem fast vertikalem Fallen, endlich nach N 79° O bei nördlichem, ebenfalls fast vertikalem Einfallen. In der Hauptgrube von Spilios richtete sich eine Spaltenschar nach N 51—66° W, eine andere nach N 24° O, beide fielen fast vertikal ein. Andere Spalten daselbst liefen N 71° W bei steilem SSW-Fallen, und in einer andern Grube von Spilios bemerkte ich N 36° W streichende, fast senkrecht einfallende Spaltengruppen neben anderen, die nach verschiedenen Richtungen orientiert waren. In Káto Briádi von Aspalathropòs zog ein Bündel paralleler vertikaler Spalten nach N 4° O, ein anderer nach OSO, bei steilem SSW-Fallen. Erstere waren fein und leer, nur mit gelbem und rotem Eisenrost an den Wänden bekleidet, letztere mit einer Füllung hauptsächlich aus weißem Glimmer versehen. In einem Bruch des eigentlichen Aspalathropòs beobachtete ich eine NNO-liche Haupttrichtung der Spalten mit vertikalem Einfallen und in einem andern Bruch daselbst eine Spaltenschar nach N 31° W streichend, bei fast senkrechtem Fallen. Diese letzteren waren feine, leere Risse und einige davon mit einem Eisenrostanflug versehen. Der große Tagbau von Macháràs war von zahlreichen Spalten dicht nebeneinander durchsetzt, die meist OSO strichen und steil bis vertikal SSW fielen. Sie waren erfüllt mit einer Kombination von Margarit, Chlorit und Kalkspat.

z. B. von Machäràs, Kakóryakas oder Aspalathropòs, so findet man, daß dieselben oft am Marmor abschneiden, ohne ihn zu durchsetzen (Fig. 22), wohl eine Folge der Starrheit des Smirgels, die größer ist als beim Marmor. Einem analogen Fall, aber im großen Maßstab, begegnet man an den Bergen von Skoúpelos (Amómaxi-Gebirge) und Profitis Ilias (östlich von Sagri), schon wenn man diese Berge von der Ferne beobachtet. Am südlichen,

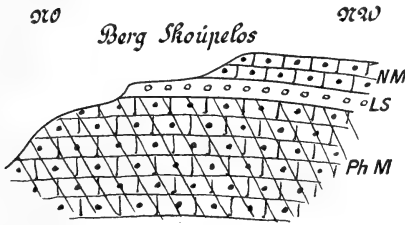


Fig. 27.

Zerklüftung des Phanári-Marmors (PhM) an der nördlichen Talwand des Routzouína-Tals unterhalb von Skoúpelos, an der der hangende Liónas-Schiefer (LS) nicht teilnimmt. Schematisch dargestellt.

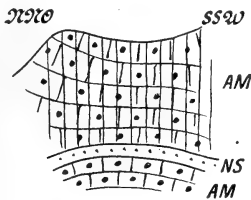


Fig. 28.

Zerklüftung des Amómaxi-Marmors (AM) am nordwestlichen Gehänge des Berges von Profitis Ilias bei Sagri, von der der liegende Nebenschiefer (NS) nicht betroffen wurde. Schematisch dargestellt.

zum Routzouína-Tal hinabführenden Steilabhang des ersteren Berges (Fig. 27) und am westlichen Abhang des letzteren (Fig. 28) ist der Phanári-Marmor (PhM) bzw. der Amómaxi-Marmor (AM) von einem System fast vertikaler Spalten (Zerklüftung) durchsetzt, die am darüber liegenden Liónas-Schiefer (LS), bzw. am darunter liegenden Nebenschiefer (NS) abstoßen, ohne ihn (als solche) zu durchsetzen.

An stark vom Gebirgsdruck beansprucht gewesen Partien sind die Lagerstätten sehr brüchig und in einzelne, lose aneinandergefügte kleinere und größere Stücke und Blöcke verwandelt, so daß der Smirgel an solchen Stellen mit der Keilhau oder Brechstange gewonnen werden kann. Entweder sind

derartige Risse leer (Kastelláki, unterer Spílios), oder mit Margaritschuppen erfüllt, die in feinen Lagen die gewonnenen Smirgelstücke rund herum überziehen (Amália). Mit jener Zerspaltung des Smirgels hängt auch die Erscheinung zusammen, daß der Kontaktmarmor hier, so am unteren Spílios, oft ganz mürbe und zerfallend ist, so daß ein leiser Druck zwischen den Fingern genügt, um das Handstück zu lauter Sandkörnern zu verwandeln. Auch sind an derartig gestörten Partien der Lagerstätten die Nebengebilde am Salbandmarmor stark verändert (S. 50).

Als Begleiterscheinungen der Spaltung des Smirgels treten bisweilen Gleitflächen auf. Solche Smirgelflächen sind spiegelartig poliert und flach gestreift. Sie sind oft mit einer feinen, ebenfalls spiegelnden Eisenkruste bedeckt. Kratzt man diese weg, so erscheint die darunter liegende Fläche auch poliert.

Wir haben vorhin zwischen leeren und erfüllten Spalten unterschieden. Die Füllung der letzteren bleibt auf den Smirgel beschränkt, d. h. sie greift nicht in den Salbandmarmor ein, teils weil die Spalten sich nicht in den Marmor fortsetzen, teils weil die Füllungsmineralien eine gemeinsame Herkunft mit den, oder bisweilen auch eine Abstammung von den Gemengteilen des Smirgels haben können (S. 101, 102—103 und 108—109). Sie besteht beim unteren Smirgel fast immer aus Margarit, dem in der Regel verschiedene andere Mineralien in mehr untergeordneter Menge beigegeben sind: Muscovit, Turmalin, Pyrit, Magnetit, Eisenglanz, Chlorit, Talk; seltener Diaspor, Disthen, Limonit, Kalkspat; sehr selten Biotit, Rutil und Quarz. Außerdem sind häufig erdige, kaolinartige oder steinmarkähnliche Zersetzungsprodukte zu finden. Die Füllungsmineralien sind gewöhnlich in wohlentwickelten Individuen vertreten. Sie bestehen fast durchweg aus denselben Spezies, die auch die Smirgelmasse ausmachen, welche außer ihnen fast keine anderen aufweist. Es kehren bei allen Lagerstätten der Gruppe immer dieselben wieder, natürlich in wechselnden Mengen. Es läßt sich ferner oft eine gewisse Reihenfolge in der Ausscheidung derselben wahrnehmen. Beim oberen, körnigen oder dichten Smirgel, wo die Füllung sowohl der Spezies als der Quantität nach viel weniger entwickelt ist, sind es fast ausschließlich feine weiße Adern von kleinschuppigem, oft pulverig ausgewittertem Margarit, die denselben durchsetzen. Selten bemerkt man darin etwas Turmalin in kleinen Kryställchen oder auf Rissen etwas Diaspor. Beim Chloritoidsmirgel besteht die Füllung charakteristischerweise aus Chloritoid und Sapphir in feinen bzw. kleinen Adern, zwei Mineralien, die dem unteren

Smirgel vollständig, dem mittleren so gut wie vollständig fehlen. Statt der wasserfreien Korunds findet man beim unteren Smirgel den wasserhaltigen Diaspor, und statt des wasserärmeren Chloritoids den wasserreicheren Chlorit. Die Spaltenfüllung des mittleren Smirgels, soweit es sich nicht um das dichte Vorkommen vom Pyrgos tou Chimárrou handelt, entspricht der des unteren; sie ist aber weniger als hier entwickelt, sowohl in bezug auf Art als auch auf Menge der Individuen. So ist in Koxaki fast nur Margarit, Muscovit, Chlorit und etwas derber (kleine Adern), selten krystallisierter (große Oktaëder) Magnetit zu bemerken. Hier fand sich auch einmal in einer Smirgelspalte eine Gruppe von großen, spitzrhomboëdrischen, bläulichen Korundkrystallen, die sämtlich zum großen Teil in kleine weiße Glimmerschüppchen umgewandelt waren. Das waren Anklänge des oberen Smirgels.

Es sei nun nachstehend das Vorkommen der gewöhnlichen Füllungsmineralien näher erörtert. Mit Ausnahme des Korunds und Chloritoids, die, wie gesagt, dem oberen, speziell dem Chloritoidsmirgel eigen sind, beziehen sich alle übrigen Mineralien fast nur auf den unteren (Amómaxi-Gebiet), zum kleinen Teil auch auf den mittleren Smirgel.

Der Margarit ist das weitaus häufigste Spaltenmineral, jedoch nicht immer vom Muscovit zu unterscheiden. Die letztere Beobachtung machte auch KRÄMER beim kleinasiatischen Smirgel. Der Margarit bildet größere (bis über 2 cm) bis feine, schneeweiße oder etwas grauliche, stark perlmutterglänzende Schuppen, die sich an allen älteren Spalten und Rissen ansiedeln. Gewöhnlich erfüllt er mehr oder weniger die Spalten in Vergesellschaftung mit anderen Mineralien. Öfter aber bildet er kleine fingerdicke Adern aus größeren Lamellen. Entweder füllen dann die dicht aneinander sich drängenden und gewundenen Lamellen den Raum vollständig aus und stehen senkrecht zu den Salbändern (Fig. 29), oder sie sind gruppenweise geordnet, wobei die verschiedenen Gruppen in beliebigen Winkeln aneinanderstoßen und Hohlräume zwischen ihnen zurücklassen. An besonders zertrümmerten Lagerpartien erfüllt der Margarit oft alle Risse, so daß die Smirgelstücke von einem Glimmerwerknetz umflochten erscheinen (Amália). Auf größeren Hohlräumen sieht man bisweilen große, fächerförmig gruppierte, taflige Aggregate. Der Margarit dringt auch bis in die innersten Winkel der Pyritadern von Mavrophárangas ein und überzieht ferner Brauneisenkrystalle, die Pseudomorphosen von Pyrit darstellen. Sind die Margaritschuppen winzig klein, so färben sie ab und fühlen sich fettig an. Sie gleichen dann

dem Talk, der ähnliche Vorkommen hat. Oft ist der Margarit durch sekundäre Lösungen bräunlich, rötlich, gelblich, selbst goldgelb gefärbt. Die Durchtränkung ist so fein, daß selbst feinste, blutrote Spaltungslamellen bei durchfallendem Lichte durchaus homogen gefärbt erscheinen. Gegen den Rand hin schwächt sich die Farbe ganz allmählich ab, bis schließlich die Lamelle farblos wird. Selten sind die Lamellen schwärzlich (durch Mn) gefärbt.

Die sekundäre Entstehung des Margarites aus Korund bezw. Diaspor liegt in vielen Fällen auf der Hand. Diese Umwandlung kann man besonders an verwitterten Smirgelstücken

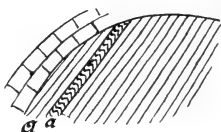


Fig. 29.

Eine Margaritader a im Smirgel mit gewundenen Lamellen senkrecht zu den Aderwänden stehend. Dicke 4 cm. Der Smirgelteil A zwischen ihr und dem Kontaktmarmor links ist stark zersetzt und dadurch mit viel Margarit vermengt.

Aus einer Schürfarbeit von Káto Mavrophárangas.

im Salbandmarmor und an den Korundzonen des gebänderten Smirgels verfolgen (S. 50, 74). Selbst an frischen Zonen haften kleine Margaritschuppen. Andererseits ist der Margarit oft der Struktur nach vom Diaspor nicht zu unterscheiden, so daß wohl auf eine Abstammung des ersteren aus dem letzteren zu schließen ist. TSCHERMAK sagt von einer naxischen Smirgelprobe: „Wo der Korund unreiner ist, wird er öfter von Margaritblättchen begleitet“. KRÄMER berichtet (kleinasiatischer Smirgel), daß feine Spältchen im Korund oft mit Margarit ausgefüllt sind, und daß daher die Annahme sehr nahe liegt, falls man auch noch die von GENTH und SMITH nachgewiesenen Überzüge und Umhüllungen von Korund und Margarit (nach GENTH auch Pseudomorphosen von Margarit nach Korund) berücksichtigt, daß der Margarit, wie der ihm sehr ähnliche Muscovit, der ihn mitunter vertritt, gleichfalls ihre Entstehung aus dem Korund genommen haben. Seinerseits verwittert der Margarit zu weißlichem, durch Fe-Lösungen auch gelblichem oder rötlichem Pulver, worin frische Muskovit-schuppen auftreten; diese waren wohl mit dem Margarit vergesellschaftet und blieben von der Verwitterung verschont.

Dabei behält oft der ausgewitterte Margarit seine ursprüngliche Strukturform bei. Pulvrige Verwitterung zeigen namentlich die feinen Margaritadern des dichten oder sehr feinkörnigen oberen Smirgels.

Das Vorkommen des Muscovits ist ähnlich dem des Margarits. Beide Mineralien sind ja auch eng miteinander verbunden und, wie gesagt, oft nicht voneinander zu unterscheiden. Schöne sechsseitige Muscovitsäulen sitzen bisweilen auf Spaltwänden des Phyrostéphani-Smirgels. In Krimnòs bildet der Muscovit fingerdicke Adern im Smirgel, mit etwas Quarz und Kalkspat vermengt. Der Struktur nach ist dieser Muscovit hier dem Diaspor ähnlich. Über die Herkunft des Muscovits sagt TSCHERMAK folgendes: „In einigen Proben erfüllt der Muscovit Höhlungen in Korundkrystallen. Manche dieser Höhlungen beginnen an den Konturen des Durchschnittes mit einer kleinen Öffnung, welche sich nach dem Innern zu allmählich erweitert, so daß die Vermutung beginnender Pseudomorphose von Muscovit nach Korund sehr nahe gerückt wird, um so mehr, als derartige Bildungen von GENTH¹⁾ beschrieben wurden“. Auch KRÄMER berichtet von Pseudomorphosen von Muscovit (Damourit) nach Korund bei kleinasiatischen Vorkommnissen.

Biotit ist sehr selten; ich habe nur ein paar breitere Lamellen, davon mitten in viel Margarit auf einer Smirgelprobe von Aspalathropòs beobachtet. Auch als Gemengteil des Smirgels ist der Biotit selten. (Vergl. S. 68; Probe Nr. 6, S. 77—78; Probe S. 78.)

Chlorit, weder bei TSCHERMAK noch bei KRÄMER (kleinasiatischer Smirgel) erwähnt, ist sehr häufig in gewissen Vorkommnissen (Skáphi von Machäràs, Aspalathropòs zum Teil, Koxaki), für die er charakteristisch ist. Sonst ist er ziemlich selten. Im oberen Smirgel habe ich ihn nicht getroffen. Er bildet größere und kleinere grünliche Schuppen teils in Aggregaten für sich (Koxaki), teils namentlich in Vergesellschaftung mit Margarit (Machäràs, Aspalathropòs, Krimnòs, Koxaki).

Talk, von den genannten Autoren ebenfalls nicht erwähnt, ist stellenweise als feinschuppige, fettig anzufühlende Aggregate, mit etwas weißem Glimmer (und Magnetit) vermengt, im unteren Smirgel zu treffen. Er ähnelt dem Margarit.

Der Diaspor ist viel weniger häufig, als man erwarten sollte. Er bildet auf Spaltwänden des unteren Smirgels ver-

¹⁾ American Philos. Society, August 1892. Ref. in Groth's Zeitschr. f. Kryst. IX, S. 87.

einzelte größere Blätter und blättrige Aggregate, die sich oft gitterförmig gruppieren, selten dicke Tafeln. Auch bildet er kleine Adern im Smirgel, welche sich an zerstückelten Partien vielfach kreuzen. Im oberen Smirgel trifft man noch seltener Diaspor, und zwar nur in vereinzelt Blättchen, ausnahmsweise in Aggregaten. Die Farbe des Diaspors ist graulichweiß; bei dicken Tafeln ist sie auch schwach grünlich. Die Spaltflächen zeigen starken Perlmutterglanz. Zwischen Diaspor und Margarit besteht eine Übergangsreihe in der Ähnlichkeit der Individuen. Sie deutet wohl auf eine Umwandlung des ersteren Minerals in das letztere hin.

Daß der Diaspor ein Umwandlungsprodukt des Korunds ist, dürfte wohl kaum zweifelhaft sein. Dies zeigen bei manchen Fällen die Korundformen des Diaspors und die pseudomorphen Krystalle des letzteren nach dem ersteren (z. B. Síkinos, S. 42).

Der Disthen ist ebenfalls ziemlich selten; als Fundstätte können wir Aspalathropòs nennen. Hier bildet er blaß- oder grünlichblaue Aggregate von großstänglich-plattiger Struktur mit vollkommener Spaltbarkeit nach einer Richtung. An den Flächen haften hier und da kleine weiße Glimmerschuppen (wohl Muscovit), offenbar eine Umwandlung des Disthens. Bei anderen Vorkommnissen (Kakà Briádia) hat der Disthen dunkelbraune Farbe, die von fein eingesickertem Eisenhydroxyd herrührt. Disthen habe ich nur im unteren Smirgel (Amómaxi) getroffen.

Der Turmalin ist bei gewissen Vorkommnissen (Kakóryakas, Stravolangáda u. a.) ein sehr häufiges, zum Teil charakteristisches Kluffmineral. Er ist im unteren Smirgel (Amómaxi) entwickelt, im oberen dagegen fehlt er bis auf sehr spärliche kleine Kryställchen. In Amómaxi kommt er in vereinzelt oder zu Aggregaten vereinigt kleinen und größeren, gut ausgebildeten schwarzen Säulen ohne Terminalflächen von 3-, 6- oder 9-seitigem Querbruch vor, oft auch in feinen Nadeln. Er ist gewöhnlich mit Margarit vergesellschaftet. Weniger häufig sind krystallinische Aggregate des Turmalins, die in bis etwa 1 cm dicken Tafeln Spaltwände des Smirgels überziehen oder kleine Adern in demselben bilden. Sie sind mit deutlichen Turmalinkrystallen, besonders nach dem freien Raum zu, vermengt. Seltener durchtränkt der Turmalin gewisse Partien des Smirgels in kleinem Umfang in Form von kleinen bis staubförmigen Körnern (S. 101).

Der Pyrit ist bei gewissen Vorkommnissen von Amómaxi (Mavrophárangas, Kakóryakas, Káto Briádi von Aspalathropòs), sowie bei Kalikatzíni (mittlerer) und Hágios Artémios (oberer

Smirgel) sehr verbreitet. Er pfl egt in Spalten des pyri thaltigen Smirgels aufzutreten. Er bildet Klümpchen in Vergesellschaftung mit anderen Mineralien (Machâràs), oder er überkrustet die Spaltwände in dickeren Tafeln und feinen Anflü gen (Kakóryakas, Kalikatzíni), oder er sitzt auf Hohlräumen in großen, in Limonit umgewandelten Würfeln und Pentagondodekaëdern (Káto Briádi von Aspalathropòs), oder endlich er erfüllt kleine Risse im Smirgel (Mavrophárangas). Er ist bisweilen messinggelb angelauten, wodurch er dem Kupferkies äh nelt. Der frische Bruch aber zeigt die weißgelbe Farbe.

Der Magnetit, obwohl der zweite Hauptgemengteil des Smirgels, ist nicht sehr verbreitet in der Spaltenfüllung. (Korund, der erste Gemengteil, kommt gar nicht im unteren Smirgel als Füllungsmineral vor.) Der Magnetit bildet meist kleine rundliche Klümpchen und schöne Oktaëderchen¹⁾ (Kakóryakas usw.) in Vergesellschaftung mit anderen Mineralien oder derbe Massen, die die Spaltwände in dicken Krusten und Schalen überziehen (Renídi, Keramoti) bzw. kleine Adern im Smirgel bilden (Koxaki). Hier trifft man auch bisweilen große Oktaëder.

Eisenglanz ist verbreiteter als Magnetit. Er bildet hauptsächlich sekundäre dünne Krusten von Gitterstruktur oder Anflüge, die sich über alle Gemengteile der Füllung ausbreiten. Sie haben oft schöne Anlauffarben (blau, grün, violett, goldgelb). Krystallisierter Eisenglanz ist weit seltener: das sind meist kleine Täfelchen. Auch derber Hämatit ist nicht häufig. Der Eisenglanz erfüllt endlich bisweilen feine Risse im Smirgel, die beim gebänderten schräg zur Bänderung laufen. Als feinst er roter Ocker überzieht er die feinen leeren Spalten des Smirgels in Verbindung mit gelbem Ocker (Limonit) und zum Teil auch mit Sinterkalk.

Der Limonit ist ziemlich häufig zu treffen, und zwar namentlich als Umwandlungsprodukt des Pyrits. Das sind kleine derbe Massen, worin vielfach noch ein frischer Pyritkern steckt, oder große Würfel und Pentagondodekaëder pseudomorph nach Pyrit. KRÄMER (kleinasiatischer Smirgel) spricht auch von guten sechsseitigen Pseudomorphosen des Limonits nach Rhombendodekaëdern von Magnetit.

Manganoxyd, ein Auslaugungsprodukt wie der meiste Eisenglanz, habe ich in Kakóryakas und Aspalathropòs als schwarzen Überzug und feine Imprägnation des weißen Glimmers getroffen, die ihn schwarz färbte.

¹⁾ Nach TSCHERMAK bisweilen in Martit umgewandelt.

Der Kalkspat ist nicht häufig. Er ist fast nur in Macharás, in großen, trüben oder braunen Rhomboëdern in Vergesellschaftung mit Margarit usw. zu finden.

Rutil habe ich selbst nicht angetroffen. Ein Smirgelarbeiter zeigte mir einen größeren, unvollkommenen Krystall; er habe ihn in einer Smirgelspalte von Renídi gesammelt.

Der Quarz kommt sehr selten in der Füllung vor, daher wird er von Autoren nicht erwähnt. Er bildet kleine spärliche Körner in Verbindung mit Kalkspat in Muscovitadern (Renídi).

Von Verwitterungs- und Zersetzungsprodukten kommen erdige sowie weißliche oder gefärbte kaolin- und steinmarkähnliche Massen vor. Letztere sind Umwandlungsprodukte namentlich des Margarites, denn sie bewahren häufig die ursprüngliche Schuppenstruktur des Glimmers auf oder schließen frische Muscovitlamellen ein, die von der Umwandlung verschont blieben (S. 56). So sind auch die feinen Margaritadern des dichten oder sehr feinkörnigen oberen Smirgels sehr oft zu weißlichem Pulver umgewandelt. TSCHERMAK erwähnt von einer Smirgelprobe, daß sie hier und da kleine weiße Partikelchen von erdiger Beschaffenheit enthielt, welche wohl als Verwitterungsrest des Margarites anzusehen sind.

Endlich ein grünlicher Anflug, den ich einmal auf natürlicher Fläche eines losen Smirgelstückes traf, konnte mikroskopisch nicht bestimmt werden. U. d. M. sieht man, „daß dieses Mineral aus einer graugelblich durchscheinenden trüben Masse besteht, doch ist es nicht möglich, dasselbe auf mikroskopischem Wege zu identifizieren“.

Nakrit bezw. Pholerit, von SMITH beim naxischen Smirgel angegeben, können manche kleine weißliche Schuppenaggregate sein, die mit Margarit äußerlich zu verwechseln sind.

Schließlich sind noch zwei Mineralien zu erwähnen, die, wie gesagt, für die Kluftausfüllung des oberen Smirgels, und zwar speziell des Chloritoidsmirgels charakteristisch sind: Korund und Chloritoid.

Der Korund, gewöhnlich derb, bildet Adern oder größere Körner und unregelmäßige Kornaggregate von bläulicher oder schönblauer Farbe, die in der dunklen Smirgelgrundmasse auffallen. Die Adern erscheinen vielfach zerstückelt, die einzelnen Stücke sind oft gegeneinander verschoben. Im Chloritoidsmirgel trifft man häufig als Füllung von kleinen Klüften Verwachsungen von derbem bläulichen Korund mit großblättrigem Chloritoid. Auf Spaltwänden desselben Smirgels sitzen manchmal große spitzrhomboëdrische oder säulige Krystalle von Korund, letztere bisweilen zu Zwillingen ver-

wachsen (Hágios Artémios). Sie sind oft mit Chloritoidtafeln durchwachsen. Der Korund ist stets frisch. Bei den Krystallaggregaten aber, die sich in einer Spalte des Koxaki-Smirgels vorfanden (S. 33), waren sie größtenteils zu Glimmer verwandelt.

Der Chloritoid bildet gewöhnlich feine Adern aus kleinen Schuppen im Chloritoidsmirgel. In größeren Tafeln erfüllt er kleine Klüfte darin, oft in Verwachsung mit Korund.

Die Mineralien der Spaltenfüllung zeigen manchmal paragenetische Assoziationen. Am bezeichnendsten ist die soeben erwähnte Verwachsung von bläulichem Korund mit großschuppigem Chloritoid. Beim unteren Smirgel charakteristisch ist in Skáphi von Macháràs und zum Teil auch in Aspalathropòs die Verbindung von Glimmer und Chlorit, zu der beim ersteren Vorkommen sich oft noch große Kalkspatrhomböeder gesellen. Chlorit bildet auch für sich allein schuppige Aggregate in Koxaki. Mit der Kombination Margarit und Chlorit in Macháràs und Aspalathropòs ist auch eine lichtere Farbe des Smirgels (stahlgrau) verbunden. Der Turmalin charakterisiert namentlich das Vorkommen von Kakóryakas, sodann dasjenige von Stravolangáda und andere. Dabei ist die Farbe des Smirgels am dunkelsten (eisenschwarz); dieser zeichnet sich durch Reinheit aus. Pyrit ist auch sehr charakteristisch für gewisse Lagerstättenpartien (Kalikatzíni, Kakóryakas, Hágios Artémios).

Auch eine gewisse Sukzession in der Ausscheidung der Mineralien der Spaltenfüllung läßt sich oft erkennen. So liegen die schwarzen Turmalinsäulen häufig in derbem Pyrit, im Eisenglanz, Glimmer, Diaspor eingebettet, woraus sie herauswittern, ihre schöne prismatische Hohlform darin zurücklassend. Oft sieht man auch feine Turmalinnadeln, die Margaritblättchen durchspießen. Magnetitoktaëderchen stecken bisweilen in Glimmer oder Diaspor und beim Herausfallen hinterlassen sie ihre negative Krystallform darin. An anderen Stellen jedoch sieht man Magnetitoktaëderchen oder -körner auf Margarit (in Aggregaten aus breiteren Lamellen) oder Magnetitkörner auf Diaspor frei aufsitzen. In den Pyritadern von Mavrophárangas sehen wir den Margarit sich bis in die kleinsten Winkel hineinsiedeln, und in Aspalathropòs sehen wir ihn die Flächen der in Limonit umgewandelten Pyritkrystalle, oder in Macháràs die Oberfläche der mit frischem Pyritkern versehenen Brauneisenerzknollen überziehen. Dabei braucht der Glimmer wohl nicht sich erst auf dem umgewandelten Pyrit angesetzt zu haben, er könnte ebensogut am ursprünglichen Pyrit haften.

In Machäràs kann man den Kalkspat in Margarit eingewachsen sehen. Bei der Verwachsung von Chloritoid und Körund im Chloritoidsmirgel scheint der Korund älter zu sein, da von gitterförmig aneinander sich kreuzenden Tafeln aus beiden Mineralien diejenigen des Korunds durchgehen, die das Chloritoids dagegen an jenen abstoßen.

Es läßt sich endlich wohl auch eine Reihenfolge von Mineralassoziationen wahrnehmen. So bemerkte ich in einer größeren Smirgelspalte von Machäràs eine erste Generation, ein inniges Gemenge von Glimmer und Chlorit und Kalkspat (letzterer schien das jüngste Glied der Assoziation zu sein). Der Glimmer war trübweiß, seidenglänzend und klein- bis großschuppig, zum Teil auch feinkörnig (sehr feinschuppig). Auf dem Kalkspat saß nun eine zweite Generation aus feinen Glimmerschuppen schräg oder senkrecht zur Kalkspatfläche. Ihr Habitus war auch von dem der vorigen Generation verschieden: der Glimmer war nämlich wasserhell und bestand aus sehr zarten, frei aufsitzenden Schüppchen von mittlerer Größe.

IV. Das Smirgelgestein.

Die petrographische Untersuchung des griechischen Smirgels (mikroskopische und chemische Analyse, Bestimmung von Härte und Schleifwert) bezieht sich bisher fast nur auf den naxischen Handelssmirgel, d. h. den unteren Smirgel, körnige Abart, des Amómaxi-Gebietes. Sie wurde durch die GRIECHISCHE REGIERUNG veranlaßt, die sich über ihr Produkt genauer unterrichten wollte. So wandte sie sich 1892, auf Anraten des damaligen Sektionschefs im griechischen Finanzministerium Prof. DAMBERGIS einerseits an TSCHERMAK, behufs mikroskopischer Untersuchung des Smirgels, andererseits an das GENERALPROBIERAMT zu Wien, betreffs chemischer Analyse und Bestimmung von Härte und Schleifwert. Die chemische Analyse von 7 Proben wurde von OSER, die Bestimmung derselben auf Härte und Schleifwert von ROSIWAL ausgeführt. TSCHERMAK mikroskopierte nicht weniger als 29 Proben. Es waren lediglich Repräsentanten des Handelssmirgels, also keine planmäßige Entnahme der Proben behufs systematischer Erforschung der Lagerstätten. TSCHERMAK legte seine schöne Arbeit in TSCHERMAK's Miner. und petrogr. Mitteilungen nieder¹⁾, ROSIWAL ließ von seinen ausführlichen Versuchen nur eine Tabelle mit einigen Zahlen erscheinen²⁾, und es ist mir nicht bekannt, ob OSER etwas von

¹⁾ a. a. O.

²⁾ Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt Wien 1899 S. 218.

seinen Analysen irgendwo veröffentlicht hat. Da die Arbeiten OSERS und ROSIWALS wissenschaftliches Interesse beanspruchen, so werde ich sie im folgenden der Hauptsache nach wiedergeben nach den Berichten, die dieselben damals der griechischen Regierung abstatteten¹⁾.

Außer den chemischen Analysen existieren noch andere über den naxischen Handelssmirgel, worunter welche von RAMELSBERG (im Auftrage der griechischen Regierung), LUDWIG, JAGNAUX.

Ich selbst ließ auch einige Untersuchungen des naxischen (namentlich mittleren und oberen) Smirgels ausführen: mikroskopische und chemische Analysen, Bestimmung von Korngröße und Schleifwert.

A. Petrographische Beschaffenheit.

Wir haben bereits verschiedene Arten des griechischen Smirgels kennen gelernt: den *körnigen*, den *gebänderten*, den *schiefrigen*, den *glimmerschieferartigen*, den *Smirgel-Glimmerschiefer* und *Smirgel-Sillimanitschiefer*, den *Marmor-Smirgel* und *Smirgel-Marmor*, den *dichten Smirgel*, den *Chloritoid-Smirgel*, den *Pyrit-Smirgel*, endlich den *grünen Smirgel* (S. 37). Die meisten dieser Arten zerfallen in weitere Abarten. Wir haben ferner gesehen, daß sie nicht zufällig über die verschiedenen Marmorstufen verteilt sind, sondern daß dabei im allgemeinen eine gewisse Gesetzmäßigkeit herrscht. So ist der körnige und der gebänderte Smirgel, und andere Arten, charakteristisch für den unteren, der dichte und der Chloritoid-Smirgel für den oberen Smirgel usw.

Wir wollen im folgenden obige Smirgelarten betrachten.

1. Der körnige Smirgel.

Je nach der Marmorstufe — unterer, mittlerer, oberer —, der der *körnige* Smirgel gehört, zeigt dieser im allgemeinen verschieden großes und überhaupt krystallines Korn: feines bis beinahe dichtes, was auch den Gesamthabitus des Gesteins ändert. Es empfiehlt sich daher, den körnigen Smirgel bei diesen drei Stufen für sich zu betrachten, um so mehr, als die Beschaffenheit desselben bei der unteren Stufe (Handelssmirgel) durch TSCHERMAK gründlich bekannt ist.

1a. Unterer Smirgel.

Der untere Smirgel, der naxische Handelssmirgel, bildet ein inniges Gemenge von feinen Körnern graulichen, auch bläulichen Korunds und metallisch glänzenden Magnetits. Dadurch

¹⁾ Vergl. auch meine griechische Schrift über die Smirgelfrage

und weil die Korundkörner durch Magnetiteinschlüsse getrübt sind, erscheint das Gesteinsgefüge aus lauter schwärzlichen Körnern bestehend, trotz der überwiegenden Mehrzahl der Korundkörner. So hat auch das Gestein in der Regel eisengraue oder eisenschwarze und etwas halbmattliche Farbe, manchmal mit einem Stich ins Bläuliche.

Das ist der typische Smirgel der meisten Vorkommnisse. Ist das Korundkorn weniger getrübt oder seine Verwachsung mit dem Magnetit keine so innige, dann bekommt der Smirgel etwas hellere Farben, stahlgrau oder dunkelgrau, auch verliert er seinen schwachen Glanz (Machäràs, Aspalathropòs zum Teil, usw.). Oft sondern sich viele Korund- und Magnetitkörner aus der Smirgelgrundmasse. Oder das sonst gleichmäßig gekörnte Gestein nimmt häufig ungleiches Korn an: das sind größere Erzkörner (Magnetit, Hämatit), seltener Korundkörner, die dann eine gewissermaßen porphyrtartige Gesteinsstruktur hervorrufen (Kakóryakas z. T.) In anderen Fällen sinkt das Korn zu großer Feinheit herab; das Gefüge bekommt dann ein sehr gleichmäßiges, lebhaft schimmerndes Aussehen und ebenen Bruch (Kabì, Pezoulàs). Andererseits kann das Korn ziemlich grob werden; das Gefüge wird rau und glimmerig, mit splittrigem Bruch (Phyrostepháni).

Mit dem bloßen Auge betrachtet, sieht das Korn meist rundlich aus. Häufig aber zeigt es eine gestreckte Form. Das ist besonders der Fall bei den größeren oder porphyrtartigen Erzkörnern, die dann plattiger scheinen. Dadurch wird der Smirgel schwach parallel struiert. Sind die porphyrtartigen Erzkörner besonders groß (sie erreichen ungefähr 1 cm im Durchmesser), so erscheinen sie wie Flecken auf der Gesteinsspaltfläche. Die plattige Gestalt der porphyrtartigen Erzkörner rührt aber auch von ihrer Spaltbarkeit her; der Smirgel bekommt dadurch auch einen gewissen Schimmer auf der frischen Spaltfläche (Kakóryakas). Aber selbst das rundliche Smirgelkorn erweist sich unter dem Mikroskop mehr oder weniger gestreckt; das gilt namentlich für den Magnetit, weniger für den Korund. Deshalb läßt sich der Smirgel (z. B. beim Bohrversuch) stets leichter nach einer Richtung — der der Streckung, welche bei den Smirgelagern mit der Bankung des Muttermarmors zusammenfällt — als nach irgendeiner anderen bearbeiten. Die Streckung (wie die Bankung) ist offenbar das Produkt von Gebirgsdruck.

Die Festigkeit des Smirgelkornes ist groß; größere, rundliche Smirgelstücke vermag man oft selbst mit dem schweren Fäustel nicht zu zerschlagen. Sie geben dabei Funken. Die große Festigkeit des Smirgelkornes zeigt sich, wenn man bei

der Gewinnung des Smirgels bisweilen versucht, denselben in der Richtung senkrecht zur Streckung zu bohren. Er gibt äußerst schwer nach. Daher werden die Bohrlöcher in der Regel in die feinen oder gut ausgefüllten Spalten des Smirgels angesetzt. Der Smirgel ist in der Regel dickbankig (bis über 1 m). Er bricht meist in großen Blöcken.

Der Smirgel wird gewöhnlich mehr oder weniger vom Magneten angezogen, bis zu Stücken von Haselnußgröße etwa. Manchmal aber zeigte der Smirgel diese Eigenschaft selbst in kleinsten Partikelchen gar nicht bei Stücken, die aus demselben Vorkommen (z. B. Kakóryakas) genommen waren. Dieses verschiedene Verhalten hängt ab von der wechselnden Menge der Magnetitkörner, von der Menge der Magnetiteinschlüsse im Korund, endlich vom Umwandlungsgrad des Magnetits in Hämatit.

Das spezifische Gewicht des Smirgels schwankt nach den Bestimmungen OSERS zwischen 3,841 und 4,098 (vgl. Tabelle I, S. 87).

Über die mikroskopische Struktur der Hauptgemengteile Korund und Magnetit sei folgendes nach TSCHERMAK mitgeteilt¹⁾.

Der Korund tritt selten in wechselnden gröber- und feinkörnigen Lagen auf; gewöhnlich ist er mehr gleichförmig körnig, also er bildet meistens rundliche Körner. Der Korndurchmesser schwankt zwischen 0,05 und 0,52 mm, er ist im Durchschnitt ungefähr 0,22. Wenn die Körner trübe sind und ineinander verfließen, so ergibt sich das Bild einer schwammigen Masse. Dann macht das Bild bei der Beobachtung zwischen gekreuzten Nicols den Eindruck, als ob die Grenzen der Korundkörner sich verwischten. In diesem Fall sieht das ganze undeutlich und wirr netzförmig gezeichnet aus, der staubige Korund bildet sodann eine unbestimmt gegliederte Masse, in welcher die schwachen Erzkörper grobe Poren zu erfüllen scheinen. Oft aber zeigt der Korund Strukturformen, und zwar bald solche von ganz unregelmäßiger Gestaltung, so daß der Smirgel größtenteils aus mannigfaltig abgegrenzten Stücken von körnigem Korund zusammengesetzt erscheint, oft endlich bildet der gleichförmig körnige Korund linsenförmige, auch spindelförmige Aggregate, welche mit den größten Dimensionen der Erzlagen orientiert und von diesen umgeben sind. Die Korundlinsen zeigen im Durchschnitt etwa 3,37 mm Länge und 1,33 mm Dicke. Die Korundkörner sind auch mit deutlicher Krystallbegrenzung, und zwar dort, wo einzeln Individuen im Eisenerz eingeschlossen

¹⁾ Siehe a. a. O. die mikroskopische Beschreibung von 29 Proben körnigen Handelssmirgel aus den verschiedenen Vorkommnissen des Amómaxi-Gebietes.

erscheinen. Den Übergang der deutlichen Krystalle zu den Körnern bilden gerstenkorn- oder haferkornförmige Krystallisationen. Die Körner sind teilweise blau gefärbt, manchmal jedoch zeigen sie zonalen Bau, indem eine Schicht blau gefärbt, der übrige Krystall farblos ist. Sie sind außerordentlich reich an Einschlüssen, vor allem an Magnetit, der meist in Form von kleinen rundlichen Körnern in regelmäßiger Verteilung auftritt. Die Menge der Magnetiteinschlüsse ist bisweilen so groß, daß die Durchschnitte der Korundkörner fast undurchsichtig sind oder staubig aussehen. Zuweilen sind die Erzpartikelchen von solcher Feinheit, daß sie mit brauner Farbe durchscheinend werden. Die großen Korundkörner werden oft von Erzkörnchen, welche lagenförmig angeordnet sind und im Querschnitte lagerförmige Reihen bilden, durchsetzt. In den größeren Korundkörnern sind bisweilen kleinere eingeschlossen. Weitere Einschlüsse in den Korundkörnern sind häufig Rutilkrystalle, dazu andere farblose, säulenförmige Krystalle, endlich Glaseinschlüsse(?) (als Gasporen häufig von ZIRKEL angegeben) da manchmal in Einschlüssen eine unbewegliche Libelle wahrzunehmen ist.

Der Magnetit erscheint u. d. M. oft in Oktaedern, die nicht selten zu flachen Tafeln verzerrt sind, meistens aber in größeren und kleineren schwarzen Körnchen, bis herab zum feinsten Staub, welcher gleichförmig oder wolkig dem Korund eingestreut ist. Der körnige Magnetit bildet nicht selten größere Putzen von unbestimmter oder rundlicher oder gestreckter Form, worin Korundkörner oder -krystalle eingeschlossen liegen. Von eigentümlicher Bildung sind Erzkörner, die an den Grenzen oft oktaëdrische Formen erkennen lassen und eine einheitliche Spaltbarkeit besitzen. Es sind also unvollkommen ausgebildete Krystalle, welche sich durch die Spaltbarkeit nach den dem Oktaëder parallelen Zwillinglamellen als solche verraten. Sie haben eine Größe von ungefähr 3 mm (und weit mehr S. P.) und rundliche oder längliche Form, treten dort, wo sie vorkommen, immer in großer Zahl in dem Gemenge auf und bringen auf der Bruchfläche einen wechselnden Schimmer hervor (charakteristisch für den Smirgel von Kakóryakas, Siderítis). Sie sind immer von vielen Korundkörnchen und -kryställchen durchsetzt, so daß das Erz im Dünnschliff siebartig durchlöchert erscheint. — Gewöhnlich bildet der körnige Magnetit Lagen, auch feine und linsenförmige Lagen, selten rundliche Nester. Die schiefrige bis plattige Struktur, welche dem (körnigen) Smirgel überhaupt zukommt, wird vorzugsweise durch die Verteilung der Erzkörner hervorgebracht, welche mannigfach unterbrochene dickere und dünnere Lagen bilden, von denen die letzteren wenig zusam-

menhängen, da sie von Korundkörnern durchsetzt erscheinen. Im Dünnschliff nach dem Querbruch ist es oft nur die zeilenartige Anordnung der getrennten Erzkörnchen, welche die Schieferung andeutet. —

Nebengemengteile sind in verschiedenen Arten und Mengen dem Smirgel beigemischt. Die reinen Qualitäten sind makroskopisch mehr oder weniger frei davon. Solche Gemengteile, die, wenn in größerer Menge vorhanden, den Smirgel untauglich machen, sind vor allem heller Glimmer, dann Pyrit, auch Chlorit, Diaspor, Turmalin, sowie eine Anzahl mikroskopisch kleiner Mineralien.

Der helle Glimmer, das weitaus häufigste Nebengemengteil des Smirgels, ist teils Muskovit teils namentlich Margarit. Man ist oft nicht in der Lage, beide Mineralien selbst auf mikroskopischem Wege voneinander zu unterscheiden. Häuft sich der Glimmer an, so entstehen in der Regel mehr oder weniger geschieferte Smirgelvarietäten, weil die Glimmerlamellen sich parallel der Streckung der Körner einzustellen pflegen. Sie leiten zum schiefrigen Smirgel über.

Der Pyrit ist ein sehr häufiger Nebengemengteil des Smirgels, ja bei gewissen Lagerstättenpartien (Kakóryakas) wird er zum charakteristischen Übergemengteil. Er kommt hauptsächlich eingesprengt vor, teils in kleinen bis feinen Körnern (Kalathàs), teils in vereinzelt größeren Körnern und Kornaggregaten (Káto Briádi von Aspalathropòs). In Kakóryakas tritt er in kleineren und größeren Körnern und elliptischen oder unregelmäßigen Kornaggregaten auf, die die sehr feinkörnige matt schwärzliche Smirgelgrundmasse dicht erfüllen und beflecken. Durch Verwitterung des feingesprengten Pyrits bekommt der Smirgel eine gelbgrüne bis gelbliche Farbe (Kalathàs), wird matt und verliert oft den Zusammenhalt seiner Körner. Pyrithaltiger Smirgel gilt als untauglich.

Der Chlorit bildet vereinzelte Blättchen in der Smirgelmasse, ebenso der Diaspor. Ersterer wird bei TSCHERMAK nicht erwähnt. Bei KRÄMER (kleinasiatischer Smirgel) ist er als Umwandlungsprodukt von Biotit angegeben.

Der Turmalin bildet in der Regel kleine bis staubförmige Körner, und gewisse Partien des Smirgels erscheinen vollkommen damit durchtränkt (vg. mikr. Beschaff. S. 101—102). Bei großer Feinheit der Turmalinkörner sehen solche Partien matt aus. In Rissen derselben setzen sich größere Turmalinkörner und kleinere -kryställchen ab. Deutliche Turmalinkryställchen im Smirgel sind selten. Nach TSCHERMAK schließt der Turmalin oft Körner, von Korund, ebenso Eisenpartikeln, häufig auch Rutilkryställchen ein.

Die mikroskopischen Nebengemengteile des körnigen Smirgels sind (TSCHERMAK): Chloritoid, in divergent blättrigen Bündeln von grünen Lamellen; Disthen, in säulenförmigen Krystallen, im Dünnschliff farblos und Einschlüsse von Magnetit beherbergend; Staurolith, teils in länglichen Körnern zwischen den anderen Gemengteilen, teils in ganz und gar unregelmäßigen, vielfach ausgebuchteten und gelappten Durchschnitten im Eisenerz; Rutil, nicht nur als gewöhnlicher Einschluß im Korund, sondern auch bisweilen in größeren Kryställchen zwischen den Korundkörnern; manche Rutilkrystalle sind mit Eisenpartikelchen verbunden; Spinell in grünen, isotropen Körnern; Vesuvian, ein rundliches Korn von grüner Farbe; Calcit; selten Blätter von Biotit.

In einer Probe, die ich mikroskopieren ließ, fand sich auch Quarz: „U. d. M. sieht man die Korundkörner von zum Teil blauer Farbe und farblosen Quarz vielfach in stengligen Aggregaten. Feine Nadeln und Krystalle von Rutil mit gelber Farbe durchscheinend sind häufig; ein wesentlicher Gemengteil ist ferner farbloser Glimmer und schwarzer, opaker Magnetit. Stellenweise kommt etwas Eisenglanz vor“.

Gewisse Gemengteile des Smirgels (Erz, Magnetit, Pyrit) sind der Verwitterung und Zersetzung leicht unterworfen, und zwar besonders an den Ausbissen der Lagerstätten, oder an gequetschten und zertrümmerten Stellen derselben. Dann wird der Smirgel matt, er färbt sich mitunter rostig, gelblich oder grünlich (Pyrit). Allmählich verlieren die Gemengteile ihren Halt, bis der Smirgel schließlich ganz mürbe und sandig geworden ist. Die größeren Magnetitkörner und die Magnetitlinschen verwandeln sich sehr oft in Eisenglanz, dieser schließlich in blutroten, erdigen Hämatit, unter Bewahrung der ursprünglichen Form (Machäràs, Tirópita, Káto Amália). Als Verwitterungsprodukte des Margarites dürfen wohl die kleinen Poren mit weißlicher, erdiger Substanz angesehen werden, die in gewissen angewitterten Smirgelpartien (Kórkàs, Aspalathropòs) auftreten. Die Verwitterung und Zersetzung kann größere Partien der Lagerstätten betreffen. Sie schreitet dann von den Spalten aus vor. Hand in Hand damit geht dann auch eine Auslaugung des Muttermarmors, bis schließlich eine eisenschüssige, mit kleinen Smirgelpartikelchen vermengte terra rossa entsteht, in welcher die größeren Smirgelstücke und -blöcke wie auf sekundärer Lagerstätte eingestreut erscheinen (Machäràs, Amália, Vounó).

Aus Form, Größe und Verwachsungsgrad der Hauptbestandteile, aus der Natur und Menge der Nebenbestandteile, aus

Gesteinsfarbe und -glanz entstehen verschiedene Varietäten des körnigen Smirgels, von denen jedes Vorkommen seine charakteristischen Eigentümlichkeiten hat, so daß die geübten Arbeiter in vielen Fällen imstande sind, die Herkunft des Smirgels aus Handstücken zu bestimmen, namentlich wenn auch Kluftminerale an natürlichen Flächen haften (z. B. Chlorit, der charakteristisch für Machäràs und z. T. für Aspalathropòs ist. Damit ist auch eine hellere [stahlgraue] Smirgelfarbe verbunden).

Da das Mengenverhältnis der verschiedenen Gemengteile des Smirgels kein konstantes ist (bei den reinen oder technisch verwertbaren Varietäten schwankt derjenige der Hauptgemengteile innerhalb geringer Grenzen), so kann auch der körnige Smirgel überhaupt nicht in eine bestimmte chemische Formel untergebracht werden. Auf Grund der chemischen Analyse zweier Smirgelproben, die E. LUDWIG ausführte, und die absichtlich so gewählt wurden, daß sie nicht die korundreichsten Vorkommen, sondern solche repräsentierten, die auch größere Mengen von Nebengemengteilen enthielten, berechnete TSCHERMAK¹⁾ die mineralogische Zusammensetzung des Smirgels wie folgt:

	Krimnòs	Renídi
Korund	52,4	50
Magnetit	32,1	33
Turmalin	11,5	9
Chloritoid	—	4
Muskovit	2	3
Margarit	2	—
Calcit	—	1

1b. Mittlerer Smirgel.

Was über die Beschaffenheit des unteren körnigen Smirgels gesagt wurde, das gilt auch im wesentlichen für den mittleren. Dieser ist aber nicht so reich an Abarten, er ist gleichmäßiger beschaffen, seine Gemengteile sind ärmer an Spezies. Die untersuchten Proben stammen von Kalikatzíni und Koxakì.

Das kleine Kalikatzíni zeigt das gewöhnliche Korn des unteren Smirgels, ist aber verunreinigt durch glimmerige Gemengteile und viel Pyrit. Auch Verwitterungsprodukte des Glimmers und namentlich gelbliche oder grünliche des Pyrits sind an verwitternden Partien des Smirgels reichlich zu sehen. Bei Anreicherung des Glimmers entstehen ausgesprochen schiefrige Varietäten. Der Pyrit bildet kleinere und größere Körner und

¹⁾ A. a. O., S. 327.

Kornaggregate, die an gewissen Stellen die Smirgelmasse dicht erfüllen. Er ist bisweilen kupferkiesähnlich angelaufen. In Spalten tritt derber Pyrit auf.

Das größere Koxaki hat durchschnittlich feineres Smirgelkorn als der untere Smirgel. Im einzelnen aber schwankt das letztere innerhalb gewisser Grenzen, so daß feinkörnige, sehr feinkörnige und feinstkörnige Varietäten zu treffen sind. Was diesen Smirgel kennzeichnet und ihn selbst an Handstücken erkennen läßt, das ist ein gewisser, wechselnder Gehalt an hellem Glimmer, meist Margarit, häufig auch Muscovit. Bei den massigen Varietäten ist der Glimmer regellos in der schwärzlichen Grundmasse eingestreut, bei den parallel struierten oder plattigen dagegen orientiert er sich nach der Streckung der Körner, so daß bei den letzteren Abarten und bei größerem Glimmergehalt die Smirgelspaltfläche unter Sonnenbestrahlung glimmerschieferartig hervorspiegelt. Die orientierten, kleinen Smirgelschuppen bilden aber keine durchgehenden Lagen, sondern mehr vereinzelte Schuppen oder Schuppenaggregate. Deshalb zeigt der Smirgel im Querbruch gewöhnlich reines, lebendiges und parallel struiertes Smirgelkorn ohne Glimmer. Auch etwas eingesprengter Pyrit ist in manchen Stücken zu sehen.

Die Farbe des Koxaki-Smirgels ist schwärzlich. In Haufen aus großen Blöcken und unter Sonnenbeleuchtung zeigt er aber einen ausgesprochenen Stich ins Bläuliche. In kleinen Splitterchen wird er schwach vom Magneten angezogen.

Das spezifische Gewicht zweier Proben Koxaki-Smirgels wurde von ZALOKÓSTAS 3,92 bzw. 3,958 gefunden. Es ist geringer als das des unteren körnigen Smirgels, das, wie gesagt, bis 4,098 beträgt. Das erklärt sich wohl daraus, daß der Koxaki-Smirgel mehr Korund und weniger Eisen als jener Smirgel enthält (vgl. die betreffenden Analysen S. 86 und 88). So entspricht auch die obige Zahl 3,92 der reineren, die Zahl 3,958 der eisenhaltigeren Smirgelprobe.

Ich gebe nachstehend die mikroskopische Analyse von 5 verschiedenen Proben des Koxaki-Smirgels und die Bestimmung der Korngröße von zwei derselben, nämlich Nr. 3 und 5. Nr. 3 bis 5 wurden entnommen aus den Haufen, die bereit zur Verschiffung waren. Nr. 5 repräsentiert die erste, massige Smirgelqualität, die weniger glimmerhaltig und sehr feinkörnig ist. Nr. 4 war aus derselben Abart, aber aus stark glimmerhaltigen Partien genommen. Nr. 3 war eine glimmerreich, parallel struierte Probe. Nr. 2 war auch eine parallel struierte Probe, aber mit wenig Glimmer und lebendigem, nicht so

feinem Korn (Querbruch). Die Proben 2—5 wurden auch chemisch analysiert (S. 88).

1. „Sehr reiner Smirgel. Mit der Lupe erkennt man, daß das Gestein fast nur aus Körnern von Korund von oft deutlich prismatischer Gestalt besteht, dazu schwarzes Eisenerz und silberglänzende Blättchen von Glimmer.

U. d. M. erweist sich das Gestein als hauptsächlich aus Korund bestehend; alle anderen Gemengteile treten bedeutend zurück. Der Korund ist der Hauptmasse nach grau und blau gefleckt. Außerdem kommt ein deutlich pleochroistisches, schwach gelblich oder farblos bis bräunlich gefärbtes Mineral vor, das vielleicht ein hellgefärbter Staurolith ist. Er ist optisch zweiachsig. Von Glimmer findet sich sowohl farbloser, der seinen Eigenschaften nach als Muscovit zu bezeichnen ist, als brauner Biotit. Auch grüner Chlorit kommt vor mit Einlagerungen von kleinen Rutilkryställchen.“

2. „Smirgel. Sehr reines Korundgestein mit etwas hellem Glimmer.

Im Mikroskop sieht man, daß das Gestein fast nur aus Korundkörnern besteht, dem schwarze Eisenerzpartikelchen eingestreut sind. Eisenerz durchzieht auch schnürenweise das Gestein. Der Glimmer ist Margarit.“

Diese Probe wurde auch unter A, S. 88 chemisch analysiert.

3. „Smirgel, wie vorige Nr. 2 ähnlich aber etwas glimmerreicher. Auch mikroskopisch demselben Gestein sehr ähnlich. Doch ist sehr viel mehr Glimmer darin vorhanden, der auch hier dem Margarit angehört. Außerdem kommt reichlich ein farbloses Mineral in prismatischen Nadeln vor, das wahrscheinlich als Cyanit anzusprechen ist.“

Diese Probe wurde unter Nr. b, S. 88 chemisch analysiert.

4. „Ähnlich dem vorigen Gestein 3, aber feinkörniger. Sehr glimmerreich.

Mikroskopisch wie Gestein Nr. 3, doch sind die Glimmerlamellen kleiner, wie überhaupt die Struktur dichter; es fehlt das farblose, als Cyanit bestimmte Mineral.“

Diese Probe wurde unter Nr. 2, S. 88 chemisch analysiert.

5. „Noch feinkörniger als das vorhergehende Gestein und nur sehr wenig Glimmer enthaltend.

Im Dünnschliff sieht man nur Korund in kleinen Körnern mit schwarzen Eisenerzkörnchen und ganz spärlich etwas Glimmer.“

Diese Probe wurde unter Nr. 1, S. 88 chemisch analysiert. —

Bestimmung der Korngröße der Probe Nr. 2.:

„a) Korund. Die größten Körner sind bis $\frac{1}{2}$ mm groß, die kleinsten etwa $\frac{1}{15}$ mm. Diese verwachsen massenhaft zu größeren Aggregaten. Mittlere Körner sind meist $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{5}$ mm groß.

b) Magnetit. Größte Körner bis ca. $1\frac{1}{3}$ mm, doch kommen noch größere Aggregate vor. Kleinste Körner etwa 2—3 Mikromillimeter. Mittlere Körner meist 40—50 Mikromillimeter.“

Bestimmung der Korngröße der Probe Nr. 5:

„a) Korund. Größte Körner bis $\frac{1}{2}$ mm. Kleinste 2—3 Mikromillimeter, auch immer zu Aggregaten verwachsen. Mittlere Körner ca. $\frac{1}{8}$ mm.

b) Magnetit. Größte Körner bis $1\frac{1}{4}$ mm. Dichte körnige Aggregate oft bedeutend größer. Kleinste Körner 2—3 Mikromillimeter. Mittlere Körner $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{8}$ mm.“

1c. Oberer Smirgel.

Zeigt der mittlere Smirgel weniger Varietäten und kleineres Korn als der untere, so ist der obere Smirgel noch gleichmäßiger beschaffen.

Dieser Smirgel, der wesentlich auf das Vorkommen von Kavalláris auf Nákos, wenn wir von dessen Chloritidsmirgel absehen, beschränkt ist, zerfällt in bezug auf Korngröße in sehr feine und feinste Varietäten, beide mit (mikroskopisch) ziemlich gleichmäßigem Korn. Als mikroskopischer Nebengemengteil tritt fast nur Glimmer auf. Die gewöhnlichen, reinen Qualitäten sind fast frei davon.

Bei dem gleichmäßig gekörnten homogenen Gefüge ist auch der Gesteinsbruch ziemlich eben. Das Gestein ist mehr oder weniger, oft sehr ausgesprochen plattig und parallel struiert. Seine Farbe ist dunkel stahlgrau. Es läßt sich vom Magneten nicht anziehen. Eine sehr feinkörnige, reine Probe lieferte folgendes Bild u. d. M.

„Smirgel, sehr dicht und feinkörnig. Nur mit der Lupe sind in der dichten Grundmasse kleine glänzende Körner zu unterscheiden. Mikroskopisch erscheint das Gestein bestehend aus einem stark lichtbrechenden, pleochroistischen Mineral von gelber bis grünlicher oder grünlichblauer Farbe, das mit massenhaften schwarzen Körnchen von Magnetit und Nadeln von Rutil gemengt ist. In dieser Masse liegen hellfarbige, linsenförmige oder rundliche Aggregate von farblosem oder

hellblau gefärbtem Korund. Ob das oben erwähnte Mineral ebenfalls Korund ist, läßt sich ohne weiteres nicht bestimmen. Vereinzelt finden sich Partien von farblosem Muscovit.“

Das nicht näher bestimmte Mineralkorn kann nichts anderes als Korund sein. Wir sehen hier auch gelbliche und grünliche Farbe dieses Minerals im Gegensatz zu der bisherigen nur grauen und blauen.

Die Bestimmung der Korngröße derselben Probe ergab folgendes Resultat:

„a) Korund. Größte Körner $\frac{1}{2}$ — $\frac{2}{3}$ mm, kleinste 6—10 Mikromillimeter meist zu Aggregaten verwachsen. Mittlere $\frac{1}{5}$ mm.

b) Magnetit. Größte Körner bis $\frac{1}{3}$ mm, kleinste etwa 2—3 Mikromillimeter. Mittlere meist $\frac{1}{25}$ — $\frac{1}{30}$ mm.“

2. Der gebänderte Smirgel.

Dieser entsteht, wie wir gesehen haben, dadurch, daß sich im körnigen Smirgel Bänder und Linsen von Korund und Erz einstellen. Er ist sehr entwickelt beim unteren Smirgel (Amómaxi-Gebiet). Der mittlere körnige Smirgel von Koxaki und der obere körnige von Kavalláris enthalten dagegen wenig davon und in verkümmelter Form. Hier beschränkt sich die spärliche Bänderung fast nur auf schmale grauliche Korundstreifen. Der dichte Smirgel ist frei von Korundbändern.

Die Bänderung des unteren Smirgels, um die es sich im folgenden handelt, läuft in der Regel, wie alle Bänderung überhaupt, in der Richtung der Schmirgellagen, d. h. parallel der Streckung des Smirgels und der Schichtung des Muttermarmors, manchmal auch schräg dazu (Fig 21). Auch sieht man bisweilen (Macháras), daß feine Magnetit- und Eisenglanzadern den gebänderten Smirgel quer durchsetzen. Diese haben aber mit der Bänderung eigentlich nichts zu tun. Der Bandkorund ist grau und sieht konkretionär aus. Er ähnelt dem Quarz, für welchen er auch gehalten wurde¹⁾. So erinnern auch nach TSCHERMAK die Korundlinsen im körnigen Smirgel, welche im Durchschnitt 3,37 mm Länge und 1,33 mm Dicke zeigen, an ähnliche Formen von körnigem Quarz oder Feldspat in krystallinischen Schiefen, die eine konkretionäre Bildung oder aber eine Umwandlung von Krystallen vermuten lassen. Die Korundstreifen haben sehr verschiedene Dimensionen; ihre Länge geht bis über 1 m, ihre Breite bis etwa $\frac{1}{2}$ m. Sie sind von regelmäßiger oder unregelmäßiger Form und bald vereinzelt in der Smirgelmasse verteilt, bald dicht beieinander

¹⁾ GOBANTZ, a. a. O. — PANAGIOTOPOULOS, a. a. O. S. 465.

geschart. In letzterem Falle und wenn die Bänder und Linsen schmal oder klein sind, erscheinen sie in mehrfacher Wechsellagerung zumeist mit Eisenglanz zonen am Smirgelhandstück. Viel geringere Dimensionen und regelmäßigere Form haben gewöhnlich die Erzstreifen. Sie bestehen aus Magnetit, meist aber aus Eisenglanz oder Hämatit (Oxydationsprodukte des ersteren). Dieser wird oft zum roten, erdigen Hämatit am Ausgehenden der Lagerstätten (Ausbisse von Machäràs, Tirópita, Mésa Amália.) Gewöhnlich beteiligen sich bei der Bänderung der Korund und das Erz gleichmäßig, oft aber

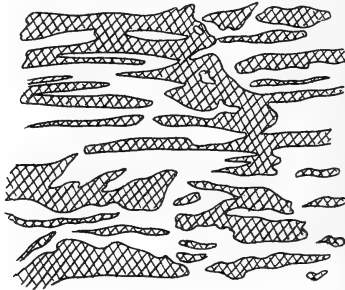


Fig. 30.

Ein Beispiel gebänderten Smirgels. Ungefähres Bild nach einem Handstück in natürlicher Größe gezeichnet.

Weiß: grauer, sehr feinkörniger Korund.
Schraffiert: Eisenglanz.

auch nur das eine dieser Mineralien. In Káto Amália sind es lauter kleine Hämatitlinschen, die die Bänderung hervorrufen (eisenreicher Smirgel). An andern Stellen können die Korund- und Erzstreifen den Smirgel fast ganz verdrängen; dann sind es namentlich dickere Korundzonen, die durch Erzlinsen gestreift sind (Fig. 30). Auch können in dickeren Korundzonen Nebensmirgellinsen eingelagert sein. — Neben der Bänderung aus Korund und Erz kommen auch im Smirgel lange, schmale Streifen von großschuppigem weißen (oder durch Fe-Lösungen gefärbten) Glimmer vor.

Der Bandkorund ist mehr oder weniger, und bei vorgeschrittener Zersetzung stark glimmerhaltig, also ist der Glimmer ein Umwandlungsprodukt davon. Im letzteren Fall verwittert dieser seinerseits zu weißlicher Substanz (Machäràs). Der Korund führt auch mikroskopische Magnetitkörner. Da die Korundstreifen hellgrau sind, so hat auch das zonal striierte Gestein helle Farbe. Es spaltet nach der Richtung der Bän-

derung, aber wegen der festen Verwachsung desselben mit dem Smirgel bricht er in großen Blöcken.

Der gebänderte Smirgel kann an allen Partien der Lagerstätten auftreten. Ganz besonders aber konzentriert er sich, wie wir sahen, am unteren Salband der Smirgellager.

Eine Modifikation des gebänderten Smirgels entsteht in Prosthini Skáphi von Machäràs einigermaßen dadurch, daß die Korund und Erzstreifen in unregelmäßiger Weise den Smirgel durchsetzen. Sind sie rundlich, so nimmt die Varietät ein geflecktes oder sehr grobkörniges Aussehen auf dem Querschnitt an. Dieser Smirgel ist vielfach rötlich durch sekundäre Eiseninfiltration.

Der gebänderte Smirgel gilt als untauglich, sofern es sich nicht um eine sehr spärliche Bänderung der Smirgelblöcke durch kleine Korundlinsen handelt.

Nachstehend gebe ich das mikroskopische Bild von zwei Proben gebänderten Smirgels (Nr. 2 stammt von Prosthini Skáphi von Machäràs).

1. „Korundglimmerschiefer. Dieses Muster besteht mikroskopisch aus rötlichweißem, glänzendem muscovitähnlichen Glimmer, graublauen feinkörnigen Massen von Korund und schwarzem Eisenerz (Magnetit und Eisenglanz.) Es ergab u. d. M. abwechselnde Lagen von körnigen Aggregaten von Korund, die einzelnen Körner mit winzigen Magnetiteinschlüssen und von Magnetit gemengt, mit farblosem Glimmer in strahligen oder radialstrahligen Massen.“

2. „Korundglimmerschiefer. Ähnlich der vorigen Probe, ein feinkörniger Smirgel mit glänzendem Glimmer von gleicher Farbe wie vorhin und schwärzlich blauen körnigen Aggregaten von Korund. Mikroskopischer Befund: Das Muster besteht im wesentlichen aus Körnern von schwach bläulichem Korund, weißem Glimmer und schwarzem, opakem Eisenerz (Magnetit oder Eisenglanz).“

3. Der schiefrige Smirgel.

Wird die Kornstreckung beim körnigen Smirgel sehr ausgesprochen, dann entsteht ein deutlich parallel bis schiefrig strukturiertes Gestein. Dieses unterscheidet sich aber vom ersteren lediglich nur durch die plattige Gestalt der Körner. Gewöhnlich aber entsteht eine andere Abart schiefrigen Smirgels dadurch, daß in der plattigen Smirgelmasse sich viele Glimmerschuppen einstellen, wodurch der Smirgel auf der Spaltfläche vielfach ein glimmerschieferartiges Aussehen bekommt. Auf

dem Querbruch dagegen ist der Smirgel von feinen Glimmerschuppen und Glimmereinlagen gestreift. Die Menge des Glimmers bedingt natürlich den Grad der Schieferigkeit. Aus der Art und Menge des Glimmers und der Größe seiner Schuppen entstehen Unterabarten des schiefrigen Smirgels. Breitschuppige Varietäten sind häufig. Andererseits können die Schuppen zu großer Feinheit herabsinken. Dann entsteht eine sehr feinschiefrige, schimmernde Varietät. Ich habe sie in Aspalathropòs getroffen, wo sie eine dünne Einlage mitten im körnigen Smirgel bildete, in den sie nach oben und unten allmählich überging. Die mikroskopische Untersuchung derselben (s. unten Nr. 1) lies als Nebengemengteil auch Sillimanit erkennen, ein von TSCHERMAK und KRÄMER sonst nicht angebroffenes Mineral. Beim Smirgelvorkommen bei Sagri wird ein ähnlicher feinschuppiger und sammetglänzender Smirgel durch größere Korundkörner dicht und knotenartig erfüllt (mikr. Anal. Nr. 5).

Der gewöhnlich dick- bis mittelschiefrige Smirgel ist eine häufige Erscheinung in den Smirgellagerstätten von Amómaxi. Besonders verbreitet findet man ihn in Mavrophárangas in Gesellschaft mit Smirgelglimmerschiefer (s. unten), in den er allmählich übergeht. In den höheren Smirgelhorizonten (mittlerer und oberer Sm.) ist der schiefrige Smirgel seltener und einförmiger; insbesondere fehlen die breitschuppigen Varietäten. Den dichten, eisensteinähnlichen Vorkommnissen scheint der schiefrige Smirgel vollständig zu fehlen.

Der schiefrige Smirgel ist unbrauchbar. Im folgenden gebe ich 6 mikroskopische Analysen desselben (Nr. 1—6). Nr. 1. Sehr feinschuppiger Smirgel von Aspalathropòs (wahrscheinlich ein mit Smirgel injizierter Glimmerstreifen). 2. Ebenfalls, aber weniger feinschuppig. 3. und 4. Breitschuppige, dickschiefrige Proben. 5. Sehr feinschuppiger, mit größeren knotenähnlichen Korundkörnern erfüllter Smirgel. 6. Stark geschieferter Smirgel (ein Mittelding von schiefrigem Smirgel und Smirgelglimmerschiefer) aus Mavrophárangas.

1. „Smirgel. Gestein von außerordentlicher Härte, feinkörnig, deutlich schieferig. Mit der Lupe kann man Körner von schwarzem Magneteisen und lebhaft, fast diamantglänzende Körnchen eines weißen Minerals erkennen.

Unter dem Mikroskop treten als Hauptgemengteile opakes Magneteisen und Korund hervor. Letzterer in Körnern, die meist etwas trübe und nur selten blau gefärbt erscheinen. — Daneben sieht man ein glimmerartiges grünlichbraunes Mineral — vielleicht Chloritoid —, ein farbloses, faseriges Mineral, jedenfalls

Sillimanit, und ein anderes farbloses Mineral, das vielleicht Diaspor ist.“

2. „Ähneln dem vorigen Muster, deutlicher geschiefert und neben den bei jenem erwähnten Gemengteilen auch siberweißen Muscovit enthaltend; das krystallisierte Mineral an der Oberfläche ist Diaspor. Äußerst hartes Gestein.

Unter dem Mikroskop erscheinen Korund und Magnetit als Hauptgemengteile, ersterer in bläulichen, trüben und nur durchscheinenden Körnern, rundlich, meist etwas intensiver gefärbt, dazu der grüne Chloritoid, farbloser Glimmer, Muscovit und der ebenfalls farblose Diaspor.“

3. „Schiefriges Smirgelgestein (äußerst hartes Gestein), ähnlich dem Muster 1 und besonders dem Muster 2, nur mit ziemlich viel weißem Muscovit. Die rötliche Farbe mancher Stelle ist durch die Umwandlung des Magneteisens in Eisenoxyd bedingt.

Unter dem Mikroskop tritt der Korund in grauen, trüben körnigen Massen auf, dazu sehr viel schwarzer, opaker Magnetit, ferner farbloser Glimmer, farbloser Diaspor, bunt polarisierend, rotes Eisenoxyd und ein deutlich pleochroistisches Mineral, das vielleicht Staurolith ist.“

4. „Schiefriges Smirgelgestein. In der äußeren Beschaffenheit vollkommen dem Muster 3 gleich (4 äüßerst hart).

Mikr. Sehr viel grauer, körniger Korund wie in Muster 2 und schwarzes Magneteisen in deutlichen Krystallen, zum Teil in rotes Eisenoxyd übergehend, farbloser Glimmer (Muscovit) und das farblose bis hellgraue Mineral (Staurolith) wie in 3 in großer Menge, auch farbloser Diaspor und Disthen, die schwer voneinander zu unterscheiden sind; letzterer zeigt schiefe Auslöschung.“

5. „Korundgestein (Smirgel). Größere Körner von Korund von rundlicher Gestalt, von einer eigenartig glänzenden Masse zusammengehalten.

Mikr. Korund von ausgezeichnet blauer Farbe, lebhafter Pleochroismus in größeren Körnern. Die dazwischen liegende Masse besteht aus einem Gemenge von feinen Glimmerlamellen (Muscovit) mit etwas Quarz, vereinzelt Körnern von grünem Spinell (Pleonast) und massenhaften winzigen Körnchen von Eisenerz (Magnetit oder Eisenglanz).“

6. „Schiefriger Smirgel. Die schieferartige Struktur erscheint bedingt durch reichliches Auftreten von hellem Glimmer. Unter dem Mikroskop ist zu erkennen, daß der Hauptgemengteil des Gesteins Korund ist, in großen unregelmäßig

begrenzten, meist rundlichen Körnern, reich an Einschlüssen von kleinen opaken Erzkörnchen, nur selten schön blau gefärbt, meist grau. Zwischen den Körnchen ziehen sich lagenweise parallel angeordnete Lamellen von farblosem Glimmer hindurch; nur selten tritt dunkler Magnesiaglimmer auf, stellenweise etwas grüner Chlorit. Reichlich vorhanden ist schwarzes opakes Eisenerz, das nicht selten durch Verwitterung in Eisenoxyd bezw. Eisenhydroxyd umgewandelt ist.“

4. Der Glimmerschiefer-Smirgel bezw. Smirgel-Glimmerschiefer.

Steigt beim schiefrigen Smirgel der Gehalt an Glimmer derart, daß er der Smirgelmenge etwa gleichkommt, oder sie gar übertrifft, so entsteht ein dünnstiefes, glimmerschieferartiges Gestein, auf der Spaltfläche wie Glimmerschiefer aussehend, ein *Glimmerschiefer-Smirgel* bezw. *Smirgel-Glimmerschiefer*. Auf dem Querbruch betrachtet, zeigt dieses Gestein Smirgelzüge und -linsen mitten in reichlichen oder überwiegenden Glimmerlagen.

Der Glimmerschiefer-Smirgel und Smirgel-Glimmerschiefer sind sehr verbreitet in Amómaxi, und zwar bilden sie namentlich einen Hauptbestandteil des Lagers von Káto Mavrophárangas, in Vergesellschaftung mit schiefrigem Smirgel, in den sie übergehen.

Ich fasse diese Gesteine als mit Smirgel imprägnierten und dadurch veränderten Glimmerschiefer auf (vgl. S. 27 und 50). So findet man auch im Salbandmarmor von Lagerstätten (Kakóryakas) sekundäre Glimmerschieferinlagen, die zum Teil in Smirgel-Glimmerschiefer umgewandelt sind (s. unten mikr. Anal. N. 3), eine unzweifelhafte Injektion des Glimmerschiefers mit Smirgelpartikelchen.

Ich gebe nachstehend die mikroskopische Analyse von einer Probe (Pr. 1) Glimmerschiefer-Smirgel und zwei Proben (Pr. 2 und 3) Smirgel-Glimmerschiefer. Nr. 1 und 2 stammen von Mavrophárangas, Nr. 3 aus einer 25 cm starken Glimmerschieferinlage im Hangendmarmor des Smirgellagers von Kakóryakas.

1. „Feinschiefrige Smirgel, auf dem Schnitt schief zur Schieferung augengneisähnlich, indem hellere, linsenförmige Partien zwischen dunkleren Lagen eingeschlossen liegen. Die dunkleren Lagen sind lebhaft glänzend durch massenhafte Glimmerblättchen, die wie Biotit aussehen; aber die dunkle Farbe rührt vom Eisenerz (Magnetit) her, der Glimmer ist der helle Muscovit. Das ergibt sich auch bei der mikroskopischen

Untersuchung. Die Hauptgemengteile sind Korund wie in Nr. 6 der mikroskopierten Probe schiefrigen Smirgels (S. 77—78), aber nicht in so großen Körnern, und farbloser Glimmer; dazu tritt hier ein durchsichtiges, vollkommen spaltbares Mineral, vermutlich Diaspor. Magnetit tritt in verhältnismäßig großen Krystallen auf, und außerdem kommt ein grünlichbraunes, chloritartiges Mineral vor.“

2. „Glimmerschiefer. Makroskopisch erkennt man nur silberglänzenden Glimmer und kleine schwarze Körnchen. Stellenweise ist das Gestein bräunlich gefärbt. Mikroskopisch ist fast nur farbloser Glimmer zu sehen. Lamellen, senkrecht zur Spaltbarkeit, zeigen nicht unbedeutende Auslöschungsschiefe. Demnach ist der Glimmer wahrscheinlich Margarit. Wenig häufig treten Prismen von Turmalin und Körner von Korund auf. Die stellenweise auftretende braune Farbe ist durch neugebildetes Eisenhydroxyd bewirkt.“

3. „Glimmerschiefer, dem Faserkiesel nicht unähnlich. Mit der Lupe erkennt man den weißen Glimmer und sieht darin eingebettet kleine schwarze Körnchen.

Unter dem Mikroskop erkennt man als Gemengteile farblosen Glimmer, dessen Lamellen z. T. schief auslöschen. Der Glimmer ist danach vermutlich Margarit. Eingestreut liegen darin massenhaft kleine Kryställchen von Korund und schwarze Körner von opakem Eisenerz. Vielleicht kommt als Zersetzungsprodukt Eisenhydroxyd vor.“

5. Der Smirgel-Sillimanitschiefer.

Mit dem Smirgel-Glimmerschiefer von Mavrophárangas vermenget, findet sich bisweilen auch *Smirgel-Sillimanitschiefer*, ein dünnstiefriges, mit Smirgelkörnern injiziertes, stark glänzendes Sillimanitgestein. Sein mikroskopisches Bild ist folgendes:

„Sillimanitschiefer. Makroskopisch mit der Lupe ist viel schwarzes Magneteisen zu erkennen und Sillimanit mit silberglänzenden Spaltungsflächen.

Mikr. Inniges und feines Gemenge von farblosem Quarz und farblosen Nadeln von Sillimanit, dazu sehr viel schwarzes Magneteisen. Reichlich rundliche, zum Teil schwach blaue Körner von Korund und vereinzelte Prismen von blauem Turmalin, spärlich ein chloritähnliches Mineral.“

6. Der Marmor-Smirgel bzw. Smirgel-Marmor.

Stark mit Smirgelkörnern vermengeter Marmor, der ein inniges Gemenge aus beiden Kornarten in wechselnden Mengen darstellt, können wir als *Marmor-Smirgel* bzw. *Smirgel-Marmor*

bezeichnen. Er kommt namentlich im (oberen) Salbandmarmor des unteren Smirgels (Amómaxi) vor. Er ist grau bis dunkelgrau, körnig oder plattig und oft streifig oder fleckig durch hellere, weniger imprägnierte, oder weiße und dann aus weißem Marmor bestehende Zonen und Flecken. Er ist glimmerig, und an manchen Stellen veranlassen die breiten Glimmerschuppen eine Schieferung des Gesteins. Aufgewachsen findet man darauf Glimmer und Pyrit. Eine Probe dieses Gesteins aus Aspalathropòs lieferte folgendes mikroskopische Bild:

„Smirgel. Mit der Lupe sieht man massenhaft Körner von brauner Farbe.

Unter dem Mikroskop erscheint dieses Gestein eigentümlich wegen der Farbe des Korunds. Die Körner dieses Minerals sind nämlich meist intensiv braun und nur selten blau gefärbt; manchmal sind beide Farben an demselben Korn vorhanden, woraus deutlich hervorgeht, daß auch die braunen Körner Korund sind, worüber man zunächst im Zweifel sein könnte. Als weitere Gemengteile kommen farbloser Glimmer, sehr viel opakes Eisenerz und Kalkspat vor.“

Man merkt in dieser Probe eine intensiv braune Farbe des Korunds.

Eine andere Probe von weniger injiziertem Marmor (Smirgel-Marmor) aus Mavrophárangas ergab u. d. M.:

„Glimmerreicher Smirgel. Man erkennt sowohl weißen als schwarzen Glimmer, ersterer wiegt vor, außerdem Körner von Korund.

Mikr. Befund: Das Gestein besteht zum großen Teil aus Calcit, der in Körnern auftritt. Diese Körner zeigen Zwillinglamellen und mechanische Deformationen. Die Körner von Korund sind ziemlich groß und stark durchsetzt mit schwarzen Erzpartikeln. Der dunkle Glimmer ist Biotit, der farblose scheint Muscovit zu sein. Für Margarit ergaben sich keine Anhaltspunkte, die Lamellen senkrecht zur Spaltung löschen alle parallel den Spaltungsrissen aus, was bei Margarit nicht der Fall sein würde.“

7. Der dichte Smirgel.

Unter dieser Bezeichnung fasse ich die äußerst feinkörnigen, eisensteinähnlichen Smirgelvarietäten zusammen, die mit dem unbewaffneten Auge kein oder fast kein Korn mehr wahrnehmen lassen. Dahin gehören vor allem das Vorkommen von Pyrgos tou Chimárou aus dem mittleren, Mavropétri, Iraklià und Síkinos, dann auch Chalásmata tis Gialoùs, Hágios Artémios aus dem oberen und Mávro Dásos aus dem unteren Smirgel. Der übliche

Sprachgebrauch würde die Bezeichnung „dicht“ auch auf gewisse andere feinkörnige Varietäten, so von Koxakì und Kavalláris ausdehnen. Es existiert übrigens eine allmähliche Abstufung in der Korngröße vom normalkörnigen unteren Smirgel zum sehr dichten oberen, und auch in einem und demselben (körnigen oder dichten) Vorkommen schwankt die Korngröße innerhalb gewisser Grenzen.

Dichter Smirgel ist der größte Teil des oberen Smirgels. Teils bildet er Vorkommnisse für sich allein (Mávro Dásos, wohl auch Pyrgos tou Chimárou und Mavropétri), meist aber ist er vermengt mit Chloritoidsmirgel (Hágios Artémios, Chalásmata tis Gialoùs, Iraklià, ein wenig auch Síkinos). Erstere Vorkommen sind also gleichartig beschaffen. Der frische Gesteinsbruch zeigt eine homogene, matte (namentlich Iraklià) oder schwach schimmernde, schwärzlich graue bis eisengraue (Síkinos) und bei angehender Verwitterung auch bräunlich (Mavropétri) erscheinende Smirgelgrundmasse, aus welcher bei Iraklià und charakteristischerweise bei Pyrgos tou Chimárou und Mavropétri kleine Linschen und Spindelchen von spiegelndem Magnetit, nach einer Richtung orientiert, hervortreten. Der dichte Smirgel ist oft ziemlich geschiefert (Mavropétri). Er ist, wie gesagt, Eisensteinen, mitunter auch harten Tongesteinen (Iraklià) zum Täuschen ähnlich. Im letzten Falle bricht er nach unebenen oder krummen, mit weißem hauchdünnen Überzug bedeckten Flächen, die längs feinen Rissen verlaufen, welche feinstschuppige Margaritadern darstellen.

Der Smirgel führt bisweilen größere blaue Korundkörner, die gleich kleinen Knötchen die Gesteinsgrundmasse dicht erfüllen (Chalásmata tis Gialoùs). Er ist sehr brüchig und plattig bis sehr dünnplattig. Er wird selbst in Staubform vom Magneten nicht angezogen.

Dichter Smirgel kommt auch in Kleinasien vor (KRÄMER). Auch Sámos soll welchen enthalten(?)

Die mikroskopische Untersuchung dreier Proben dichten Smirgels aus 1. Mavropétri, 2. Iraklià (Plátza) und 3. Síkinos (Siderokápsi) ergab folgendes Resultat:

1. „Äußerst hartes Gestein. Stellt sich als feinkörniges Korundgestein heraus. Die Grundmasse bräunlich mit schwarzen, metallisch glänzenden Flecken. — Mikr. Die Grundmasse ähnlich wie im folgenden Muster 2, aber etwas grobkörniger, mit massenhaften bräunlichen Partien, die sich bei sehr starker Vergrößerung als globulitische Aggregate in den Korundkörnern herausstellen. Die schwarzen linsenförmigen Flecken werden durch Anhäufung von Magnetit gebildet.“

2. „Sieht aus wie dichter Eisenstein mit glänzenden linsenförmigen Partien von reinem Eisenerz. Äußerst hart. — Wird beim Dünnschliff ziemlich hell und zeigt, daß das Gestein wesentlich aus einem durchsichtigen Mineral besteht. Dieses bildet eine äußerst feinkörnige Masse, die die Hauptmenge des Gesteins ausmacht; sie besitzt starke Lichtbrechung, ist härter als Topas und kann somit nur Korund sein, so daß also ein feinkörniges Smirgelgestein vorliegt. Massenhaft durch die feinkörnige Masse finden sich winzige Körnchen (schwarz) von Magnetit und zahlreiche, auch größere Körner von Chloritoid, der wie im vorigen Muster (1) aussieht.“

3. „Sehr feinkörniges Gestein mit brauner Verwitterungsrinde. Makroskopisch sind auch mit Hilfe einer Lupe keine Gemengteile darin zu erkennen. — Unter dem Mikroskop gibt sich dieses Gestein als Smirgel zu erkennen. Es besteht aus blauen oder bläulich grünen Körnern von Korund, die in einer sehr feinkörnigen, fast farblosen Korundmasse liegen. Letztere ist durchsetzt mit massenhaften opaken Körnern, jedenfalls Magnetit und feinsten Nadeln von Rutil. An vielen Stellen ist die Grundmasse durch Eisenhydroxyd, das durch Zersetzung entstanden ist, braun gefärbt.“

8. Der Chloritoidsmirgel.

Er tritt nur im oberen, dichten oder körnigen Smirgel, und zwar in größeren Partien mit ihm vermennt auf (Kavalláris, Hágios Artémios, Chalásmata tis Gialoùs, Iraklià, Síkinos). Es ist ein mehr oder weniger grünlichgraues, feinstkörniges bis ganz dichtes, bisweilen durch größere Chloritoidschuppen (Iraklià) schwach geschiefertes Gestein, das neben Korund Chloritoid als wesentlichen Gemengteil führt. Es enthält bisweilen mikroskopischen Sillimanit. Auch ist seine Grundmasse manchmal von Opal durchsetzt. Der Smirgel ist in der Regel durch die öfter erwähnte schönblaue Korundadern und -flecke und durch feine Adern von kleinschuppigem Chloritoid gekennzeichnet. Letztere erscheinen als kleinschuppige Überzüge auf natürlichen Flächen des Smirgels. Auf Kluftwänden sitzen häufig größere spitz-rhomboëdrische oder säulige bläuliche Korundkrystalle, oft in gegenseitiger Verwachsung mit größeren Chloritoidtafeln. Auch sind kleine Klüfte mit großschuppigem Chloritoid erfüllt, zum Teil in inniger Verwachsung mit derbem, bläulichem Korund.

Auch in Kleinasien soll Chloritoid-Smirgel vorkommen. Denn KRÄMER berichtet: „In einigen Smirgelproben tritt er (der

Chloritoid) in annähernd demselben Mengenverhältnis wie der Korund selbst auf und verleiht dann dem Gestein einen bläulich grünen Schimmer“.

Es ist zu bemerken, daß bei einigen Proben (Síkinos) die Korundfarbe blaugrün ist.

Ich gebe nachstehend das mikroskopische Bild. 5 Proben von Chloritoidsmirgel: 1. von Hágios Artémios (Náxos), 2. von Iraklià (Vorinì Spilià) und 3—5 von Síkinos (Siderokápsi).

1. „Korund - Chloritoidschiefer (sehr hartes Gestein). An der Oberfläche wesentlich aus Chloritoid bestehend, mit etwas rotem und weißem Opal, sonst dicht und mit vielen blauen Körnern von Sapphir, die zum Teil ziemlich groß sind. — Unter dem Mikroskop erkennt man, daß das Gestein wesentlich aus Chloritoid und blauem Korund besteht. Der Chloritoid zeigt dieselben Erscheinungen wie im folgenden Muster (2). Die sehr zahlreichen Korundkörner sind schön blau gefärbt und deutlich pleochroistisch. Weitere Gemengteile sind noch weißer, feinsandiger Sillimanit und schwarzes, opakes Magneteisen.“

2. „Chloritoidschiefer. Das Gestein besteht hauptsächlich aus einem schwärzlichen Mineral der Sprödglimmergruppe (Chloritoid) und einer äußerst feinkörnigen rötlichen Masse. — Unter dem Mikroskop wird der Chloritoid durchsichtig und zeigt ziemlich starken Pleochroismus (grünlich — grünlichblau — gelblich, fast farblos), ist zuweilen büschelförmig angeordnet und enthält häufig im Innern braune Einschlüsse, durch die er fast undurchsichtig wird. Die feinkörnige rötliche Masse besteht aus einem stenglichen farblosen Mineral von starker Licht- und Doppelbrechung und massenhaften sehr feinen Prismen von Rutil, die mit gelber Farbe durchsichtig werden (nur bei sehr starker Vergrößerung), dazu ein feinverteiltes rotes Pigment, das wohl Eisenoxyd ist. Auf Adern kommt Opal vor, farblos und durchsichtig im Durchschnitt.“

3. „Sehr feinkörniges Gestein, ohne makroskopisch erkennbare Gemengteile.“

Im Mikroskop stellt sich das Gestein als Smirgel dar. Es besteht aus blaugrünem Korund und kleinen braunen leistenförmigen Krystallen eines vollkommen zersetzten Minerals, die auf das polarisierte Licht nicht einwirken. Zwischen diese und die Korundkörner zieht sich eine durch kleine rotbraune Körnchen gefärbte, lebhaft aggregatpolarisierende Substanz hindurch, deren nähere Bestimmung ohne weiteres nicht möglich ist; diese Substanz bildet stellenweise rundliche Konkretionen.“

4. „Dem Gestein 3 sehr ähnlich. Es wird von feinen schwarzen Adern eines strahligen Minerals durchzogen, das makroskopisch nicht bestimmbar ist.

Auch mikroskopisch ist dieses Gestein dem Gestein 3 sehr ähnlich, enthält aber weniger Korund, dagegen mehr von dem braunen zersetzten leistenförmigen Mineral. Dazu tritt dieselbe aggregatpolarisierende Masse auf, oberhalb stellenweise Konkretionen bildend. Die schwarzen mikroskopisch sichtbaren Adern bestehen aus strahligem Korund.“

5. „Sehr dichtes Gestein, ohne makroskopisch erkennbare Gemengteile.

Im Mikroskop sieht auch dieses Gestein dem Gestein 3 sehr ähnlich, scheint aber von frischerer Beschaffenheit. Es enthält neben dem bläulichgrünen Korund dasselbe leistenförmige braune Mineral wie 4 und die aggregatpolarisierende Substanz, die aber nicht rotbraun gefärbt ist, sondern farblos erscheint und durchsetzt mit massenhaften kleinen schwarzen Körnchen von Magneteisen ist, die stellenweise zu größeren schwarzen Partien sich vereinigen. Es ist anzunehmen, daß auch in den Gesteinen 3 und 4 ursprünglich Magnetit vorhanden war, der dort aber in Brauneisenstein umgewandelt ist. Die aggregatpolarisierende Masse scheint wesentlich aus äußerst feinkörnigem Korund zu bestehen.“

Das nicht näher bestimmte farblose stenglige Mineral, das die feinkörnige, rötliche Masse der Probe 2 bildet (wie übrigens die aggregatpolarisierende Masse der Proben 3—5), ist jedenfalls nichts als Korund. Die ebenfalls nicht näher bestimmten braunen leistenförmigen Krystalle der Proben 3—5 sind wohl Chloritoid, wie sich denn der betreffende Smirgel durch seine schwach grünliche (Chloritoidsmirgel) Farbe und seine (wenn auch ganz kümmerliche) Chloritoid- (und Saphir-) aderung als Chloritoidsmirgel kundgibt.

Es ist merkwürdig, daß die Probe 5 keine grünlichgraue Farbe wie die Proben 3 und 4 hat, sondern schwarz ist.

9. Der Pyrit-Smirgel.

Das Vorkommen von Hágios Artémios besteht zum Teil aus einer so stark pyrithaltigen Smirgelabart, daß der Pyrit neben Korund als Hauptgemengteil des Smirgels an die Stelle des Magnetits tritt. Er erfüllt mehr oder weniger, oft fast ganz die dichte Gesteingrundmasse in Körnern der verschiedensten Dimensionen. Ich habe diesen *Pyrit-Smirgel* nicht an Ort und Stelle, sondern an herbeigebrachten Proben kennen gelernt. U. d. M. ließ derselbe folgendes Bild erkennen.

„Smirgel reichlich Pyrit enthaltend. Mit der Lupe ist zu erkennen, daß vielfach die Pyritkörner von einer braunen Rinde umgeben sind, die jedenfalls durch Verwitterung gebildetes Eisenhydroxyd, also Brauneisenstein ist. An der äußeren Zone ist der Pyrit fast gänzlich in Brauneisenstein umgewandelt und daher diese Zone braun gefärbt. Zwischen den Pyritkörnern ist viel blauer Korund zu erkennen.

Im Mikroskop sieht man, daß das Gestein hauptsächlich aus blauem Korund und aus Pyrit besteht. Letzterer geht, wie auch makroskopisch beobachtet, in Brauneisenstein über und ist z. T. völlig durch letzteren verdrängt. Außerdem beteiligt sich noch ein weißes Mineral an der Zusammensetzung des Gesteins, das stark lichtbrechend ist und sehr lebhaft polarisiert; es ist vermutlich Diaspor.“

10. Der grüne Smirgel.

Grüner Smirgel, ist eine durch viel grünen Korund sich auszeichnende Smirgelart, die ich, wie schon früher erwähnt, (S. 37) nur in losen Stücken auf der Ebene südlich von Sagri gesammelt habe. Er sieht äußerlich etwa wie Chloritoidschmirgel aus. Auch teilt er mit ihm die schön blaue Aderung und Befleckung mit Sapphir. Das sehr feinkörnige magnetiarmer und glimmerige Gestein, das vielleicht dem oberen Smirgel gehört, ergab folgendes mikroskopisches Bild.

„Smirgel. Die Grundmasse feinkörnig und von grünlicher Farbe. Darin große dunkelblaue Körner von Korund und glänzende Blättchen von hellem Glimmer. — Die Grundmasse wird im Dünnschliffe mit hellgrüner Farbe durchsichtig und besteht aus grünen Korundkörnchen, zwischen denen auch zahlreiche lebhaft blau gefärbte eingesprengt sind. Der Glimmer ist Margarit und zeigt schiefe Auslöschung; er bildet farblose Leistchen zwischen den Korundkörnchen. Als weiterer Gemengteil findet sich etwas opakes Eisenerz (Magnetit).“

B. Chemische Zusammensetzung.

Chemische Analysen der griechischen Smirgel existieren wohl nur über den unteren körnigen, nämlich den naxischen Handelssmirgel.

Die älteren Analysen sind diejenigen von L. SMITH¹⁾ und JAGNAUX²⁾. TSCHERMAK³⁾ gibt zwei Analysen aus den ihm zur mikroskopischen Untersuchung zugesandten Proben an, die von

¹⁾ Am. Journ. of Sc. [2] vol — X, 1850, S. 354.

²⁾ Bull. soc. min. tom. 7, 1884, S. 160.

³⁾ a. a. O. S. 324—325.

LUDWIG ausgeführt wurden. Diese zwei Analysen bezweckten, die relative Quantität der verschiedenen Stoffe, die in dem Smirgel außer Korund und Magnetit vertreten sind, kennen zu lernen; darum wurden sie nicht von den korundreichsten Proben, sondern von solchen genommen, die auch größere Gemengteile enthielten. Einige andere Analysen, mit 92,2 bis 94,2 Prozent Tonerde und 1,87 bis 3,4 Prozent Eisenoxyd, die in einer Schrift des griechischen Finanzministeriums angegeben sind¹⁾, sind sicher falsch.

C. RAMMELSBURG führte auf Veranlassung der griechischen Regierung ein paar Analysen aus. Das Resultat war:

	Probe von Aspalathropòs	Probe von Renidi
Tonerde	62,94	57,40
Eisenoxyd	29,51	35,37
Manganoxyd	0,23	Spur
Kieselsäure	5,11	5,10
Kalk	Spur	1,93
Magnesia	Spur	Spur
Wasser	0	0

„Da der Wert des Smirgels dem Gehalte an Tonerde proportional ist, erscheint Aspalathropòs als die beste Sorte.“

Die Analysen OSERS (S. 62), denen er auch Bestimmungen des spezifischen Gewichtes beigab, ergibt folgende Tabelle I.

„Ordnet man die untersuchten 7 Smirgelproben nacheinander:

- a) nach dem gefundenen Tonerde- ($\text{Al}_2 \text{O}_3$) gehalte,
- b) nach dem spezifischen Gewichte,

ferner nach den einzelnen von Herrn Ingenieur ROSIWAŁ mit Nr. 1 bis inklusive 4 bezeichneten Härtebestimmungsmethoden [(3), (4), (5) und (6)], so erhält man folgende Reihen“ (Tabelle II).

„Wie sich aus dieser Anordnung ergibt, besteht ein unzweifelhafter Zusammenhang zwischen dem Tonerde-Gehalte resp. dem spezifischem Gewichte einerseits und der Härte resp. Schleifwert andererseits.“

Vom Koxaki-Smirgel ließ das griechische Finanzministerium (Februar 1908) eine Analyse durch den Chemiker Herrn ZALOKOSTAS ausführen. Das Ergebnis war folgendes²⁾:

- a) Korund, Kieselsäure und Unlösliches in HCl 70,50%
- Metallisches Eisen 16,28%, entsprechend Eisenoxyd . 23,26%

¹⁾ L'industrie minérale en Grèce. Rapport pour l'exposition de Chicago. Athen 1893.

²⁾ Δελτίον τοῦ ὑπουργείου τῶν οἰκονομικῶν (Bulletin des Finanzministeriums) Jahrg. I, 1908–1909 Heft 1 und 2, S. 126–127.

Tabelle I

Chemische Analyse und spezifisches Gewicht des naxischen Handelsmirkels nach OSER.

Smirkel Nr.	I	II	III	IV	V	a	b
Spezifisch Gewicht bei 17,5° Celsius	4,064	4,098	3,935	3,919	3,841	3,867	4,008
Kieselsäure (Si O ₂)	3,23	1,97	1,56	2,54	5,09	6,23	4,90
Eisenoxyd (Fe ₂ O ₃)	24,27	24,98	28,05	28,92	24,03	26,72	29,61
Eisenoxydul (Fe O)	3,48	2,68	3,02	1,44	4,02	0,81	1,80
Tonerde (Al ₂ O ₃)	66,16	65,90	61,24	61,95	60,05	60,45	62,64
Chromoxyd (Cr ₂ O ₃)	Spur	—	Spur	Spur	—	—	—
Manganoxydul (Mn O)	0,25	0,37	0,27	0,21	0,85	0,80	0,03
Calciumoxyd (Ca O)	1,62	2,71	0,85	1,90	1,51	0,11	0,45
Magnesiumoxyd (Mg O)	0,38	0,55	0,53	0,23	1,05	0,18	0,06
Wasser (H ² O)	0,37	1,05	4,36	3,06	3,67	4,77	1,04
Summe	99,76	100,21	99,88	100,25	100,27	100,07	100,53

Tabelle II

des naxischen Handelsmirkels, geordnet nach Tonerde-Gehalt, spezifischem Gewichte, Härte und Schleifwert.

Nach OSER und ROSIWAŁ.

Geordnet nach dem Tonerde-(Al ₂ O ₃) Gehalte	(1)	66,16 I	65,90 II	62,64 b	61,95 IV	61,24 III	60,45 a	60,05 V	
Geordnet nach dem spezifisch. Gewichte	(2)	4,098 II	4,064 I	4 008 b	3,935 III	3,919 IV	3,867 a	3,841 V	
Härte	nach Methode 1	(3)	714 II	625 I	494 b	479 IV	471 a	428 III	320 V
	nach Methode 2	(4)	683 II	638 I	581 b	492 IV	424 a	394 III	323 V
	nach Methode 3	(5)	718 II	677 I	510 b	470 IV	432 a	411 III	321 V
Schleifwert nach Methode 4	(6)	990 I	853 II	610 b	599 IV	585 III	507 V	466 a	

Das spezifische Gewicht dieser Probe wurde gleich 3,92 gefunden.

Eine zweite, absichtlich minderwertig gewählte Probe, die ich demselben Chemiker zusandte, gab folgende Zusammensetzung:

b) Korund, Kieselsäure und Unlösliches in HCl	64,600%
Aluminiumoxyd löslich in HCl	1,880%
Metallisches Eisen 19,880%, entsprechend Eisenoxyd	28,400%
Kalk	0,425%
Magnesia	0,217%

Das spezifische Gewicht der Probe wurde gleich 3,958 gefunden.

Diese zweite Probe ließ ich auch mikroskopieren. Es ist die auf S. 71 unter Nr. 3 angegebene mikroskopische Analyse.

Als später die erste Ladung von diesem Smirgel bereit war, schickte ich daraus drei Proben verschiedener Qualitäten an Professor GANS in Berlin zur Analyse.

Das Ergebnis war:

	Probe Nr.		
	1	2	A
Kieselsäure (Si O ₂)	0,38%	2,23%	1,28%
Titansäure (Ti O ₂)	2,56%	4,17%	3,23%
Phosphorsäure (P ₂ O ₅)	Spuren	Spuren	ger. Meng.
Tonerde (Al ₂ O ₃)	70,32%	64,98%	67,59%
Eisenoxyd (Fe ₂ O ₃)	22,62%	25,35%	24,18%
Kalk (Ca O)	0,35%	1,35%	0,49%
Magnesia (Mg O)	0,27%	0,19%	0,30%
Wasser bei 105° C	0,15%	0,11%	0,12%
Glühverlust	4,69%	3,09%	4,67%
Summe	101,34%	101,47%	101,86%

Probe Nr. 1 ist von derselben Qualität genommen wie die obige durch das Finanzministerium analysierte, und man sieht, daß beide Analysen vollständig übereinstimmen.

Dieselben drei Proben 1, 2 und A ließ ich auch mikroskopieren; man findet die betreffenden mikroskopischen Analysen auf S. 71 unter Nr. 5, 4 und 2 angegeben.

Eine letzte Probe, die ich analysieren ließ, war eine sehr feinkörnige, reine Qualität aus dem Kavallári-Smirgel. Die Analyse wurde im Laboratorium von Dr. ZALOKOSTAS durch dessen Assistenten Dr. KYRIAKOPOULOS ausgeführt. Sie ergab:

Kieselsäure	6,72%
Total der Tonerde (namentlich Korund)	61,77%
Eisenoxyd	29,14%
Kalk	1,30%
Magnesia	0,638%
Total	99,578%

Ich ließ auch diese Probe mikroskopieren ferner, ihre Korngröße und Schleifwert bestimmen. S. 72—73, 91—93.

C. Härte und Schleifwert.

Die durch ROSIWAL (S. 62) vorgenommene Bestimmung der Härte von 7 Arten des naxischen Handelssmirgels erfolgte nach 3 verschiedenen Methoden, deren Resultate er je in einer Tabelle niederlegte. Die erste Methode beruhte auf dem Verluste der Probekörner bei Behandlung mit 100 mg Korund in 8 Minuten, die zweite Methode auf dem Verluste der Probekörner bei Behandlung mit 100 mg Normalsmirgel in 8 Minuten und die dritte Methode auf dem Verluste der Probekörner bei Behandlung mit 300 mg Normalsmirgel in 3 Minuten. Dabei wurden die aus den Wägungen gefundenen Gewichtsverluste mit Hilfe der den einzelnen Sorten zukommenden spezifischen Gewichte auf Volumverluste reduziert. Als Maßstab für die Härte, welche dem Substanzverluste umgekehrt proportional zu setzen ist, führte ROSIWAL die Durchschnittshärte des reinen Korunds ein, die er mit 1000 bezifferte.

Die mittlere Härte, abgeleitet aus den obigen 3 Methoden nach Qualitäten geordnet, ergibt folgende Tabelle.

Tabelle III
Mittlere Härte,
abgeleitet aus den nach Methode 1—3 gefundenen Werten.
Nach Qualitäten geordnet.

Qualitäts- Kategorie	Material	Rang	Für Gewichtsverluste				Für Volumverluste					
			Methode Nr.			Mittel	%	Methode Nr.			Mittel	%
			1	2	3			1	2	3		
	<i>Korund</i>	1000	1000	.
I a	II	1	714	683	718	705	100	741	709	745	732	100
	I	2	625	638	677	647	92	643	656	697	665	91
II a	b	3	494	581	510	528	75	501	590	518	536	73
	IV	4	479	492	470	480	68	476	489	467	477	65
III a	a	5	471	424	432	442	63	461	415	423	433	59
	III	6	428	394	411	411	58	426	393	410	410	56
IV a	V	7	320	323	321	321	45	311	314	314	313	43

Die obigen 3 Methoden „geben die Härte der untersuchten Smirgelsorten als ganze Stücke im mineralogischen Sinne an, indem der Widerstand gemessen wurde, den die Probestücke der Abscheuerung (denn Schleifen ist nur als vervielfachtes Ritzen zu betrachten) entgegensetzen. — Die technische Verwendung des Smirgels läßt diesen jedoch eine aktive Rolle spielen“. Das führte zu einer vierten Methode, der Bestimmung der Schleifwertes. Dabei war der Vergleich mit reinem Korund

angestellt; die Methode basierte auf Gewichtsverlust einer senkrecht zur Hauptachse geschliffenen Platte von Bergkrystall durch je 100 mg Materialpulver in 8 Minuten. Die gefundenen Werte gibt folgende Tabelle.

Tabelle IV

Bestimmung des Schleifwertes
verglichen mit reinem Korund.

Gewichtsverluste einer senkrecht zur Hauptachse geschliffenen Platte von Bergkrystall durch je 100 mg Materialpulver in 8 Minuten.

Qualitäts- Kategorie	Material	Rang	Gewicht in Gramm		Gewichts- verlust der Krystall- platte	Schleif- wert für Korund- pulver = 1000	Relativ- werte
			vor der Prüfung	nach der Prüfung			
<i>Korundpulver</i>					29,2	<i>1000</i>	101,0
I	I	1	7,7105	7,6816	28,9	990	100,0
	II	2	7,6668	7,6419	24,9	853	86,1
II	III	5	7,6241	7,6070	17,1	585	59,2
	IV	4	7,7280	7,7105	17,5	599	60,6
III	V	6	7,6816	7,6668	14,8	507	51,2
	a	7	7,7417	7,7279	13,8	} 13,6	466
II	b	3	7,6070	7,5936	13,4		610
			7,6419	7,6241	17,8		

Auch eine Versuchsreihe wurde aufgestellt über den Schleifwert bei dehnbaren Metallen, nämlich durch Gewichtsverluste einer kreisförmigen Kupferplatte von 25 mm Durchmesser.

Das Schlußergebnis von mittlerer Härte und Schleifwert der untersuchten Smirgelarten nach deren Qualität geordnet gibt folgende Tabelle V.

Die Schlußfolgerungen der obigen Versuche faßt ROSIWAŁ folgenderweise zusammen:

„Auf Grund der Zusammenstellungen der Tabellen (III und V) lassen sich die nachstehenden Folgerungen ziehen, die als ein Gutachten des Unterzeichneten (ROSIWAŁ) über die Qualität der untersuchten Materialarten vom Standpunkte der Ergebnisse der Härteprüfungen zu betrachten sind.

1. Die sieben untersuchten Smirgelproben zerfallen nach ihrer Härte in vier Qualitätskategorien, deren

			Korundhärte	
erste	die Sorten	I und II	mit ca.	0,800—0,900, die
zweite	„	b	„ IV	„ 0,500—0,600, „
dritte	„	III	„ a	„ 0,450—0,500, „
vierte	„ Sorte	V	„	0,400 umfaßt.

Tabelle V

Schlußergebnis.

Mittlere Härte und Schleifwert der untersuchten Smirgelarten,
nach deren Qualität geordnet.

Qualitäts- Kategorie	Material	Rang	Härte für Korund = 1000		Schleifwert für Korund = 1000		Mittel aller Werte	Proz. von I
			Mittel aus Ge- wichts- u. Volum- verlust	Proz. von I	Für sprödes Mate- rial	Proz. von I		
.	<i>Korund</i>	.	1000	152	1000	101	1000	121
I a	I	1	656	100	990	100	823	100
	II	2	719	110	853	86	786	96
II a	b	3	532	81	610	62	571	70
	IV	4	473	72	599	61	536	65
III a	III	5	410	62	585	59	498	60
	a	6	437	67	466	47	451	55
IV a	V	7	317	48	507	51	412	50

2. Für die Verwendung als Schleifmaterial für spröde Materialien, harten Stahl, Glas, Steine usw. findet eine bedeutende Qualitätendifferenz statt, deren relative Größe nach den Angaben der Tabelle IV zu entnehmen ist.

3. Für die Verwendung als Schleifmaterial für geschmeidige Metalle, Weicheisen, Kupfer, Zinn, Blei, weiße Legierungen usw. sind auch die minder harten Sorten (III, V, a) in gleicher Weise geeignet wie die besseren Qualitäten.“

Ich ließ auch Versuche beim KGL. MATERIALPRÜFUNGSAMT in Berlin über drei Smirgelproben anstellen, um ihren relativen Schleifwert kennen zu lernen. Nr. 1 stammte vom Kakoryakas körnigen Handelsmirgel guter Sorte, Nr. A von Koxakis sehr feinkörniger und ziemlich glimmeriger Qualität, Nr. a war eine sehr feinkörnige bis feinstkörnige gute (glimmerfreie) Probe vom Kavallaris (s. die mikroskopische Bestimmung der letzteren S. 72—73, deren Korngröße S. 73, deren chemische Analyse S. 88).

Die Versuchsausführung war folgende:

„Für die Versuche wurde je ein Würfel von 50 qcm quadratischer Schleiffläche aus einem Sandstein- bzw. Grauwackenblock herausgeschnitten.

Die Probestücke wurden bei 100° C getrocknet und auf einer Schleifmaschine bei 30 kg Belastung (ausschl. Eigengewicht) bei einer geschliffenen Fläche von 50 qcm, also bei einem Druck von 0,6 kg/qcm bei 608 m gesamtem Schleifwege (440 Umdrehungen bei 22 cm mittlerem Halbmesser der schlei-

fenden Fläche), und bei nahezu 0,09 m/sec Geschwindigkeit (30 Umdrehungen in der Minute) unter Anwendung von je 20 g Smirgel 1—4 auf je 22 Scheibenumgänge geschliffen. Vor der Smirgelaufgabe wurde jedesmal das abgeschliffene Material samt den Smirgelresten entfernt“.

Die Versuchsergebnisse sind auf Tafel VI niedergelegt.

Tabelle VI
Versuchsergebnisse.

Smirgel gekennzeichnet	1		A		a		Naxos- Smirgel		
	Sand- stein	Grau- wacke	Sand- stein	Grau- wacke	Sand- stein	Grau- wacke	Sand- stein	Grau- wacke	
Gewichtsverlust	110	2,0	0,3	17,0	1,8	5,3	1,0	22,9	2,9
in g nach je 110	220	1,6	0,9	16,0	1,5	5,9	1,2	19,1	4,1
Umdrehungender	330	1,3	0,2	14,8	1,4	7,1	1,5	21,9	4,4
Schleifscheibe	440	1,1	0,2	16,3	2,0	8,2	1,2	16,7	4,4
Abnutzung in g	6,0	1,6	64,1	6,7	26,5	4,9	80,6	15,8	

Da es höchst unwahrscheinlich ist, daß die Kavalláris-Probe bessere Resultate gegeben hätte als die Kakóryakas-Probe, wie in dieser Tabelle steht, so vermute ich eine Verwechslung der Probenetiketten, um so mehr, als die drei Proben bei einer anderen Firma in Berlin gemahlen wurden. So sind obige Versuche für den Vergleich der Proben leider unbrauchbar. Sie geben aber ein Bild von sehr verschiedener Schleifwert der verschiedenen Smirgelarten.

Die Firma „Vereinigte Smirgel- und Maschinen-Fabriken“ zu Hannover-Hainholz hatte die Verbindlichkeit, auf meinen Wunsch folgende Smirgelproben auf ihren Schleifwert zu untersuchen, wofür ich ihr meinen besten Dank hier ausspreche.

Ich habe diese Proben von solchen Smirgelsorten genommen, die minderwertige Qualitäten repräsentierten, und dabei zum Vergleich auch eine Smirgelprobe von erster Qualität (Handels-smirgel) untersuchen lassen.

Die Schleifversuche sind in der Weise vorgenommen, daß der zerkleinerte, also gekörnte Smirgel auf Holzscheiben geleimt, und stets das gleiche Material — Federstahl — unter den gleichen Vorbedingungen damit abgeschliffen wurde.

Die Schleifzeit hat bei jeder Sorte 10 Minuten gedauert, wonach das abgeschliffene Material durch eine Gewichtskontrolle festgestellt wurde. Man hat sich aber nicht nur auf einen Schleifversuch beschränkt, sondern man hat auch einen zweiten Kontrollversuch vorgenommen, der ja dann auch, wie aus der folgenden Liste ersichtlich, stets ein anderes Resultat ergab.

Nach diesen beiden Versuchen hat man dann das Durchschnittsresultat festgestellt, und ist dieses wohl als maßgebend zu betrachten, soweit die Versuche mit den gesandten kleinen Quantitäten überhaupt als maßgebend betrachten werden können.

Diese Versuche sind folgende:

Probe A. Handelssmirgel. Lokalität Amália.

1. Versuch in 10 Minuten 102 g

2. " " 10 " 94 "

Durchschnittsresultat 98 g

Probe B. Lokalität Skála toù Mavrophárangea.

1. Versuch in 10 Minuten 64 g

2. " " 10 " 75 "

Durchschnittsresultat 69,5 g

Probe C. Lokalität Machäràs.

1. Versuch in 10 Minuten 47 g

2. " " 10 " 52 "

Durchschnittsresultat 49,5 g

Probe D. Lokalität Koxakì.

1. Versuch in 10 Minuten 37 g

2. " " 10 " 45 "

Durchschnittsresultat 41 g

Probe E. Lokalität Kavalláris.

1. Versuch in 10 Minuten 37 g

2. " " 10 " 34 "

Durchschnittsresultat 35,5 g

Eine andere Probe vom Koxakì-Vorkommen, die auf ihren Schleifwert in Kleinasien geprüft wurde, hat den Schleifwert 180 ergeben, die prima Qualität Naxos-(Handels-)Smirgel gesetzt gleich 300, oder sie hat den Wert 60 ergeben, diese letztere Qualität gesetzt gleich 100. Das ist ein weit günstigeres Resultat als das der Probe des gleichen Vorkommens in der obigen Liste. Letztere Probe ist freilich einer feinstkörnigen, also nicht der besten Varietät entnommen. Sämtliche Resultate dürften innerhalb der Schleifwertgrenze, bis zu welcher Smirgel brauchbar ist, liegen.

V. Zur Genesis des Smirgels.

Die Bildung des Smirgels überhaupt ist sehr verschieden gedeutet worden.

Die älteste, wohl nur historisches Interesse mehr bietende Ansicht ist die von SMITH über den kleinasiatischen Smirgel (Gumuch und Kulah). „Alles was man darüber sagen kann, führt SMITH aus, ist, daß der Smirgel durch einen Ausscheidungsprozeß gebildet worden ist. Die zur Bildungszeit vom Kalkstein ausgeschiedenen Stoffe sind die Kieselsäure, die Tonerde

und das Eisenoxyd, und diese drei Körper erzeugten durch ihr gegenseitiges Einwirken die den Smirgel zusammensetzenden Mineralien und diejenigen, die mit ihm vergesellschaftet sind¹⁾.

In analoger Weise drückt sich wohl THOMÆ über den kleinasiatischen Smirgel des Wilajet Aidin²⁾ aus, indem er annimmt, daß er ursprünglich wahrscheinlich vom unreinen tonigen Kalk herstamme, dessen tonige und eisenhaltige Verunreinigungen sich während der Metamorphose ausschieden und zum jetzigen Smirgel umwandelten.

Den Smirgel von Chester (Massachussets) hält EMERSON³⁾ für ein dynamometamorphes Produkt von ursprünglichem, aus Umlagerung von Kalk hervorgegangenem Limonitlager, in welches Ton in Form von Allophan und Gibbsit zugeführt wurde, während ihn PRATT⁴⁾ als eine magmatische Ausscheidung des von ihm als eruptiv betrachteten Amphibolites, seines Muttergesteins, ansieht. In echtem Eruptivgestein aber, nämlich in einem Norit, steckt der Smirgel von Peekskill, in Westchester County, New York, den PRATT⁵⁾ als magmatische Ausscheidung betrachtet. (Vergl. S. 120—121.)

GOBANTZ⁶⁾ begnügt sich, das Vorkommen in Nákos von Turmalin-Granit-Gängen (des Pegmatites. S. P.) „im Liegenden der Smirgelstücke“ als eine „besonders merkwürdige und jedenfalls mit der Genesis des Smirgels in Zusammenhang stehende Erscheinung“ zu bezeichnen.

Aus seinen mikroskopischen Untersuchungen des naxischen Smirgels schloß TSCHERMAK⁷⁾, daß „der ursprüngliche Zustand des Smirgels eine dichte Textur und schieferige Struktur gewesen zu sein scheint, und bei dem Krystallinischwerden des Korunds und des Erzes sich erst die Nebengemengteile, wie Turmalin, Margarit, Chloritoid, ausgeschieden haben dürften, da dieselben entweder Lücken und Nester ausfüllen, oder doch die Eindrücke der Korundkrystalle wahrnehmen lassen. — Auch das Auftreten der von Korund durchsetzten größeren Erzkörner mit durchgehender Teilbarkeit läßt erkennen, daß

¹⁾ L. SMITH, Mémoire sur l'émeri de l'Asie mineure. Annales des mines, quatrième série, tome XVIII, 1850, S. 269.

²⁾ THOMÆ, Emery, Chrome Ore and other Minerals in the Villajet of Aidin, Asia Minor. S. A. aus Trans. of the Amer. Inst. of Min. Eng. XXVIII, 1899, S. 5.

³⁾ Mon. U. S. Geol. Survey, vol. XXIX, S. 145; erwähnt in PRATT, The occurrence and distribution of Corundum in the United States. Bull. of the Unit. States Geol. Survey Nr. 180, Aufl. 1906, S. 93.

⁴⁾ a. a. O. S. 25—26.

⁵⁾ a. a. O. S. 93—94.

⁶⁾ a. a. O. S. 145.

⁷⁾ a. a. O. S. 322—323.

diese Körner nicht ursprünglich, sondern erst im Laufe der Umwandlung bei dem Krystallinsichwerden des Korunds ihre gegenwärtige Form erlangt haben. Da in den Erzlagen und Erzhäufchen vollkommen ausgebildete Korundkrystalle nicht selten sind, so wird man annehmen müssen, daß die Krystallisation des Erzes später erfolgt sei als jene des Korunds.“

Die herrschende Ansicht über die Bildung des Smirgels überhaupt ist jedoch die, daß er ein Produkt der Metamorphose von Bauxit ist, mit welchem er chemisch bis auf den Wassergehalt übereinstimmt. Diese Ansicht, die von BRAUNS¹⁾, ROSENBUSCH²⁾, GRUBENMANN³⁾ u. a. geteilt wird, wird namentlich durch LIEBRIG⁴⁾ und KRÄMER⁵⁾ verfochten, die sich spezieller mit der Smirgelgenese befaßten. WEINSCHENK⁶⁾ dagegen bestritt ihre Richtigkeit.

In Anbetracht der Wichtigkeit dieses Erklärungsversuches gebe ich hier die Gedanken LIEBRIGS und KRÄMERS in Abriß wieder. Es ist indessen zu bemerken, daß diese Autoren sich auf Stuben- und Laboratorium-Arbeit allein, nicht auf Beobachtungen an Ort und Stelle stützen.

LIEBRIG weist auf die Ähnlichkeit von Bauxit und Smirgel in ihrer chemischen Zusammensetzung hin und stellt nebeneinander eine Reihe von Analysen aus beiden Mineralien mit abgerechnetem H₂O-Gehalt bei den Bauxiten auf, wodurch jene Ähnlichkeit klar vor Augen tritt. Auch gibt er durch passende Auswahl eine Reihe von Analysen an, die einen gewissen Übergang vom Smirgel zum Bauxit sehr deutlich zur Schau bringen. Man sieht, der wesentliche Unterschied zwischen beiden Mineralsorten besteht „im Gehalte der Bauxite an größeren Mengen chemisch gebundenen Wassers. Der Smirgel besteht aus Tonerde und Eisenoxyden neben wenig Wasser, der Bauxit aus den Hydraten von Tonerde und Eisenoxyd.“ Ein weiterer wesentlicher Unterschied soll in dem Vorhandensein von Eisenoxydul im Smirgel bestehen⁸⁾. Auch auf das ver-

¹⁾ Chemische Mineralgie, 1906, S. 371.

²⁾ Elemente der Gesteinskunde.

³⁾ Die krystallinen Schiefer II, 1907, S. 168.

⁴⁾ Bauxit und Smirgel. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1895 S. 275—277.

⁵⁾ Kleinasiatische Smirgelvorkommnisse, Berlin 1907. — In dieser Arbeit findet sich auch eine Literaturangabe über den Smirgel überhaupt.

⁶⁾ Spezielle Gesteinskunde, 1905, S. 320.

⁸⁾ Nach VITTORIO NOVARESE jedoch (Der Bauxit in Italien, Zeitschr. f. prakt. Geol. XI. Jahrg., 1903, S. 299, erwähnt bei KRÄMER a. a. O. S. 56) ist auch in Bauxiten von Pescosolido ein FeO-Gehalt bis zu 0,71% nachgewiesen worden.

schiedene Vorkommen von Bauxit und Smirgel macht LIEBRIG aufmerksam. Der Bauxit soll nur in jüngeren Gesteinen, der Smirgel nur in älteren auftreten. Auf Grund der chemischen Zusammensetzung und des geologischen Vorkommens des Smirgel schildert nun LIEBRIG folgende Genesis desselben: „Daß die Bauxitsubstanz sich durch eigenartige Zersetzung aus Silikaten gebildet hat, ist unzweifelhaft, und auch für den Smirgel wird wohl kein Geolog eine andere Bildungsweise anzunehmen geneigt sein.“ Und zwar sollen es mit aller Wahrscheinlichkeit die gewöhnlichen Atmosphärien Wasser und Kohlensäure, vielleicht in Verbindung mit Lösungen von kohlensauren Alkalien oder kohlensaurem Kalke sein, welchen die Bauxit- wie auch die Smirgelbildung zuzuschreiben ist, „nur daß die Temperatur- (bezw. auch Druck-) Verhältnisse abnorme dabei gewesen sein müssen. Dabei „läßt sich als wahrscheinlich annehmen, daß aus Eisenkarbonat bei Gegenwart von Wasser und Luft mit Wirkung höherer Temperatur Magneteisen erzeugt werden kann und die Natur bei dem Magneteisen des Smirgels in ähnlicher Weise gewirkt hat.“ Auch sollen sehr kleine Mengen von Tonerde, Angriffsprodukte aus durch Verwitterung von Tonerdesilikaten entstehendem Kaolin und Ton durch kohlensaure Gewässer, in den meisten Gewässern zu finden sein, und die Absätze der Thermen enthalten stets gewisse Mengen von Tonerde. „Allerdings soll von dieser Erscheinung bis zu einer Bauxitbildung noch ein großer Schritt sein, doch dürfte immerhin dadurch der Weg angedeutet sein“. —

Auch KRÄMER sucht bei seinen Untersuchungen von kleinasiatischen Smirgelproben, die von PHILIPPSON bei dessen Forschungsreise in Kleinasien gesammelt wurden, die Bildung des Smirgels aus der Metamorphose von Bauxit (daneben vielleicht auch von Laterit) zu erklären, und zwar durch Annahme einer Kontaktmetamorphose durch granitische Eruptionen, wenn auch dabei die Regionalmetamorphose nicht unbedingt ausgeschlossen sei. Vor allem ist von Wichtigkeit bei der KRÄMERSchen Auffassung der Smirgelgenesis der oben zitierte Vergleich von LIEBRIG zwischen Smirgel und Bauxit, und der Fall der künstlichen Darstellung von Smirgel (Korund) aus Bauxit an den Niagara-Fällen durch großen Druck und intensive Hitze¹⁾ soll die Vermutung nahe legen, daß auch in der Natur durch gleiche Agenzien bewirkte tief eingreifende

¹⁾ The Production of abrasive Materials in 1892. Min. resources of the U. S. S. 22. Erwähnt bei KRÄMER a. a. O. S. 52. S. auch PRATT a. a. O. S. 75.

Stoffumlagerungen vor sich gegangen seien, d. h. daß der Bauxit, in Berührung mit jüngeren Eruptiven Magmen seines Wassers beraubt, krystallinisch geworden sei und auf diese Weise eine Umwandlung in harten, krystallinen Smirgel erfahren habe. Dabei bleibt die Frage nach der Entstehung von Bauxit und Laterit eine offene, jene Ausgangsmaterialien des Smirgels seien als gegeben angenommen. Gerade das Verschwinden des Wassergehaltes des Bauxites soll ein sehr bedeutender Faktor für die geäußerte genetische Auffassung des Smirgels sein, der in hohem Grade für eine Kontaktmetamorphe des Smirgels aus Bauxit spricht. Die aus den chemischen Analysen ersichtlichen Abweichungen beider Gesteine, nämlich das scheinbare Fehlen von TiO_2 im Smirgel²⁾ und die Unterschiede an Wassergehalt und Eisenoxydulgehalt, sollen sich leicht beseitigen resp. erklären lassen. Nach KRÄMER ist ferner nicht ohne Bedeutung für die Genesisfrage der von LIEBRIG aufgestellte Unterschied im geologischen Vorkommen von Bauxit und Smirgel.

Eine günstige Auslegung für die von KRÄMER vertretene genetische Ansicht soll der aus der mikroskopischen Untersuchung des naxischen Smirgels gezogene Schluß TSCHERMAKS sein, der Smirgel habe früher eine „dichte Textur und schieferige Struktur“ besessen, und erst später sei er körnig und massig geworden. Der Nachweis überhaupt, daß der Smirgel strukturell und mineralogisch in starkem Gegensatz zum Ausgangsprodukt, dem Bauxit, steht, sei ein weiterer Befund zugunsten jener Ansicht. „Bauxit läßt entweder die Struktur seines Urproduktes (Basalt, Dolerit) erkennen, oder gleicht einem gewöhnlichen erdigen Ton“. Der Smirgel dagegen zeigt in einigen (kleinasiatischen) Proben eine typische „Pflaster- oder Bienenwabensstruktur“. Diese charakteristische Struktur, „ferner das siebartige Durchbrochensein der Eisenerzkomplexe von Korund-Glimmer und Chloritoidindividuen, das Erfülltsein der Staurolithkrystalle mit zahlreichen Quarzkörnchen und Glimmerschuppen, das Strotzen aller Gemengteile von zahllosen winzigen Interpositionen verschiedenster Natur liefern höchst charakteristische Hinweise zugunsten einer Kontaktmetamorphose.“ Wenn in einigen Proben die Pflasterstruktur verwischt erscheint und an ihre Stelle eine schieferige oder schwammige getreten ist, „so mag das entweder seine Erklärung darin finden, daß die betreffenden Smirgelstücke aus größerer Entfernung vom

²⁾ Einen nicht geringen Gehalt an Titensäure erweisen die Analysen des Koxaki-Smirgels auf Naxos (S. 88).

Eruptivmagma stammen, wobei letzteres selbstverständlich eine allmähliche Abnahme seiner Intensität erfahren mußte, oder zweitens in der Annahme, daß die kontaktmetamorphen Umwandlungen durch Regionalmetamorphose umändernde Einflüsse erlitten. Daß Verwitterungsprozesse und sekundärer Gebirgsdruck gleichfalls eine Verwischung dieser typischen Struktur vorzubringen imstande waren, braucht nicht erst besonders hervorgehoben zu werden. Besonders auf Nákos scheinen, der mikroskopischen Untersuchung nach zu schließen, die tektonischen Störungen des krystallinen Grundgebirges, an denen nach PAPAVALIOU die in dem Marmor eingelagerten Smirgel dieser Insel teilnahmen, es bewirkt zu haben, daß die von TSCHERMAK erwähnte schwammige Struktur einiger Smirgelproben aus einer dem Anscheine nach ehemals vorhandenem Pflasterstruktur hervorgegangen ist. In mineralogischer Hinsicht ist der Unterschied beider Gesteine klar zutage liegend, indem durch die verschiedenen Einwirkungen, Druck- und Temperaturverhältnisse eine chemische Umlagerung der Moleküle des Bauxites vor sich ging und somit die bekannten Gemengteile des Smirgels entstanden.“ —

Wenden wir nun obige Erklärungsversuche der Smirgelbildung auf unsere griechischen Lagerstätten an, so finden wir, daß keiner derselben dem Tatbestande vollkommen Rechnung trägt. Von einer direkten magmatischen Ausscheidung unseres Smirgels kann nicht die Rede sein, da derselbe stets am Marmor gebunden ist und nie in den dazwischen und darunter liegenden Schiefen, namentlich aber nicht im Liegenden der letzteren, nämlich im Schiefergranit — seinem voraussichtlichen Muttergestein — auftritt. Sollte der Smirgel ein metamorphosierter Bauxit sein, so könnte letzterer nur den Auslaugungsrückstand seines Mutterkalkes darstellen. Solcher Bauxit hätte aber unregelmäßige Lagerungsformen, während dagegen unsere Smirgelagerstätten, abgesehen von ihren späteren Störungen, in der Regel normalförmige Gebilde sind, die sich über größere Ausdehnungen gleichmäßig erstrecken. Sie sind gewöhnlich keine Hohlraumfüllungen, wie man bei einer ursprünglichen Bauxitbildung erwartet hätte, sondern lagerartige Körper, bei denen die Substanz der Marmorbänke Molekül für Molekül durch die anfängliche Smirgelsubstanz verdrängt wurde, wie dies am besten die Reihe der Gebilde vom Marmor zum Smirgel über den Smirgelmarmor und den Marmorsmirgel zeigt. Und wie würde bei einer ursprünglichen Bauxitannahme die Erscheinung zu erklären sein, daß die Bänderung des Smirgels durch Korund sich ganz besonders am untern Smirgel konzentriert und ent-

wickelt hat und bei den dichten Vorkommnissen gar nicht vorhanden ist? Wäre der Smirgel ursprünglich ein Bauxit, so müßte er ferner eine weit häufigere Erscheinung in den Marmoren Griechenlands, oder der Bauxit selbst in dessen Kalken sein, während der Smirgel doch ganz lokale Vorkommnisse bildet. Nicht besser wäre es mit der Annahme von etwa präexistierenden metasomatischen Eisenerzen (mit denen die Smirgellagerstätten eine große Analogie aufweisen), die mit Al_2O_3 durchtränkt und zum Smirgel umgewandelt wären. In Anbetracht des engen Zusammenhanges des Schiefergranites und seines Ganggefolges mit den Smirgellagerstätten wäre es angezeigt, die Al-Zufuhr von jenen Eruptionen abzuleiten. Dabei würde eine Al-Zufuhr von weit größerer Menge erforderlich sein als die Eisenquantität der Erzlagerstätten selbst. Aber wie könnten sich dann so ungeheure Al_2O_3 -Mengen innerhalb des ursprünglichen Volumens der Lagerstätten bilden? Und wie wäre eine so innige und feine Verwachsung der Korund- und Eisenerzkörner beim Smirgel, ihr gegenseitiges Durchsetzen und dasjenige der Bänderungszonen möglich, wenn der Korund ein späterer Einwanderer wäre? Auch das Gebundensein des Korunds wie auch des Turmalins ausschließlich am Smirgel, indem sich diese Gemengteile nicht außerhalb des letzteren, d. h. im umgebenden Gestein vorfinden, wäre schwer mit der Annahme von präexistierenden Eisenerzen vereinbar.

Wir müssen uns daher einen neuen Erklärungsversuch der Genesis unserer Lagerstätten suchen, der dem Tatsächlichen besser entspricht, und dieser Erklärungsversuch ist vielleicht die pneumakolytische Bildung des Smirgels im Anschluß an die Schiefergraniteruption.¹⁾ Dazu wollen wir vor allem die Bildungsbedingungen unseres Smirgels ins Auge fassen.

1. Zunächst fällt auf, daß unsere Smirgellagerstätten an das Auftreten des Schiefergranites und dessen Gangfolge eng gebunden sind. Auf Naxos ordnet sich die smirgelführende krystalline Schichtfolge um die große Schiefergranitellipse herum. Auf Páros, wo auch Smirgel vorkommt, tritt ebenfalls der Schiefergranit zutage. Wenn auch auf den kleinen smirgelführenden Irakliä und Síkinos kein Granit direkt ausbeißt, so ist er jedenfalls in der Nähe unterirdisch oder submarin vor auszusetzen,

¹⁾ Vergl. auch diesbezüglich meine vorläufige Mitteilung über die Smirgellagerstätten von Naxos in *Λογικὴ Ὀψις* (Referat im Geol. Zentralblatt Bd. VIII, Nr. 255), meine Arbeit über die vermeintlichen Urgneise usw. (Diese Zeitschr. Bd. 61, Abhandl., 1909, S. 190 ff.) und meinen Vortrag über den griechischen Smirgel (am internationalen Kongreß Düsseldorf 1910).

da diese Inseln Apophysen aus dem Schiefergranit oder dessen Gangfolge enthalten.

Speziell hängen die Smirgellagerstätten von Naxos mit den Turmalinpegmatiten und den Quarzen des Schiefergranitgefüges auf das engste zusammen. So strotzen die nördliche Hälfte der Schiefergranitellipse und die umliegenden krystallinen Schichten, welche östlich die Hauptmirgellagerstätten der Insel (Amómaxi) führen, von solchen Gebilden. Und wir sehen hier die Pegmatite langgestreckte, ein paar Zentimeter bis über 10 m dicke Züge bilden, die in dicken Scharen neben- und hintereinander die gefalteten krystallinen Schichten senkrecht zum Schichtstreichen, also mit OSO-licher Richtung durchsetzen und am Amómaxi-Marmor — die Hauptlagerstätte des Smirgels — abstoßen, wo dieser sehr mächtig ist (so bei Skadó und Sternou), oder ihn nur spurenhaf durchdringen. Hier nehmen sie dann eine Lagerform am Kontakt mit dem Marmor an und schalten sich auch zwischen die untersten Marmorbänke ein; an anderen nicht, mächtigen Partien des Marmors nördlich davon durchsetzen sie auch denselben. Die zahllosen kleinen eruptiven Quarzrester aus dem Schiefergranitgefüge, die die Pegmatite hier begleiten, sind am Liegenden des Amómaxi-Marmors (Komiaki-Schiefer) vielfach mit groß- und plattig-stengligem himmelblauen Disthen und in weiterer Entfernung, südlich der Granitellipse, mit Turmalin durchwachsen. Ob die Pegmatite in direkten Kontakt mit den Smirgellagerstätten von Amómaxi kommen, wie GOBANTZ angiebt¹⁾, habe ich nirgends beobachtet. Die Pegmatite, die mächtig und zahlreich im Liegendeschiefer des Amómaxi-Marmors auftreten und am Kontakt mit diesem sehr mächtigen Marmor hier, wie gesagt, abstoßen, sind nur spurenhaf in demselben sowie im Apíranthos-Schiefer bei dessen unterem Kontakt mit dem Amómaxi-Marmor zu finden. Auch nirgends außerhalb des Amómaxi-Gebietes fand ich Pegmatite (oder gar Quarze) im Kontakt mit Smirgel, mit Ausnahme eines einzigen Falles, wo ich vermute, daß es sich um ein verändertes Pegmatitnestchen in einem kleinen Smirgelputzen handelt. Das ist das auf Seite 7 beschriebene Vorkommen von Keramoti, auf das ich verweise. Handelt es sich hier um einen genetischen Zusammenhang zwischen Pegmatit und Smirgel oder um einen Zufall? Das kann ich nicht ohne weiteres entscheiden (vgl. S. 112).

2. Wie im vorhergehenden gezeigt wurde, sind die Smirgellagerstätten keine normalen Lager im Marmor, wie man bisher annahm, sondern gangförmige Gebilde, und zwar vorzugsweise

¹⁾ a. a. O. Figur.

Lagergänge; mithin erfolgte ihre Bildung später als die des Muttergesteins.

3. Ein charakteristischer Nebengemengteil der Smirgellagerstätten, sowohl der Smirgelmasse als auch deren Spaltenfüllung, ist der Turmalin. KRÄMER ist geneigt, auf Grund seiner Untersuchungen über den kleinasiatischen Smirgel, wo aber der Turmalin ein „überaus seltener mikroskopischer Gemengteil ist“, eine sekundäre Entstehung dieses Minerals aus dem Korund anzunehmen. Das kann aber, wenigstens in der Regel, bei Naxos nicht richtig sein. Wenn auch der Turmalin (wie der Margarit und der Chloritoid) nach TSCHERMAK „entweder Lücken und Nester (im naxischen Smirgel) ausfüllt, oder doch die Eindrücke der Korundkrystalle wahrnehmen läßt“: wenn auch ferner der Turmalin in Kleinasien (KRÄMER) meist den Korund- und Eisenerzkörnern angelagert ist (in Erznestern erscheinen jedoch nach TSCHERMAK auf Naxos, wenn auch selten, Turmalinsäulchen, dicke Blättchen von Muscovit und von Chloritoid zusammengehäuft, und auch in Kleinasien tritt bisweilen nach KRÄMER Turmalin in Korund- und Eisenerzkörnern eingelagert auf), aus welchem Umstand TSCHERMAK folgerte, daß jene Mineralien sich erst beim Krystallinsichwerden des Korunds und des Erzes ausgeschieden haben dürften: wenn auch endlich die Spaltenfüllung des Smirgels, wobei Turmalin einen wichtigen Gemengteil bildet, nie außerhalb der Lagerstätten, so in deren Salbandmarmor, auftritt, sondern stets an den Smirgel gebunden ist, was vielleicht als ein Argument für die sekundäre Entstehung unseres Minerals erscheinen könnte —: so spricht doch andererseits die ganze Erscheinungsweise des Turmalins bei den griechischen Smirgellagerstätten unbedingt für seine primäre Entstehung. Denn der Turmalin tritt stets — sofern es sich nicht um krystallinische Körner und Aggregate handelt — in Gestalt idiomorpher, schön ausgebildeter Säulen, nie in pseudomorphen Krystallen auf, sowohl in der Spaltenfüllung wie auch in der Smirgelmasse. Er bildet ferner Adern aus krystallinischen und krystallisierten Aggregaten im Smirgel, ganz wie die primären: Korund (oberer Smirgel) und Pyrit. Er durchtränkt noch, von Smirgerrissen aus, wo er besser auskrystallisiert ist, gewisse Parteen des Smirgels in kleinen bis staubförmigen Körnern (S. 58). So zeigte eine derartige Probe aus Kakoryakas, die mit kleinen Turmalinkörnern imprägniert war, folgendes mikroskopische Bild:

„Smirgel, mit sehr viel schwarzem Turmalin und mit hellem Glimmer. — Im Dünnschliff sind als Gemengteile nur Korund, Turmalin von brauner Farbe und Magnetit zu erkennen.

Der Glimmer tritt somit nur lagenweise auf. Der Turmalin zeigt keine idiomorphe Gestalt, sondern bildet unregelmäßig begrenzte Körner, welche sich zwischen die Korundkörner lagern. Mit dem Magnetit ist er innig verwachsen; beide Mineralien bilden zusammen schwarze Schlieren, die sich durch das Gestein hindurchziehen. Der Turmalin umschließt auch zahlreiche Magnetitkörnchen.“

Die innige Verwachsung von Turmalin und Magnetit hier sowie die zahlreichen Magnetiteinschlüsse im ersteren sprechen wohl für eine primäre Entstehung des Turmalins. Denn wäre der Turmalin eine Umwandlung von Korund, so wäre wohl auch der Magnetit eher nicht unverändert geblieben, wie er denn eine Umwandlung in Eisenglanz erfährt.

Denselben Turmalin der Smirgellagerstätten findet man auch als charakteristischen, in Fülle auftretenden Nebengemengteil der Pegmatitgänge, die in der Nähe der Lagerstätten in großer Menge einsetzen, ferner als Nebengemengteil des Schiefergranits, des Ursprungsherdes der Pegmatite, und der unteren und mittleren Schiefer-Horizonte der krystallinen Schichtfolge, die diesen Granit umlagert. In allen diesen Fällen ist daher das Vorkommen des Turmalins als eine Kontakterscheinung des Schiefergranits nicht zu verkennen, wie ja auch die Tremolith-, Amiant-, Hornblende- und Epidotführung mancher Marmore von Amómaxi oder Umgebung von solchen Kontakterscheinungen spricht. Ja, eine direkte Kontaktwirkung des Smirgels auf sein Nebengestein, wodurch sich dieses mit zahlreichem mikroskopischen Turmalin beladen hat, kann man auf Síkinos beobachten (S. 42 und 119). Nur mit einer primären Entstehung des Turmalins läßt sich schließlich die Erscheinung vereinbaren, daß mit dem Hinaufsteigen in höhere Smirgelhorizonte (unterer, mittlerer, oberer Smirgel) der Turmalin verarmt, seine Individuen verkrüppeln.

Die Ursprünglichkeit des Turmalins in den Smirgellagerstätten führt uns auf eine andere Frage zurück, ob nämlich dieses Mineral ein späterer Einwanderer in den Smirgel ist, oder ob er nicht vielmehr gleichzeitig mit demselben entstand. Im ersteren Falle kann man sich den Smirgel entweder als präexistierend denken, oder man muß eine ursprüngliche dichte Bildung — etwa ein Eisenerz oder ein bauxitartiges Produktvoraussetzen, die durch den Kontakt des Schiefergranits zum Smirgel metamorphosiert wurde. Nun scheint mir die innige Verknüpfung des Turmalins mit den Smirgellagerstätten, indem er sich niemals außerhalb derselben, in den umgebenden Schichten, vorfindet (ich sehe dabei ab von der gewöhnlichen Turmalin-

führung der Schiefer, wo dieses Mineral mehr mikroskopisch und in weit geringerer Menge auftritt), zugunsten einer gleichzeitigen Entstehung des Turmalins mit dem Smirgel zu sprechen. So ist auch der Turmalin der benachbarten Pegmatite stets an diese gebunden und nicht in dem sie einschließenden Gestein zu treffen, und dieser Turmalin ist gewiß in einem einheitlichen Vorgange mit den Pegmatiten entstanden. Besonders wichtig für die Annahme der Gleichzeitigkeit von Turmalin und Smirgel sind die Erscheinungen des Smirgels von Síkinos, wonach dieser seine Schieferhülle und die eingeschlossenen Schieferfetzen kontaktmetamorph beeinflusste und mit zahlreichen mikroskopischen Turmalinkristallen belud (S. 119). Wenn nun das Auftreten des Turmalins außer in der Smirgelmasse auch in den Spalten und Rissen, die diese durchsetzen, eine Präexistenz der letzteren voraussetzt, so können diese besetzten Spalten und Risse wohl dem Marmor ursprünglich sein, der durch Substitution die anfängliche Smirgelsubstanz lieferte. Auf die Einheitlichkeit der Bildung der Smirgelkomponenten und der ursprünglichen Mineralien der Spaltenfüllung kann man wohl auch daraus schließen, daß der Korund, der im dichten oder im Chloritoid-smirgel (soweit dies nicht die sehr dichte Gesteinsgrundmasse betrifft) gewöhnlich bläulich ist, auch in Krystallen von derselben Farbe sich in Spalten dieser Gesteine absetzt oder als blaue Adern, Körner und Kornaggregate dieselben durchsetzt und fleckt, während beim unteren Smirgel, wo grauer Korund vorherrscht, dieses Mineral sich auch mit dieser Farbe in Form von größeren Körnern und Kornaggregaten und in Bänderungszonen und -linsen oder auch in Adern im Smirgel absondert (vgl. S. 110). Übrigens können manche Spalten und Risse des Smirgels während der Smirgelbildung entstanden und besetzt worden sein, da man sich jene Bildung als einen langdauernden Prozeß vorstellen muß, wie dies ja auch die Sukzession von Ausscheidungsreihen von Mineralien der Spaltenfüllung (S. 61—62) andeutet.

Wenn der Turmalin gewöhnlich Lücken zwischen den Hauptgemengteilen des Smirgels erfüllt (S. 101), so kann dies von einer Sukzession in der Ausscheidungsreihe der einzelnen Smirgelkomponenten herrühren. Es ist auch nicht ausgeschlossen, daß die Turmalinzufuhr (und die Pegmatitbildung) im wesentlichen einem späteren Stadium des gesamten Smirgelbildungsprozesses entspricht, indem die Emanation von Al und Fe, die den Smirgel lieferte, der Turmalinzufuhr voranging. Übrigens wissen wir heutzutage, daß der Turmalin, dieses pneumatolytische Mineral par excellence, kein so seltener Gemengteil von Lagerstätten

ist. Außer den sonst längst bekannten Zinnerzvorkommen sind durch zahlreiche Autoren auch manche andere Lagerstätten bekannt geworden, die turmalinführend sind. Besonders interessant für unseren Fall sind die Turmalin führenden Eisenerzvorkommen, denn die Smirgellagerstätten haben in ihrer Form und Struktur große Ähnlichkeit mit manchen Eisenerzlagern. Für derartige Turmalin führenden Eisenerz-Vorkommnisse hat man eine pneumatolytische Entstehung gefordert. So berichtet REDLICH¹⁾ von Turmalin führenden Gold- und Eisenerzlagerstätten, welche letzteren eine Sideritlagerstätte bilden, deren Lagerungsform nicht sicher bekannt ist und von der man mit Sicherheit weiß, daß sie „eine metamorphe, also für jeden Fall epigenetische Lagerstätte“ ist. Die Siderite zeigen häufig bis 3 cm breite, eckig umgrenzte, dichte Einschlüsse von schwarzer, matter Farbe, die sich u. d. M. als Turmalin erweisen. „Das Ganze liegt in einer Grundmasse, die sich bei genügender Vergrößerung als ein Aggregat von Quarzkörnern erkennen läßt. Über dies sehen wir einzelne farblose Glimmerschüppchen.“ MÜLLER²⁾ und STUTZER³⁾ berichten von turmalinführenden Eisenerzen in Rothau und Framont in den Vogesen. Nach STUTZER ist das hauptsächlichliche Nebengestein der Erze von Rothau ein Granit, der von etwas jüngeren Granitporphyrgängen und noch jüngeren Minettegängen durchsetzt wird. An letzteren sind lokal meist die Erzgänge gebunden, „jedoch nur lokal, da sie selbst etwas jünger als die Minette sind und wohl nur dieselben Spalten zum Empordringen benutzten wie diese. Das ganz dichte Erz ist meist Eisenglanz, der bald mehr bald weniger mit Magnetit verwachsen ist. Als Zersetzungsprodukt kommt Roteisenerz und Brauneisenerz vor. Pyrit ist zuweilen in Erz und Nebengestein eingesprengt. Das Salband des Erzganges bildet gewöhnlich die etwas ältere Minette. Zwischen Minette und Erz findet sich aber meist noch ein dichtes Turmalingestein, das aus einem Gemenge von Magnetit, Eisenglanz und kleinen bläulich-grünen Turmalinkristallen besteht. In dieser Turmalin-groundmasse liegen kleine schlierenförmige Aggregate wasserheller Körner, die nach MÜLLER wahrscheinlich aus Orthoklas, Quarz und kalkhaltigem Cordierit bestehen. Dünnere und dickere

¹⁾ K. REDLICH, Turmalin in Erzlagerstätten. TSCHERMAK'S Mineralog. und petrogr. Mitt. XXII, 1903, S. 502—504. Auch Zeitsch. f. prakt. Geol. 1908, S. 169.

²⁾ MÜLLER, Die Eisenerzlagerstätten von Rothau und Framont im Breuschtal (Vogesen). Jnaug. Diss. Straßburg 1905.

³⁾ STUTZER, Turmalinführende Eisenerzgänge von Rothau in den Vogesen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 70.

Adern von Turmalin, Magnetit, Eisenglanz und Quarz mit Flüssigkeitseinschlüssen durchziehen von hier aus Granit, Minette und Granitporphyr. Handstücke von rotem Granit, die von dünnen und fingerdicken turmalinhaltigen Magnetit-Eisenglanz-Adern durchschwärmt werden, können auf verschiedenen Halden bei Rothau noch jetzt gesammelt werden.

„Der Ursprung des Eisengehaltes dieser Lagerstätte ist in dem Granit zu suchen, aus welchem als postvulkanische Wirkung Dämpfe, Gase und bei größerer Abkühlung auch wässrige Lösungen aufstiegen. Die Erzgänge selbst sind daher den pneumatolytisch-hydatogen entstandenen Erzgängen zuzurechnen.“

Die in der Nähe liegende Eisenerzlagerstätte von Framont ist den Kontaktlagerstätten¹⁾ zuzurechnen, da die Erze hier teilweise sich in Kalkstein (Mitteldevon) finden und denselben am Kontakte in ein Mineralgemenge von Granat, Epidot, Pyroxen neben Magnetit, Eisenglanz, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz etc. umgewandelt haben. Echte hydatogene Eisenerzgänge mit Baryt, Fluorit und Calcit sind in der Gegend von Framont ebenfalls beobachtet. Zu erwähnen wäre auch noch das bei Framont erwiesene Vorkommen von Phenakit und Scheelit.“

4. Außer Turmalin sind noch drei andere Mineralien der Smirgellagerstätten besonders zu erwähnen: Disthen, Sillimanit und Chloritoid.

Der Disthen wurde mikroskopisch im unteren Smirgel nachgewiesen (TSCHERMAK), in der Spaltenfüllung desselben aber ist er bisweilen, und zwar in großen krystallinischen Aggregaten anzutreffen. Außerhalb der Lagerstätten traf ich Disthen, wie schon früher erwähnt (S. 100), in den kleinen, mit Flüssigkeitseinschlüssen ausgestatteten Quarznestern eingewachsen, die im Glimmerschiefer der Kormiakì-Stufe, am Liegenden des Amómaxi- und des Phanari-Marmors von Kormiakì bis Tragéa, also im Liegenden der Smirgellagerstätten eingestreut sind, und welche dem Gangfolge des Schiefergranits gehören. Dieser Disthen wurde höchstwahrscheinlich aus der Mutterlauge herauskrystallisiert, die sein Muttergestein, den Quarz, lieferte, und welche reichliche Tonerde enthielt oder

¹⁾ „MÜLLER nimmt an, daß bei einer Kontaktlagerstätte die betreffenden Eisenerze schon vor dem Empordringen dieses Eruptivgesteins vorhanden waren. Als Beispiel einer solchen Lagerstätte führte er z. B. Banat an. Durch zahlreiche Arbeiten der letzten Zeit ist es aber sicher erwiesen, daß in Banat und bei anderen Kontaktlagerstätten der Eisengehalt gleichzeitig mit dem Eruptivgestein und aus letzterem selbst entstanden ist.“

erst erhielt. Denn, wie jene eruptiven Quarznester in jener Gegend Disthen führen, so führen sie in ganz derselben Weise am südlichen Kontakt des Schiefergranits (bei Sagri) statt Disthen Turmalin, ein unzweifelhaft pneumatolytisches Mineral. Mithin dürfen wir auch für den Disthen der Quarznester und wohl auch für denjenigen der Smirgellagerstätten eine pneumatolytische Entstehung vermuten.

Der Sillimanit, weder von TSCHERMAK noch von KRÄMER erwähnt, tritt im unteren Smirgel, und zwar akzessorisch im schiefrigen Smirgel (S. 76—77), als wesentlicher Gemengteil aber im Smirgelsillimanitschiefer (S. 79) auf. Auch im Chloritoidsmirgel (Hagios Artémios, S. 83) wurde er mikroskopisch nachgewiesen. Da der Sillimanitschiefer als ein mit Smirgel imprägnierter und umgewandelter Glimmerschiefer angesehen werden darf (S. 27, 78—79), so ist die schiefrige Textur diesem Gestein ursprünglich, nicht erst das Produkt von Gebirgsdruck, mithin auch nicht der Sillimanit unbedingt ein Produkt von Druckmetamorphose. Wenn man sich nun das soeben über den Disthen Gesagte vergegenwärtigt, so darf man auch den Sillimanit als eine analoge Kontaktwirkung des Schiefergranites ansehen.

Der Chloritoid ist zwar auch im unteren Smirgel, aber stets als akzessorischer, fast mikroskopischer Gemengteil vorhanden. Für den oberen Smirgel dagegen ist er höchst charakteristisch, sogar als gesteinsbildendes Mineral — Chloritoidsmirgel, ein Gestein, das mit dem übrigen, körnigen oder dichten Smirgel vermenget ist. Das Mineral dürfte also als ein Produkt der äußeren Kontaktzonen des Schiefergranits aufgefaßt werden.

5. Von den übrigen Nebengemengteilen des Smirgels und den Mineralien der Spaltenfüllung mögen noch manche primär, d. h. von gleichzeitiger Entstehung mit dem Smirgel sein. So der Pyrit, der bisweilen als Hauptgemengteil des Smirgels (Pyrit-Smirgel von Hágios Artémios) auftritt. Nicht nur kommt dieses Mineral oft in Fülle in der Gesteingrundmasse vor, sondern es überkrustet auch deren Spaltrände, oder es setzt sich darauf in großen, nunmehr zu Limonit umgewandelten Krystallen ab. Für die primäre Natur des Pyrits spricht ferner das Smirgelvorkommen von Síkinos, wo das Gestein am Kontakt (Marmor, auch Schiefer) sich mit ursprünglichen Pyrit- (jetzt Limonit-) Würfeln in Fülle beladen hat. Auch der Quarz, der selten Körner im Smirgel und in der Spaltenfüllung bildet, ist wohl primär. Dasselbe könnte auch vom Magnetit als Füllungsmineral gelten, der eins

der ältesten Mineralien in der Reihenfolge der Ausscheidungen darstellt.

Gewisse Gemengteile, wie Staurolith, Spinell, Vesuvian, dürften vielfach mit Gebirgsdruck zusammenhängen. Über die Spinellkörner sagt TSCHERMAK, daß sie „anscheinend als Neubildung zwischen den Korundkörnern auftreten“.

Rutil ist nach TSCHERMAK nicht nur ein gewöhnlicher Einschuß im Korund, sondern auch bisweilen in größeren Kryställchen zwischen den Korundkörnern zu treffen. Manche Rutilkrystalle sind mit Eisenerzpartikeln verbunden, „ohne daß jedoch eine genetische Beziehung beider nachweisbar wäre.“ KRÄMER dagegen betont die sekundäre Entstehung des Rutils im kleinasiatischen Smirgel, besonders aus der Umbildung titanhaltiger Eisenerze. Titaneisen bezw. Titanmagneteisen wurde von ihm in jenem Smirgel nachgewiesen, während TSCHERMAK solches Erz beim naxischen Smirgel nicht erwähnt. Nach KRÄMER findet sich der Rutil in Kleinasien als Interposition im Korund, Diaspor, Chloritoid, in einer Fülle winziger modellscharfer prismatischer einfacher Kryställchen, mitunter auch in Körnern und in kompakter Gestalt als Ausfüllungsmasse der die erwähnten Mineralien durchziehenden Spalten. „Ausnahmslos beginnt der Rutil sich erst bei der durch starke Druckwirkungen begünstigten Umwandlung des Smirgels einzuschalten und vermehrt sich unter deutlicher Verdrängung der Eisenerze je nach dem Verwitterungsgrade des Gesteins.“ KRÄMER spricht ferner von regellosen und parallelen, keinesfalls primären Verwachsungen von Titaneisen und titanhaltigem Magneteisen mit Rutilsäulchen, sowie von prächtigen Pseudomorphosen von Rutil nach Ilmenit.

Die chemischen Analysen des naxischen Handelssmirgels (S. 86 ff.) zeigen keinen Gehalt an TiO_2 . Auch erwähnt TSCHERMAK, wie gesagt, kein Titaneisen bei seinen mikroskopischen Analysen desselben. Dagegen zeigte die Analyse der drei Proben vom Koxaki-Smirgel, bei welchen das Mikroskop kein Rutil nachwies, einen hohen Gehalt an TiO_2 , der bis 4,17% beträgt. Folglich muß dieser TiO_2 -gehalt von Titaneisen oder Titanmagneteisen herrühren. Da jener naxische Handelssmirgel, der keinen TiO_2 -gehalt aufwies, einem tieferen Marmorniveau gehört als der reichlich damit versehene Koxaki-Smirgel, so wäre von Interesse, zu untersuchen, ob der obere oder Zas-Smirgel, der am höchsten in der Übereinanderfolge der Stufen liegt, ebenfalls titanhaltig ist. Leider ist die entsprechende chemische Analyse der Kavallári-Probe (S. 88) zu summarisch, als daß sie den eventuellen TiO_2 -Gehalt viel-

leicht zeigen könnte. Die zugehörige mikroskopische Analyse des Kavallári-Smirkels (S. 72—73) gibt an, daß das Mineral, aus dem das Gestein besteht (jedenfalls Korund) „mit massenhaften schwarzen Körnchen von Magnetit und Körnern und Nadeln von Rutil gemengt ist.“

Eine Reihe von Mineralien, wie Diaspor, Chlorit, Talk, auch tonige Zersetzungsprodukte, und zum Teil die terra rossa, sind Verwandlungen aus anderen Mineralien, und zwar dürften sie hydrothermalen Prozessen zuzuschreiben sein. Daß Übergangsformen von Korund zu Diaspor und von diesem zum Glimmer bestehen, wurde schon oben erwähnt (S. 56). Chlorit kommt zumeist mit Margarit vergesellschaftet vor; ihr Vorkommen ist ähnlich, so daß eine gemeinschaftliche Herkunft beider Mineralien zu vermuten wäre. Dasselbe gilt auch vom Talk, der ähnlich wie Margarit vorkommt. Daß nun alle diese Mineralien hydrothermale Wirkungen darstellen dürften, ist daraus abzuleiten, daß mit dem Hinaufsteigen in höhere und äußere Marmorhorizonte, d. h. mit der Entfernung vom Schiefergranit, dem Ursprungsorte der heißen Lösungen, die jene Umwandlungen hervorrufen sollten, mehr und mehr verkümmern und schließlich beinahe ganz verschwinden — was bei gewöhnlicher Verwitterung nicht der Fall sein würde. Man bemerkt außerdem, daß der wasserhaltige Diaspor den wasserlosen Korund, sein Ausgangsmineral, in der Spaltenfüllung des unteren Smirkels vertritt, während Korund hier fehlt; dagegen ist der Korund in der Füllung des oberen, und zwar des Chloritoid-Smirkels, eine häufige Erscheinung, während Diaspor dort ganz zurücktritt. Dieselbe Beobachtung kann man auch bezüglich des wasserhaltigen Chlorits und des wasserärmeren Chloritoids machen, obwohl man kein direktes Anzeichen dafür hat, daß ersteres Mineral eine wasserreichere Umbildung des letzteren darstellt: Chlorit findet sich fast nur in der Füllung des unteren (und des mittleren), Chloritoid dagegen in der des oberen Smirkels (Chloritoid-Smirkel). Auch der Umstand, daß die jüngeren, leeren Spalten des Smirkels keine derartigen Mineralien führen, dürfte wohl ein Anzeichen dafür sein, daß dieselben keinen gewöhnlichen Prozessen ihre Entstehung verdanken.

Daß endlich manche Mineralien der gewöhnlichen Verwitterung und Auslaugung ihre Entstehung verdanken, dies braucht nicht einer besonderen Erwähnung. Dabin gehören z. B. die Hämatitkrusten, der Kalk- und Eisensinter, die Eisen- und Manganpigmente, der Kalkspat, mancher Eisenglanz, die man alle in den Spalten findet, manche erdigen und tonähnlichen

Produkte, zum Teil die terra rossa¹⁾ usw. Durch gewöhnliche Verwitterung sind auch die, namentlich am Ausgehenden der Smirgellagerstätten zu findenden, in Hämatit und rostigen (blutroten) Hämatit oder in Limonit verwandelten Magnetitlinsen und größere -körner usw. entstanden. Durch dieselbe Verwitterung entstanden endlich die Pseudomorphosen von Brauneisenkrystallen und -knollen nach Pyrit.

6. Die Struktur des Smirgelgesteins liefert wichtige Anhaltspunkte zur Beurteilung seiner Genesis. TSCHERMAK unterscheidet eine „körnige, meist aber eine schiefrige bis plattige Smirgelstruktur, welche vorzugsweise durch die lagenweise und zeilenartige Anordnung der Erzkörner hervorgebracht wird. Der Korund nimmt nur selten an der Ausbildung der schiefrigen Struktur teil, gewöhnlich ist er mehr gleichförmig körnig, und wenn die Körnchen trübe sind und ineinander verfließen, ergibt sich das Bild einer schwammigen Masse. — Die dünneren Eisenerzlagen werden von Korund durchsetzt, die Erzzeilen gehen aber öfters mitten durch die Korundkörner hindurch und umgekehrt; die Korundkörner, welche langgestreckt sind, erscheinen durch die feinen Lagen des Erzes hindurchgewachsen, so daß es scheint, als ob die Vergrößerung der ursprünglich sehr kleinen Korundkörner erfolgte, nachdem schon die schiefrige Struktur des Gesteins gegeben war, was mit der Erscheinung übereinstimmt, daß die Schieferung an vielen Stellen verwischt ist.“ TSCHERMAK schließt weiter: „Der ursprüngliche Zustand des Smirgels scheint eine dichte Textur und schiefrige Struktur gewesen zu sein, und bei dem Krystallinischwerden des Korunds und des Erzes dürften sich erst die Nebengemengteile, wie Turmalin, Margarit, Chloritoid, ausgeschieden haben, da dieselben entweder Lücken und Nester ausfüllen, oder doch die Eindrücke der Korundkrystalle wahrnehmen lassen.“ „Auch das Auftreten der von Korund durchsetzten größeren Erzkörner mit durchgehender Teilbarkeit läßt erkennen, daß diese Körner nicht ursprünglich, sondern auch im Laufe der Umwandlung bei dem Krystallinischwerden des Korunds ihre gegenseitige Form erlangt haben. Da in den Erzlagen und Erzhäufchen vollkommen ausgebildete Korundkrystalle nicht selten sind, so wird man annehmen müssen, daß die Krystallisation des Erzes später erfolgt sei als jene des Korunds.“

1) Einige Proben von terra rossa, die ich von der Abbaurösche von Vounò nahm, die eine rötlich, die andere blaßgelb, ergaben folgende Analyse nach Prof. DAMBERGIS:

1. Fe_2O_3 17,98 %, Al_2O_3 23,24 %, SiO_2 58,62 %.

2. Fe_2O_3 19,87 %, Al_2O_3 15,59 %, SiO_2 60,51 %.

Man entnimmt diesen Ausführungen zunächst ein gegenseitiges Durchsetzen der Korund- und Magnetitkörner, eine innige Verwachsung der beiden Hauptgemengteile des Smirgels, woraus man auf ein ursprüngliches Zusammenvorkommen oder gleichzeitige Entstehung derselben schließen darf. Die spätere Ausscheidung des Turmalins sowie der Einschluß von vollkommen ausgebildeten Korundkrystallen in den Erzlagen und Erzhäufchen können als die Folge einer Sukzession in der Ausscheidung der einzelnen Smirgelkomponenten gedeutet werden (S. 103). Aber auch die Bänderung des Smirgels durch Korund und Erz, wobei diese Streifen und Linsen auch vielfach ineinandergreifen oder sich gegenseitig durchsetzen, dann die gleiche mineralische Zusammensetzung des Smirgels und seiner Aderung und Spaltenfüllung (am schärfsten ist sie beim oberen Smirgel ausgeprägt: bläulicher Korund und tiefgrüner Chloiritoid als Gemengteile des Smirgels sowohl als dessen Spaltenfüllung) — lassen wohl auf eine gleichzeitige Entstehung der Hauptkomponenten des Smirgels, wie überhaupt der primären Gemengteile von Smirgel und seiner Spaltenfüllung (S. 103), schließen. Daß auch der, später oder auch während der Smirgelbildung stattgehabte Gebirgsdruck die innere Struktur des Smirgels vielfach beeinflußt hat, ist einleuchtend, da jener Druck, der die Plattigkeit und Schiefrigkeit des Smirgels, die Fältelung und Zerstückelung der Lagerstätten und das Zugruzmalmen ihres Nebenmarmorgesteins bedingte, groß oder andauernd gewesen sein muß. Wenn endlich TSCHERMAK auf eine ursprünglich dichte Textur und schiefrige Textur des Smirgels schließt, so sind auch diese Eigenschaften mit einer anfänglich metasomatischen Entstehung des Smirgels vereinbar, nur ist freilich zu bemerken, daß dieses Stadium des dichten Zustandes ein mehr theoretisches gewesen sein muß, in Anbetracht der metamorphen Bedingungen, die zur Zeit der Smirgelbildung im Grundgebirge herrschen mußten¹⁾.

KRÄMER unterscheidet beim kleinasiatischen Smirgel folgende mikroskopischen Strukturmodalitäten: 1. meist eine regellos körnige; 2. eine Augenstruktur, die zustande kommt durch Eisenerze, welche mit Glimmerschüppchen vermenget das Gestein in annähernd parallelen Strängen durchziehen, wobei sich ihnen größere, vollkommen gerundete Korundpartien mit eiförmigen Durchschnitten als sog. „Augen“ einschalten, um die sich die Eisenpartikeln herumschmiegen; diese Struktur bedingt die makroskopische Schiefrigkeit bzw. Plattigkeit des Smirgels

¹⁾ Vgl. meine Arbeit über die vermeintlichen Urgneise S. 189 ff.

und wird von KRÄMER zweifelsohne als das Produkt eines fortgesetzten und zunehmenden Druckes betrachtet; 3. eine typische „Pflaster- oder Bienenwabenstruktur des feinkörnigen Korunds, womit eine eigentümliche kleinschuppige Ausbildung des Chloritoids und ein auffallendes Zurücktreten dieses sonst so häufigen Gemengteils sowie auch der zahlreichen Eisenerzkörner verbunden ist.“ „Diese charakteristische Struktur, ferner das siebartige Durchbrochensein der Eisenerzkomplexe von Korund-, Glimmer- und Chloritoidindividuen, das Erfülltsein der Staurolithkrystalle mit zahlreichen Quarzkörnern und Glimmerschüppchen, das Strotzen aller Gemengteile von zahlreichen winzigen Interpositionen verschiedener Natur liefern höchst charakteristische Hinweise zugunsten einer Kontaktmetamorphose.“ Die Pflasterstruktur verwischt bei anderen Proben, und an ihre Stelle tritt eine schiefrige oder schwammige. Entweder sollen dann die betreffenden Stücke aus größerer Entfernung vom Eruptivmagma kommen, oder zweitens die kontaktmetamorphen Umwandlungen durch Regionalmetamorphose umändernde Einflüsse erlitten haben, oder endlich die Verwischung konnte durch Verwitterungsprozesse und Gebirgsdruck erfolgen.

7. Ganz besondere Erwähnung verdient eine spezielle, selten zu beobachtende Strukturform, wonach der Smirgel Einschlüsse mit unbeweglicher Libelle oder Gasporen führen soll. Nur in einer ziemlich korundreichen Smirgelprobe von Amália beobachtete TSCHERMAK im Korund einen derartigen Fall: hier werden nämlich „außer den Erzkörnern auch viele blaue Schlieren, Kryställchen von Rutil, farblose Belonite von starker Lichtbrechung und als Seltenheit farblose Einschlüsse mit fixer Libelle wahrgenommen“. „Gasporen, von ZIRKEL als häufig angegeben, wurden (im Korund) nicht beobachtet, eher könnte das Vorhandensein von Glaseinschlüssen anzunehmen sein, da manchmal in Einschlüssen eine unbewegliche Libelle wahrzunehmen ist, wie im Smirgel von Amália.“ KRÄMER dagegen sagt folgendes über kleinasiatische Proben: „Die zahllosen Interpositionen (im Korund) rekrutieren sich vor allem aus Magnetitkörnern, Titaneisenleistchen, dunkelgrünen Spinellen und Rutilkryställchen. Einschlüsse mit einer unbeweglichen Libelle, in welchen TSCHERMAK Glaseinschlüsse anzunehmen versucht ist, konnten nicht beobachtet werden, doch dürfte auch das Dasein von hyalinen Interpositionen hier nach der Natur des Materials als wenig wahrscheinlich gelten. Als Gasporen, wie sie F. ZIRKEL im Korund nachwies, sind wohl winzige Hohlräume im Smirgel vom Bergwerk am Banasfluß anzugeben“.

Glaseinschlüsse sind an und für sich nicht annehmbar im Smirgel, wegen der Natur dieses Materials. Dann ist es nicht unwahrscheinlich, daß sie etwa magmatische Reste von Pegmatiten darstellen, die in der Umgebung der Lagerstätten einsetzen, ausnahmsweise auch in ihnen stecken (Keramoti). Diese Reste müßten während der Bildung des Smirgels, als dieser noch weich war, eingeschlossen sein, und alsdann müßten Pegmatite und Smirgel im großen und ganzen von gleichzeitiger Entstehung sein. Sollten dagegen jene Einschlüsse keine hyalinen Interpositionen, sondern Gasporen sein, so können diese ebenfalls als Überbleibsel der Pneumatolyse angesehen werden, die der Schiefergraniteruption folgte, und welcher nach unserer Annahme der Smirgel und die Pegmatite ihre Entstehung verdanken.

Wie dem auch sei: Glaseinschlüsse oder Gasporen, beides entspricht unserer pneumatolytischen Auffassung der Smirgelgenese.

8) Die Erscheinungsweise und Struktur der Smirgellagerstätten sprechen für eine ursprünglich metasomatische Entstehung derselben. Zunächst sind alle Lagerstätten im Marmor eingebettet, und wenn eine ausnahmsweise am Kontakt von Marmor und Schiefer, so bei Chalásmata tis Gialoùs, auftritt, so ist sie dann auch am Marmor gebunden, d. h. sie lagert nicht längs der Kontaktfläche selbst, sondern sie bildet, von dieser oder bei dieser ausgehend, unregelmäßige Putzen im Marmor, diesen verdrängend. Sollte sich auch mitten im Schiefer ein wenig Smirgel befinden — was äußerst selten wäre —, so möglicherweise in einem Fall, wo ich z. B. lose Smirgelstücke (körnig, mit vielen ausgeschiedenen kleinen Magnetitkörnern) auf einer Schieferregion am Nordwestgehänge von Kóronos antraf, von welchen die Möglichkeit ausgeschlossen war, daß sie vom Gehänge oben heruntergerollt waren, so wären sie jedenfalls durch Umwandlung von benachbarten kleinen Marmoreinlagen im Schiefer hervorgegangen. Wahrscheinlich auch ist es, daß jene losen Stücke, soweit sie auch nicht durch Menschenhand zufällig dorthin gerieten, aus einer Zeit stammen, wo die Region, in der sie aufgefunden wurden, von der benachbarten Berggegend, dem eventuellen Ursprungsort der Stücke, durch Erosion noch nicht abgetrennt war. So fand ich auch auf den zwei flachen Talkschiefer-Hügeln von Lichinópetrás bei Sagri (S. 117) vereinzelte lose Smirgelstücke (körnig glimmerig, mit ausgeschiedenen Magnetitkörnern; ferner feinglimmerschieferartig). Sie müßten wohl auf natürlichem Wege irgendwoher transportiert worden sein, und zwar in einer früheren Zeit, als die Hügel noch nicht isoliert waren.

Dann haben die Smirgellagerstätten eine massige Struktur und scharfe Umriss am Kontakt mit dem Muttermarmor. Gewisse kleine Vorkommnisse, wie z. B. Mávro Dásos, sind durch und durch homogen beschaffen, ein Teil der Smirgelmasse gleicht völlig dem andern. Diese Homogenität wird bei den übrigen Vorkommnissen namentlich dadurch gestört, daß sich größere und kleinere Zonen und Linsen von Korund und Erz in der Smirgelmasse einstellen, oder daß sich Lagen von schieferartigem Smirgel in denselben einschalten (beides namentlich beim unteren Smirgel), oder daß die Beschaffenheit des Smirgels sich durch Aufnahme von viel Pyrit (Pyrit-Smirgel) oder Chloritoid (Chloritoid-Smirgel) (oberer Smirgel) ändert. Die Bankung des Smirgels aber verläuft stets unbekümmert um seine Beschaffenheit, sie ist, wie auch dessen Plattigkeit und Schieferigkeit, Produkt des Gebirgsdrucks.

Die Bänderung des Smirgels durch Korund, Erz und Glimmer, die Feckung des dichten Smirgels durch Magnetit können vielleicht gewissermaßen als eine Differenzierung oder auch Konzentration der Hauptkomponenten des Smirgels bei dessen ursprünglich metasomatischen Entstehung gedeutet werden. Die Bänderungszonen laufen in der Regel parallel der Bankung des Smirgels und der Schichtung des Muttermarmors, entsprechend dem sehr langsamen Verlauf des ursprünglichen metasomatischen Prozesses entlang der Marmorbänke als dem Wege des geringsten Widerstandes. Schwierig ist auch die Konzentration der Bänderungszonen mit Vorliebe am unteren Salband der Lagergänge zu erklären. Auf ähnlichen Prozessen beruht wahrscheinlich noch die Anwesenheit im Salbandmarmor (Mavrophárangas, S. 51) von kleinen Aggregaten aus großen Margaritlamellen, welche wohl Umwandlungen von Korund darstellen. Auch bei feinen Limonitadern (Krimnòs), die gleichsam angetrocknet, zusammengezogen und wie lose in ihren Rissen als sekundäre Infiltrationsprodukte erscheinen, ist es nicht ausgeschlossen, daß sie Umwandlungen von primärem Magnetit darstellen.

Einen weiteren Beleg zugunsten der ursprünglichen metasomatischen Entstehung des Smirgels liefert die Struktur der Lagerstätten an ihren äußeren Partien: sie zerfallen hier bisweilen in parallele Nebenlager, oder der Salbandmarmor wird gestreift von Nebensmirgellagen, -linsen usw. der verschiedensten Dimensionen (S. 48—50), oder er ist stellenweise, sowie bisweilen seine Nebenschieferlagen, mit Smirgelkörnern durchtränkt (Smirgelmarmor usw., S. 50, 79—80). Für metasomatische Prozesse sprechen endlich die Marmorreste, die in den Smirgelagerstätten

eingeschlossen und von vielen parallelen und dünnen Smirgelzonen durchstreift sind (S. 51, Fig. 5 und 22).

Daß Einsprengungen von Smirgelkörnern im Salbandmarmor, sind eine unvollkommene Substitution desselben durch die Ursmirgelsubstanz, der Marmor des Smirgel-Glimmerschiefers überhaupt rührt wahrscheinlich von einem hohen Kalkgehalt des Schiefers her. Denn es ist eine häufige Erscheinung auf Náxos, daß die Schiefereinlagen der Marmorzonen sehr marmorhaltig sind und gelegentlich Übergangsglieder zwischen Marmor und Schiefer (Marmor-Glimmerschiefer oder Glimmerschiefer-Marmor) darstellen.

Es ist bemerkenswert, daß beim Smirgel-Glimmerschiefer der Glimmer, zumeist wahrscheinlich als Margarit, ein nachträgliches Produkt, erscheint (vgl. die Proben 2 und 3 auf S. 79). Das Fehlen von Quarz bei diesem Schiefer ist ihm wohl ursprünglich, vorhanden ist jedoch der Quarz beim Smirgel-Sillimanitschiefer (S. 79).

Die Erscheinungsweise und Struktur der Smirgellagerstätten entsprechen im allgemeinen denjenigen der metasomatischen Eisenerze des kykladischen Grundgebirges. Ja die dichten Smirgelvorkommnisse, wie diejenigen von Mavropétri, Mávro Dásos, Sikinos, sind derartigen Eisenerzen zum Täuschen ähnlich. Es muß daher eine Analogie in der Bildungsweise beider Kategorien von Lagerstätten bestehen, die beim Smirgel im allgemeinen desto deutlicher zum Vorschein tritt, je entferntere Vorkommnisse vom Schiefergranit wir betrachten. Im kykladischen Grundgebirge kommen vielerorts metasomatische Eisenerz-lagerstätten im Marmor, zum Teil in abbauwürdigen Mengen, so auf Sériphos, Kythnos, Siphnos, Syra, Antíparos, vor. Diese Eisenerze, zum Teil krystallinisch-dichte Hämatite, sind durch Substitution ihres Muttermarmors entstanden, an den sie gebunden sind. Die Substitution muß, in Anbetracht der größeren Erzquantitäten und ihres Gebundenseins an granitische Eruptionen¹⁾, durch Thermallösungen erfolgt sein, von denen die Thermen von Kythnos²⁾ vielleicht Überbleibsel der Lösungen

¹⁾ Nach VALLINDAS (*Ἡ νῆσος Σέριφος* [Die Insel Sériphos], Bull. d. naturf. Ges. in Athen 1906; Referat im Geol. Zentralbl. Bd. IX Nr. 1418) sind die Eisenerze auf Sériphos in direkter Beziehung mit Granitgängen.

²⁾ Nach DAMBERGIS (Über die Heilquellen von Kythnos, Athen 1899 [griechisch]) sind die beiden Thermen von Kythnos heiße Salzquellen mit verhältnismäßig viel Brom- und Jodsalzen. Die eine davon zählt zu den starken Salzquellen und enthält verhältnismäßig viel Eisen; ihre Temperatur wurde 52,35° C, die der andern Quelle 38,6° C gefunden. Die Messungen fanden abends am 4. und morgens am 5. Juni 1900 statt, bei einer Temperatur des Meeres von 22,8° C und der Luft im Schatten von 24,3° C.

darstellen, die die dortigen manganhaltigen Eisenerze erzeugten.

Wegen der vollständigen Analogie in der Bildungsweise jener Eisenerze und des Smirgels ist es angezeigt, auch die Bildung des letzteren zunächst auf Lösungen zurückzuführen, die den Mutterkalk desselben metasomatisch umsetzten. In Anbetracht aber der Turmalinführung der Smirgellagerstätten und deren enger Verknüpfung mit Turmalinpegmatiten, ferner wegen des häufigen Krystallinischerwerdens des Muttermarmors am Kontakt des unteren Smirgels dürfen wir annehmen, daß diese Lösungen keine einfachen Thermalwasser waren, sondern viel kräftigere Agenzien, d. h. pneumatolytische Dämpfe und überhitzte Wasser, die nach oben und außen hin allmählich an Wirksamkeit verloren und sich schließlich gewöhnlichen Thermen näherten. Die Tatsache, daß weitaus die meisten und bedeutendsten Smirgellagerstätten an den unteren Smirgel gebunden sind, kräftigt diese Annahme. Aus jener Abnahme der Wirksamkeit der Lösungen dürfte die immer größere Ähnlichkeit der Smirgellagerstätten mit metasomatischen Eisenerzen zu erklären sein, die wir treffen, je mehr wir nach oben und außen der krystallinen Schichtenserie schreiten. Jene kräftigen Lösungen mußten als Hauptbestandteil außer Fe, das ein gewöhnlicher Begleiter der Pneumatolyse ist, auch Al, aber in ganz großer Menge enthalten. Beide Substanzen setzten sich durch Substitution des Mutterkalkes gleichzeitig, und zwar in Form von Karbonaten zunächst ab. Die Möglichkeit nun von großer Al-Zufuhr durch Dampfemanationen ist dadurch gegeben, daß Korund nicht nur in vielen eruptiven, basischen oder sauren, (wie übrigens in metamorphen u. a.) Gesteinen akzessorisch auftritt, sondern daß er auch einen Hauptgemengteil gewisser Eruptivgesteine bildet, so des Korundsyenits von Indien, Rußland, Kanada und Montana, des Korundpegmatits von Rußland und eines Oligoklas-Korund-Gesteins („Plumasit“ von Kalifornien¹⁾). So berichtet betreffs der russischen Vorkommnisse MOROZEWICZ²⁾ von Gesteinen im Ural (Ilmengebirge), die fast ausschließlich aus Sapphir und Orthoklas bestehen („Korundpegmatite“ und „Korundsyenite“), sowie von einem anderen Gestein im Ural, das er als „Kyschtynite“ bezeichnet, und welches hauptsächlich aus Korund, Anorthit und Biotit besteht; diese Gesteine setzen gangförmig in Gneis, Granit usw. In allen diesen Fällen ist es klar, daß der Korund, ähnlich wie der Quarz bei sauren Gesteinen, ein Ausscheidungsprodukt der betreffenden, mit Tonerde über-

¹⁾ Vgl. über diese Vorkommen PRATT a. a. O. S. 76.

sättigten Magmen darstellt. Damit ist aber die Möglichkeit von größerer Al-Zufuhr in Dampfform gegeben, sei es durch Auflösung und Fortführung von fertigem Korund in bereits erstarrtem Magma durch die pneumatolytischen Lösungen, sei es durch eine anfängliche, vor der Erstarrung des Magmas stattgehabte Al-haltige Emanation.

In unserem Falle führen zwar weder der Schiefergranit, der Herd unserer Pneumatolyse, noch dessen pegmatitische Apophysen Korund, auch nicht Magnetit, den zweiten Hauptgemengteil des Smirgels. Aber das dürfte auch nicht absolut nötig sein zur pneumatolytischen Entstehung des Smirgels. An der Stelle des Korunds kann einigermaßen der Disthen angenommen werden, der in kleinen Quarznestern aus dem Gangfolge des Schiefergranits eingewachsen ist, welche bei den Lagerstätten, im Liegendenschiefer des Amómaxi- und des Phanárimarmors von Komiaki bis Tragéa eingestreut sind. Dieser Disthen ist sehr wahrscheinlich aus der Quarzmutterlauge ursprünglich entstanden, die jene Quarznester, das Muttergestein des Disthens, bildeten (vgl. S. 105—106).

9. Das auf S. 50—51 geschilderte Krystallinischerwerden des Marmors am Kontakt mit Lagerstätten des unteren Smirgels dürfte für besonders energische Wirkungen bei der Bildung des Smirgels, d. h. für eine pneumatolytische Entstehung derselben sprechen, wobei jener Kontaktmarmor oder -kalk eine vollständigere Auskrystallisation erlitten hätte. Da die pneumatolytischen Prozesse nach oben und außen immer mehr an Wirksamkeit verloren, so erklärt sich daraus das Fehlen dieses Kontaktmarmors bei den oberen und äußeren Smirgellagerstätten.

10. Eine auffallende Erscheinung ist die, daß mit der Entfernung vom Schiefergranit die Krystallinität des Smirgels im allgemeinen abnimmt, seine Beschaffenheit sich zum Teil ändert, seine Spaltenfüllung verkrüppelt und zum Teil wechselt. So haben wir beim körnigen Smirgel von Amómaxi durchweg körniges Gefüge. Dieser Smirgel hat oft unregelmäßiges Korn (entsprechend dem Korn seines Muttermarmors), eine Bänderung ist bei ihm vorhanden und wohl entwickelt; auch führt er reichlich schiefrige Varietäten mit oft sehr breit-schuppigem Glimmer. Endlich ist seine Spaltenfüllung reichlichentwickelt, ihre Individuen erreichen große Dimensionen (z. B. Glimmer bis über 2 cm, Turmalin bis über 1 cm) und sind gut auskrystallisiert. Beim mittleren Smirgel haben wir

²⁾ Experimentelle Untersuchungen über die Bildung der Minerale im Magma. TSCHERM. Mineral. u. petr. Mitt. Band XVIII, 1908, Heft 1, S. 82—83.

meist deutliches Korn, aber allgemein weniger kristallines und mehr homogenes als beim unteren. Auch ist die Bänderung und Spaltenfüllung dieses Smirgels weniger entwickelt. Beim oberen Smirgel endlich ist das Korn, entsprechend dem des Muttermarmors, am feinsten: neben deutlich körnigem Smirgel haben wir zumeist dichte bis sehr dichte und dann eisenstein-ähnliche Varietäten. Die Korund-Bänderung ist bei den körnigen Varietäten beinahe, bei den dichten ganz verschwunden; nur spiegelnde Magnetitlinsen und -spindelchen setzen oft in der sehr dichten Smirgelgrundmasse ein. Auch die Spaltenfüllung hat sich auf ein Minimum reduziert, indem sie fast nur aus feinen, kleinschuppigen Margaritadern besteht. Endlich gesellt sich zum oberen körnigen oder dichten Smirgel eine neue, auffallende Smirgelvarietät, der Chloritoidsmirgel, mit charakteristischer Spaltenfüllung aus Chloritoid und Korund.

Auch ist die Beobachtung zu machen, daß auch die Farbe des Korunds bei den verschiedenen Smirgelstufen im großen und ganzen variiert. Sie ist beim unteren (körnigen, gebänderten und überhaupt schiefrigen) Smirgel grau, dann auch blau. Beim oberen Smirgel, wenn man von der mikroskopisch ganz dichten Korundgrundmasse absieht, ist sie gewöhnlich blau oder blaugrün oder gar grünlich.

Die Abnahme der Krystallinität und Änderung der Beschaffenheit der Lagerstätten nach oben und außen der krystallinen Schichtfolge zu kann wohl durch eine pneumatolytische Entstehung des Smirgels erklärt werden, dadurch, daß die pneumatolytischen Dämpfe der Schiefergranitruption mit der Entfernung von ihrem Herd mehr und mehr ihre Wirksamkeit einbüßten, ihre Beschaffenheit zum Teil änderten und dem entsprechend auch abreichende Bildungen schufen.

11. Eine wichtige Stütze der pneumatolytischen Entstehung des Smirgels liefern die Kontacterscheinungen des Smirgelvorkommens von Sikinos (S. 42) im Vergleich mit den Kontaktwirkungen auf Naxos, die eine Reihe von Augitgestein- und Amphibolitputzen auf ihr schiefriges Muttergestein ausgeübt hat. Hier bei Lichinópetrás¹⁾, südlich von Sagri, kommt Talkschiefer in Vergesellschaftung mit Chloritschiefer vor²⁾, zwei flache Hügel zusammensetzend und von rundlichen Putzen aus den erwähnten Eruptivgesteinen durchsetzt, welche bis etwa 2,5 m im Durchmesser erreichen. Die Umgebung dieses Vorkommens besteht aus Biotitschiefer und Marmor.

¹⁾ Vergl. auch meine Arbeit über die vermeintlichen Urgneise usw. S. 182—183 und 194.

²⁾ Unter T in meiner geol. Karte von Naxos bezeichnet.

Dasselbe erstreckt sich elliptisch in der Richtung NNO—SSW nach welcher auch die Eruptivputzen hinter- und nebeneinander ziehen. Der Amphibolit besteht aus schwärzlich grüner Hornblende und gelblichen Körnern von Epidot; das Mikroskop liefert keine andern Gemengteile (eine mikroskopische Probe). Das Augitgestein ist ein grünlichgrauges dichtes Gestein, das grünlichschwarze Nadelchen von Hornblende erkennen läßt. U. d. M. erweist es sich im wesentlichen aus schmutzig graugrünen, unregelmäßig gestalteten Körnern von Augit (vermutlich Diopsid) bestehend, die in farblosen, wasserklaren Quarz eingebettet sind; dazu noch reichlich Aktinolith, vereinzelt Körner von Zirkon und Titanit. Daß diese Gesteine eruptiv sind, erhellt nicht nur aus ihrer Lagerungsform, sondern auch daraus, daß das Augitgestein weiße, sich vielfach kreuzende (mit ein wenig Hornblende vermengte) Feldspatadern führt die sich nur auf das Gestein beschränken, ohne in den mütterlichen Talk- oder Chloritschiefer überzugehen, an welchem sie dagegen abstoßen. Dieser Feldspat, den das Mikroskop als Albit erweist, ist demnach offenbar ein Verfestigungsprodukt der Mutterlauge, die aus Erstarrung des Putzenmagmas übrigblieb und sich aderförmig im bereits erstarrten Gestein seinerseits verfestigte. Der feinschiefrige Chloritschiefer besteht aus Chlorit mit sehr vielen glänzenden schwarzen Kryställchen, die sich u. d. M. als Spinell, zum Teil vielleicht auch als Magnetit erkennen lassen; im Chlorit lassen sich ferner farblose Nadeln von Strahlstein entdecken. Der Chloritschiefer führt stellenweise größere und kleinere Strahlsteinprismen, die durch Anhäufung zu Strahlsteinschiefer überleiten. Der typische Talkschiefer (kein Sericitschiefer) ist dicht erfüllt mit kleinen Ockerklümpchen, die bei ihrer Herauswitterung das Gestein an der Oberfläche förmlich durchlöchert erscheinen lassen; hie und da auch führt er in Menge kleine schöne Limonitwürfelchen pseudomorph nach Pyrit, woraus erhellt, daß auch jene Ockerklümpchen ursprünglich Pyrit waren; auch die Würfelchen wittern heraus, und lassen ihre schön viereckige Hohlform im Talkschiefer zurück. Die obigen Schiefergesteine werden bisweilen von Tremolitschiefer begleitet. Dieses Gestein, ein „asbestartiger Hornschiefer“, besteht unter der Lupe aus feinsten, filzartig verwobenen Nadelchen, die das Mikroskop als Amphibol erweist und enthält hie und da auch etwas größere, makroskopische Hornblendeprismen.

Es ist kein Zweifel, daß dieses räumlich eng begrenzte, mit eruptiven Amphibolit- und Augitgesteinputzen verknüpfte Talk- und Chloritschieferorkommen ein Kontaktprodukt jener Putzen

ist, die außerdem die Strahlsteinschiefer- und Tremolitschieferbildung sowie die ursprüngliche Pyritfüllung veranlaßten, und es ist nun sehr wichtig zu wissen, daß man analoge Kontaktwirkungen auch am Smirgelvorkommen von Sikinos beobachten kann. Hier, wie wir sahen (S. 42), ist das Nebengestein zum Teil ein veränderter Glimmerschiefer, der teils zwischen dem Smirgelstock und dem Salbandmarmor teils in jenem steckt. Dieser Glimmerschiefer hat vielfach ein verfilztes Aussehen und ist, wie der Salbandmarmor, mit pseudomorphen Limonitwürfelchen und Limonitknollen erfüllt. Er ist außerdem mikroskopisch sehr turmalinreich und vielleicht noch korundhaltig, wie die folgende mikroskopische Analyse zweier Proben dieses Gesteins zeigt, von welchem die eine (1) grauliche, die andere (2) gelbliche Farbe besaß.

1. „Feinkörniger Glimmerschiefer. Das Gestein enthält zahlreiche Pyritkrystalle der Form des Würfels, die gänzlich in Brauneisen umgewandelt sind.

Im Mikroskop kann man die einzelnen Gemengteile erst bei Anwendung stärkerer Vergrößerung deutlich erkennen. Das Gestein besteht hauptsächlich aus einem feinfaserigen Gemenge kleinster Muscovitteilchen, in welchem massenhafte Nadelchen von Rutil eingelagert sind. Größere Muscovitblättchen liegen gewöhnlich um die großen in Brauneisen umgewandelten und braun durchsichtigen Pyritkrystalle herum. Sehr reichlich kommen kleine Prismen von sehr hellgefärbtem Turmalin vor. Fast immer ist nur der Kern dieser Kryställchen deutlich gefärbt und zwar hellblau. Schnitte senkrecht zur Längsrichtung zeigen einen ebenfalls hexagonalen Querschnitt. Die Ähnlichkeit mit Korund ist groß, indessen ist bei letzterem das Lichtbrechungsvermögen stärker.“

2. „Makroskopisch dem vorigen Gestein gleich, nur die Farbe etwas heller grau. Auch mikroskopisch unterscheidet sich das Gestein nicht vom vorigen. Die Gemengteile sind auch hier Muscovit, Rutil und Turmalin sowie die in Brauneisen umgewandelten Pyritkrystalle.“

Die Anwesenheit des Turmalins hier, der in den mikroskopierten Smirgelproben selbst (S. 82, Probe Nr. 3) nicht auftritt, wie die Kontaktphänomene überhaupt, deuten wohl auf pneumatolytische Vorgänge hin, und so ist wohl auch ein inniger Zusammenhang derselben mit der Smirgelbildung in Sikinos nicht zu verkennen.

12. Smirgel wahrscheinlich in Eruptivgesteinen auftretend wurde in verschiedenen Lokalitäten Nordamerikas gefunden. So haben wir früher gesehen (S. 94), daß PRATT als eruptiv

den Amphibolit ansieht, in welchem das Smirgelvorkommen von Chester (Massachusetts) enthalten ist. Der Smirgel von Nordkarolina, Macon County, liegt in einem stark zersetzten Gestein, das höchst wahrscheinlich ein zersetztes basisches Gestein ist¹⁾. Auch der Smirgel von Virginia, Pittsylvania County, steckt in zersetzten Gesteinen, die den Anschein von veränderten Amphiboliten oder Pyroxeniten haben²⁾. In einem echt eruptiven Gestein aber, nämlich in Norit, tritt der Smirgel von Peekskill, Westchester County, New York auf, der von G. H. WILLIAMS beschrieben wurde³⁾. Ich entlehne PRATT⁴⁾ die folgenden Ausführungen darüber.

Der herrschende Typus der Norite dort charakterisiert sich durch die Anwesenheit von Hypersthen. Obwohl dieses Mineral dort sehr verbreitet ist, der normale Norit aus Plagioklas und Hypersthen allein ist äußerst selten. In fast allen Gesteinen dieser Klasse ist mehr oder weniger Biotit, Hornblende oder Augit entwickelt, so daß ein allmählicher Übergang vom normalen Norit zum Glimmerdiorit, Hornblendendiorit und Gabbro besteht. Die intermediären Varietäten sind viel mehr häufig als die extremen, und sie wurden von WILLIAMS auf Grund des Vorherrschens des nicht feldspatischen Minerals einer Klassifikation unterzogen. Wo Hypersthen herrscht, wird das Gestein zu den Noriten gestellt, welche in Normalnorite, Hornblendenorite, Glimmernorite und Augitnorite zerfallen, je nach der Anwesenheit dieser verschiedenen Mineralien im Gestein.

In Verbindung mit den Noriten, 3 und 4 Meilen südöstlich von Peekskill, N. Y., befinden sich Vorkommnisse von Magnetit und Smirgel. Es sind keine einheitlichen Gänge, sondern gleichen vielmehr Ausscheidungsmassen. Die Untersuchung dieses Smirgels seitens J. D. DANA und G. H. WILLIAMS zeigte, daß der Korundgemengteil häufig spärlich im Erz eingesprengt ist, und was früher für grünen Chlorit gehalten wurde, stellte sich nunmehr als Eisenmagnesiumspinel, als Pleonast heraus. Der Korund im Smirgel schwankte von kleinen farblosen und größeren bläulichen Körnern bis zu Krystallen von 7 mm, welche hexagonale Umrisse zeigten.

Der Pleonast, der so häufig mit dem Smirgel vermengt ist, fand sich in der Eisenmine von Cruger gangförmig in einem fast normalen Norit, in den er allmählich überging. Die dichtesten Erze dieser Mine enthalten die verschiedenen

1) PRATT a. a. O. S. 139—140.

2) PRATT a. a. O. S. 140.

3) Am. Journ. Sc. 3. Serie, Bd. 33, 1887, S. 135, 199.

4) a. a. O. S. 41—42 und 93—94.

mineralischen Komponenten des Norites: Hypersthen, Feldspat, Biotit und Granat; hier wurde kein Korund konstatiert.

Der allmähliche Übergang des Pleonastes und des Eisenerzes in normalen Norit und das Vorkommen der Noritmineralien im dichten Eisenerz machten sehr offenbar, daß jene Erzbildungen sich bei der Differentiation des geschmolzenen Noritmagmas gebildet hatten.

In der Nähe jener Norite lagen kleine Massen von Peridotit, aber kein Korund war mit ihnen vermengt.

Fragmente von Glimmerschiefer, im Eruptivgestein eingeschlossen, waren umgewandelt in eine große Varietät von metamorphischen Mineralien, die in mehr oder weniger unterscheidbaren Zonen angeordnet waren. Beginnend von der äußeren Zone bestanden dieselben aus Korund und Pleonast in Begleitung von Quarz mit Magnetit, Pleonast, Zirkon, Apatit, Sphen, Granat, Turmalin und vielen anderen.

Der allmähliche Übergang vom Spinell (Pleonast), Eisenerz und Smirgel zum normalen Norit soll keineswegs unwahrscheinlich machen, daß die ausgeschiedenen Massen jener basischen Mineralien die Differentiationsprodukte des geschmolzenen Noritmagmas waren, wobei die basischen Partien der Magmas sich in der Nähe der Außenfläche konzentriert hätten. Dieses Vorkommen würde jenem der Magnetkiese ähnlich sein, die sich aus den Noriten Norwegens abgeschieden haben und von VOGR¹⁾ beschrieben wurden. Hier ist der Magnetkies gegen den Rand des Norits konzentriert, und in gewissen Stellen hier gibt es einen allmählichen Übergang vom reinen Magnetkies durch Magnetkies-Norit zum reinen Norit, während an anderen Stellen ein scharfer Gegensatz zwischen ihnen besteht.

Demgegenüber hält KLEMM das kleine Smirgelvorkommen von Frankenstein bei Darmstadt²⁾, das in normalem olivinfreiem Gabbro auftritt, für einen Einschluß, keinesfalls als magmatische Ausscheidung. Dieses Vorkommen bildet eine schwarze dünne, nicht ganz meterlange Scholle, die ungefähr 0,1 m Dicke besitzt und fast horizontal liegt. Oberhalb davon liegt im Gabbro ein zweiter Einschluß — ein Kalksilikathornfels — hellgrau gefärbt, im Querschnitt elliptisch gestaltet mit einem größten Durchmesser von etwa 0,15 m. Außerdem wird der Gabbro

¹⁾ Zeitschr. für praktische Geol., 1893 Nr. 1, 4 und 7.

²⁾ Über das Smirgelvorkommen von Frankenstein bei Darmstadt und seine Beziehungen zu den dortigen „Olivingabbros“. Notizbl. d. Vereins f. Erdkunde u. d. Großh. Geol. Landesanstalt zu Darmstadt 1907, IV. Folge, 28. Heft, S. 14—20. Auch Referat im Geol. Zentralbl. Bd. 14, Nr. 172.

noch durchsetzt von einem ca. 0,6 m mächtigen Gange eines total zersetzten schmutzig dunkelgrünen dichten Gesteins, wohl Odinit. Die Smirgelscholle ist scharf gegen den Odinit und den Gabbro abgesetzt.

Nach obigen Ausführungen scheint es mir kaum zweifelhaft, daß Smirgel auch als magmatische Ausscheidung auftreten kann. Demnach ist auch seine pneumatolytische Entstehung sehr wohl annehmbar. Auch dürfte eine erste Etappe der Smirgelbildung durch magmatische Differentiation nicht ausgeschlossen sein, der als zweite Etappe die pneumatolytische Bildung folgen würde. —

Wenn wir nun zum Schluß die Ergebnisse der vorigen Analyse über die Bildungsbedingungen des naxischen bzw. des griechischen Smirgels zusammenfassen, so können wir uns folgendes über die Smirgelgenese vorstellen.

In der pneumatolytischen Periode der Schiefergraniteruption, in der auch die Bildung des Turmalinpegmatits und überhaupt des Gangefolges des Granites fällt, haben Dämpfe und überhitzte Wasser die Al und Fe in Überschuß, vielleicht als Fluorüre führten, umsetzend auf die Kalke der Schichtfolge, in welcher der Granit einsetzt, eingewirkt. Diese metasomatischen Prozesse gingen sehr langsam vor sich, so daß sie sich mit Vorliebe in der Richtung der Marmorschichtung als auf dem Wege des geringsten Widerstandes abspielten, was zur Bildung von namentlich lagerartigen Gängen führte. So entstanden Karbonate von Al und Fe, die bald in Oxyde übergingen um schließlich bei den herrschenden metamorphen Bedingungen in der ganzen Schichtfolge die jetzige Smirgelform anzunehmen. Der Kalk wurde Molekül für Molekül durch die ursprüngliche, in Dampf- oder wässriger Lösung zugeführte Smirgelsubstanz ersetzt, vielfach unter Erhaltung seiner Struktur bzw. seiner Spalten und Risse, die von denselben Mineralien wie die des Smirgels erfüllt wurden (Spaltenfüllung).

Mit der Entfernung von ihrem Ursprungsorte, d. i. dem Schiefergranit, änderten die pneumatolytischen Lösungen allmählich ihre physikalischen und chemischen Eigenschaften, sie kamen immer mehr an veränderte Druck- und Temperaturverhältnisse, verloren nach und nach an Menge und Wirksamkeit und näherten sich schließlich gewöhnlichen Thermen. Darum verlieren auch die Smirgellagerstätten nach oben und außen mehr und mehr ihren spezifischen Charakter und nähern sich gewöhnlichen durch Thermalwasser metasomatisch entstandenen Eisenerzen.

Da die Fumarolentätigkeit die Bildung des Smirgels überdauerte, so sind namentlich an den unteren Lagerstätten viel-

fach Mineralumwandlungen und Hydratisierungen in der Spaltenfüllung vor sich gegangen und zwar desto energischer je näher dem Ursprungsherde der Fumarolen —, darum sind auch jene Vorgänge um so entwickelter, je tiefere Lagerstätten wir betrachten. So ist auch aller Korund bei der Spaltenfüllung der unteren Lagerstätten in Diaspor und andere Derivate übergegangen. —

Daß auch die Bildung des kleinasiatischen Smirgels sich obigem allgemeinen Schema fügen dürfte, ist nach der KRÄMER'schen Arbeit kaum zu bezweifeln. Dieser Smirgel mit seiner Armut an Turmalin, seinem Reichtum an Chloritoid und der Führung von Chloritoidsmirgel, mit seiner oft dichten, eisensteinähnlichen Struktur und seinem im allgemeinen feineren und weniger krystallinen Korn als bei Naxos, Eigenschaften, aus denen allen auch seine minderwertige Qualität im Vergleich mit dem naxischen resultiert, entspricht ganz und gar den oberen und mittleren Naxos-Varietäten. In der Nähe dieses kleinasiatischen Smirgels befinden sich auch große Granitmassen, und zwar, wie es scheint, in größerer Entfernung als die naxischen Lagerstätten von ihrem Schiefergranit.

2. Beiträge zur Morphologie und Genesis der permischen Salzlagerstätten Mitteldeutschlands¹⁾.

Nach geologischen Untersuchungen im fiskalischen
Solbergwerk Graf Moltke Schacht bei Schönebeck/Elbe und in
hannöverschen Kaliwerken.

Von

Herrn ERICH SEIDL in Berlin.

Der Verfasser hat im Auftrage der Kgl. Preußischen Geologischen Landesanstalt in den letzten zwei Jahren eine geologische Bearbeitung der durch das Kgl. Solbergwerk Graf Moltke Schacht bei Schönebeck a. E. aufgeschlossenen permischen Salzlagerstätte (und daran anschließend im Herbst 1912 die Untersuchung einer größeren Zahl von Aufschlüssen hannöverscher Kaliwerke vorgenommen).

Die wichtigsten Ergebnisse dieser Untersuchungen sind im folgenden kurz mitgeteilt.

Die geologischen Verhältnisse des Graf Moltke Schachts bilden den Gegenstand einer besonderen monographischen Bearbeitung des Verfassers²⁾, während über die übrigen Aufschlüsse der permischen Salzvorkommen in Mitteldeutschland eine gemeinsame Arbeit des Verfassers mit Herrn BEYSCHLAG im Erscheinen begriffen ist, die sich vorwiegend mit morphologischen Problemen befaßt.

Aufschlüsse des Graf Moltke Schachtes.

Der durch den Graf Moltke Schacht aufgeschlossene Teil der Salzlagerstätte des Oberen Zechsteins fällt in das Magdeburg-Halberstädter Becken, und zwar in den östlichen Teil der schmalen Schichtenplatte, die sich zwischen dem hercynisch (NW—SO) streichenden paläozoischen Faltenkern des Flechtinger Höhenzuges und der parallel zu diesem vom Tal der Oberen Aller über Gr.-Wanzleben und Gr.-Salze (s.w. von Schönebeck) verlaufenden Dislokationszone erstreckt³⁾.

¹⁾ Vortrag, gehalten in der Sitzung am 5. Februar.

²⁾ ERICH SEIDL: Die permische Salzlagerstätte bei Schönebeck/Elbe nach den Aufschlüssen des fiskalischen Solbergwerks Graf-Moltke-Schacht. Archiv für Lagerstättenforschung Heft 10.

³⁾ EVERDING und EINECKE: Geologische Übersichtskarte der Kali-Verbreitung im mitteldeutschen Zechstein. 1907. Aus EVERDING: Zur Geologie der Deutschen Zechsteinsalze.

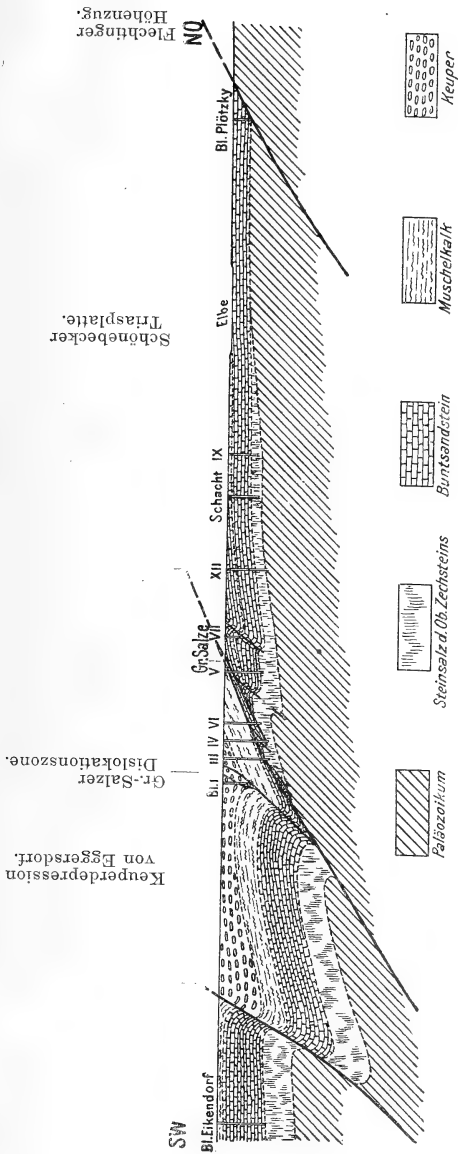


Fig. 1.
 Querprofil durch Eckendorf, Gr.-Salze, — Graf Moltke Schacht, Plötzky.
 Maßstab 1 : 100 000.

Aus dem durch Gr.-Salze und den Schacht gelegten Querschnitt (Fig. 1) geht hervor, daß in unserm Gebiet analoge

Lagerungsverhältnisse herrschen wie zu beiden Seiten des Oberen Allertals¹⁾.

Die gesamte Schichtenfolge im Bereich der Schönebecker

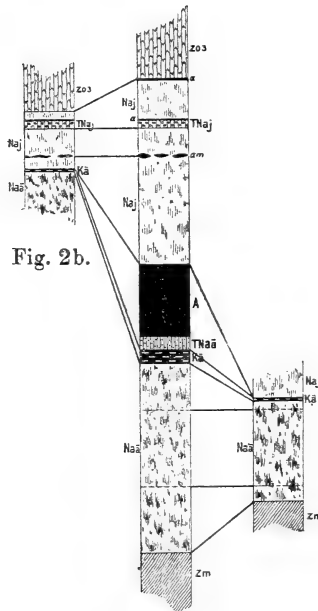


Fig. 2a. Fig. 2c.

Fig. 2a. Normalprofil der permischen Salzlagerstätte im Graf Moltke Schacht.

Fig. 2b u. 2c. Dezimiertes Profil der Jüngeren und Alteren Salzfolge

Zeichenerklärung:

A	Hauptanhydrit,	ZO3	Letten des oberen Zechsteins
TNaä	Grauer Salzton,		mit Grenzanhydrit (a).
Kä	Älteres Kalilager,	TNaj	Roter Salzton mit Pegmatit-
Naä	Älteres Steinsalz,	am	Anhydritmittel,
Zm	Mittlerer Zechstein,	Naj	Jüngeres Steinsalz,

Triasplatte gibt Fig. 8 (Seite 131) wieder, während Fig. 2a ein besonderes Profil der permischen Salzlagerstätte selbst vorstellt.

Das letztere gleicht dem chemischen Aufbau nach vollkommen dem Staßfurter Normalprofil im Magdeburg-Halber-

¹⁾ SCHMIERER: Zur Tektonik des oberen Allertales und der benachbarten Höhenzüge; Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1909, Bd. 61, Monatsber. S. 499—514 sowie: Die gebirgsbildenden Vorgänge zwischen Flechtinger Höhenzug und Helmstedter Braunkohlenmulde; 3. Jahresber. d. Niedersächs. Geolog. Vereins 1910.

städter Becken¹⁾. Es unterscheidet sich von diesem jedoch wesentlich durch die erheblich geringere Mächtigkeit des Stein- und Kalisalzhorizonts der Älteren Salzfolge.

Diese geringe Mächtigkeit ist nach den Untersuchungen des Verfassers das Ergebnis einer Abscherung und Ausquetschung bezw. plastischen Umformung des Älteren Salz-

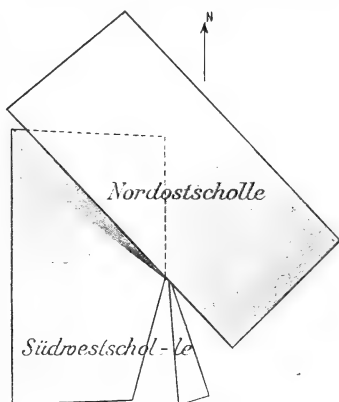


Fig. 3.

Schema der Lagerungsverhältnisse der permischen und triadischen Gebirgsschichten im Graf Moltke Schacht — Schollentrümmer und zwischen denselben Dislokationszonen; im Nordfeld Überschiebung, im Südfeld Spaltzonen.

gebirges infolge derjenigen Schollenbewegungen, welche sich bei dem tektonischen Vorgange der Herausbildung des Magdeburg-Halberstädter Beckens am Rande der Flechtinger paläozoischen Gebirgsschwelle abspielten.

Daher sind die permischen Salzlagerstätten, die bei Staßfurt und Schönebeck aufgeschlossen sind, in genetischer Beziehung miteinander völlig identisch.

Das nachstehend mitgeteilte Untersuchungsergebnis bezieht sich nicht auf diese Umformungen der gesamten unter der Schönebecker Triasplatte ruhenden Salzlagerstätte, sondern auf Deformierungen derselben, welche durch die lokale, sich auf das Grubenfeld und dessen unmittelbare Umgebung erstreckende Zertrümmerung des Schönebecker Schichtenverbands hervorgerufen sind.

¹⁾ EVERDING a. a. O. sowie SCHÜNEMANN: Vorläufige Mitteilung über einzelne Ergebnisse meiner Untersuchungen auf Kaliwerken des Staßfurter Sattels, Zeitschrift für prakt. Geologie 1913, Heft 5, S. 205 ff; ausführlicher in: Der Staßfurter Sattel, Archiv f. Lagerstättenforschung Heft 12.

Fig. 3 versinnbildlicht die Verschiebung der im Grubenfeld aufgeschlossenen Schollentrümmerstücke und die Lage der zwischen diesen entstandenen tektonischen Zonen.

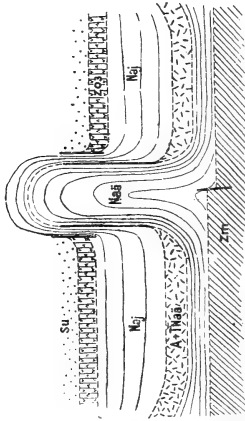


Fig. 5.

Schematischer Querschnitt durch die südliche Dislokationszone (Spalt) — Durchspießungsrücken des Älteren (Naä) und jüngeren Steinsalzes (Naj).

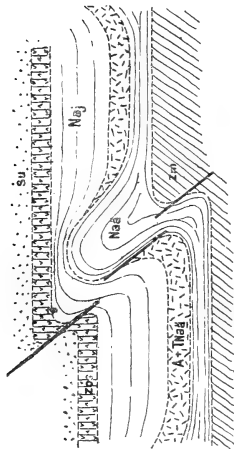


Fig. 4.

Schematischer Querschnitt durch die nördliche Dislokationszone (Überschiebung) — Durchspießungsfalte des Älteren Steinsalzes (Naä).

In beiden Fällen Auszerrung des Älteren Steinsalzes unter dem Hauptanhydrit und Graucun Salztou (A + TNää), diskordante Lagerung gegenüber dem Mittleren Zechstein (Zm).

Die Dislozierung beruht hiernach im Norden des Grubenfelds auf einer Überschiebung zweier Schollen (der Nordost- über die Südwestscholle) — vergl. den schematischen Querschnitt Fig. 4 —, der im Südfelde ein Auseinanderklaffen der freien Schenkel der Schollen (Spaltbildung) entspricht — vergl. Fig. 5 —.

Die Verwurfshöhe der nördlichen Überschiebung beträgt in Schönebeck nur 100 m. Die Dislozierung der Salzmassen spielt sich also hier auf dem 5. Teil des Raumes ab, welchen sie im Tal der oberen Aller, und dem 10. bis 20. Teil des Raumes, den sie in der Dislokationszone des hannöverschen Kaligebiets einnimmt.

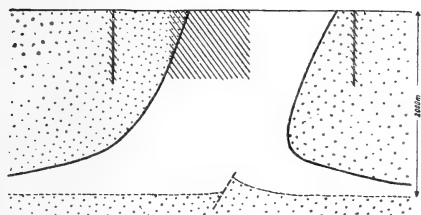


Fig. 6.



Fig. 7.

Schematische Querschnitte durch eine Hannoversche Dislokationszone (Fig. 6) und des Oberen Allertal (Fig. 7) im Maßstab 1:50000 zum Vergleich der Größenverhältnisse und der aufgeschlossenen (schraffierten) Lagerstättenteile.

Von der permischen Salzlagerstätte ist aufgeschlossen:

Hannover: ausschließlich der oberste Teil der Dislokationszonen durch Bohrungen und Bergbau (vgl. Fig. 6);

Oberes Allertal¹⁾: ein Teil der Dislokationszone durch Bergbau, die Übergangsstelle derselben nach den Schollenteilen zu beiden Seiten durch Bohrungen (vgl. Fig. 7);

Graf Moltke Schacht: Dislokationszonen, Übergangsstelle nach den Schollentrümmern und diese selbst durch Bergbau (die Dislozierung ist zu gering, um neben den in Fig. 6 und 7 wiedergegebenen Dislokationszonen im selben Maßstab dargestellt werden zu können).

Hiernach bieten die Grubenaufschlüsse des Graf Moltke Schachts vor den übrigen Aufschlüssen den Vorteil, durch vergleichende Beobachtung der geologischen Verhältnisse in den Dislokationszonen, mit denen der dislozierten Schollentrümmerstücke und den Übergangsstellen zwischen beiden die Ableitung gewisser Gesetzmäßigkeiten bei der Dislozierung zu ermöglichen.

¹⁾ SCHMIERER a. a. O.; auf KIRSCHMANN: Die Lagerungsverhältnisse des oberen Allertales zwischen Morsleben und Walbeck, Zeitschr. f. prakt. Geologie 1913, S. 1–27, kann hier nicht Bezug genommen werden, da der Autor bei der Deutung der tatsächlichen geologischen Verhältnisse die „autoplaste“ Formung der Salzmassen unterstellt (Ekzemtheorie LACHMANN'S), die vom Verfasser nicht anerkannt wird.

Zusammenfassung des Ergebnisses der Beobachtungen.

Im Graf Moltke Schacht unterscheiden sich die geologischen Verhältnisse der Salzlagerstätte in den Dislokationszonen von denjenigen der Schollentrümmerteile hinsichtlich

1. der Lagerungsverhältnisse (Durchspießungsphänomen),
2. der Schichtenfolge (Ausscheidung ganz bestimmter Horizonte aus dem Normalprofil) und
3. der petrographischen Beschaffenheit (Umformung der plastisch reagierenden Schichten).

Diese Erscheinungen ergeben sich dadurch, daß es ein den Kohäsionsverhältnissen nach inhomogener Schichtenverband ist, der hier der Dislozierung unterlag.

In einem solchen Schichtenverbande nämlich reagieren bei der Dislozierung die (relativ) plastischen Schichten völlig anders als die (relativ) spröden. Dadurch kommen einerseits überhaupt erst die unterschiedlichen Kohäsionsverhältnisse der einzelnen Schichten zum Ausdruck, andererseits bedingt die Verschiedenartigkeit der Reaktion die eigenartigen geologischen Verhältnisse.

Diese Betrachtungsweise erfordert zunächst ein Wort über die Begriffe plastisch und spröde im allgemeinen, ferner über die relative Plastizität der einzelnen Schichten und die Kohäsionsverhältnisse des gesamten Schichtenverbandes.

Es ist bekannt, daß die Begriffe plastisch und spröde relativ zu verstehen sind, und daß bei dem Vorgange der Dislozierung der Eintritt der plastischen Reaktion anstatt der spröden bei den verschiedenen Mineralien und Gesteinen verschieden und durch das jeweilige Verhältnis der bei dem Dislokationsvorgang zusammenwirkenden Momente des Druckes, der Temperaturerhöhung und der Zeit, innerhalb deren sich der Vorgang abspielt, bedingt ist. Inwieweit die Gegenwart von Lösungen mit eine Rolle spielt, ist noch nicht näher bekannt.¹⁾

Kennzeichen spröder Reaktion ist das Zerbrechen des Materials ohne Veränderung der petrographischen Beschaffenheit der einzelnen Bruchstücke.

Kennzeichen plastischer Reaktion ist die bruchlos schmiegsame Biegung — notwendigerweise — unter Anpassung der physikalischen und gegebenenfalls auch der chemischen Verhältnisse an die veränderte äußere Form.

¹⁾ MILCH: Die Plastizität der Mineralien und Gesteine, Geolog. Rundschau II, 1911, S. 144—162, gibt eine zusammenfassende Darstellung des derzeitigen Standes der Wissenschaft.

Die Relativität des Begriffs plastisch und spröde bedingt es, daß aus der Feststellung, welche Mineralkombinationen plastisch und welche noch spröde reagierten, ein Rückschluß auf die Intensität des Dislokationsvorgangs zulässig ist.

Bei den (verhältnismäßig geringen) Dislozierungen, denen der Schichtenkomplex im Bereich des Graf Moltke Schachts unterlegen ist, sind ausschließlich die Steinsalzmassen plastisch geworden, während sämtliche übrigen Schichten im spröden Zustand verharreten.

Eine besondere Rolle spielt der ältere Kalihorizont, in dem

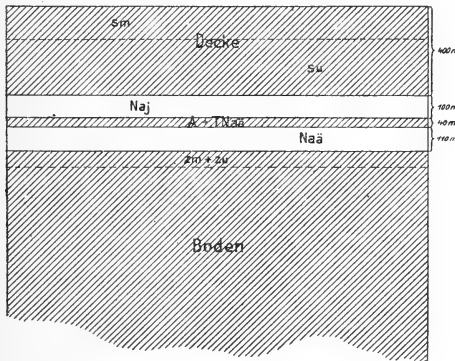


Fig. 8.

Schema (maßstäblich) der Verteilung der plastischen und spröden Schichten bei Schönebeck.

(Die spröden Schichten sind durch Schraffierung gekennzeichnet.)

Zeichenerklärung:

Zm + Zu Mittlerer und Unterer Zechstein, Su Unterer, Sm Mittlerer Buntsandstein; im übrigen siehe Fig. 2 a-c.

Steinsalz-, Carnallit-¹⁾ und Kieseritsubstanz infolge ihrer wesentlich verschiedenen Plastizität zu einer den Kohäsionsverhältnissen nach nicht einheitlichen Lagerstätte vereinigt sind.

Die Gesamtreaktion dieses gemischt-plastischen Schichtenverbandes wird durch die gegenseitige geologische Position der Schichten verschiedener Plastizität und durch das Verhältnis ihrer Mächtigkeiten ausschlaggebend beeinflusst. Diese Verhältnisse werden durch Fig. 8 in folgender Weise charakterisiert:

Die 250 m mächtige (relativ) plastische Salzlagerstätte des Zechsteins ist zwischen Schichten des gewaltigen spröden Bodenmassivs und der (jetzt nur noch) 400 m mächtigen spröden Triasdecke eingeschaltet. Sie wird durch die spröde vom Hauptanhydrit und Grauen Salton gebildete Platte (40 m mächtig) in zwei

¹⁾ RINNE hat festgestellt, daß Carnallit gegenüber Steinsalz und Kieserit nur „halbplastisch“ ist.

-Teile zerlegt. Diese trennende Platte hat für das obere Stein salzlager die Bedeutung eines besonderen Bodens und spielt bei dem unteren die Rolle einer dünnen Zwischendecke.

Es sind nun folgende Beobachtungen über das Verhalten des die Salzlagerstätte enthaltenden Schichtenverbandes bei den Dislokationsvorgängen gemacht worden.

1. Lagerungsverhältnisse (Durchspießungsphänomen).

Das verschiedenartige Reagieren der Schichten unterschiedlicher Plastizität, die zu einem Verbände vereinigt sind, bei dem Dislokationsvorgange führt dazu, daß die spröden Schichten von den darunter liegenden plastischen durchspießt werden.

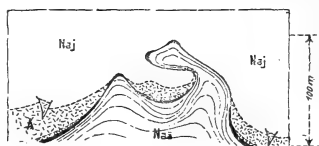


Fig. 9.

Das ältere Steinsalz (Naä) in der nördlichen Dislokationszone des Graf Moltke Schachtes durchspießt unter Bildung einer Falte den Hauptanhydrit (A).

Im nördlichen Teile des Grubenfeldes war der Betrag der Überschiebung der Schollen größer als die Stärke der Zwischen- decke des Hauptanhydrits und Grauen Salztons. Die dünne Decke zerriß daher und zwischen den zerbrochenen Schollen- trümmern derselben wurden die Massen des Älteren Steinsalzes emporgedrückt (Fig. 4).

Der Betrag der Überschiebung war jedoch nicht bedeutend genug, um an der Dislokationsstelle die mächtige Triasdecke wesentlich zu schwächen. Daher war eine Durchspießung des Triasgebirges an dieser Stelle von seiten des vereinigten Älteren und Jüngeren Steinsalzes ausgeschlossen, und die durch- spießenden Massen des Älteren Steinsalzes kommen somit inmitten des Jüngeren unter Bildung von übergreifenden Lappen zum Stillstand (Fig. 9).

Nach den Lagerungsverhältnissen des Jüngeren Steinsalzes, das über den übergreifenden Lappen des Älteren durch Gruben- baue aufgeschlossen ist, ist es völlig ausgeschlossen, das Auf- steigen der Älteren Salzmassen auf eine Ablaugung ihres Kopfes durch Grundwasser, auf die Einwirkung von Bergfeuchtig- keit oder von Flüssigkeitsmengen, die auf Spalten hergeführt wurden und Rekrystallisationsvorgänge hätten auslösen können, zurückzuführen.

Im Südfeld (Fig. 5) war zwar die Vertikalverschiebung der Schollen nur ganz unbedeutend, da der Dislokationsvorgang jedoch hier im Gegensatz zum Nordfelde mit einer Spaltung der Triasdecke verbunden war, so fand eine Aufpressung des Älteren Steinsalzes durch den Hauptanhydrit und das Jüngere Steinsalz hindurch und mit diesen bis in die Triasschichten hinein statt.

Einflüsse der Durchspießung.

Das Emporströmen der durchspießenden Salzmassen in den Dislokationszonen ist mit einem Wegströmen derselben aus den plattig liegenden Teilen der Lagerstätte verbunden. In den letzteren beträgt die Mächtigkeit des Älteren Steinsalzes, wie durch zwei bis in den Mittleren Zechstein fortgeführte Bohrungen festgestellt ist, nur noch 30 m, während sie in jedem einzelnen Faltenschenkel mindestens 70 m ausmacht (Fig. 4 und 5).

In der einen dieser Bohrungen, deren Kerne noch erhalten sind, ist das Ältere Steinsalz nur in der Mitte der Lagerstätte in normaler Ausbildung, an der Basis dagegen (Anhydrite des Mittleren Zechsteins) ebenso wie am Hangenden (Hauptanhydrit) als ausgezerrtes Salz angetroffen.

Diese Verschiebung der Salzmassen von den Schollenzentren nach den Dislokationszonen hin hat notwendigerweise eine nachträgliche Bewegung des Deckgebirges im Gefolge, nämlich eine Einsenkung in der Mitte der Schollenstücke und dementsprechend eine Aufkipfung (nebst Schleppung) an den Rändern derselben, die zu Abschnürungen der Salzmasse führen kann.

Von diesen letzteren Bewegungsvorgängen des permischen Salzgebirges und seiner Decke bleibt der Boden desselben (der Mittlere Zechstein usw.) vollkommen verschont. Daraus ergeben sich diskordante Lagerungsverhältnisse in ähnlicher Weise wie das in Fig. 4 und 5 zum Ausdruck gebracht ist.

2. Schichtenfolge.

Als Folge dieser tektonischen Vorgänge ergibt sich in den Dislokationszonen ein Schichtenprofil, das sich von demjenigen des Schollengebiets wesentlich unterscheidet.

Hauptanhydrit und Grauer Salzton treten an der Grenze der Älteren und der Jüngeren Salzfolge nicht mehr auf, da sie zu beiden Seiten der durchspießenden Salzmassen in der Tiefe zurückgeblieben sind (Dezimierung des Normalprofils).

Im Älteren Steinsalz, das die Durchspießungsrücken bildet, ist die Massenverteilung in den einzelnen Horizonten

durch dessen Faltenform bedingt. Es ergibt sich hier, (vgl. das nebenstehende Schema Fig. 10), an den Flanken eine Zerrung (Dezimierung des Normalprofils), im Kern eine Stauung (Verdeplung des Normalprofils).

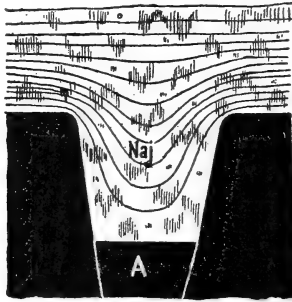


Fig. 10.

Schema des Faltenwurfs von Steinsalz (Naj) in einer Hauptanhydritspalte (A).

An der Übergangsstelle der unter den Schollenstücken auftretenden Salzmassen zu denjenigen, welche die Durchspießungsrücken bilden, findet ausschließlich eine Dezimierung des Normalprofils statt.

Diese erfolgt nicht in der Weise, daß die einzelnen Horizonte gleichmäßig gezerrt werden, vielmehr bleibt, wie durch die oben genannte Kernbohrung erwiesen ist, das Steinsalz inmitten der Lagerstätte im normalen Zustande, während es einerseits am Hangenden (Hauptanhydrit), andererseits am Liegenden (Anhydrite des Mittleren Zechsteins) offenbar infolge der Reibung an den spröden Schichten der Auszerrung unterliegt. Diese Art der Dezimierung des Normalprofils der Älteren Salzfolge wird durch Fig. 2 c (Seite 126) charakterisiert.

Die Dezimierung des Jüngeren Steinsalzes, das den Rücken des Älteren mantelförmig umgibt, findet an den Flanken in ganz analoger Weise statt (vgl. Fig. 2 b). Die Mittelpartie (zwischen Rotem Salzton und Anhydritmittel) bleibt in normalem Zustande, während einerseits die hangenden, andererseits die liegenden Steinsalzpartien infolge der Reibung an den — relativ — spröden Schichten ihrer Decke („Letten“ des Oberen Zechsteins¹⁾) und ihres Bodens (Hauptanhydrit) der Auszerrung anheimgefallen sind.

¹⁾ Ebenso wie der Rote Salzton reagieren auch die im wesentlichen aus demselben Material bestehenden Oberen Zechsteinletten im Verhältnis zum Steinsalz spröde — sie zerbrechen. Offenbar waren sie z. Zt. des Dislokationsvorganges trocken und nicht knetbar wie im feuchten Zustande.

Die Verstümmelung des Kalihorizonts im Profil der Dislokationszonen ist nach diesen Feststellungen über die Verwerfungsvorgänge an der Grenze des Älteren und Jüngeren Steinsalzes als eine Folge der Zerreibung zwischen diesen Steinsalzbacken anzusehen.

Die Zerreibung des Lagermaterials erzeugt zunächst Breccien, sodann gerundete Stücke. Sie wird noch dadurch begünstigt, daß das Lager einheitliche Kohäsionsverhältnisse nicht besitzt (vgl. S. 131, Abs. 3).

3. Petrographische Beschaffenheit.

Die petrographische Beschaffenheit des Hauptanhydrits, der Salztone und des Kalilagers ist innerhalb der Dislokationszonen gegenüber den Schollenteilen weder in chemischer noch in physikalischer Beziehung verändert, dagegen zeigen die Steinsalzmassen der Durchspießungsrücken weitgehende innere Umformungen, die in genauer Abhängigkeit von ihrer Position innerhalb der gefalteten Masse, ihrer tektonischen Position, stehen.

In den Staupartien des Faltenkerns tritt „Stausalz“, in den Zerrpartien der Faltschenkel dagegen „Zerrsalz“ auf.

Beide Salzarten charakterisieren sich in folgender Weise.

Stausalz: Anormal weiter Abstand der „Jahresablagerungen“, anhydritreicher und anhydritarmer Salzpartien; große Augen von Krystalsalz in den letzteren manchmal mit Entmischungshäuten von Anhydritsubstanz an der Außenfläche; Krystallkorn durchweg sehr grob; Gestein sehr spröde.

Zerrsalz: Aufeinanderfolge anhydritarmer und anhydritreicher Salzpartien in kurzen Abständen; Bildung von jahresringähnlichen Anhydritlagen (durch enge Aneinanderlagerung der bei Abgabe der Na Cl-Substanz nach dem Faltenkern und Faltenkopf zurückgebliebenen Anhydritflocken); verfilzte Masse gerstenkorngroßer fluidal gestreckter Kryställchen; Schrammung größerer Krystalle; Gestein äußerst zäh.

Zwischen beiden Grenzfällen gibt es alle erdenklichen Übergänge.

Aus der Gesamtheit der Beobachtungen über die äußere und innere Umformung der Salzlagerstätte in den Dislokationszonen geht hervor, daß es sich hier nicht um lokale Erscheinungen, sondern um Gesetzmäßigkeiten handelt, die sich, wie wir nun sehen werden, bei der Dislozierung der permischen Salzlagerstätten auch in andern Gebieten offenbaren.

Aufschlüsse Hannöverscher Kaliwerke.

Normalprofil.

Die Summe der Beobachtungen über die Folge und petrographische Beschaffenheit der Schichten in den vom Verfasser befahrenen hannöverschen Kaliwerken ergab folgendes Normalprofil:

Jüngere Salzfolge	obere Stufe	Steinsalz
		Pegmatitanhydrit
mindestens 200 m	untere Stufe	Roter Salzton
		Steinsalz
		Jüngerer Kalihorizont (Sylvinit)
		Übergangszone (Kieseritregion)
Ältere Salzfolge	mindestens 300 m	Steinsalz
		Hauptanhydrit
		Grauer Salzton
		Älterer Kalihorizont, Hauptsalz (Hartsalz als Produkt der Umformung)
		Übergangszone (Polyhalit- und Kieseritregion)
		Steinsalz

Die verschiedenen Jüngeren Steinsalzhorizonte sind sehr charakteristisch ausgebildet und zum Teil durch Ton- und Anhydritschichten noch weiter gegliedert.

Innerer Bau der Salzrücken.

Die Faltenbildung im Innern der in Mitteldeutschland auftretenden Salzrücken, mochten diese nun den Kern breiter Sättel bilden oder in Spalten zwischen ebenflächig lagernden, nur randlich emporgeschleppten jüngeren Gebirgsschichten steil aufragen, zeigte immer dieselbe Tendenz wie in den Schönebecker Miniatur-Dislokationszonen.

In Fig. 11 sind die verschiedenen in einer breiteren Spaltenzone zu beobachtenden Formen des Faltenwurfs in einem Bilde vereinigt; Fig. 12 gibt das Schema des Grundrisses eines Teils einer solchen Zone in einem Horizonte wieder, wo das Ältere und Jüngere Kalilager in abbauwürdiger Mächtigkeit angeschnitten sind.

Das Wesentliche der inneren Faltenbildung ist immer eine Durchspießung des Hauptanhydrits und der Jüngeren Salzfolge von Seiten des Älteren Steinsalzes¹⁾. Modifikationen ergeben

¹⁾ Eine „Überfaltung“ im Sinne STILLES ist nirgends zu beobachten gewesen. STILLE, Überfaltungen im hannöverschen Salzgebirge, 4. Jahresbericht d. Niedersächs. Geol. Vereins 1911.

sich lediglich durch die höhere Intensität der Faltung (z. B., wie aus Fig. 11 zu entnehmen ist, tropfenförmige Abschnürungen

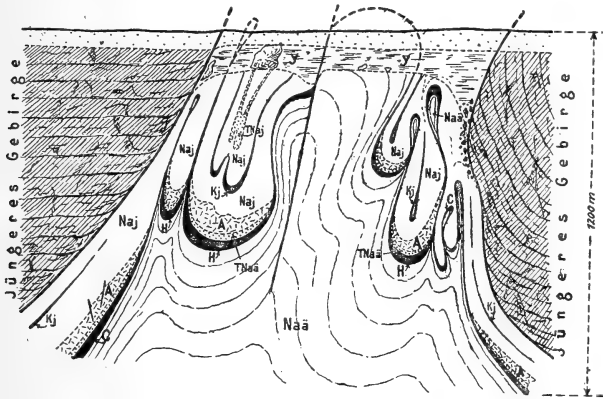


Fig. 11.

Idealer Querschnitt durch einen Hannöverschen Salzlücken (Spaltzone).

Zeichenerklärung:

Älteres Kalilager als Hartsalz: H, als Hauptatz: C, Kj Jüngeres Kalilager (Sylvinit), y Residualbildungen im Salzkopf (Gyps, Letten, Schollentrümmer); übrige Signaturen siehe Fig. 2 a-c.

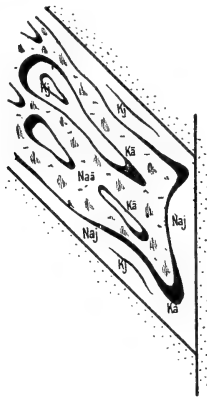


Fig. 12.

Schematischer Horizontalschnitt durch einen Hannöverschen Salzlücken in einem Niveau, in welchem das Ältere (Kä) und Jüngere (Kj) Kalilager vorkommt.

des Älteren Steinsalzes, Stränge des Älteren Kalihorizonts (carnallitisches — oder Hartsalz), die zwischen Jüngerem Stein-

salz liegen und daher vielfach fälschlich für Jüngere Kalilager¹⁾ gehalten werden, Verdopplungen des Jüngeren Kalihorizonts zu gewaltigen Lagern, Stauungen des Roten Salztones, die manchmal irrtümlich für Buntsandsteinletten angesehen werden, Längs- und Querverwerfungen usw.)

Petrographische Beschaffenheit — Tektonische Position.

Infolge der um das Zehn- bis Zwanzigfache höheren Intensität der Dislozierung im Hannöverschen konnten die Beobachtungen über die Wechselbeziehung, die zwischen dieser Intensität und der von der petrographischen Beschaffenheit der Schichten des Normalprofils abweichenden Beschaffenheit der Schichten besteht, wesentlich vervollständigt und erweitert werden.

Denn einerseits treten bei dem schon im Graf Moltke Schacht plastisch reagierenden Steinsalz die Kontraste zwischen Zerr- und Staumassen noch stärker hervor, anderseits wird im Hannöverschen an Stellen besonders intensiver Faltung auch bei den Anhydriten und selbst dem Älteren Kalihorizont²⁾ die Grenze der Sprödigkeit überschritten, und es findet eine plastische Reaktion, d. h. eine bruchlose Verbiegung des Gesteins unter Veränderung seiner physikalischen und chemischen Beschaffenheit statt.

Steinsalz.

Staumassen des Älteren Steinsalzes in den Sattelkernen und des Jüngeren im Muldentiefsten zeigen die intensivsten Umkrystallisierungen und Entmischungen. In Bergemühlen, die im Sattelkern angelegt sind, bricht das Salz unter Bergschlägen ins Ort.

Zerrmassen des Jüngeren wie des Älteren Steinsalzes an den Sattelflanken sind zähe wie Leder, machen die Keilhaue stumpf und erfordern die vierfache Menge Sprengstoff bei der Hereingewinnung gegenüber normalem Salz.

Der Unterschied zwischen Zerr- und Staumassen ist so beträchtlich, daß es möglich ist, auf Grund der petrographischen

¹⁾ Auf solche irrtümlichen Identifizierungen ist z. B. die unzutreffende Aufstellung der Schichtenfolge im oberen Allertal zurückzuführen, die von Beck in der Inauguraldissertation: Petrographisch-geologische Untersuchung des Salzgebirges an der oberen Aller im Vergleich mit dem Staßfurter und hannöverschen Lagerstättentypus (Berlin 1911) gegeben ist.

²⁾ Auch im Jüngeren Kalihorizont sind in vielen Fällen Umkrystallisierungen nachgewiesen, doch sind die Untersuchungen darüber noch nicht abgeschlossen.

Bestimmung des Steinsalzes in einem Aufschluß einen Rückschluß auf die tektonische Position desselben zu ziehen.

Man kann so zum Beispiel nach der Beschaffenheit des Älteren Steinsalzes — ob Stau- oder Zerrsalz — in regelmäßig gebauten breiten Falten die Entfernung des nächsten Kalihorizonts der Älteren Salzfolge abschätzen, Verwerfungen auffinden, die die Lagerstätte durchqueren und eventuell zu Wassereinbrüchen führen können (vgl. in Fig. 11 die Längsverwerfung im Kern des Sattels des Älteren Steinsalzes) usw.

Anhydrite.

Der Hauptanhydrit hat an Stellen, wo er dem Faltungsdruck, ohne zu zerbrechen, gefügig nachgegeben hat, folgende inneren Umformungen erlitten:

Allgemein geht bei Zerrung ebenso wie bei Stauung die ehemals poröse Struktur zugunsten einer Verdichtung der Masse völlig verloren.

Die Streckung des Gesteins erfolgt unter Erzeugung einer Fluidalstruktur als Folge von Entmischungsvorgängen.

Die Stauung führt zu einer Umschmelzung desselben in ein Material von gleichmäßigem feinen Korn und einheitlich grauer Farbe, das in klingenden Scherben bricht.

In einigen Aufschlüssen wurde auch die Aggregierung der Anhydritsubstanz des Hauptanhydritlagers zu kleinen und großen Krystallen (Aggregate bis zu 2 m Durchmesser) beobachtet.

Die im Steinsalz auftretenden „Jahresringe“ zeigen stellenweise eine ähnliche Aggregierung der Anhydritbestandteile zu Krystallen, die der Schichtung parallel längsgestreckt sind. Die bis dahin zusammenhängende Anhydritschicht wird bei diesem Vorgang der Verdichtung in einzelne Stücke zerlegt.

Kalilager.

Der Ältere Kalihorizont¹⁾ tritt in den fraglichen Aufschlüssen sowohl als Hauptsalz (Carnallit + Steinsalz + Kieserit), wie als Hartsalz²⁾ auf. Während das letztere fast ausnahmslos schichtig, selten einmal breccienhaft ist, zeigt das Hauptsalz nur vereinzelt die lagige Struktur. In der Regel besteht es aus einem Gemenge von größeren und kleineren Brocken der einzelnen im schichtigen Hauptsalzlager vorhandenen Horizonte, die in einer aus den drei wesentlichen Bestandteilen desselben

¹⁾ Die Untersuchungen über dynamometamorphe Veränderungen des Jüngeren Kalilagers (Sylvinit) sind noch nicht abgeschlossen.

²⁾ Unter „Hartsalz“ werden in der Praxis verschiedenartige Mineralkombinationen verstanden. Der wesentliche Unterschied vom Hauptsalz ist der Mangel an Chlormagnesium.

gebildeten Grundmasse liegen. Diese Brocken haben vielfach die Form von Rollstücken. Oft sieht man aber auch plattenförmige Partien mit abgerundeten, z. T. aber auch scharfen Kanten. (Gemenge-Hauptsalz = dem „Hauptsalzkonglomerat“ und „Gemeengecarnallit“ anderer Autoren (s. Seite 140 ff.).)

Über die Identität dieser drei verschiedenen Ausbildungsformen des Älteren Kalihorizonts haben von jeher Zweifel nicht bestanden.

EVERDING¹⁾ faßte auf Grund seiner „Deszendenztheorie“, die von speziellen Untersuchungen im Staßfurter Sattel ausging, „Hauptkonglomerat“ und Hartsalz auch im Hannöverschen als Umlagerungsprodukte zerstörter Hauptsalzmutterlager, also als allochthone Bildungen auf. Hauptsalzkonglomerat, gekennzeichnet durch die gerundete Form der einzelnen Gemengteile, ist nach dieser Theorie das Residuum mechanisch zerstörter und aufbereiteter, Hartsalz (dagegen der Niederschlag chemisch gelöster Hauptsalzlager nach vorheriger Fortführung ihres Chlormagnesiumgehalts. Die Deszendenztheorie befand sich im letzteren Falle bewußt im Gegensatz zu den Forderungen der chemischen Forschung VAN T' HOFFScher Richtung, die eine Temperatur von über 72⁰ als Vorbedingung für die Ausfällung des Hartsalzes aus chlormagnesiumarmen Lösungen ansieht.

Der heutigen Anwendung der Deszendenztheorie auf das hannöversche Gebiet, das ja seinerzeit nur sehr mangelhaft aufgeschlossen war, stehen folgende tatsächlichen Beobachtungen entgegen.

1. Für die hannöverschen Hartsalze ist das Zusammenvorkommen mit Chlormagnesiumlauge charakteristisch. Diese Lauge sitzt entweder im Hauptanhydrit und Grauen Salton oder im Jüngeren, ja selbst im Älteren Steinsalz, diese Schichten durchtränkend (bis 9 Proz. sind beobachtet worden), oder in schlottenförmigen Hohlräumen derselben.

Eine Fortführung von Chlormagnesiumlauge aus dem Bereich des Älteren Kalihorizonts hat also in diesen Fällen offenbar nicht stattgefunden.

2. Die runde Form der einzelnen Bestandteile des Gemenge-Hauptsalzes ist nicht unbedingt das Charakteristikum eines „Hauptsalzkonglomerats“, sondern kann auch bei einer Zerquetschung des Hauptsalzlagers entstehen (vgl. die Beobachtungen im Graf Moltke Schacht Seite 135, Abs. 2).

3. Hartsalz und Gemengehauptsalz kommen fast in jedem hannöverschen Kaliwerk unmittelbar nebeneinander vor, wie

¹⁾ EVERDING, a. a. O.

wir später noch sehen werden. Die Art dieses Nebeneinander-vorkommens würde eine größere Anzahl unmittelbar aneinander-zrenzender kleiner deszendenter Becken voraussetzen, in denen teils ein nicht chemisch gelöstes Gerölle mit Chlormagnesiumgehalt, teils ein chemisch gelöstes Material ohne Chlormagnesiumgehalt abgesetzt sein müßte. Das ist unwahrscheinlich.

ARRHENIUS und LACHMANN¹⁾ geben folgende Erklärung einer autochthonen Entstehung des „Gemegecarnallits“ und der Hartsalzlager:

Bei der Sedimentierung der Salzlagerstätte bei einer Temperatur von 10° C habe sich als wesentlichster Bestandteil des Kalihorizonts eine Kainitregion gebildet. Diese Kainitlagerstätte sei, als nach der Keuperzeit die sich immer höher auf-türmende Masse der jüngeren Sedimente allmählich einen über-mäßig hohen Druck und eine Temperatur von über 70° C erreicht habe, geschmolzen.

Aus der Schmelze sei bei Anwesenheit genügender Mengen von Chlormagnesiumlauge Carnallit, bei einem Mangel daran Hartsalz entstanden. Die Erstarrung des Carnallits sei zum großen Teil unter Zerstörung der lagigen Struktur des Ge-steins vor sich gegangen („Gemegecarnallit“).

Außerdem halten es die beiden Autoren für außerordentlich naheliegend, für gewisse Carnallite eine ursprüngliche Entstehung anzunehmen.

Dem einen theoretischen Erfordernis dieser auf VAN T' HOFF-schen Forschungsergebnissen fußenden Erklärung, daß die Hart-salze dort auftreten mußten, wo nicht genügend Chlormagnesium-lauge zur Erzeugung von Carnallit vorhanden war, steht im Hannöverschen ebenfalls das oben schon mitgeteilte Ergebnis tatsächlicher Beobachtungen entgegen.

Vor allem berücksichtigt diese Theorie jedoch nicht die unabweisbare Beziehung, die nach den im folgenden mitgeteilten Beobachtungen des Verfassers zwischen der Ausbildung des Älteren Kalihorizonts als Hartsalz oder als Gemege-Hauptsalz und der jeweiligen tektonischen Position derselben besteht.

Theorie der Bildung von Hartsalz und Gemege-Hauptsalz aus schichtigem Hauptsalz.

Der Verfasser selbst geht bei der Identifizierung der drei Ausbildungsformen des Älteren Kalilagers im Hannöverschen von dieser letzteren Beobachtung aus.

¹⁾ ARRHENIUS und LACHMANN: Die physikalisch-chemischen Bedingungen bei der Bildung der Salzlagerstätten und ihre Anwendung auf geologische Probleme. Geol. Rundschau 1912, Bd. III, Heft 3.

Diese Hartsalze kommen nämlich in der Regel in ganz oder teilweise abgeschnürten Faltenteilen vor, und zwar:
 in erster Linie in Tauchfalten (Fig. 13),
 ferner in abgeschnürten Sattelköpfen (Fig. 14),
 schließlich an scharfen Umbiegungen der Lagerstätte im Streichen.

Das Gemenge-Hauptsalz dagegen tritt vorwiegend in breit entwickelten Sattelköpfen (Fig. 15) und an Schenkeln breit angelegter, nicht überkippter Sättel auf.

Bei den schmalen stark ausgezerrten Faltenschenkeln, die teils aus carnallitischen-, teils aus Hartsalzen bestehen, ist es

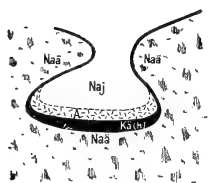


Fig. 13.

Typische Hartsalzvorkommen.
 Tauchfalte.

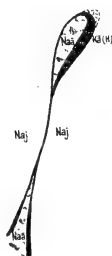


Fig. 14.

Abgeschnürter
 Sattelkopf.

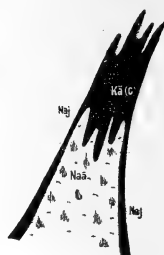


Fig. 15.

Typisches Gemenge-
 Hauptsalz-
 vorkommen.

Zeichenerklärung siehe Fig. 11 und 2 a-c.

bisher nicht gelungen, eine Gesetzmäßigkeit festzustellen, zumal einerseits eine posthume Carnallitisierung der Hartsalzstreifen, andererseits eine posthume Umwandlung der Carnallite in Hartsalz eine große Rolle spielt.

An einem Beispiel, das in Fig. 16 skizziert ist, lassen sich die geologischen Bedingungen des Nebeneinandervorkommens von Gemenge-Hauptsalz und Hartsalz näher erläutern.

Wir sehen hier einen Sattel des Älteren Steinsalzes, in dessen Kern eine völlig abgeschnürte Falte der Jüngeren Salzfolge eingetaucht ist.

Die einzelnen stratigraphisch miteinander zu identifizierenden Lagerteile unterscheiden sich nun ganz wesentlich von einander, je nachdem sie an den breiten Sattelflanken oder innerhalb der Tauchfalte vorkommen.

Sattelflanken. An den Sattelflanken tritt der Kalihorizont in Form mächtiger langgestreckter Linsen auf und setzt sich aus Trümmern des Hauptsalzlagers zusammen, die viel-

fach eine kugelige Form haben, vielfach aber auch — besonders was die Steinsalzbänke anlangt — langgestreckt mit gerundeten oder eckigen Kanten der Schichtung parallel angeordnet sind. Der Hauptanhydrit (nebst wenigen Trümmern des Grauen Salztons) liegt in kleinen und großen Bruchstücken an der Oberfläche des Kalihorizonts. Er zeigt hier die typische flockige Ausbildung mit kleinen zelligen Hohlräumen, die durch Steinsalz ausgefüllt sind.

Tauchfalte: Innerhalb der Tauchfalte besteht das Kalilager aus Hartsalz, das, im Muldentiefsten gestaut, nach den

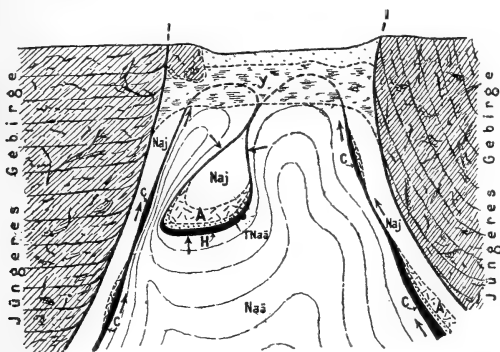


Fig. 16.

Schema des Vorganges der Hartsalzbildung durch Überdruck unter Ausquetschung des Chlormagnesiums.

Zeichenerklärung siehe Fig. 11 und 2a-c.

Schenkeln hin ausgewalzt, sich ebenschichtig ohne Erscheinungen des Zerbrechens der Faltenform anschmiegt. Er besteht aus drei gut unterscheidbaren Horizonten, die sich, vom Hangenden nach dem Liegenden aufgezählt, folgendermaßen charakterisieren:

oben:

Reiche Hartsalze mit viel Sylvinnestern in Aufblätterungszonen;

Mitte:

Steinsalzbänke mit sehr schwachen Hartsalzlagen wechselagernd;

unten:

Arme Hartsalze mit Steinsalzbänken (sehr rein) und Zonen vorwiegender Vanthoffitbildung wechsellagernd.

Über dem Hartsalzlager liegt eine (auch für das Staßfurter Normalprofil charakteristische) Rote Steinsalzbank, über der der Graue Salzton, der Faltung folgend, der Schichtenfolge

konkordant eingeschaltet ist. Er trägt an der unteren Grenzfläche gewaltige Harnische, an denen das Hartsalzlager sich glatt ablöst.

Der massive Hauptanhydrit im Innern der Tauchfalte tritt in einer von der normalen Ausbildungsform völlig abweichenden petrographischen Beschaffenheit auf, nämlich gleichmäßig grau getönt, feinkörnig, mit äußerst dichter Struktur und scherbzig zerspringend.

Die Richtung des Druckes, die in Fig. 16 durch Pfeile bezeichnet ist, ermöglichte den Schichten der Sattelflanke ein Ausweichen nach oben, also ein Nachgeben nach den Stellen geringeren Druckes hin, während innerhalb der Tauchfalte ein solches Nachgeben nicht stattfinden konnte.

Daher muß die Stärke des auf die Tauchfalte ausgeübten Druckes eine höhere gewesen sein als an den Flanken.

Zu demselben Schluß kommt man auch durch die Überlegung, daß im Sattelkern — gleichgültig ob er Tauchfalten enthält oder nicht — Stauungsdruck, an den Sattelflanken Zerrungsdruck herrschen muß.

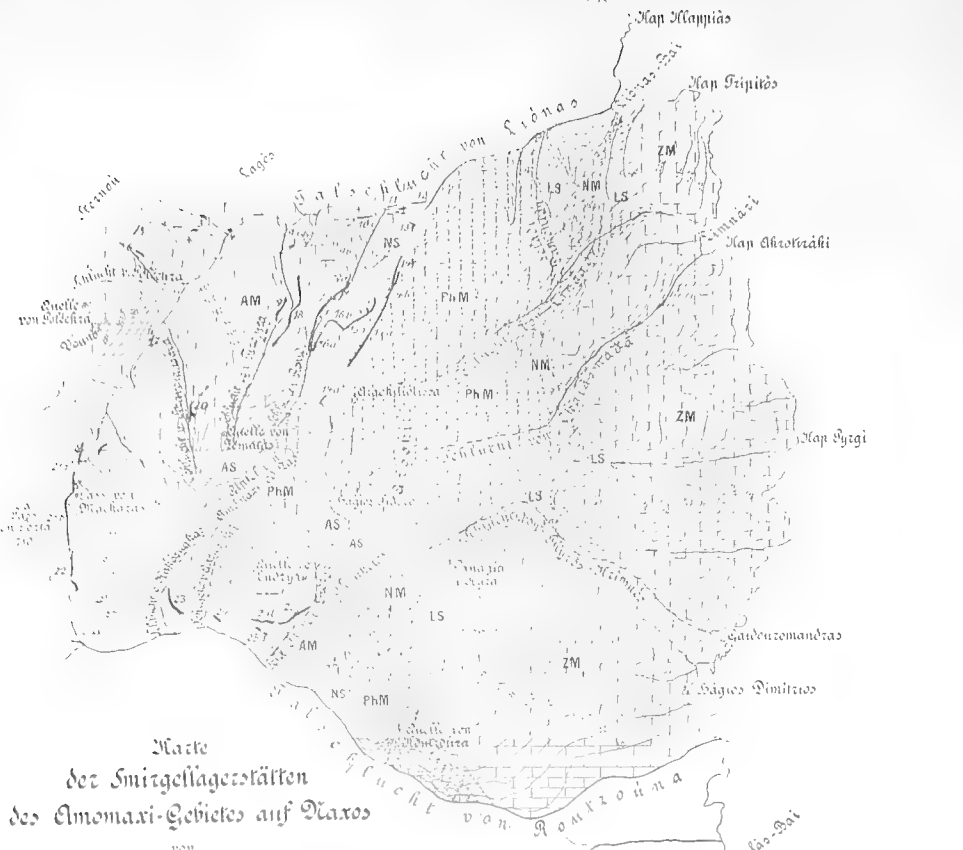
Zusammenfassung.

Auf Grund dieser Beobachtungen der Wechselbeziehung zwischen tektonischer Position und petrographischer Beschaffenheit einerseits und der unterschiedlichen Verteilung des Dislokationsdrucks in den Partien verschiedener tektonischer Position andererseits kommt der Verfasser zu folgender Auffassung der dynamometamorphen Vorgänge.

An den Sattelflanken und in breit angelegten Sattelköpfen (z. B. Fig. 15) ist den Schichten die Ausweichmöglichkeit gegeben. Der Druck erschöpfte sich daher mit der Zertrümmerung, Anhäufung und Auszerrung der Lagerstätte, ohne deren petrographische Beschaffenheit zu verändern (Gemenge-Hauptsalz, normaler Hauptanhydrit in Fetzen) — spröde Reaktion.)



















In ganz oder teilweise abgeschnürten Faltenpartien (z. B. Fig. 13 u. 14) dagegen, wo die Schichten nicht die Möglichkeit hatten, dem Druck auszuweichen, entstand ein Überdruck. Dieser mußte sich notwendigerweise in Wärme (VAN T' HOFFsche Forderung: Temperatur über 72° C) umsetzen und gemeinschaftlich mit dieser die chemischen und physikalischen Umformungen der Salzhorizonte bewirken, unter denen allein eine schmiegsame Faltung der Schichten möglich war. (Hartsalzbildung unter Ausquetschung des Chlormagnesiums; Varietät des Hauptanhydrits) — plastische Reaktion. :





**Karte
der Smirgellagerstätten
des Amomaxi-Gebietes auf Naxos**
von
S. A. Papavasiliou

Erklärung zu Tafel I und zu den Textfiguren.

	AM Anomaxi-Marmor		Weg und Pfad
	PhM Phanari-Marmor.		Natürliche schiete Ebene
	NM Nebenmarmor im Liónas-Schiefer.		Paß.
	AS Apiranthos-Schiefer.		Kirche.
	LS Liónas-Schiefer.		Windmühle.
	ZM Zas-Marmor.		Gebäude am Paß von Macháras.
	KS Koniaki-Schiefer.		Quelle.
	Smirgellagerstätten.		Smirgeldepot.
	Sekundäre (die im Nord-osten) und verwitterte (die übrigen) Smirgellagerstätten		Verwerfung

Zeitschrift

der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.
(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

2. Heft.

65. Band.

1913.

April bis Juni 1913.

Berlin 1913.

Verlag von Ferdinand Enke,
Stuttgart.



INHALT.

Aufsätze:

2. SEIDL, E.: Beiträge zur Morphologie und Genesis der permischen Salzlagerstätten Mitteldeutschlands (Schluß) 145
3. HENNIG, EDW.: Aptychen von den Cap Verdeschen Inseln (Hierzu Taf. II) 151
4. OPPENHEIM, P.: Über *Porites polystyla* REUSS und die Gattung *Actinacis* D'ORB. (Hierzu Taf. III und 2 Textfiguren) 159
5. v. REHBINDER, B.: Die mitteljurassischen eisenerzführenden Tone längs des südwestlichen Randes des Krakau-Wieluner Zuges in Polen. (Hierzu Taf. IV—VI) (Schluß im nächsten Heft) 181

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vorsitzende:	{ " RAUFF	"	FLIEGEL
Schatzmeister:	{ " BORNHARDT	"	HENNIG
Archivar:	" MICHAEL	"	JANENSCH
	" SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1913

Die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel am **ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monattsitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden. Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages eingesandt sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine größere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit zugänglich, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Samlungskustos Dr. Schneider**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn Professor Dr. Janensch, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn Professor Dr. Rich. Michael, Charlottenburg, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Berlin NW 7, Konto Nr. 16071 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Hiermit ist ebenfalls eine autochthone Erklärung für das Nebeneinandervorkommen der drei Variationen des Älteren Kalihorizonts im Hannöverschen gegeben. Ob das (schichtige) Hauptsalzmutterlager, aus welchem Gemenge-Hauptsalz und Hartsalz bei der Faltung entstanden sind, bei seiner ursprünglichen Ausfällung die jetzige oder eine andere Beschaffenheit gehabt hat, diese Frage wird hier zunächst offen gelassen.

Chlormagnesiumlaugen, die ihre Entstehung der Ausquetschung aus Hartsalzlagern verdanken, sind — die Richtigkeit der Vorstellung angenommen — vollkommen unschädlich für den Bergbau. Sie können, soweit sie in Schloten vorkommen, abgezapft werden, und die Hohlräume kann man durch Nachschießen und Verfüllen sozusagen plombieren. Dann können die benachbarten meist sehr reichen Hartsalzvorkommen ohne Besorgnis abgebaut werden. Diese Laugen stehen nicht unter einer der Teufe entsprechenden Spannung. Sie strömen vielmehr unter Drücken aus, die, wie einige Beobachtungen ergeben haben, ihrer Position innerhalb der Falte entsprechen. So flossen in einem Falle auf derselben Sohle etwa 700 m unter Tage im Kern der Falte die Laugen mit 90 atm, am Schenkel derselben Falte unter nur 30 atm. aus. Diese Laugen enthalten in der Regel kein NaCl und KCl.

Eine andere, ebenfalls im Hannöverschen vorkommende Art der Hartsalzbildung, die vielfach mit der eben skizzierten vergesellschaftet auftritt, ist diejenige, welche durch Fortführung des Chlormagnesiumgehalts aus dem Hauptsalzlager durch Lösungen entsteht, die von über Tage in die Lagerstätte gelangen. Die Lösungen fressen sich besonders gern in einem carnallitischen von Verwerfungsflächen begrenzten Kalihorizont nach unten durch, Chlormagnesiumlaugen auf ihrem Wege zurücklassend.

Auch diese Laugen sind dem Bergbau nur dann gefährlich, wenn sie noch heute unter dem der Teufe entsprechenden hydrostatischen Druck stehen. Bei geringeren Drücken muß auch in diesem Fall angenommen werden, daß eine Kommunikation mit dem Deckgebirge nicht mehr besteht, daß also eine Abschließung des Zufuhrkanals durch Verknüpfung der Steinsalzmassen stattgefunden hat.

3. Äußere Formgebung.

Der innere Bau der im Hannöverschen zwischen zerspaltenen jüngeren Gebirgsschichten rückenförmig auftretenden permischen Salzmassen zwingt zu der Vorstellung, daß auch die äußere Form dieser Salzrücken mit durch das Phänomen der Durchspießung bestimmt ist.

Das Einströmen der Durchspießungsmassen der Salzlagerstätte in die Dislokationszonen muß notwendigerweise, mit einer Entziehung derselben unter den Deckgebirgsplatten verbunden sein (vergl. die Beobachtungen im Graf Moltke Schacht Seite 133, Abs. 2).

Der Vorgang wird durch die nachstehend an der Hand der Figur 17 gegebene überschlägige Berechnung erläutert.

Zwei Dislokationszonen von 4 und 2 km Breite begrenzen eine 16 km lange Gebirgsscholle. Diese Scholle ist 2000 m, die

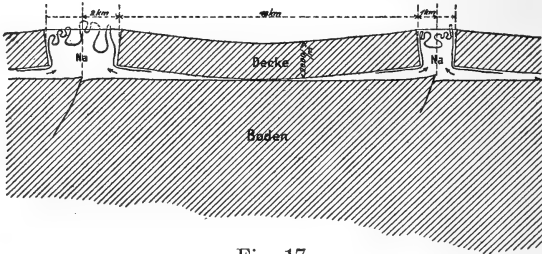


Fig. 17.

Schema der Lagerungsverhältnisse, die durch die Aufpressung der plastischen Steinsalzmassen in die Dislokationszonen in einem größeren Gebiete hervorgerufen werden.

Salzlagerstätte, auf der sie ruht, 500 m mächtig. Nachstehend sind die Steinsalzmassen berechnet, welche in einen 1 km breiten Streifen anstehen.

Unter der Schichtenplatte waren vor der Dislozierung vorhanden:

$$16 \times \frac{1}{2} \times 1 = 8 \text{ ckm.}$$

Es befinden sich nach der Dislozierung in

a) der linken Dislokationszone $2 \times 2 \times 1 = 4 \text{ ckm}$

b) „ rechten „ $1 \times 2 \times 1 = 2 \text{ „}$

a + b zusammen 6 ckm.

Unter der Schichtenplatte befinden sich somit nach der Dislozierung nur noch $8 - 6 = 2 \text{ ckm}$ Steinsalz, die sich aller Wahrscheinlichkeit nach in der in der Skizze angegebenen Weise verteilen.

Das ursprünglich durch tektonische Ursachen veranlaßte Hinströmen der Salzmassen nach den Dislokationszonen und das damit verbundene Fortströmen derselben unter den plattig lagernden Schollenteilen muß ein Nachsinken der Schollen im Schwerpunkt und ihre Aufkippung an den Rändern zur Folge haben.

Diese Art Schollenbewegung ist somit bedingt durch die Inhomogenität (rücksichtlich der Kohäsionsverhältnisse) des dislozierten Schichtenverbandes. Sie muß bei der Faltung des deutschen Bodens eine wesentliche formbestimmende Rolle gespielt haben.

Genesis.

Nach den vorstehenden Ausführungen erscheint es erklärlich, wie aus dem eingangs mitgeteilten Normalprofil bei den Faltungsvorgängen die mannigfachen Variationen entstehen können, die man in den Aufschlüssen der Hannöverschen Kaliwerke antrifft.

Die Ältere Salzfolge ist, wenn die Variationen des Steinsalzes wie des Kalihorizonts dynamometamorpher Entstehung sind, in demselben Sinne eine Mutterbildung wie die Staßfurter Ältere Salzfolge¹⁾.

Die Jüngere Salzfolge ist im Hannöverschen erheblich reichhaltiger aufgebaut als bei Staßfurt. Die Stellung des sylvinitischen Kalihorizonts im Schichtenverbande und die Einleitung desselben mittels einer Kieseritregion weisen der chemischen Forschung die Aufgabe zu, die untere bis an den Roten Salzton rechnende Partie der Jüngeren Salzfolge daraufhin zu untersuchen, ob man in ihr nicht vielleicht eine organogene, den natürlichen Ausfällungsbedingungen entsprechende Bildung zu erblicken hat.

Zur Erklärung der hannöverschen Salzlücken seitens verschiedener Autoren.

Der Verfasser hat, wie aus den vorstehenden Ausführungen hervorgeht, im Wesentlichen analoge Vorstellungen über die äußere Formgebung von Salzlücken wie BEYSLAG, MRAZEC²⁾ und HARBORT. Es ist jedoch zu anderen Ergebnissen gekommen wie LACHMANN und STILLE.

LACHMANN'S Standpunkt neuester geht aus seiner Schrift „Beiträge zur Plastizitätsfrage“³⁾ hervor. Er präzisiert sich dahin:

„Am Steinsalz ließ sich feststellen:

a) daß die plastische Umformung des Materials gegenüber der Umformung durch Lösungsumsatz (Rekrystallisation) quantitativ, d. h. als geologischer Faktor keine Rolle spielt;

¹⁾ Vergl. SCHÜNEMANN a. a. O.

²⁾ MRAZEC: Über die Bildung der Rumänischen Petroleumlagerstätten, 1910, Auszug aus den den Mitgliedern des Internationalen Petroleumkongresses in Bukarest 1907 gewidmeten Druckschriften.

³⁾ Centralblatt für Mineralogie, Geologie usw. 1912, Nr. 24, Seite 745 bis 757.

b) daß die Ursache der Deformation nicht in regionalen gebirgsbildenden Kräften, sondern in Vorgängen der Selbstumformung (Autoplastie) der Salzmassen gesucht werden muß. Als wesentliche autoplaste Faktoren hat ARRHENIUS thermische Volumenänderungen und den Auftrieb des spezifisch leichten Salzes bezeichnet.“

Diese Feststellungen LACHMANNs stehen im konträren Gegensatz zu den Beobachtungen, die der Verfasser im Graf Moltke Schacht und in hannöverschen Kaliwerken gemacht hat, die ja, wie wir oben gesehen haben, dahin gehen, daß die Salzlücken ihre äußere und innere Formung und Umformung der besonderen Wirkungsweise verdanken, die Dislozierungen eines gemischtplastischen Schichtenverbandes hervorrufen.

Wo der Verfasser Rekrystallisationserscheinungen beobachten konnte, vermittelt durch die in der Lagerstätte sitzenden Chlormagnesiumlaugen oder Wässer, die auf Spalten von über Tage in die Lagerstätte gelangt waren, waren sie posthumer Natur, d. h. also eingetreten nach vollendeter Aufpressung und Faltung der Salzlagerstätte.

Der Gegensatz zwischen der Auffassung des Verfassers und der von LACHMANN vertretenen wird nicht etwa dadurch abgeschwächt, daß in beiden Fällen eine verschiedene Auslegung des Begriffs der Plastizität besteht. Denn LACHMANN führt als Beispiele für die plastische Umformbarkeit von Mineralien im Laboratorium die bekannten Plastizitätsexperimente von KICK, RINNE, ADAMS und MILCH an.

Und diesen stellt er als einziges von ihm im Hannöverschen beobachtetes Beispiel plastischer Umformung des Steinsalzes einen Aufschluß des Kaliwerks „Niedersachsen“ gegenüber. Was hier als vereinzelter Fall hingestellt wird, ist, wie aus den obigen Ausführungen hervorgeht, eben die Regel im Innern der hannöverschen Salzlücken.

STILLE schreibt der Plastizität der Salzmassen wohl bei der „inneren Ausgestaltung“ des Salzgebirges einen bedeutsamen Einfluß zu, stellte aber bisher¹⁾ die Notwendigkeit, aus dieser Plastizität heraus auch das „Aufsteigen des Salzgebirges an sich“ zu erklären, in Abrede. Er führt es vielmehr auf eine „Steigerung der Heraushebung des Sattelkerns“, d. h. auf Vorgänge, die das Hangende und Liegende der Salzlagerstätte annähernd konform betroffen haben, zurück. Wäre die letztere Vorstellung richtig, so müßte in den Aufschlüssen der hannöverschen Kaliwerke, die oft bis 700 und 800 m Tiefe

¹⁾ STILLE: Das Aufsteigen des Salzgebirges. Zeitschr. f. prakt. Geologie, XIX Jahrg. 1911, Heft 3, S. 98 u. 99.

herabgehen, einmal im Kern der Falten des Älteren Steinsalzes Mittlerer Zechstein angetroffen worden sein. Das ist bisher nirgends der Fall gewesen.

Abgesehen davon läßt sich aber auch logischerweise innere und äußere Formung der Salzmassen nicht von einander trennen; denn Durchspießung des Hauptanhydrits von seiten des Älteren Steinsalzes und Durchspießung der Triasdecke und noch jüngerer Sedimente von seiten der gesamten permischen Salzfolge sind im Wesen ganz die nämlichen Phänomene.

Als notwendige Folge der Annahme des plastischen Einströmens der Salzmassen in die Dislokationszonen ergeben sich Senkungen und Hebungen des deutschen Bodens zwischen derartigen Dislokationszonen, die nur indirekt tektonischen Ursprungs sind und sich insbesondere nicht auf die unter der Salzlagerstätte liegenden Schichten der Erdrinde erstrecken (Fig. 17).

Dieses Moment hat STILLE bei seinen Ausführungen über die „Mitteldeutsche Rahmenfaltung“¹⁾ nicht berücksichtigt.

Praktische Bedeutung des Untersuchungsergebnisses für den hannöverschen Bergbau.

Aus diesen Beobachtungen und Anschauungen ergeben sich aber, wie wir oben (S. 138, Abs. 4, S. 139, Abs. 1 und S. 145, Abs. 2 u. 4) schon gesehen haben, auch Folgerungen, die für den Bergbau in wirtschaftlicher Hinsicht von Bedeutung sind.

Die Einfachheit des hannöverschen Normalprofils und die Gesetzmäßigkeit des inneren Faltenwurfes begründet die Möglichkeit, durch genaue Kartierung der einzelnen Sohlen eines Bergwerks und an der Hand der hiernach konstruierbaren Schnitte sich ein näheres Bild von den Lagerungsverhältnissen zu machen.

Die Kenntnis des Faltenwurfes (Verteilung von „Zerr-“ und „Stausalzmassen“) wiederum ermöglicht die Aufschließung der in der Regel auf die Mulden und Sättel beschränkten regulären oder angestauten Partien der Edelsalze.

Anwendung des Untersuchungsergebnisses auf die übrigen Gebiete permischer Salzaufschlüsse.

Wir haben gesehen, daß eine Dezimierung des Normalprofils und eine plastische Umformung der Salzlagerstätte nicht nur in den Zonen der Aufpressung derselben, sondern auch in den

¹⁾ STILLE: Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. Dritter Jahresbericht des Niedersächs. Geol. Vereins, 1910, S. 141 ff.

unter Schollenplatten ebenflächig ruhenden Lagerstättenteilen stattfinden kann (vgl. Fig. 2c, 4, 5 (Älteres Steinsalz) und 17).

In Gebieten, die zwar jetzt eine mehr oder minder horizontale Lagerung der permischen Salzlagerstätte zeigen, aber in postdyadischer Zeit einer Faltung und Verschiebung der Schollen unterlegen sind, wie das Südharz-Thüringer Becken, das Werra-Fulda Gebiet, sowie die Gegend der niederrheinischen Zechsteinsalzvorkommen, muß daher mit derartigen Bewegungen und dynamo-metamorphen Veränderungen der Salzlagerstätte, zu denen noch flache Überschiebungen hinzukommen, gerechnet werden. Aus dem Werra-Fulda Gebiet beiläufig haben dem Verfasser zahlreiche Bohrkerne vorgelegen, die sehr charakteristisch ausgebildetes Zerrsalz enthielten.

Weitere Untersuchungen des Verfassers befassen sich daher mit der Frage, ob vielleicht die Abweichung der Schichtenfolge dieser Gebiete von dem Staßfurt-Hannöverschen Normalprofil durch Ausquetschung (Dezimierung des Normalprofils) und flache Überschiebung (Verdopplung des Normalprofils) entstanden sein mag.

Schon jetzt aber muß bei der kritischen Beurteilung der über die genannten Gegenden veröffentlichten wissenschaftlichen Arbeiten¹⁾ berücksichtigt werden, daß für die Erklärung der Abweichungen der Schichtenfolgen dieser Gebiete von dem Staßfurt-Hannöverschen Normalprofil außer einem Facieswechsel, einer deszendente Umlagerung und der Ablaugung nicht in letzter Linie die plastische Umformung der Salzmassen in Erwägung zu ziehen ist.

¹⁾ Z. B. WUNSTORF und FLIEGEL: Die Zechsteinsalze des Niederrheinischen Tieflandes, Glückauf 1912, S. 89ff. Diese Autoren kommen durch Nichtberücksichtigung dieser Möglichkeit der Umformung unter anderen zu dem Schluß, daß „Schollenbewegungen z. T. bereits in der Zechsteinzeit stattgefunden haben“.

3. Aptychen von den Cap Verdeschen Inseln.

Von Herrn EDW. HENNIG in Berlin.

(Hierzu Tafel II.)

Herr FRIEDLÄNDER-Neapel überbrachte kürzlich dem Berliner geologisch-paläontologischen Institute von einer vulkanologischen Studien gewidmeten Reise nach den Cap Verde-Inseln einige Handstücke von dem im Südosten der Gruppe gelegenen kleineren Eiland Mayo. Die darin enthaltenen schwachen Fossilreste sollten vor allem, wenn möglich, Anhaltspunkte für gewisse auch in vulkanologischer Hinsicht wichtige Altersfragen liefern. Herr Geheimrat BRANCA vertraute mir die Stücke zur Bearbeitung an, wofür ich auch an dieser Stelle meinen ergebensten Dank zum Ausdruck bringe.

Eine Hauptfrage konnte auf den ersten Blick befriedigend gelöst werden: Die Handstücke waren beweisend für marines Mesozoicum, das bisher von keiner der Inseln dieser Gruppe bekannt war. Denn die einzigen erkennbaren Fossilien, waren Aptychen.

Die Wichtigkeit gerade der Insel Mayo für die Vorgeschichte des Inselgebietes ist schon seit langem erkannt. SUESS schreibt darüber (Antl. d. Erde, Teil III, S. 156): „Wir verdanken DOELTER die unerwartete Entdeckung, daß Mayo zum großen Teile nicht aus vulkanischen Felsarten, sondern als ein Stück älteren Landes aus Schiefer und Kalkstein aufgebaut ist.“

GAGEL schreibt in seiner monographischen Studie über „die mittelatlantischen Vulkaninseln“ (Handbuch der regionalen Geologie Bd. 7, Heft 4, Heidelberg 1910; S. 7). „Ein sehr erheblicher Teil im Osten der Insel wird von älteren Eruptivgesteinen und alten kristallinen Schiefen sowie von alten, steil (30°) gestellten, ausgedehnten Kalksteinen Dolomiten und Sandsteinen gebildet, die z. T. durch Phonolithmassive kontaktmetamorphosiert sind Hier auf Mayo liegt also zweifellos in erheblicher Verbreitung der Rest eines alten zerstörten Festlandes vor, der nur verhältnismäßig wenig von jungvulkanischen Produkten bedeckt ist.“ Die erwähnten

Kalksteine werden also nach den Friedländer'schen Funden mindestens z. T. das Mesozoicum repräsentieren¹⁾.

Damit ist eine äußerst wichtige Ergänzung gegeben zu der Entdeckung cenomaner oder turoner Kreide auf der Kanaren-Insel Ferro (Hierro) und dem Vorkommen ähnlicher Kalke auf Fuerteventura, worüber Cottreau und Lemoine²⁾ berichteten. Denn im Zusammenhange mit den Befunden an der westafrikanischen Küste wird aufs neue eine frühzeitige Trennung des afrikano-brasilischen Kontinents durch diese Ablagerungen bezeugt. Auch die Zugehörigkeit der Inselgruppe zu einer festländischen Masse erscheint immer gesicherter. Ich möchte indessen den Hauptwert der neuen Entdeckung nicht in den früheren Beziehungen zum Kontinente suchen, sondern in den faciiellen für die Meereszugehörigkeit wichtigen Verhältnissen, insbesondere im Hinblick auf die HAUG'sche Ausgestaltung der Geosynklinaltheorie und seine die Kanaren- und Cap Verde-Inseln sehr verschieden behandelnde Karte (*Traité de Géologie* 1909, Bd. I, S. 162.)

Das die Aptychen enthaltende Gestein ist ein dünnschieferiger Kalk, der auffällig an die Solnhofer Plattenkalke erinnert, auch wie jener neben ganz dünnen stärkere Bänke aufweist und hier und da von Adern auskristallierten Kalkspats durchzogen wird. Kontaktmetamorphe Veränderungen hat das vorliegende Material offenbar nicht erlitten. Auch die fast durchweg mit beiden Klappen erhaltenen Aptychen bestärken in ihrem Äußern den Eindruck, als handle es sich um Funde aus dem bayerischen Tithon. Die Präparation der Stücke gestaltet sich schwierig und ist nicht in allen Fällen völlig gelungen. Stärkere Platten lassen sich dagegen vom Gestein loslösen und zeigen somit beide Seiten.

Die Identifizierung von Aptychen oder wenigstens eine Altersbestimmung auf Grund solcher Identifizierungen ist ein etwas fragwürdiges Unternehmen und kann nur mit allem Vorbehalt geschehen. Denn derartige Funde pflegen als unwich-

¹⁾ Herr FRIEDLÄNDER hat von dieser meiner Feststellung Herrn E. SUESS in einem Briefe Mitteilung gemacht, der der Wiener Akademie vorgelegt werden soll.

²⁾ Bull. soc. géol. Fr. 1910, 4. sér., Bd. X, S. 267. Ich verdanke die Vermittlung dieser wichtigen kleinen Mitteilung Herrn GAGEL, der auch darüber in KEILHACKS Zentralbl. f. Geol. 1911 referierte. Die erste auf den Stoff bezügliche Notiz fand sich bei PITARD und PROUST (*Les Iles Canaries, Flore de l' archip.* Paris 1908), denen die Zugehörigkeit der Inselgruppe zum Kontinente im Hinblick auf die Flora wichtig war. PITARD war auch der Entdecker der Fossilien (*Discoidea* und *Crassatella*), die jene Altersbestimmungen ermöglichten.

tigere Bestandteile zu beschreibender Faunen zumeist recht nebenbei abgetan, selten abgebildet zu werden. Eine monographische Behandlung liegt überhaupt nur von H. VON MEYER vor, dem das Wesen dieser Funde noch keineswegs wohlbekannt war. Ja selbst jetzt ist, von älteren irrigen Deutungsversuchen ganz zu geschweigen,¹⁾ Einigkeit über die Bedeutung der Aptychen scheinbar noch nicht endgiltig erzielt:

„Daß heutzutage die Ansicht von der Deckelnatur der Aptychen vielfach geteilt wird, dürfte wohl nur in unserer Unkenntnis von der wahren Bedeutung dieses Gebildes begründet sein“, sagt STEINMANN (Vorläuf. Mitteil. über d. Organis. der Ammoniten 1888, S. 43); er will vielmehr ähnlich wie VALENCIENNES (1843) „den Aptychus als ein vom Kopfskelette losgelöstes Trichterknorpelpaar“ aufgefaßt wissen, das „den kräftigen Halsmuskeln zur Insertion dient.“ Denn: „Die Aptychen passen meist nicht zu der Form der Mündung, und es ist undenkbar, daß sie bei Ammoniten mit visierartig geschlossener Mündung als Deckel fungiert hätten,“ (was zahlenmäßig belegt wird). In seiner „Einführung in die Paläontologie“ (1903, S. 296 und 1907, S. 320) heißt es dagegen: „Ihre Form stimmt i. a. mit der Mundöffnung des Ammoniten, zu dem sie gehören, überein u. s. w. Unter den verschiedenen Deutungen, welche der Aptychus erfahren hat, kommt der eines deckelartigen Verschlusses der Mündung die größte Wahrscheinlichkeit zu.“

BLACKMORE (Geol. Magazine 1896, S. 529—33, Aptychi from the Upper Chalk) spricht gewisse Aptychen sogar als Pro-Ostraca von bestimmten, mit ihnen vereint auftretenden Belemniten an, ohne diese Annahme indessen zu verallgemeinern.

So ist man denn zur Vergleichung außer auf Sammlungsstücke auf die hier und da vereinzelt auftretenden Abbildungen angewiesen. Ein methodisches Nachsuchen ist kaum durchführbar. Tafelmäßige Zusammenstellungen finden sich, soweit ich übersehe, bei folgenden wenigen Autoren:

1829. H. VON MEYER: „Das Genus Aptychus“ Beitr. z. Petref.-Funde 3, Taf. 58—59.

1858—60. PICTET-CAMPICHE Mat. Pal. Suisse; Terr. créét. envir. STe. Croix, Taf. 10. (1868 P.: Melanges paléontol.)

1862. OPPEL: „Über jurassische Cephalopoden“, Paläont. Mitt. 3, Taf. 68—74.

¹⁾ Die ältere Literatur hat PICTET (Traité de Paléontologie 1854, 2. Bd. S. 551) zusammengestellt. Bei ihm erscheinen die Aptychen unter den Cirrhipeden; andere faßten sie als Zahnplatten von Fischen, häufig natürlich auch als Zweischaler auf u. s. w.

1896. BLACKMORE: „Aptychi from the Upper Chalk“. Geol. Mag. Taf. 16.

H. VON MEYER teilt die Aptychen (S. 127) nach der Oberflächenskulptur, und nach einem freilich subjektiven Maß der Höhe und Breite folgendermaßen ein:

A. <i>laevis</i> (glatt)		B. gestreift (<i>imbricatus</i>)
1. breit (<i>latus</i>)		1. scharf skulpturiert,
2: lang (<i>longus</i>)		tiefgestreift (<i>profundus</i>)
		2. flachgestreift (<i>depressus</i>)

Die Ausdrücke *profundus* und *depressus* könnten leicht irrigerweise auf die Wölbung der Schalen bezogen werden. Im übrigen stellt diese Einteilung aber die überhaupt bemerkenswertesten Eigenschaften nebeneinander.

Nun wird man kaum erwarten dürfen, daß eine derartige Systematik sich mit der der jeweils zugehörigen Ammoniten ohne weiteres decken wird. Bevor jedoch diese Zugehörigkeit für die Mehrzahl der Aptychen feststeht, läßt sich das Schema nicht gut anders als nach den eigenen Hauptkennzeichen errichten.

Um Mißverständnissen vorzubeugen und eine einheitliche Behandlung der bildlichen Wiedergabe anzubahnen, ist es nötig, sich auf eine bestimmte Terminologie zu einigen. Bisher hat lediglich PICTET einige Vorschläge gemacht (Mat. Pal. Suisse. S. 46), dem ja aber ebenfalls die wahre Deutung noch ganz fremd war. Ich orientiere die Aptychen, deren Form den Mündungsquerschnitt der Ammonitenschale mindestens sehr annähernd wiedergibt, in der bei jenen üblichen Weise. Der „herzförmig ausgeschnittene“ Rand ist also der untere, PICTET's Bezeichnung „somet“ für die Ecke, von der aus der Zuwachs erfolgt, ist deshalb wenig treffend, man könnte statt dessen vielleicht „Primärecke“ sagen. Die Verbindungskante, an der beide Flügel aneinanderstoßen, mag nach PICTETS Vorschlag Symphysenrand heißen. Rechts und links von dieser Mittellinie wird man am besten nach der mutmaßlichen Lage in der Wohnkammer bestimmen, d. h. vom Anblick der konkaven Innen-¹⁾ (oder Hinter-) Seite ausgehend. „Breitmündigen“ Formen entsprechen Aptychen (z. B. *A. laevis*), deren Gesamtbreite mehr beträgt als die Höhe, „hochmündigen“ solche, bei denen die Höhe der Breite (d. h. der doppelten Breite des isolierten Flügels) gleichkommt oder sie übertrifft.

¹⁾ Die streng regelrechte Bezeichnung als Hinten und Vorn dürfte bei losgelösten Aptychen weniger schnell verständlich sein und sich schwerer einbürgern als die Bezugnahme auf die in der Form bestehende Analogie zu den Zweischalen durch die Ausdrücke „Innen“ und „Außen“.

Der Symphysenrand ist nach oben hin gewöhnlich leistenartig verstärkt (Innenleiste). Von der Primärecke verläuft zuweilen diagonal über die Schalen je eine Furche nebst Kiel. Letzterer kann sich auch verdoppeln (PICTET, Mat. Suisse, Taf. 10, 4) und steht in Beziehung zu den die Außenseite schmückenden Streifen oder Rippen. Der Umriß eines Flügels kann dreieckig, rhombisch oder rechteckig sein.

Die Aptychen der FRIEDLÄNDERSCHEN Sammlung von den Cap Verdeschen Inseln sind sämtlich „hochmündige“ Formen. Nach Form und Oberflächenskulptur sind folgende Typen zu unterscheiden:

a) Aptychus atlanticus nov. sp. (Tafel II, Fig. 1.)

Das besterhaltene Stück ist ein zweiklappiges Exemplar mit glatter Innenseite und gut skulpturierter Außenseite. Die Seitenränder laufen dem Symphysenrande parallel, der Umriß ist dadurch rhombisch nahezu rechteckig. Höhe: Breite: (gesamt) = 2,2 : 2 cm.

Die Berippung zeichnet sich durch eine gut markierte Umbiegung in der Diagonalen aus, wie es in ähnlicher aber doch abweichender Weise bei *A. angulicostatus* PICTET ET LORIOL des Neokom (Paléont. Suisse, 1858—60, Taf. 10, 3—12) und bei BLACKMORES *A. rugosus* aus dem Senon (Géol, Mag. 1896, Taf. 16, 16.) zu sehen ist. Vom Symphysenrande aus leicht ansteigend, alsbald in die Horizontale übergehend biegen die Rippen dann einzeln ohne scharfe Knickung schräg nach unten um und treten gleichzeitig enger aneinander; der weitere Verlauf ist annähernd geradlinig, vor allem tritt kein Anschmiegen an den Aussenrand ein wie bei *Aptychus angulicostatus* und anderen

Auf der Innenseite sind die üblichen ganz schwachen Anwachsstreifen zu erkennen.

Ich vermag den *Aptychus* mit keinem andern bisher bekanntgewordenen zu identifizieren. Namengebungen bei solchen Stücken können nur provisorisch-praktischen, nicht systematischen Wert haben, nämlich solange, bis der zugehörige Ammonit entdeckt ist. Die Form mag *Aptychus atlanticus* heißen. Weitere Exemplare dieser Art liegen noch nicht vor.

b) Aptychus cf. euglyptus. (Tafel II, Fig. 2.)

Das größte Stück ist nur von der Außenseite her sichtbar, und ebenfalls noch in beiden im Zusammenhang befind-

lichen Klappen erhalten. Seine Berippung unterscheidet sich von der des *Aptychus atlanticus* ganz wesentlich dadurch, daß die weitstehenden leicht geschwungenen Rippen in einfachen Parallelen die Schalen der Längsrichtung nach durchlaufen und oben wie unten dem Einschwenken des Schalenrandes entsprechend ein wenig umbiegen. Derartige, auch in den Umrißformen, Dimensionen und Proportionen gut übereinstimmende Aptychen sind keine Seltenheit. Sie werden meist als *Aptychus lamellosus* bezeichnet; doch gehen unter diesem Namen soviel verschiedene Formen, daß er kaum mehr etwas anderes bedeutet als H. v. MEYERS Gruppenbezeichnung *imbricatus*. In der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Universitäts-Instituts und Museums zu Berlin befinden sich einige derartige Exemplare aus dem mittleren Jura von der Porte de France bei Grenoble, ein anderes (ohne Horizontangabe) von St. Veit(?) bei Wien. Ein ferneres Stück verdanke ich meinem Freunde RUD. HERMANN; es stammt aus Weiß-Jura der Fränkischen Alb. Sehr häufig ist aber in dem Solnhofener Plattenkalk der in gleicher Weise ausgebildete Aptychus von OPPELS *Ammonites euglyptus*. Seine Skulptur wechselt in gewissen Grenzen. Die Erhaltung des einen Stückes von Mayo ist nicht so günstig, daß sich erkennen ließe, ob seine Rippen an sich im Verhältnis schmaler sind oder ob nachträgliche Veränderung dabei mitspricht. Dagegen stimmen die Umrißlinien, soweit sie am oberen Ende sichtbar sind, mit den Stücken aus Solnhofen (deren eines mir mit dem zugehörigen Ammoniten vorliegt) sehr gut überein. Ich vermute in der Tat, daß es sich hier um jene im Tithon besonders häufige Art handelt. Höhe: Breite (gesamt) $\equiv 2,85 : 2,40$ cm.

c) *Aptychus* sp.

Bei einem mir nachträglich zugegangenen, daher nicht abgebildeten Exemplar haben sich beide zweifellos zusammengehörigen Schalenhälften voneinander gelöst und zeigen die eine die Innenansicht, die andere, leider stark abgeriebene, die Außenseite. Es ist eine besonders schmale Form, die dem Umrisse nach mit keiner der anderen identisch sein kann. Die Beschädigungen der Skulptur verbieten leider jeden Versuch zu anderweitigen Vergleichen. Vom Symphysenrande gehen ziemlich geräumig angeordnete Rippen in ähnlicher Weise wie bei *A. atlanticus* im rechten Winkel ab; verlieren sich dann aber leider schnell, da ein Stück der Schalenmitte sogar ganz fehlt. Höhe: Breite (gesamt) = 1,5 : 1.

d) *Aptychus* sp.

Unter den an Zahl überwiegenden kleineren Stücken sind zwei Exemplare durch abweichende Umrißlinien gekennzeichnet. Das eine zeigt nur die rechte Klappe von der Außenseite und trägt eine deutliche diagonale Einfurchung, an deren oberem Ende der Seitenrand ein wenig eingezogen erscheint. Eine Skulptur der Oberfläche fehlt und ist wohl auch früher nicht vorhanden gewesen. (Tafel II, Fig. 3.)

Das andere ist unvollständig, zeigt aber neben dem größten Teil der rechten Schale auch ein Bruchstück des Symphysen-Teiles der linken und ist von der Innenseite zu sehen. Der seitliche Rand zeigt eine noch stärker geschweifte Linie als bei dem vorerwähnten Stück, auch ist die tiefe, nicht etwa durch Verletzung hervorgerufene Einbuchtung ein wenig weiter abwärts, etwa in mittlerer Höhe gelegen. Die Innenseite läßt eine Kiel- oder Furchenbildung nicht erkennen. (Taf. II, Fig. 4.)

Beide Exemplare sind zu schlecht erhalten, um eine einwandfreie Bestimmung zuzulassen. Es ist nicht einmal gewiß, ob sie ein und derselben Art angehören, wie man bei einer so winzigen Fauna zunächst erwarten möchte. Exemplare des neocomen *Aptychus Gumbeli* WKL. in der Berliner Sammlung scheinen dem gleichen Formenkreise anzugehören.

e) *Aptychus* sp. (Taf. II, Fig. 5.)

Ein von der Innenseite sichtbares Exemplar, dessen rechte Schale nur unmittelbar längs des Symphysenrandes erhalten ist. Da die Außenseite bzw. ihr Abdruck nicht frei zu legen sind, ohne die gut erhaltene, aber dünne Schale zu zerstören oder mindestens stark zu gefährden, ist ein Vergleich mit anderweitigen Formen kaum möglich. Der Oberteil ist verhältnismäßig breiter als etwa bei den kleineren, von innen gesehenen Stücken des *Aptychus euglyptus*, die sonst in der Form ähnlich wären. Ausgesprochene Merkmale sind überhaupt nicht anzugeben, höchstens, daß die Symphysenleiste recht schwach entwickelt erscheint. Höhe: Breite (gesamt) = 1,71 : 1,66 cm.

f) *Aptychus* sp.

Der Rest sind drei winzige, schlecht erhaltene, sämtlich die Innenseite zeigende *Aptychen*, bei denen eine Bestimmung nicht erfolgen kann. Möglicherweise handelt es sich um junge Exemplare der vorigen, in den Proportionen gleichen Art.

Insgesamt ergibt sich, wenn es zulässig ist, eine vorläufige Entscheidung nach so vagen Anhaltspunkten und unter Hinzuziehung des lithologischen Habitus zu treffen, eine gewisse Wahrscheinlichkeit für Gleichaltrigkeit der Faunenfragmente mit den Ablagerungen des obersten Jura von Europa. Auffallend ist, daß der in Solnhofen recht häufige *Aptychus latus*, d. h. die breitmündigen Formen ganz fehlen. Die Funde sind ja überhaupt an Zahl so gering, daß eher der Formenreichtum verwunderlich erscheinen muß: 9 Exemplare enthalten 5 bis 7 Typen! Da sollte man meinen, daß weiteres intensiveres Nachforschen an Ort und Stelle eine noch vollständigere Fauna, besonders auch Ammoniten selbst, liefern müßte. Danach kann sich dann natürlich die Beantwortung der Altersfrage unter Umständen wesentlich anders gestalten.

Die Facies der Ablagerungen ist derjenigen der bayrischen Plattenkalke zweifellos gleichzustellen, nicht etwa der des ebenfalls zum oberen Malm gehörigen alpinen Aptychenschiefers. Bestätigt sich weiterhin auch die oben vermutete Gleichaltrigkeit, so wird man von dieser Insel Mayo höchst wichtige Funde erwarten dürfen. Auch das Solnhofener Gestein ist ja an sich trotz der herrlichen darin gefundenen Fauna als durchaus fossilarm, aber ebenfalls im Verhältnis äußerst artenreich zu bezeichnen und liefert dem, der ohne künstliche Aufschlüsse darin sucht, kaum einen brauchbaren Fund. Es wird sich also empfehlen nach Möglichkeit zu schürfen. Über die Bedeutung der FRIEDLÄNDERSchen Entdeckung braucht man kein Wort zu verlieren: Die mutmaßliche Wiederkehr mitteleuropäischer Facies im oberen Jura auf der der westafrikanischen Küste vorgelagerten Cap-Verdeschen Inselgruppe muß für palaeogeographische und alle damit zusammenhängenden Fragen, ganz abgesehen von der vulkanologischen Seite des Problems, im höchsten Maße interessant erscheinen. Weitere Nachforschungen und Funde, insbesondere der durch die Aptychen angekündigten Ammoniten selbst, wären äußerst erwünscht.

Nachschrift: Im Sitz.-Ber. d. math.-naturw. Klasse der Kais. Akademie der Wissenschaften in Wien vom 17. Okt. 1912 (Akad. Anz. Nr. XIX.) finde ich inzwischen den oben erwähnten Brief des Herrn FRIEDLÄNDER an Herrn SUESS veröffentlicht.

4. Über *Porites polystyla* REUSS und die Gattung *Actinacis* D'ORB.

Von Herrn PAUL OPPENHEIM.

(Hierzu Taf. III u. 2 Textfig.)

Im Jahre 1873 beschreibt REUSS in der III. Abteilung seiner paläontologischen Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen¹⁾ aus den Tertiärschichten von S. Pietro im Osten von Calvene einen *Porites polystyla* n. sp. Merkwürdigerweise liegt ihm diese Form nur von einem einzigen Fundorte vor, dessen genaues Niveau ihm zudem nicht bekannt ist, so daß es nach ihm „vorläufig unentschieden gelassen werden muß“, ob diese Form „dem Horizonte von Castel Gomberto oder vielmehr jenem von Crosara angehöre.“ Es mag hier sogleich hinzugefügt werden, daß nach den späteren Untersuchungen sowohl von österreichischer (BITTNER²⁾) als von italienischer Seite (FABIANI³⁾) diese korallenführenden Absätze in der Marostica augenscheinlich den Gombertoschichten entsprechen. Sie sind bei S. Luca nahe Marostica außerordentlich fossilreich entwickelt; ich besitze aus eigenen Aufsammlungen selbst ein größeres Material zum Teil riesiger Kolonien von dem letzteren Fundpunkte.

Sehr eigenartig ist nun zuvörderst, daß dieser *P. polystyla* REUSS kaum von einem der späteren Autoren erwähnt wird,

¹⁾ Denkschr. der Wiener Akademie, Mathem.-Naturw. Klasse XXXIII S. 40, T. LVI Fig. 1—3.

²⁾ In Verh. K. K. Geol. Reichsanstalt 1877 S. 210, 1878 S. 128.

³⁾ Nuove osservazioni sul terziario fra il Brenta e l' Astico. Atti dell' Accademia scientifica Veneto-Trentina-Istria. V. 1. Padova 1912. Vergl. besonders S. 18 des Sep. — Diese Publikation ist im übrigen nach Abschluß meiner letzten, der Frage des Schiohorizontes im wesentlichen gewidmeten demnächst im N. Jahrb. für Mineralogie etc. zu erwartenden Arbeit erschienen, so daß ich auf verschiedene, durchaus bestreithare Behauptungen bisher nicht einzugehen vermochte. Unter den mehrfachen Irrtümern, gegen welche ich mich zu wenden haben würde, gehört auch der Satz auf S. 22, daß ich keine Nummuliten aus den Schioschichten angegeben habe, wie (weiter unten auf S. 22 und S. 23) daß ich die Schioschichten im ganzen zum „Miocene inferiore“ gerechnet hätte. Es genüge, hinsichtlich der Nummuliten auf S. 141 meiner in der Z. d. d. g. G. 1903 veröffentlichten Monographie, hinsichtlich der weiteren Frage auf S. 208—209 hinzuweisen..

wobei allerdings darauf hingewiesen sein mag, daß trotz der reichen Literatur, welche auch über die Anthozoen des venetianischen Tertiärs vorliegt, eine umfassende und kritische Darstellung noch aussteht, und eine die zahlreichen Einzelarbeiten neu vereinigende Monographie wohl einem dringenden Bedürfnisse nachkommen dürfte. Es liegen hier im wesentlichen nur zwei Arbeiten von italienischer Seite vor, welche, wie man sich auch zu ihnen stellen möge, jedenfalls beide nicht das erfüllen, was mir hier als Bedürfnis für den weiteren Fortschritt vorschwebt, eine kritische Behandlung des Vorhandenen zu geben und erst auf dieser durch Mitteilung neuer Formen aufzubauen. Auf die eine beider Publikationen, die von Herrn G. DE ANGELIS D'OSSAT¹⁾ verfaßte akademische Schrift, werde ich, soweit sie die hier betrachteten Fragen betrifft, später zurückzukommen haben. Es sei hier nur bemerkt, daß sie auf S. 23 (183) bei der Behandlung der *Porites*arten aus der Sammlung MICHELOTTI den *P. polystyla* REUSS nicht anführt. Die zweite Veröffentlichung, welche hier in Frage kommen dürfte, ist die der Signorina ELODIA OSASCO, welche erst im Jahre 1902 erschienen ist und daher verhältnismäßig der jüngsten Vergangenheit angehört²⁾. Eine Kritik dieser Arbeit habe ich seinerzeit bereits gegeben³⁾. Hier wird auf S. 4 (102) in der Aufführung der dem Autor vorliegenden Formen auch der *P. polystyla* REUSS genannt, und zwar mit einem Sternchen, was nach der Anmerkung auf S. 2 (100) eine für die Art neue Lokalität bezeichnen soll. Es wird hier Castel Gomberto angegeben, das bekanntlich einen Sammelbegriff für eine große Anzahl von REUSS getrennt gehaltener Örtlichkeiten darstellt. Irgendwelche neue Daten über diese auch für REUSS, wie wir sehen werden, in den Einzelheiten ihres Baues noch sehr unklare, zudem in recht ungünstig erhaltenen Exemplaren bisher vorliegende Art fehlen leider gänzlich in dieser Publikation, obgleich sie wohl wichtiger gewesen sein dürften als manches, was an neuen und höchst zweifelhaften Formen hier mitgeteilt wird. Eine Actinacisart wird, wie ich noch hinzufügen möchte, von der Verfasserin nicht aufgeführt.

In seiner Beschreibung des *P. polystyla* betont REUSS zuerst, daß die ihm vorliegenden Exemplare sehr schlecht erhalten

¹⁾ I Corallari dei terreni terziari dell'Italia settentrionale. Coll. Michelotti. Museo geologico della R. Università di Roma. Reale Accademia dei Lincei. (Va). 1. Roma 1894. S. 163 ff.

²⁾ Contribuzione allo studio dei coralli cenozoici del Veneto. Palaeontographia Italica VIII. Pisa 1902. S. 99 ff.

³⁾ Zentralblatt für Mineralogie etc. 1903. Nr. 15 S. 484 ff.

seien, und daß er „die Spezies mit Stillschweigen übergangen haben würde, wenn sich dieselbe nicht von allen bekannten fossilen Arten der Gattung *Porites* durch einige sehr auffallende Merkmale auszeichneten. Es ist sehr eigenartig, daß er sich hierbei besonders auf „die Formenverhältnisse stützt, welche sehr in die Augen fielen und auch bei schlechter Erhaltung der Struktur sehr wohl erkannt werden könnten“. Nun ist natürlich weder die Größe noch die säulenförmige Abgliederung der einzelnen Teile des Polypars, noch der konzentrischschalige Aufbau etwas für die Gattung *Porites* Eigentümliches. REUSS muß also, sollte man meinen, für die generische Stellung, welche er dem Fossil zuweist, noch andere Gründe gehabt haben, die in den Eigentümlichkeiten der Kelche, ihrer Verbindung untereinander und ihrer Struktur liegen müßten. Im Hinblick auf diese notwendigen Erfordernisse ist es nun höchst eigenartig, wenn der Verfasser auf S. 41 betont, daß „die Oberfläche der Stämme leider durchgehend sehr schlecht erhalten sei, die Sternenzellen seien nur stellenweise und da sehr unvollständig zu erkennen. Sie seien infolge der Abreibung eben und äußerlich sehr undeutlich begrenzt. Man zähle 12—16 dünne, mit feinen Spitzen besetzte, vielfach durchbrochene Septa. Die Kronenblättchen seien nur hin und wieder als undeutliche Körner wahrnehmbar“. Im seltsamen Gegensatze dazu steht die Abbildung Fig. 3 der Taf. LVI. Hier hat man vollständige *Porites*kelche, an deren schematischer Darstellung nicht die geringste Einzelheit fehlt. Wie stark die Vergrößerung ist, läßt sich hier, wie meist bei REUSS, überhaupt nicht feststellen. Auf der Tafelerklärung auf S. 60 sind darüber keinerlei genauere Daten angegeben und wird nur vermerkt, daß ein Stück der Oberfläche vergrößert sei.

Wie wir oben sahen, ist *P. polystyla* REUSS kaum von einem der späteren Autoren wieder in Venetien selbst aufgefunden worden. Aus anderen Gebieten ist die Form speziell aus dem unteren Tertiär Ägyptens von JOH. FELIX zitiert worden¹⁾, aber auch hier wird angegeben, daß „die Oberfläche leider durch Verwitterung sehr korrodiert sei, daß die sogenannten Pali infolge der erwähnten Korrosion der Oberfläche

¹⁾ Vergl. Korallen aus ägyptischen Tertiärbildungen. Diese Zeitschr. 1884, S. 430. — Ich habe das betreffende Stück von dem Chalifengrabe Gaiet-Bey inzwischen in der paläontolog. Sammlung des K. Museums für Naturkunde hierselbst aufgefunden. Es ist dies ein verhältnismäßig großkelchiger *Porites* mit scharf begrenzten Kelchen, der mit *P. polystylus* REUSS, wie wir sehen werden einer *Actinacis*-Art, nicht das geringste zu tun hat.

nur selten noch wahrnehmbar“ seien. Man würde daher auch schon deshalb dieser Bestimmung mit großer Skepsis entgegenzutreten haben, selbst wenn die Form nicht in Ägypten in einem so sehr viel tieferen Niveau, der unteren Mokattamstufe, dem unteren Mitteleocän, liegen würde. Ein weiteres von FELIX unter Hinzufügung von cf. auf die REUSS'sche Art bezogenes Stück¹⁾, welches im Miocän von Ägypten auftreten sollte, hat FELIX später selbst²⁾ auf *Porites leptoclada* zurückgeführt. Auffällig ist nun, daß der Autor in der ersten seiner beiden hier in Betracht kommenden Publikationen (a. a. O. S. 431) bei Besprechung der Formen aus der unteren Mokattamstufe den *P. polystyla* REUSS auch aus dem venetianischen Tertiärgebiete angibt, und zwar vom Mte. Grumi und von der Fontana bona di S. Lorenzo, also von zwei sehr bekannten korallenreichen Absätzen des Gombertokomplexes. Es wird hier nicht hinzugefügt, ob die Exemplare, auf welche sich diese Bemerkung resp. Bestimmung bezieht, in der Privatsammlung des Verfassers oder in dem „Königlichen paläontologischen Museum der Universität Berlin“³⁾ befindlich waren. Es sei dem wie immer, jedenfalls sind diese Fundortsangaben für die REUSS'sche Art durchaus neu und hätten, da es sich, wie wir sahen, um schon von REUSS so ungenügend erkannte Formen handelte, doch wohl näher präzisiert werden müssen. Ich halte es für unnötig, augenblicklich nach dieser Richtung Nachforschungen anzustellen, da es sich dabei doch nur darum handeln könnte, was FELIX, nicht was REUSS unter *P. polystyla*

¹⁾ a. a. O. S. 445.

²⁾ Vgl. diese Zeitschr. Band 55, 1903.

³⁾ FELIX, a. a. O. Einleitung S. 415. — Nach brieflichen Mitteilungen von Herrn FELIX sollten die betreffenden Stücke in der Berliner Sammlung, dem jetzigen Museum für Naturkunde, sich befinden. Ich habe sie auf Grund dieser Angaben dann dort ermittelt und festgestellt, daß ganz zweifellos neben Individuen, welche dem *P. polystyla* REUSS, einer *Actinacis*, angehören, sich in derselben Schachtel auch ein Stock befindet, welches dem *Porites ramosus* CAT., also einer typischen *Porites*-Art entspricht. Auch FELIX ist also zu keiner klaren Fassung des Begriffes und Umfanges unserer Art gelangt, was angesichts der widerspruchsvollen Angaben von REUSS entschuldigbar genug ist. Wenn man zudem berücksichtigt, daß der Aufbau des Stockes aus konzentrisch sich einhüllenden Schichten und säulenförmigen Endgliedern bei beiden Formen äußerst ähnlich ist (vgl. für *P. ramosus* CAT. die Abbildungen bei REUSS: Pal. Stud. II. T. XXVI, Fig. 1a u. 2), so begreift man, daß man in die Lage kommen konnte, die meist deutlich erkennbaren, übrigens ein viel gröberes Netzwerk zeigenden, von Coenenchym nicht unterbrochenen Kelche des *P. ramosus* auf den *P. polystyla* mit seiner meist ungünstig erhaltenen Oberfläche zu übertragen — ein Verfahren, das augenscheinlich das von FELIX hier befolgte darstellt.

verstanden wissen wollte und diese Frage für die vorliegende Untersuchung um so weniger von Bedeutung zu sein scheint, als ich selbst nach dieser Richtung hin zu ganz bestimmten und, wie ich glaube, schwer zu erschütternden Ansichten gelangt bin. Hinsichtlich der augenscheinlich wohl in Wien befindlichen Originale von REUSS — der genaue Aufenthalt der Typen findet sich bei REUSS ebenfalls nur selten angegeben — entsinne ich mich, vor Jahren vergeblich in der Wiener Universitätsammlung Nachforschungen gehalten zu haben¹⁾.

In meiner Privatsammlung besitze ich schon seit geraumer Zeit, seit dem Beginn der 90er Jahre des verflossenen Jahrhunderts, kleine Bruchstücke eines Coelenteraten, welche sich durch ihren eigenartig konzentrischen Aufbau wie durch das sehr zierliche, die Lamellen teilweise verbindende Gitterwerk auszeichnen. (Vgl. Taf. III Fig. 2.) Diese Formen erinnern ungem. an Hydractinien²⁾, und als solche habe ich sie ursprünglich an Ort und Stelle gesammelt. Lange bin ich über die wahre Natur dieser in den Gombertoschichten keineswegs seltenen Körper im unklaren gewesen, bis ich denn im Jahre 1898 an dem auch geographisch dem Vorkommnisse von S. Pietro bei Calvene am meisten genäherten Fundpunkte S. Luca, auf welchen ich durch die oben kurz gestreiften Bemerkungen bei BITTNER hingewiesen war, große Korallenstücke fand, welche in allen Einzelheiten ihres Aufbaues dem *P. polystyla* REUSS gleichen, sich aber mit aller Sicherheit als zugehörig zu der Gattung *Actinacis* D'ORBIGNY erkennen lassen. Ich hatte dann immer die Absicht, dem Gegenstande gelegentlich näher zu treten, bin aber durch andere Arbeiten stets davon abgekommen. In meinen „Priabonaschichten“ habe ich dann auf S. 53 bei der Beschreibung der *Actinacis possagnensis mihi* die Frage des *Porites polystyla* REUSS kurz behandelt, ohne mich natürlich hier allzuweit in Einzelheiten verlieren zu können; auch in jüngster Vergangenheit bin ich bei Gelegenheit der Beschreibung bosnischer Eocänfaunen von neuem auf dieses Thema zurückgekommen³⁾.

¹⁾ Auch meine jetzigen Anfragen bei den Vorständen der geologischen wie der paläontologischen Sammlung der Universität Wien sind gänzlich resultatlos geblieben.

²⁾ Diese Ähnlichkeit im Skelettbau mit Hydrozoen scheint für die *Actinacis*-Arten durchgehend vorhanden zu sein. Wir werden später sehen, daß TORNQVIST eine Form von Sumatra als *Neostroma*, also als Stromatoporide, beschrieben hat, die sich dann später für GERTH als *Actinacis* herausstellte.

³⁾ Neue Beiträge zur Eocänfauna Bosniens. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. XXV, Wien 1912, S. 87 ff. Vergl. S. 106 (20).

Die mir vorliegenden Stücke von S. Luca (vergl. Taf. III Fig. 1) haben zwar nicht ganz die Größe der REUSS'schen Originale, für welche vom Autor die wahrhaft riesigen Dimensionen von 28:18 cm angegeben werden, sind aber immerhin 18:22 cm groß und breit. Sie bilden keulenförmige Körper, welche sich nach außen hin in einzelne säulenförmige Fortsätze und Spitzen auflösen. Sie haben einen ausgesprochenen konzentrischen Aufbau, welcher für jede Spitze eigentümlich ist und dort um ein bestimmtes Zentrum verläuft, sich aber nach unten hin in die den ganzen Stock und zumal die Grundfläche bekleidende Schicht verlängert. So scheinen auch die REUSS'schen Originale aufgebaut zu sein. Ich glaube nicht, daß die Säulen, welche REUSS angibt, so selbständig angeordnet sind, wie man nach dem Texte glauben sollte, wenigstens spricht dagegen die Abbildung wie auch die Bemerkung im Texte von dem „mehr weniger innigen Verschmelzen dieser Körper“. Daß die Kelche an den mir vorliegenden Individuen alle Merkmale der Gattung *Actinacis* zeigen, wurde schon oben hervorgehoben. Andererseits wurde bereits erwähnt, daß hinsichtlich der Textbeschreibung bei REUSS und der auf T. LVI Fig. 3 gegebenen bildlichen Darstellung der Kelche ein sehr bedeutender Widerspruch obwaltet, welcher nur durch die Annahme zu erklären ist, daß die Abbildung durchaus schematisch, und zwar falsch rekonstruiert ist. Wenn wir für die Kelche bei REUSS ein viel geringeres Volumen annehmen und den Rest der Septalverbindungen als in Längsreihen angeordnete Sklerenchymkörper auffassen, so erhalten wir ein Bild, welches nahezu der Darstellung der *Actinacis conferta* REUSS auf T. XII Fig. 5 b entspricht. So weit scheint mir alles klar und, wie ich glaube, zweifellos zu liegen, daß *P. polystyla* REUSS in die Synonymie einer der verschiedenen aus dem venetianischen Tertiär angegebenen Actinacisarten gehört. Die Frage ist nur, um welche Spezies es sich hier handelt, und ob eventuell mehrere hier in Frage kommen können. Es wird zu diesem Zwecke eine kritische Durchsprechung der zumal aus den Gombertoschichten bisher bekannten Actinacisarten notwendig sein.

Im Jahre 1864 gibt REUSS in seinem „Fossile Foraminiferen, Anthozoen und Bryozoen von Oberburg in Steiermark“¹⁾ Kenntnis von einer neuen alttertiären *Actinacis*-Art, die er *A. Rollei* REUSS nennt. Diese Form, welche sehr selten bei Neustift sein soll, ist, wie *Porites polystyla*, ebenfalls nur recht ungenügend beschrieben. So findet sich über den Aufbau

¹⁾ Denkschr. d. Wiener Akademie, Mathemat.-Naturw. Klasse XXIII, S. 27 des Separatums, T. VIII, Fig. 6.

des Polypars, ob dieses z. B. aus konzentrischen Lagen sich zusammensetzt, nichts angegeben, ebenso fehlt jede Mitteilung über die Größe der Kelche. Soweit man jetzt nachträglich auf der Fig. 6a messen kann, müssen die letzteren verhältnismäßig groß, $1\frac{1}{2}$ — 2 mm breit, sein. Mit der Vergrößerung auf Fig. 6b ist nach dieser Richtung hin wenig anzufangen, da hier leider auch wieder das Maß der Vergrößerung nicht mitgeteilt wird. Diese Art, die *A. Rollei* REUSS, wird vom Autor später sowohl aus den Gomberto- wie aus den Sangoninischichten angegeben, allerdings, wie wir sehen werden, ohne daß das geringste zu ihrer näheren Kenntnis hinzugefügt wird¹⁾. Mit einem Fragezeichen findet sie sich auf S. 32 vom Mte. Grumi zitiert, von welchem 2 handförmig ästige Knollen bis zu 9 cm Längsdurchmesser vorliegen sollen. Jedoch sei ihr Erhaltungszustand so mangelhaft, daß die Bestimmung der Spezies nicht als vollkommen gesichert betrachtet werden dürfe. In unmittelbarer Folge wird dann auf S. 33 eine *A. conferta* beschrieben und auf T. XII Fig. 5 abgebildet, ohne daß das geringste über das Maß der Unterschiede zwischen der schon bekannten und kurz vorher zitierten *A. Rollei* hinzugefügt wird. In ähnlicher Weise wird vom Mte. delle Carrioli bei Polesella auf S. 44 die *A. Rollei* wieder neu zitiert, ohne Angabe weiterer Merkmale, aber mit der Bemerkung, daß „der Erhaltungszustand viel zu wünschen übrig lasse“. Weiter figuriert dieselbe Art unter den Korallen von Montecchio maggiore, hier aber wird neben der Bemerkung „schlecht erhalten“ erwähnt, daß sie dickästig sei und aus konzentrischen Lagen bestehe. Man könnte also in dem konzentrischen Aufbau auf Grund dieser Bemerkung einen früher nicht aufgeführten Charakterzug der *A. Rollei* selbst erblicken. Dies alles sind Vorkommnisse der Art von Oderburg im Gombertokomplexe des Vicentins. Dieselbe Form wird auch einmal²⁾ aus den Sangoninischichten angegeben. Hier heißt es: „Stimmt mit den Exemplaren von Oberburg und aus den Castelgomberto-Schichten des Vicentinischen vollständig überein. Es liegt jedoch nur ein wohlerhaltener Knollen von 0,056 m Breite und 0,037 m Höhe vor.“ Trotzdem also hier der Typ wohl erhalten sein soll, findet sich nichts für die weitere Kenntnis seines Aufbaues Bezeichnendes im einzelnen angegeben, und das Fehlen dieser Mitteilung macht sich um so störender bemerkbar, als bei der Beschreibung der nun folgenden *A. delicata* darauf

1) In den „Paläontologischen Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen,“ a. a. O. I u. II.

2) a. a. O., Pal. Stud. II, S. 37.

hingewiesen wird, daß sie „der vorigen Spezies“, also der *A. Rollei*, „ähnlich sei, sich jedoch durch mehrere Kennzeichen von derselben unterscheidet“. Worin diese Unterschiede bestehen, darüber bleibt man meistens im dunkeln, nur einmal wird angegeben, daß die Sterne einander mehr genähert seien als bei *A. Rollei*. Die Verschiedenheiten, welche durch die Wahl des Artnamens „*delicata*“, also „*zart*“, wohl angedeutet sein sollen, werden nicht näher gekennzeichnet. Die Abweichungen im Aufbau sind zudem anscheinend ohne wesent-

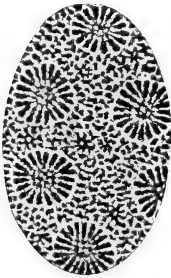


Fig. 1.

Actinacis delicata REUSS.

5:1. Gaas.

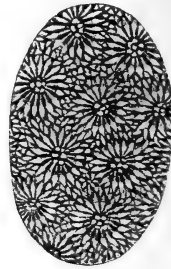


Fig. 2.

Actinacis delicata REUSS.

5:1. Sangonini.

liche Bedeutung, da Bruchstücke der anderen *Actinacis*-arten, also wahrscheinlich auch der *A. Rollei*, dieselben ästig zylindrischen oder wenig zusammengedrückten Stämmchen darstellen. Nach der Abbildung auf T. XXV Fig. 5a und dem Vergleiche mit der für *A. Rollei*¹⁾ gegebenen scheinen die Kelche weit kleiner zu sein, und damit dürfte zusammenhängen, daß auch die Zahl der Septen bei *A. delicata* geringer zu sein scheint. Von diesen werden bei *A. Rollei* beiläufig 20 angegeben, doch zählt man auf der Abbildung Fig. 6b deren 24, also 3 Zyklen, während bei *A. delicata* von 14—16, also nur 2 Zyklen, die Rede ist. Man sieht aber auch hier, wie äußerst geringfügig und zart hier die Unterschiede sind. Man begreift daher die Bemerkungen bei D'ACHIARDI, welcher bei der Besprechung der eocänen Korallen aus dem Friaul ausdrücklich betont, daß „häufig, wenigstens für die Korallen von Crosara, die Unterscheidung zwischen den beiden REUSS'schen Arten, *A. Rollei* und *delicata*, ziemlich schwierig sei²⁾“.

¹⁾ a. a. O., Oberburg T. VIII, Fig. 6a.

²⁾ Vgl. Coralli Eoceni del Friuli. Atti della Soc. Toscana di Scienze naturali. I u. II, Pisa 1875—1876, S. 82 des Sep.

Immerhin dürfte, wenn man nicht von vornherein verzichtet, zwischen diesen einander sehr nahestehenden und schon durch die Feinheit und Kleinheit ihrer Elemente schwer zu trennenden Formen zu trennen, in der großen Mehrzahl der Fälle, nämlich überall da, wo die oberflächliche Struktur einigermaßen erhalten ist, es doch möglich sein, 2 Arten in den oligocänen Bildungen Venetiens gesondert zu halten. Einmal eine Form mit größerer Struktur, größeren Kelchen, zahlreicheren Septen und nicht ausgesprochen geschichtetem Aufbau — dies wäre für mich die echte *A. Rollei* REUSS — und dann zweitens einen Typ mit zarterer Struktur des Sklerenchyms, kleineren Kelchen, weniger Septen und einem Polypar, welches sich nach außen hin in einzelne säulenförmige Spitzen auflöst und eine stark hervortretende Schichtung aus dünnen konzentrisch sich umhüllenden Lamellen erkennen läßt. Diese Art würde ich als *A. delicata* REUSS bezeichnen, und zu ihr würde ich den *Porites polystyla* des gleichen Autors ziehen. In dieser Begrenzung liegt mir *A. delicata* REUSS außer von S. Luca auch von Mte. Grumi, Mte. Bastia, Riva mala und aus den oberen, mitteloligocänen Schichten von Sangonini vor (vergl. f. letztere hier Taf. III Fig. 3), schließlich auch aus dem Unteroligocän von Crosara (meine Sammlung). Beide Formen haben ihre Vorläufer bereits im Eocän, die von ihnen nur äußerst schwer zu trennen sind, und mit denen ich mich selbst des wiederholten und erst vor kurzem eingehender zu beschäftigen Gelegenheit hatte. Ein dem *A. Rollei* entsprechenden Typus aus den Schichten mit *Nummulites perforatus* von Konjavač in der Herzegowina habe ich als *A. sub-Rollei* zurzeit beschrieben¹⁾. Diese kenne ich bisher nur in einem allerdings sehr großen und wohlerhaltenen Exemplar von dieser einzigen Lokalität. Dagegen ist der Vorläufer der *A. delicata*, *A. cognata* von mir benannt²⁾, im Eocän des Friaul wie in Bosnien ein verbreiteter Typus, über welchen ich mich an anderer Stelle erst jüngst eingehender ausgesprochen habe³⁾.

A. Rollei soll nach REIS in den oligocänen Schichten von Häring, Reit im Winkel und der Umgegend von Reichenhall (Hallthurm) in den Nordalpen⁴⁾ auftreten. Da hier aber über

¹⁾ Über einige alttertiäre Formen der österreichisch-ungarischen Monarchie. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns XIII, Wien 1901, S. 145 ff. Vgl. S. 200 T. XIV (IV) Fig. 4 und Textabbild. Fig. 13.

²⁾ a. a. O. S. 182 T. XII (II) Fig. 7, XIV (IV) Fig. 5.

³⁾ Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns XXV, Wien 1912, S. 105 ff.

⁴⁾ Vgl. Die Korallen der Reiter-Schichten. Geogn. Jahreshfte. II. Jahrg. S. 96.

die, wenigstens nach meiner Auffassung, wichtigsten Unterscheidungsmerkmale, wie die Größe der Kelche, nichts Näheres angegeben wird, so ist man im Zweifel, um welche der beiden Formen es sich hier in den Nordalpen handeln dürfte. Die konzentrische Lagerung und die Zusammensetzung aus blättrigen Schichten von $1\frac{1}{2}$ mm Dicke, welche REISS für die normale Form a. a. O. angibt, läßt eher an *A. delicata* als an *A. Rollei* denken, ebenso vielleicht auch das gegitterte Coenenchym, dessen äußerst regelmäßige, aus Radialen und Transversalen gleichmäßig gebildete Zusammensetzung, mit zwischen beiden eingeschlossenen zierlichen Quadraten, meine Exemplare aus dem Vicentino sehr deutlich zeigen¹⁾.

Eine der *Actinacis Rollei* REISS zum mindesten äußerst nahe stehen de, wahrscheinlich mit ihr identische Form besitze ich aus eigenen Aufsammlungen vom Jahre 1896, allerdings nur in einem, aber sehr wohl erhaltenen Exemplare aus den mitteloligocänen Mergeln von Gaas (Landes). Diese hier auf Taf. III Fig. 4 abgebildete Form zeigt, wie der Querbruch beweist, keinerlei konzentrischen Aufbau. In dem sehr regelmäßig gegitterten, durch die Querverbindungen in zierliche Quadrate zerschnittenen Coenenchym treten die Septen der einzelnen Kelche als etwas stärkere Lagen auf diesem Tangentialbruche sehr regelmäßig hervor. Das Stück bildet einen knollenartigen Zweig, der an der Seite zusammengedrückt ist, von etwa 35 mm Länge und ca. 20 mm Durchmesser. Der letztere ist übrigens an den beiden Enden etwas verschieden und beträgt an der einen Seite nur gegen 15 mm, wo er eine etwas unregelmäßige Ellipse bildet. Der Blick auf die leicht gewölbte Oberfläche zeigt, daß die kaum $1\frac{1}{4}$ mm breiten, ziemlich regelmäßig gebauten Kelche um etwa 2 mm voneinander entfernt sind. Sie liegen kaum vertieft, auch nach außen nur schwach abgesetzt, in der mäßig gewölbten Oberfläche. Es sind 18—24 unter sich gleiche Septen vorhanden, die sich seitlich, sowohl gegen den Zellrand als auch gegen die Mitte hin, häufiger miteinander verbinden. Etwa 12 Pali sind ihrerseits mit der Achse innig verflochten. Das vortrefflich erhaltene Coenenchym zeigt ein sehr unregelmäßiges

¹⁾ *Actinacis Rollei* u. *delicata* REISS finden sich übrigens, wie ich vor kurzem an den in meiner Sammlung befindlichen Materialien überzeugt habe, auch in den mitteloligocänen Sedimenten von Bela bei Kotschana in Nordmazedonien, von wo ich die betreffenden Stücke wegen der Schwierigkeit ihrer Bestimmung s. Z. vorläufig zurückgelegt und daher in meiner Liste der Versteinerungen dieses Fundpunkts nicht erwähnt hatte. Vgl.: Über die Fauna des Mte. Promina in Dalmatien und das Auftreten von Oligocän in Mazedonien. Zentralbl. f. Min. 1902 Nr. 9, S. 266 ff, S. 276.

Gefüge. Die radialen Elemente stehen häufig zu 4 oder 5 in einer fast polyedrischen Figur zusammen, während die Transversalen sie im unregelmäßigen Zickzack durchsetzen; zwischen beiden finden sich zahlreiche, sehr deutliche Poren vor; auch sieht man junge Kelche zwischen ihnen hervorsprossen. (Vgl. Textfig. 1.)

Ich glaube wohl, daß diese *Actinacis* von Gaas der typischen *Actinacis Rollei* REUSS entsprechen dürfte. Hervorgehoben sei, daß weder BÉNOIST¹⁾ noch RAULIN²⁾ eine *Actinacis* aus den Mergeln von Gaas kennen, wie denn überhaupt die Korallenfauna von Gaas und des Calcaire à Astéries eine nur überaus dürftig bekannte ist.

Außer den bisher angeführten Autoren ist mir kein Werk in der Erinnerung, welches sich mit diesen interessanten Formen des näheren befaßt; denn auch der Freiherr von FRITSCH, welcher aus dem Eocän von Borneo³⁾ eine speziell der *A. delicata* sehr nahe stehende Form als *A. digitata* beschreibt, hat diese Formen nur gestreift und an ihnen nur das hervorgehoben, was für seinen Zweck der Vergleichung mit der Form der Sundainseln von Bedeutung war. War in diesem Falle ein Eingehen auf die näheren Verhältnisse dieser venetianischen Korallen durch das dem Autor gestellte Thema von vornherein ziemlich ausgeschlossen, so liegen die Verhältnisse anders in einem weiteren Falle, wo man wohl eine eingehendere Betrachtung dieser Formen hätte erwarten dürfen. Es bezieht sich dies auf die schon eingangs erwähnte Publikation von DE ANGELIS D'OSSAT, wo aus dem piemontesischen Oligocän, also aus Schichten, welche dem Gombertokomplexe gleichaltrig sind und mit ihm die gleiche Fauna bergen, mehrere *Actinacis*-arten angegeben werden, ohne daß auch nur der leiseste Versuch des Vergleiches mit diesen bekannten Typen gemacht wird. Es wird zuerst auf S. 23 eine *A. deperdita* MICHT. zitiert, deren generische Stellung von einem Fragezeichen begleitet ist, und von der ausdrücklich hervorgehoben wird, daß eine Abbildung dieser Form bisher nicht bestände. Das Exemplar, welches der Autor vor Augen habe, sei im schlechtesten Zustande und gestatte keine bildliche Darstellung. Ob es sich um das Original von Michelotti handle, wird nicht hinzugefügt. Der Satz, daß „es viele

¹⁾ Statistique géologique et agronomique du Département des Landes, III ième Partie, Verdun 1897, vgl. Liste auf S. 286; auch in dem „Bulletin de la Société géologique de France“ 1896 abgedruckt.

²⁾ L'étage oligocène moyen dans la commune de Gaas (Landes). Bulletin de la Société de Borda à Dax. 9ième année, 1884, S. 61.

³⁾ Vergl. Fossile Korallen der Nummulitenschichten von Borneo, Palaeontographica Suppl.-Bd. III, 1. Lieferg., Heft II, Cassel 1877, S. 129, T. XVII, Fig. 7.

Autoren gäbe, welche zu dieser Gattung, d. h. zu *Actinacis*, die vorliegende Form ohne jeden Zweifel zögen¹⁾, ist mir nicht recht verständlich. Von *A. Rollei* REUSS soll sich diese *A. deperdita* MICH. durch die „forma generale“, die allgemeine Gestalt, unterscheiden. Man fragt sich, ob es überhaupt einen Zweck hat, derartige Dinge weiter durch die Literatur zu schleppen, deren Existenzberechtigung vielleicht vorhanden ist, jedenfalls aber bisher nie bewiesen wurde. Es wird dann weiter auf S. 24 eine *A. Michelottii* MENEGH. sp. in litt. beschrieben und auf T. I Fig. 5 vollkommen unkenntlich abgebildet, von welcher ebenfalls der schlechte Erhaltungszustand des anscheinend einzigen dem Autor vorliegenden Exemplars hervorgehoben wird. Diese Form soll sogar aus Montecchio, also aus dem Vicentino stammen; trotzdem wird sie mit keiner der Reuss'schen Arten verglichen, sondern nur, wenigstens von gleichaltrigen Formen, mit der *A. deperdita* MICH., welche, wie wir sahen, für den Autor selbst generisch und spezifisch ein Rätsel geblieben war. Was soll man von dieser Methode wissenschaftlicher Behandlung in einer Arbeit sagen, welcher die Königliche Akademie der Lincei in Rom ihre Spalten geöffnet hat? Es ist nicht möglich anzunehmen, daß der Autor die REUSS'schen Arten nicht kennt, da er am Schlusse der S. 23 die *A. Rollei* REUSS wenigstens zitiert. Eine weitere *Actinacis* aus Sassello, welche der Autor auf S. 24 als *A. lobata* n. sp. aufführt und auf T. I Fig. 21 abbildet, ist dem Autor selbst im höchsten Maße zweifelhaft. Man fragt sich, weshalb es dann notwendig war, sie als neue Art aufzuführen und zu beschreiben, zumal auch rein taxonomisch betrachtet die Sachlage voller Widersprüche ist. An einer Stelle, in der Mitte der S. 24, schreibt der Verfasser nämlich, daß er einige Exemplare studiert habe, die mit dem Namen *A. elongata* und *A. lobata* getauft gewesen seien. Weiter unten, nachdem er seine schweren Bedenken hinsichtlich dieser zweiten Form nicht zu verbergen vermocht hat, wird diese Art als n. sp., also als eine Form bezeichnet, für deren Existenz der Verfasser die geistige Vaterschaft in Anspruch nimmt und nach außen hin zu vertreten gedenkt, — aber auf dieses n. sp. folgt ein Fragezeichen. Es ist dies eine Methode vorsichtiger Rückendeckung und der Verneinung eines eigenen Standpunktes, welche zwar die vollendetste Objektivität darstellt, aber kaum einen Fortschritt in der Erkenntnis bedingen dürfte.

1) „Vi sono molti autori che riportano in questo genere la presente forma senza alcun dubbio.“

Die Gattung *Actinacis* wurde von D'ORBIGNY im Jahre 1849 auf die *A. Martiniana* von Figuières bei Marseille, also auf eine Kreideart hin, begründet¹⁾. REUSS hat dann in seiner Beschreibung der Gosaukorallen²⁾ mit dem D'ORBIGNY'schen Typus der *A. Martiniana* 2 weitere Arten als *A. Haueri* und *A. elegans* von dort beschrieben und abgebildet. Die ziemlich nichtssagende Diagnose D'ORBIGNY's ist von MILNE EDWARDS und HAIME im III. Bande ihrer Histoire naturelle des Coralliaires auf S. 170 verbessert und teilweise mit neuem Inhalte erfüllt worden. Wenn man zuerst überzeugt sein durfte, daß es sich in der Gattung *Actinacis* D'ORB. um spezifische Kreideformen handele, so wurde man bald darauf eines anderen belehrt, als REUSS schon im Jahre 1863 in den Tertiärschichten von Oberburg in Steiermark³⁾, welche er ursprünglich noch zum Eocän rechnete und für gleichzeitig mit Roncà ansah, eine typische Angehörige dieser Kreidegattung auffand und, wie wir oben sahen, als *A. Rollei* beschrieb und abbildete, ohne im übrigen merkwürdigerweise auf das im ersten Momente doch recht Auffallende dieses Auftretens auch nur mit einem Worte einzugehen. Die zeitliche Übereinstimmung der Schichten von Oberburg mit denjenigen von Castel Gomberto ist dann später durch REUSS selbst in seinen Paläontologischen Studien I S. 9 wohl zuerst ausgesprochen worden und seitdem allgemein angenommen, und es haben sich dann *Actinacis*-Formen im venetianischen Oligocän, wie wir ebenfalls oben sahen, in größerer Menge gefunden. Die zeitliche Lücke, welche zwischen Kreide und den oligocänen Vorkommnissen klaffte, ist, wie wir oben schon sahen, zuerst durch D'ACHIARDI bei Gelegenheit seiner Beschreibung der mitteleocänen Korallenfauna des Friaul ausgefüllt worden, und ich selbst habe dann weitere Beläge für das reiche Auftreten der Gattung auch im Eocän beigebracht. Innerhalb dieser Grenze zwischen Untersenon und mittlerem Oligocän ist ihr Erscheinen und Verschwinden auch heute noch eingeschlossen, weder ist sie bisher unterhalb der Äquivalente der Gosauschichten noch oberhalb des Oligocän aufgefunden worden.

¹⁾ Vgl. Prodrôme de Paléontologie stratigraphique universelle, II, 1850, S. 209. Eine frühere Schrift des gleichen Autors, welche Milne Edwards und Haime (Histoire naturelle des Coralliaires III S. 170) als „Note sur des Polypiers fossiles“ ohne weitere Provenienz angeben, war mir bisher nicht zugänglich.

²⁾ Vgl. Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen. Denkschriften der Wiener Akad. der Wissenschaften. VII, Mathem.-Naturw. Klasse, 1854, S. 127 ff des Sep.

³⁾ Vgl. a. a. O. S. 5.

Daß sie in DUNCAN'S Revision¹⁾ auf S. 185 als rein cretacisch und europäisch aufgeführt wird, kommt als offenkundiger Fehler hier nicht in Ansatz. Innerhalb dieser Zeitspanne sind aber inzwischen noch eine Reihe von *Actinacis*-Arten angegeben worden, welche hier zuvörderst kritisch betrachtet werden sollen.

Im Jahre 1903 hat J. FELIX aus dem Diluvium des nordöstlichen Mähren, und zwar aus der Gegend von Klogsdorf eine *A. Remesi* beschrieben und abgebildet²⁾. Dieselbe Form ist dann später, und zwar in neuester Zeit, 1911, in einer Monographie der obercretaceischen Korallenfauna von Klogsdorf durch FTIEDRICH TRAUTH³⁾ im einzelnen neu besprochen worden, und es wurde hier ihr Auftreten in dem der oberen Kreide angehöri gen Karpathensandstein von Klogsdorf nördlich von Stramberg festgelegt, und das Alter dieser Schichten auf Grund der stratigraphischen Untersuchungen von J. FELIX in der Gosau a. a. O. S. 43 als Oberturon (Angoumien) oder Untersenon (Coniacien und Santonien) angenommen. Eine weitere *Actinacis* hat ebenfalls JOHANNES FELIX als *A. cymatoclysta* aus der Kreide von Ostgalizien beschrieben⁴⁾. Auch diese Form, welche ursprünglich in der Nähe der Ortschaften Delatyn und Dora nahe dem Rande der ostgalizischen Karpathen beschrieben wurde, ist später von TRAUTH ebenfalls aus Klogsdorf in Mähren mitgeteilt worden, und zwar ist ihr dortiges Auftreten neben anderem mit Recht als ein Beweis dafür angesprochen worden, daß die korallenführenden Schichten von Delatyn in Ostgalizien weit jünger sind, als FELIX, der sie mit überwiegender Wahrscheinlichkeit der unteren Kreide zusprechen wollte, anzunehmen geneigt war⁵⁾. Eine weitere Form, welche TRAUTH⁶⁾ als *A. retifera* von Klogsdorf beschreibt, dürfte nach textlicher und bildlicher Darstellung kaum hierher gehören, da ihr Pali und Columella zu fehlen scheinen. Noch weniger berechtigt ist die von TRAUTH a. a. O.

¹⁾ A Revision of the Families and Genera of the Sclerodermic Zoantharia Edw. and H., or Madreporaria (M. Rugosa except.). Linn. Jour. Zool. vol. XVIII, London 1884.

²⁾ Vgl. Verkieselte Korallen als Geschiebe im Diluvium von Schlesien und Mähren, Geolog. Zentralblatt 1903, S. 568 und 569. S. 561 ff. vgl. Textfig. 1 und 2.

³⁾ Die obercretaceische Korallenfauna von Klogsdorf in Mähren. Sonderabdr. d. Zeitschr. des Mähr. Landesmus. XI. Band, Brünn 1911, S. 75 ff.

⁴⁾ Über eine Korallenfauna aus der Kreideformation Ost-Galiziens. Diese Zeitschr. 1906, S. 38 ff. Vgl. S. 43, T. III Fig. 4—4a.

⁵⁾ Vgl. Ostgalizien a. a. O., S. 42.

⁶⁾ Vgl. Korallenfauna von Klogsdorf a. a. O., S. 79, T. III Fig. 6.

vorgeschlagene Vereinigung einer anderen Type mit *Actinacis*, welche FELIX¹⁾ als *Astraeopora octophylla* mitgeteilt hat. Es liegt hier nicht der geringste Grund vor, diese durchaus abweichend gebaute Form zu *Actinacis* zu ziehen, wie eine Betrachtung der Fig. 6a bei FELIX sofort erkennen läßt. Dieser Typus erinnert allerdings sehr, wie man FELIX gern zugeben kann, an manche der alttertiären *Astraeopora*-arten, doch ist mir eine derartig typische Columella, wie sie hier gezeichnet wird, bei diesen nicht bekannt, wie im übrigen, was auch von FELIX selbst hervorgehoben wird, das Fehlen dieser Columella ein Hauptmerkmal für die Gattung *Astraeopora* darstellt. Nun spricht FELIX im Texte von „Pseudocolumella“, entstanden durch das Zusammentreffen der 8 Septen im Mittelpunkte. Ich weiß nicht, auf Grund welcher Tatsachen der Autor zu der Überzeugung gelangt ist, daß es sich um eine vermeintliche und keine echte Columella handele. Tiefschliffe durch die Basis der Kelche, welche allein entscheiden könnten, scheinen nicht vorzuliegen. Allerdings kommt bei alttertiären *Astraeoporen* eine Verschnörkelung der Septa im Zentrum vor, welche ein säulenähnliches Gebilde vortäuscht. FELIX gibt bereits ähnliches von 2 Arten des venetianischen Oligocän im Texte an; noch viel deutlicher wird diese Erscheinung bei einer Art, welche für das Eocän des Friaul sehr charakteristisch ist, und welche ich auch in Bosnien wieder aufgefunden habe. Bei dieser *Astraeopora annulata* B'ACH.²⁾ und bei der dieser in diesem Punkte nahe stehenden *A. pseudopanicea* OPPENH. sind allerdings seitliche Verbindungen der Septen untereinander vorhanden, welche eine Art Achse vortäuschen. Es ist aber selbst bei der *A. pseudopanicea*, bei welcher die Achsenplatte auch in der Mitte voll entwickelt ist, diese niemals kompakt, sondern von großen Poren durchbohrt; das Gebilde sieht entsprechend anders aus³⁾ als auf der Figur bei FELIX, und wenn man hinzufügt, daß bei der *A. octophylla* aus der ostgalizischen Kreide die Kelche niemals eine vollständige Mauer besitzen, während diese ebenfalls in der Diagnose von *Astraeopora* gefordert wird und bei den alttertiären Formen vorhanden ist, so halte ich es doch nicht für ausgemacht, daß hier wirkliche *Astraeoporen*, wie wir sie aus dem Tertiär kennen, vorliegen. Immerhin ist indessen aber die

1) Vgl. Ostgalizien a. a. O. S. 44, T. III Fig. 6 und 6a.

2) Cor. eoc. del Friuli S. 81, T. XVI Fig. 1—2.

3) Vergl. OPPENHEIM: Neue Beiträge zur Eozänfauna Bosniens. Beitr. zur Paläont. und Geologie Österr.-Ung. Band XXV, 1912, S. 100—101, T. X (I) Fig. 2—3, T. XIV (V) Fig. 1—2.

sonstige Ähnlichkeit mit der Gattung eine beträchtlichere und eine *Actinacis*-art ist die Form sicherlich nicht¹⁾.

Eine weitere *Actinacis* von wahrscheinlich cretacischem Alter wurde ursprünglich von TORNQUIST als Hydrozoe aus Schichten unbestimmten Alters von Langkat in Nordsumatra beschrieben. TORNQUIST²⁾ nannte die Type *Neostroma sumatraensis* und nahm ein cretacisches Alter für die Schicht an, in denen sie enthalten war. GERTH³⁾ hat dann später nachgewiesen, daß es sich auch hier um eine *Actinacis* handele, welche er mit Recht mit der *A. Martiniana* D'ORBIGNYS vergleicht. Es scheint somit auch für die Form von Sumatra ein cretacisches Alter zum mindesten höchst wahrscheinlich. Ein weiteres Vorkommen von *Actinacis*

¹⁾ Die gleichen, ja noch schärferen Bedenken muß ich hinsichtlich der *Litharaea distans* erheben, welche FELIX (a. a. O. Über eine Korallenfauna aus der Kreideformation Ost-Galiziens S. 43, T. III Fig. 3—3a) beschreibt und abbildet. Es gibt keine typischen Litharaeen mit so runden Kelchen, die dazu so tief sind, eine ganz rudimentäre Mauer besitzen und deren Columella so schwach entwickelt ist wie hier. Vor allem aber gibt es keine Litharaeen mit einem so mächtig entwickelten Coenenchym. Wenn FELIX zum Vergleiche seine *Litharaea Vaughani* aus den Gosauschichten (Die Anthozoen der Gosauschichten in den Ostalpen Palaeontogr. XLIX, 1903, S. 179, T. XX Fig. 19 und Textfig. 4—6) herbeizieht, so gilt ziemlich alles, was gegen die Zugehörigkeit der *Litharaea distans* zu der Gattung *Litharaea* gesagt wurde, auch für die Form der Gosauschichten, wie für die andere Art *Litharaea latistellata*, die aus den gleichen Schichten von FELIX beschrieben wurde. Auch hier sind die Kelche rund und ziemlich vertieft, die Mauer rudimentär oder doch nur lückenhaft entwickelt und das Coenenchym sehr reichlich vorhanden. Selbst diejenige typische Litharae, welche am meisten Coenenchym besitzt, die *Litharaea Websteri* aus dem englischen Eocän (vergl. MILNE EDWARDS und HAIME, Hist. natur. des Corall. III S. 186) entwickelt, wie die Abbildung bei DIXON (Geology of Sussex, S. 138, T. I Fig. 5) und bei MILNE EDWARDS und HAIME selbst in ihrer Darstellung der britischen Korallen beweisen (Palaeontographical Society 1850, TVII F. 1 resp. 1a), nur schmale Fetzen von Coenenchymsubstanz zwischen den polygonalen Kelchen. Es scheint mir daher bisher nicht der Beweis geführt zu sein, daß typische Litharaeen schon in der Kreideformation auftreten. Die indische *Litharaea epithecata* DUNCAN, welche übrigens eine ganz typische Litharaea ist, und in allen Zügen ihres Baues der MILNE-EDWARD'schen Diagnose voll und ganz entspricht, gehört dem Danien, den *Cardita Beaumonti* Beds, also einer Zwischenbildung zwischen Kreide und Tertiär an und bildet in dieser Zwischenfauna ein sehr typisch tertiäres Element (vgl. Sind fossil corals, Palaeontologia Indica XIV, 1, Calcutta 1880, S. 23, T II F. 1—9).

²⁾ Über mesozoische Stromatoporidaen. Sitzungsber. der Kgl. Preuß. Akad. der Wissensch. Bd. XLVII, Berlin 1901, S. 1115 ff. Vgl. S. 1117.

³⁾ Echte und falsche Hydrozoen aus Niederländisch-Indien. Sonderabdr. Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde zu Bonn 1909, Sitzung v. 15. Februar.

aus der Kreide teilt GERTH¹⁾ aus Transkaukasien mit, wo „Prof. KAISER aus Gießen“ eine entsprechende Form „in den Schichten der oberen Kreide mit Hippuriten und *Inoceramus cripsi* MANT. bei Baga am Murgul, nahe der türkischen Grenze, gesammelt habe“. Diese Koralle wird von Gerth mit der *A. cymatoclysta* FELIX näher verglichen, und eine auch spezifische Übereinstimmung als wohl möglich angenommen.

Von alttertiären Vorkommnissen wurde die *A. delicata* Reuss, also die oligocäne Form der Schichten von Crosara, von FELIX aus dem Alttertiär der Umgegend von Barcelona²⁾ angegeben. Da, wie ich später nachgewiesen habe³⁾, der Habitus dieser Fauna und ihre Zusammensetzung eine im wesentlichen eocäne, nicht oligocäne, wie FELIX annahm, ist, so möchte ich a priori das Auftreten der jüngeren Form dort bezweifeln und eher an meine *Actinacis cognata* denken⁴⁾. Des Auftretens der *A. digitata* v. FRITSCH in alttertiären Schichten von Borneo wie der verschiedenen von ANGELIS D'OSSAT aus dem Oligocän des Piemont beschriebenen Formen wurde bereits oben gedacht.

Da die Gattung *Actinacis* das Oligocän nicht überschreitet und allem Anschein nach bis in die miocäne Fauna hinein sich fortsetzt, so erhebt sich die Frage, ob sie, ohne Nachkommen zu hinterlassen, erloschen ist, oder ob und in welchen Bestandteilen sie noch fortlebt. GERTH hat diese Frage a. a. O. S. 9 kurz gestreift. Nachdem er behauptet, daß die tertiären Actinacisarten wahrscheinlich nicht mit den cretacischen verwandt seien, d. h. nicht zur Gattung *Actinacis* zu stellen seien, erklärt er, daß man die lebenden Nachkommen der *Actinacis*-Arten in der Sammelgattung *Porites*, und zwar in verzweigten Formen mit reichlich entwickeltem Coenenchym zu suchen habe. Hier ist nun zuvörderst darauf hinzuweisen, daß auch nicht der geringste Beleg dafür vorliegt, daß die alttertiären *Actinacis*-Arten von den cretacischen generisch zu trennen seien. Wie wir sahen, stimmen alle Verhältnisse des Baues zwischen beiden Vorkommnissen durchaus überein, und es hat sich noch bisher außer GERTH kaum ein Autor gefunden, der hier generische Unterschiede zu erblicken geglaubt hat. Was nun das Über-

¹⁾ a. a. O. S. 7 des Separat.

²⁾ Über eine untertertiäre Korallenfauna aus der Gegend von Barcelona. Palaeontographica, LVI. Band, 1909, S. 118.

³⁾ Vgl. meine einschlägigen beiden Untersuchungen in der Z. d. D. G. G. LXII, 1910, S. 129 ff. u. LXIII, 1911, Monatsberichte S. 329 ff.

⁴⁾ Das Gleiche gilt auch von der *Litharaea rudis* Reuss, welche FELIX aus den erwähnten Schichten von Barcelona angibt.

gehen in die „Sammelgattung *Porites*“ anlangt¹⁾, so fehlt für die Behauptung, daß *Porites* eine wohl auf polyphyletischem Wege entstandene Sammelgattung sei, jeglicher Beweis. Formen mit reichlich entwickeltem Coenenchym dürften zudem der Gattung *Porites* Lk., wenigstens soweit man sie im Sinne von MILNE EDWARDS und HAIME auffaßt, kaum angehören. Wird doch von den französischen Autoren²⁾ für die Poritiden, also die Gattung *Porites* und Verwandte, ausdrücklich die „absence plus ou moins complète de coenenchyme“ als ein Charakterzug betont, wie denn auch die Formen mit stark entwickeltem, siebförmigem und schwammigem Coenenchym, wie sie ПОСТА³⁾ aus der Kreide von Böhmen beschreibt, wohl kaum dieser Gattung angehören dürften. Auch STEINMANN selbst leitet, wie wir sahen, *Porites* und *Turbinaria* aus 2 ganz verschiedenen Stellen ab, so daß also auch für diesen Forscher hier ein phylogenetisches Verhältnis unter keinen Umständen bestehen kann. Der gleichen Ansicht sind, obwohl sie von sonst verschiedenen Anschauungen über die verwandtschaftlichen Beziehungen dieser Formen ausgehen, FRECH⁴⁾ und Frau OGILVIE-GORDON⁵⁾.

Wenn wir nunmehr die Familie der Turbinariden, welche eine durchaus natürliche zu sein scheint und auch von allen Korallensystematikern als solche wohl aufgefaßt worden ist, daraufhin durchsehen, wo sich etwa eine Fortsetzung der Gattung *Actinacis* in der Zeit ergeben könnte, so sehen wir schon bei ZITTEL⁶⁾ die Gattung *Turbinaria* OKEN neben *Actinacis* D'ORBIGNY gestellt. Das gleiche ist auch bei Frau OGILVIE-GORDON⁷⁾ der

¹⁾ Es ist recht interessant, daß diese Anschauungen GERTHS sich nicht einmal im Einklange befinden zu den Annahmen STEINMANNS, dessen Schüler der Verfasser ist, und von dem die erwähnte Arbeit nicht unbeeinflusst geblieben zu sein scheint. Noch 1907 werden in der „Einführung in die Paläontologie“ II S. 135 die *Poritiden* als Nachkommen der Astrocoeninen zu den *Tubicoralliern*, S. 141 *Turbinaria* als Fortsetzung von *Pleurocora-Lithostrotion* zu den *Septocoralliern* gestellt.

²⁾ Hist.-nat. des Corall. III, S. 173.

³⁾ Die Anthozoen der böhmischen Kreideformation: Abh. d. K. Böhm. Gesellsch. d. Wissensch. VII. Folge 2. Band, Mathem.-Naturw. Klasse Nr. 1, Prag 1887, S. 26 ff.

⁴⁾ Die Korallenfaunen der Trias. I. Palaeontographica 37, 1890, S. 73.

⁵⁾ Microscopic and systematic study of The Madreporarian Types of corals, London, Royal Society 1895, § 306. „*Turbinaria* seems to me to have in its irregularly built coenenchyme a character which renders it distinct from *Porites* on the one hand and from *Astraeomorpha* and the *Spongiomorphidae* on the other.“

⁶⁾ Palaeozoologie 1, S. 239.

⁷⁾ Microscopic and systematic study of The Madreporarian Types of Corals. Royal Society London 1895.

Fall, wo auf dem Stammbaum a. a. O. S. 331 *Turbinaria* aus *Actinacis* zu entspringen scheint. Der Unterschied beider Gattungen ist nicht allzu bedeutend; abgesehen von der äußeren Gestalt, die wohl nicht allzu sehr ins Gesicht fällt, besitzt *Turbinaria* ein stacheliges, *Actinacis* ein körniges Coenenchym. Die Kelche ragen bei *Turbinaria* etwas mehr hervor. Vor allem aber besitzt *Turbinaria* ein schwammiges, wohlentwickeltes Säulchen, während die Columella der *Actinacis* schwächer entwickelt ist, nur in der Gestalt einer Warze vertreten ist und dafür Pali entwickelt sind. Wir sehen also, die Unterschiede sind nicht allzu stark, und man kann sich a priori leicht vorstellen, daß sich die jüngere Gattung aus der älteren entwickelt haben könnte, etwa dadurch, daß sich hier Pali und das papillöse Säulchen zu einer breiteren Achse zusammengeschlossen hätten¹⁾. Wenn wir nun bei ZITTEL lesen, daß *Turbinaria* vom Miocän an bis in die Gegenwart vertreten ist, während *Actinacis* im Oligocän aufhört, so sehen wir, daß die eine Gattung etwa da einsetzt wo die andere aufhört. Auch DUNCAN gibt in seiner Revision (a. a. O. S. 184) *Turbinaria* nur aus dem Miocän von Frankreich, Sind und, wie er schreibt, Asien an; was diese letztere, wohl allzu weitumfassende Provenienz bedeuten soll und worauf sie zielen kann, nachdem mit dem Ausdrucke „Sind“, dem Indusgebiet, das einzige nach meiner Kenntnis der Dinge hier in Betracht kommende Gebiet bereits vorweggenommen ist, ist mir unklar geblieben. Die Form aus dem Sind wurde von Duncan selbst²⁾ beschrieben und abgebildet, und zwar aus der Gaj-Series, die etwa unserem Miocän entsprechen dürfte. Charakteristisch ist für diese, daß bei ihr die Columella sehr schwach entwickelt sein soll, was man vielleicht als einen atavistischen Zug und als ein Hinneigen zu *Actinacis* auffassen könnte. Nach ZITTELS später, erst 1903, erschienenen „Grundzügen der Paläontologie“ S. 96 wäre die Gattung *Turbinaria* schon in der Kreide vorhanden. Ich habe nicht das Zitat auffinden können, auf welches er sich hinsichtlich dieses für die uns beschäftigende Frage so hochbedeutsamen frühen Auftretens der Gattung bezieht, und weiß bisher nicht, wann und wo eine typische *Turbinaria* aus der Kreide angegeben wurde, noch ob eine derartige Bestimmung zu Recht bestehen kann. Eine Zwischenform zwischen *Turbinaria* und *Actinacis* scheint dagegen die Art zu bilden, welche

¹⁾ Dies scheint auch die Ansicht von Frau OGILVIE zu sein, wie S. 205 Fig. 15 a. a. O. zu folgern berechtigt. Hier wird die starke Achse von *Turbinaria* ebenfalls in ein medianes Gebilde und zahlreiche Pali zerlegt.

²⁾ Vgl. Sind fossil Corals S. 99, T. XXV Fig. 7—8.

VAUGHAN in seiner Bearbeitung der Korallenreste des nordamerikanischen Alttertiärs¹⁾ aus dem Coral-Limestone der oberen Vicksburg Beds als *Turbinaria*(?) *alabamensis* n. sp. beschrieb. Die Art hat die wohlentwickelte, schwammige Turbinaridenachse, scheint aber noch Pali zu besitzen und trägt überhaupt den Typus von *Actinacis* an sich, und zwar in einem Maße, daß man eigentlich erstaunt ist, sie vom Autor zu *Turbinaria* gezogen zu sehen; wenn der Autor in der Beschreibung angibt: „Pali are probably present“, so wundert man sich, wenige Zeilen weiter unten zu lesen: „I have not been able to decide positively, whether this is an *Actinacis* or a *Turbinaria*. It is probably belongs to the latter genus.“ Mir scheint, es gibt wohl kaum einen schlagenderen Beweis für die innige Zusammengehörigkeit beider Gattungen wie dieses Vorgehen eines so hervorragenden und mit Recht als solcher so geschätzten Spezialforschers, wie dies VAUGHAN auf dem Gebiete der Korallen zweifellos ist.

Das Bett der *Turbinaria* (?) *alabamensis* VAUGHAN bilden nach VAUGHAN (a. a. O. S. 31) die oberen Vicksburg-Schichten, und zwar soll sie wenigstens 30 Fuß über den Kalken mit *Orbitoides Mantelli* MORT. liegen. Das ist typisches Oligocän, und zwar wohl schon ein ziemlich hohes Niveau dieser Formation. Ich verweise hinsichtlich des Alters dieses Komplexes auf HAUGS *Traité de Géologie* II S. 1523—24 wie auf meine Priabona-Schichten S. 328—332. Das Niveau würde also zum mindesten nicht dagegen sprechen, in dieser Form schon ein Zwischenglied zwischen beiden Gattungen zu erblicken. Einen weiteren Übergang, vielleicht einen Seitenast, bildet die von mir leider unter einem recht unpassenden Namen aufgestellte und erst vor kurzem eingehend beschriebene Gattung *Bosnopsammia* aus dem bosnischen Eocän²⁾. Diese Form hat in ihrer starken Achse, dem Hervortreten der Kelche und der Gleichheit der Septen viele Be-

¹⁾ Vergl. The eocene and lower oligocene Coral Faunas of the United States. United States Geological Survey. Washington 1900. S. 194, T. XXIII Fig. 1—3, T. XXIV.

²⁾ Vgl. Neue Beiträge zur Eocänfauna Bosniens S. 106. — Da ich zumal in den letzten Jahren kaum dazu gelangt bin, Referate über eigene Arbeiten zu lesen, so habe ich erst vor kurzem bemerkt, daß Herr GERTH schon 1909 bei der Besprechung meiner „Eocänfauna Ostbosniens“ (N. Jahrb. f. Mineralogie 1909 I S. 292—93) die nahen Beziehungen meiner *Bosnopsammia* zu *Turbinaria* Oken betont habe. So sehr ich nun auch bedauern müßte, durch die Nichterwähnung der betreffenden Stelle den Eindruck zu erwecken, als wolle ich die Priorität Gerths bei diesen von mir ebenfalls angenommenen systematischen Änderungen verschweigen, so sehr bin ich erfreut, uns beide unabhängig voneinander zu den gleichen Anschauungen in diesem Punkte gelangen zu sehen.

rührungspunkte mit *Turbinaria*, hat aber noch die Pali von *Actinacis*. Die von mir aus den Priabonaschichten beschriebene¹⁾ *Actinacis possagnensis* steht ebenfalls in der Ausbildung der Achse der recenten Gattung ziemlich nahe. Wie sich zu dieser *Turbinaria lateralis* F. A. ROEMER²⁾ aus dem Unteroligocän von Lattorf verhält, ist ohne weitere Studien an typischen Exemplaren nicht zu entscheiden.

Wir sehen also, es gibt bereits eine Reihe von Formen, welche zwischen beiden Gattungen vermitteln. Wir haben es daher nicht nötig, mit GROSCH³⁾ einen Anschluß an die obercretaceische, bisher stets zu den *Astraeiden* gerechnete und in die Nähe von *Cladocora* gestellte Gattung *Pleurocora* zu suchen und von dieser mit kompaktem Skelett versehenen Form die typisch poröse Gattung *Turbinaria* abzuleiten. Bis jetzt waren sich alle Sachkundigen darüber einig, hier nicht die geringste Ähnlichkeit zu erblicken, geschweige denn nähere phylogenetische Beziehungen anzunehmen. Sehr eigenartig berührt es, wenn GROSCH (a. a. O. S. 12) von dieser Gattung *Pleurocora* MILNE EDW. und HAIME schreibt, daß „der plattige Korallenstock zwar kompakt aber nicht massig“ sei. Ich habe schon hinsichtlich des Ausdruckes „plattig“ die Empfindung, daß er ad usum delphini gebildet ist, um auf nähere Beziehungen zu *Turbinaria* vorzubereiten. MILNE EDWARDS und HAIME⁴⁾ schreiben in ihrer Diagnose ihrer Gattung *Pleurocora* von ihr, und zwar auf der ersten Zeile dieser ihrer Diagnose: „Le polypier est subdendroïde, quelquefois subfoliacé“, d. h. das Polypier ist ungefähr baumartig, manchmal etwa blattartig. Es sind also blattartige (nicht plattenförmige) Gestalten nur als Ausnahmen behandelt und finden sich nur bei der *Pl. gemmans* MICH.⁵⁾ Im großen und ganzen handelt es sich um eine baumartig verzweigte Kolonie von durch Sprossung entstehenden, nur locker miteinander im Zusammenhange stehenden Zellen. Es sei dem wie immer, jedenfalls nennt GROSCH auf S. 12 des Separ. den

1) *Palaeontographica* XLVII, 1901, S. 53, T IX Fig. 5—5a.

2) Die Polyparien des norddeutschen Tertiärgebirges *Palaeontographica* IX, Cassel 1863, S. 45, T V Fig. 12.

3) Vgl. *Phylogenetische Korallenstudien* (Die *Axophylliden*). Inaugural-Dissertation Berlin 1908; siehe auch *Zeitschr. d. D. G. G.* 1909, S. 1 ff.

4) *Hist. nat. des Corall.* II, S. 601.

5) Hinsichtlich dieser und verwandter Typen ist der Bearbeiter des leider fragment gebliebenen die Korallen behandelnden Abschnittes der *Paléontologie française*, HERR DE FROMENTEL, selbst sehr zweifelhaft, ob sie wirklich zu *Pleurocora* EDW. u. H. gehören. Vgl. a. a. O. S. 428.

Korallenstock von *Pleurocora* „kompakt“¹⁾, und es mutet, wie ich schon oben schrieb, sehr seltsam an, wenn er dann auf S. 14 in der Tabelle die Beschaffenheit des Skeletts von derselben Gattung als eine „poröse“ bezeichnet, wodurch sich dann gemäß der anscheinend aprioristischen, durch eine äußerliche Betrachtung des Skeletts gewonnenen Überzeugung des Autors programmäßig der Übergang zwischen dem kompakten Skelett von *Lithostrotion* und *Petalaxis* zu dem porösen von *Turbinaria* vollzieht. Es ist schwer, derartiges ernst zu nehmen, und für mich wenigstens bilden derartige Untersuchungen und Auffassungen einen recht bedauerlichen Rückschritt in die ersten Stadien der Paläontologie, wo man sich tastend bemühte, die heute noch lebenden Gattungen (*Astrea*, *Millepora*, *Madrepora*, *Caryophyllia* etc.), ja Arten (*Madrepora annanas* L. z. B.) in den fossilen Formen des Silurs wiederzuerkennen.

1) Auch auf der Tabelle S. 14 ist für *Pleurocora* hinsichtlich des Habitus von „kompakten Stöcken“ die Rede, während das Skelett, wie erwähnt, als „porös“ bezeichnet wird. Ich kann mir nicht vorstellen, wie aus porösem Material ein kompakter Stock entstehen kann. Wenn ferner die verbindenden Exothekalbildungen der Gattung als „Coenenchym“ a. a. O. bezeichnet werden, so würde mit demselben Rechte jede durch Sprossung sich vermehrende Koralle ein derartiges Zwischengewebe besitzen. Daß „die Kelche durch Coenenchym verbunden“ sind, trifft sicher für den oberen Teil, wo sie frei liegen, gewiß nicht zu, und auch für den unteren kann man nur von Exothekalbildungen, einem Gebräme im Sinne LINDSTROEMS, sprechen, wie denn auch ZITTEL (Paläozoologie I S. 256) die Wand bei *Pleurocora* „sehr dick“ nennt und von einem „Coenenchym“ hier nichts weiß. Auch DE FROMENTEL schreibt a. a. O. S. 427: „Mais les polypierites, quoique courts, sont toujours libres dans une certaine étendue“.

5. Die mitteljurassischen eisenerzführenden Tone längs dem südwestlichen Rande des Krakau—Wieluner Zuges in Polen.

Von Herrn B. v. REHBINDER in St. Petersburg.

(Hierzu Taf. IV—VI.)

Inhalt.

	Seite
Vorwort	181
I. Über die Verbreitung der mitteljurassischen erzführenden Tone	183
II. Historisch-kritische Übersicht der Literatur	186
III. Beschreibender Teil	217
A. Nördlicher Typus des Bajocien und Bathonien	217
1. Zone des <i>Stepheoceras Humphriesi</i> Sow.	217
2. „ „ <i>Cosmoceras Garantianum</i> ORB.	219
3. „ der <i>Parkinsonia Parkinsoni</i> Sow.	245
4. „ „ <i>Parkinsonia compressa</i> Qu.	262
5. „ des <i>Perisphinctes tenuiplicatus</i> BR.	272
6. „ „ <i>Macrocephalites aff. Morrisi</i> OPP.	277
7. „ der <i>Oppellia serrigera</i> WAAG.	283
B. Das Bajocien und Bathonien im Gebiete des Über- ganges von ihrem nördlichen Typus zum südlichen	314
IV. Zusammenfassung	329
V. Verzeichnis der Flora und Fauna	Taf. IV u. V
VI. Zitierte Literatur	343

Vorwort.

Als ich im Jahre 1902 meine Untersuchungen im polnischen Jura anfang, nahm ich mir zunächst vor, eine detaillierte Aufnahme eines Stückes dieses Gebietes westlich von Czenstochau zu liefern¹⁾.

Doch stellte sich bald heraus, daß es not tat, ein anderes Ziel ins Auge zu fassen. Bekanntlich herrschte in den neunziger Jahren des vorigen Jahrhunderts in Polen ein starkes

¹⁾ REHBINDER: Gliederung des braunen Jura in Polen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1902.

Eisenerz, das die Anlage einer großen Anzahl von Versuchsschächten zur Folge hatte. Als sich das Fieber gelegt hatte und die Eisenpreise gesunken waren, wurde in den meisten Fällen von einer Einrichtung neuer Gruben abgesehen, noch mehr — allmählich wurden auch die alten aufgegeben, bis schließlich im ganzen Gebiete nur noch etwa ein halbes Dutzend im Gange geblieben sind. Dabei wurden außerdem die Versuchsschächte verschüttet und ihre Halden eingeebnet. Da war es nur natürlich, vor allem an die Rettung der auf den Gruben und Schächten noch zu sehenden Profile sowie der daselbst vorhandenen Gesteinsproben und des paläontologischen Materials zu denken. Diese Arbeit, die ich mit Hilfe des Grubenaufsehers W. Sowicki, eines sehr eifrigen und gewissenhaften Mannes, ausgeführt habe, hat mir ein reiches Material geliefert, welches die Richtung meiner Untersuchungen änderte; jetzt mußte ich als Zweck derselben die Stratigraphie und Paläontologie der jurassischen eisenerzführenden Tone aufstellen.

Abgesehen von der Zeit, welche die Untersuchungen im Felde und das Sammeln genommen haben, waren auch meine persönlichen Verhältnisse der Arbeit nicht im nötigen Maße günstig. Daher erscheint vorläufig bloß der stratigraphische Teil derselben.

Außer den an Ort und Stelle aufgenommenen Profilen habe ich vielfach auch Grubenprotokolle benutzt. Obgleich dieselben oft zu wenig ausführlich und in einzelnen Fällen auch nicht einwandfrei sind, so geben sie doch einem Forscher, der die Gegend schon aus eigener Anschauung kennt, sehr wichtige Winke. Bohrprotokolle dagegen habe ich so gut wie gar nicht benutzen können. Führen nämlich die Tone Erz in Knollen, so kommt es oft vor, daß der Bohrer zwischen den Knollen eines Erzlagers hindurchgeht — das Lager bleibt dann nicht verzeichnet; oder umgekehrt nimmt der Bohrer eine einzelne Knolle mit, die nun im Protokoll als Lager oder Bank notiert wird. Dazu kommt noch, daß beim Gebrauch von zerschlagendem Bohrer mit Wasserspülung die Proben einiger besonders weicher Schichten ganz unkenntlich werden und übersehen werden können.

Außer meiner, von mir und meinem Sammler zusammengebrachten Privatsammlung habe ich zur Verfügung gehabt die Sammlungen: des Warschauer Polytechnikums, bestehend aus den Aufsammlungen von mir, W. SOWICKI, P. KORONIEWICZ, St. LÖWENSTEIN, einer von A. REDKO erworbenen Sammlung u. a. m.; des Geologischen Komités (Aufsammlungen von A. MICHALSKI); der Akad. d. Wissensch. zu St. Petersburg (Samml. STEPNIEWICZ)

und die Privatsammlung des Bergingenieurs St. KONKIEWICZ in Warschau, wobei die Bestimmungen der Fossilien in diesen Sammlungen meistens von mir gemacht, zum Teil von mir durchgesehen und berichtigt worden sind. Außerdem hatte ich Gelegenheit, die ROEMERSche Sammlung an der Universität Breslau, einen Teil derselben sowie die DOSTERCHILLSche Sammlung in der Kgl. Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin, ferner die große ZEUSCHNERSche Sammlung im Dzieduszycki-Museum zu Lemberg und die Universitäts-sammlungen daselbst und in Krakau näher kennen zu lernen. Endlich habe ich zum Vergleich noch einige andere an Fossilien des mittleren Jura reichen Sammlungen besucht. Alle Herren, die mich sowohl bei meinen Untersuchungen an Ort und Stelle als auch bei meinen Studien an Sammlungen und Bibliotheken unterstützt haben, möchte ich an dieser Stelle nochmals meines wärmsten und verbindlichsten Dankes versichern.

Vorliegender Text ist dem russischen¹⁾ gegenüber etwas gekürzt worden. Das in Wegfall Gekommene betrifft jedoch nur für den deutschen Leser wenig Wichtiges resp. weniger Interessantes.

Abgeschlossen Weihnachten 1911.

Der Verfasser.

I. Über die Verbreitung der mitteljurassischen erzführenden Tone.

Die an der südwestlichen Seite des Krakau-Wieluner Zuges (resp. südwestlich der Linie Krakau—Czenstochau—Wieluń) entwickelten mitteljurassischen erzführenden Tone stellen einen ziemlich mächtigen Komplex verschiedenartig grauer Tone dar, denen bankförmige Schichten und Knollen-Lager von Sphärosiderit (z. T. von Limonit) untergeordnet sind, ebenso wie andere Gesteine — hauptsächlich Sandsteine und Sande, aber auch Oolithe, Mergel und selten Kalkstein —, wobei es sich auch hier — außer für Sand — um Bänke oder Knollen-Lager handeln kann. Auch zerstreute Knollen von Erz oder Gestein sind häufig. Diese Tone kommen hauptsächlich im südlichen Teile des Gouvernements Petrikau (Bezirk Czenstochau und der nördliche Teil des Bezirkes Bendzin), aber auch im südlichen Teile des Gouv. und Bez. Kalisz und im südwestlichen Teile des Gouv. Kielce (kleiner Teil im Westen des Bezirks Olkusz) vor. Auch nehmen sie in Oberschlesien eine an die nordwestliche

¹⁾ Mém. d. Com. Géolog. d. St. Petersburg. N. S. 74, 1912.

Ecke des Czenstochauer Bezirks anstoßende Gegend ein (bei Bodzanowitz, Wichrau, Sternalitz).

Die Grenzen dieses Gebietes sind:

vom Norden her — die Parallele der Stadt Wieluń;

vom Nordosten — das südwestliche Rand des Krakau-Wieluner Zuges von Wieluń im Norden bis zur Kreuzung mit dem Flusse Weiße Przemsza im Süden, resp. die Linie Wieluń, Krzepice, Czenstochau, Żarki, Kromolów, Rodaki;

vom Westen und Südwesten — die Linie von Wieluń nach SSW bis Kowale bei Praszka, von hier eine nach SO verlaufende, der preußischen Grenze nahe und mehr oder minder parallele Linie, welche aus der Gegend bei Krzepice sich nach SW bis zum Zusammentreffen der preußischen Grenze mit dem Flusse Lisswarta wendet. Hier gehen die Tone zwischen Podlężę Królewske und Podlężę Szlachecke auf oberschlesisches Gebiet über. Ihre SW-Grenze verläuft dann ungefähr nach SO in einer Entfernung von Maximum 12 km von der preußischen Grenze von Przystajń bis Łojki (9 km von der Grenze), von hier, nach SSW gehend und sich zugleich der Grenze nähernd, bis Konopiska (4 $\frac{1}{2}$ km von der Grenze). Sodann eine Linie, die wieder mehr oder minder nach SO gegen Kamienica Polska und Jastrzomb verläuft; von hier, den Fluß Warta bei Poraj schneidend, geht sie nach O zum Krakau-Wieluner Zuge ungefähr bis Choroń, von da nach SO bis zum Dorfe Rodaki, sich dem Krakau-Wieluner Zuge immer nähernd. Seine maximale Breite — ca. 12 km — erreicht das Gebiet dieser Tone zwischen Konopiska und Bleszno. Der von Choroń bis Wysoka Lelowska von den Tonen eingenommene schmale Streifen erreicht noch eine Breite von 2—3 km, südlicher jedoch ist die Breite noch geringer — höchstens $\frac{1}{2}$ km.

Dieser schmale Streifen hat an seinem südlichen Ende eine kurze, zuerst nach W, dann nach NW gerichtete Abzweigung, die von Rodaki über Hutki Kanki, Grabowa, Niegowonice, Młynek, Rokitno, Łazy und Wysoka Pilecka verläuft, um nördlich von letzterer bei Ciengowice zu endigen. Schließlich liegt nördlich von Ciengowice ein isoliertes, inselartiges Vorkommen bei Poremba Mrzygłodska. Der südliche und südwestliche Rand des Zweiges (Rodaki—Wysoka Pilecka) macht zugleich die südliche Grenze der Verbreitung unserer Tone überhaupt aus¹⁾.

¹⁾ Abgesehen von unrichtigen Angaben älterer Autoren muß bemerkt werden, daß auch bis zur letzten Zeit in der Literatur Fundorte unserer Tone erwähnt werden, welche außerhalb der gegebenen Grenzen sich befinden, und zwar:

Das ganze obenerwähnte Gebiet der erzführenden Tone¹⁾ liegt fast ausschließlich im Gebiete des Oberlaufes des Flusses Warta und dessen linker Zuflüsse Boży Stok, Kamieniczka, Konopka und Lisswarta. Von der rechten Seite gibt es hier keine einigermaßen bedeutenden Zuflüsse. Der südliche Teil des Verbreitungsgebietes der erzführenden Tone, südlich der Linie Poremba Mrzygłodska-Bzów, liegt im Oberlaufgebiet des Flusses Czarna (Schwarze) Przemsza und seines Zuflusses Mitrenga, wogegen der kleine allersüdlichste Teil ins Gebiet des

Młynisko und Boleslawiec westlich von Wieluń, Dombrowa und Wieruszow nordwestlich von demselben und schließlich mehrere Orte zwischen Wieluń und Kalisz: Kraszewice, Kuźnica Grabowska, Kuźnica Zagrzebska und Sałomony (vgl. SIEMIRADZKI, Pamiętn. Fizyjoğr. 1889 und 1891 und Geologia ziem polskich I, 1903). Jedoch hat schon LEWIŃSKI (Bull. Com. Géol. de St. Petersburg 1902) die Zweifelhaftigkeit der meisten dieser Fundorte gezeigt. — Nachher habe ich (Bull. Com. Géol. 1907) erwiesen, daß an Stelle von Jura in Dombrowa Keuper vorhanden ist, und schließlich auch die übrigen Fundorte untersucht.

Abgesehen von Młynisko, wo die Angabe SIEMIRADZKIS über das Auftreten jurassischer Tone beim Graben eines Brunnens nur gelegentlich neuer Grabarbeiten geprüft werden könnte, habe ich mich vergewissern können:

1. daß an diesen Orten in bezug auf Tone bloß die in der Gegend gewöhnlichen, oberflächlichen sandigen postplocänen Tone, den jurassischen gar nicht ähnlich, vorhanden sind. Dagegen bezeichnen die Bauern bei der Ausfrage über graue Tone als solche bläulich-grauen Schwimmsand, der im nassen Zustande außerordentlich zäh und dem Brunnengraben sehr hinderlich ist;

2. daß das in dieser Gegend massenhaft auftretende Eisenerz ausschließlich Rasenerz ist;

3. daß die alten Frischöfen, deren Reste und Schlackenhaufen noch zu sehen sind, zur Zeit der Leibeigenschaft gewirkt, jedoch kein örtliches, sondern von weitem zugeführtes („aus der Gegend hinter Wieluń“) und somit sehr möglich gerade jurassisches Erz verarbeitet haben. Solch ein Unternehmen ist nicht aus den geologischen, sondern aus ökonomischen Verhältnissen zu erklären. Die Gegend besaß fließendes Wasser, um die Blasebälge der Öfen in Bewegung zu setzen (alle Öfen liegen längs einem Flußlauf), Wald für Kohlebereitung, Nähe der Grenze für Export des Eisens; die Zufuhr der Erze dagegen war bei kostenloser Frohn-Arbeit nicht teuer;

4. Hochöfen hat es hier nie gegeben, und die vermeintliche Hochofenschlacke, aus der nach SIEMIRADZKI das Fundament der alten Schänke in Kuźnica Grabowska bestehen soll, ist bloß kavernoŝes Rasenerz.

Ich halte es daher nicht für möglich, das Vorhandensein von jurassischen Tonen in den erwähnten Fundorten anzuerkennen.

¹⁾ Außer den mitteljurassischen eisenerzführenden Tonen kommen in deren Nähe noch ebenfalls eisenerzführende Tone im Keuper vor. Um fortwährenden Wiederholungen vorzubeugen, will ich fortan unter „erzführenden Tonen“ ohne nähere Bezeichnung stets bloß die mitteljurassischen verstehen.

Flusses Biala (Weiße) Przemsza und dessen Zuflusses Centuria hineinragt.

Die ganze Gegend stellt eine schwach hügelige Oberfläche dar mit schwachem allgemeinem Abfall nach Südwest und Nordwest, d. h. im ganzen nach West. Diese Neigung ist durch einen Vergleich von Höhenangaben deutlich zu sehen. Ausgenommen die Stellen, wo es jüngere jurassische Bildungen gibt, sind die erzführenden Tone entweder gar nicht oder, meist, mit postpliocänen Ablagerungen (hauptsächlich Sand und Sumpf) bedeckt. Trotz der im ganzen geringen (1—10 Meter, manchmal auch darüber) Dicke dieser Decke sind natürliche Entblößungen höchst selten und kommen nur an Ufern von Fluß- und Bachläufen (Truskolasy, Hutki Kanki) vor. Die Untersuchung ist daher fast ausschließlich auf künstliche, meist in Schächten und Gruben, z. T. an Hohlwegen auftretende Profile angewiesen. Bevor ich zu deren Beschreibung übergehe, halte ich es für angezeigt, eine historisch-kritische Übersicht der Literatur vorzuschicken.

II. Historisch-kritische Übersicht der Literatur¹⁾.

Die Erzergebigkeit der mitteljurassischen Tone im südwestlichen Polen war schon in alten Zeiten bekannt, und die Gewinnung ihrer Erze hat mehrere Jahrhunderte hinter sich. Es sind z. B. kgl. polnische Privilegien zur Verhüttung der Erze dieser Gegend aus den Jahren 1531 (Wrenczyca), 1553 (Zajonccki) und 1566 (Truskolasy und Panki) bekannt²⁾. Jedoch fingen die geologischen Untersuchungen der Gegend erst mit dem 19. Jahrhundert an.

In bezug auf die jurassischen Eisenerz-Tone kann die Geschichte dieser Untersuchungen in drei Perioden geteilt werden:

1. 1805—1844. Diesen Tönen (sowie dem örtlichen braunen Jura überhaupt) wird ein sehr mannigfaches Alter zugeschrieben — vom Palaeozoicum bis inkl. Diluvium —, nur das richtige nicht! Zugleich werden sie oft mit ihnen ganz fremden Ablagerungen vereinigt.

2. 1844—1862. Das mitteljurassische Alter der Tone ist zweifellos festgestellt, jedoch ist deren Begrenzung Ablagerungen anderen Alters gegenüber noch nicht zu Ende geführt.

¹⁾ Um diesen Abschnitt nicht zu umfangreich werden zu lassen, werden darin die in deutscher Sprache erschienenen Schriften verhältnismäßig kurz, dagegen die dem deutschen Leser wenig zugänglichen polnischen und russischen Schriften ausführlich behandelt.

²⁾ LABECKI, H.: Górnictwo w Polsce. 1841.

3. 1862 bis Gegenwart. Endgültige Ausscheidung der jurassischen Tone als einer selbständigen Formation und deren Gliederung in paläontologische Zonen.

I. Die erste Periode und zugleich die geologische Untersuchung der Gegend überhaupt wurde von L. v. BUCH¹⁾ eröffnet. Leider hat er aber das richtige Alter der jurassischen Eisenerztone nicht erkannt. Auf einem Bohrprotokoll von Blanowice fußend, wo man unter braunkohleführenden Tonen auf Keuperkalk gestoßen war, den er irrtümlicherweise für den weißen Jurakalk derselben Gegend hielt, erklärte er konsequenter Weise die kohlenführenden Tone für jünger, als Jurakalk.

Da er sich zugleich die Aufeinanderfolge der betreffenden Schichten folgendermaßen dachte (von oben nach unten):

- 5) weißer Flugsand,
- 4) Toneisenstein in Ton,
- 3) schwache Lager sandiger Kohle,
- 2) mächtige bunte (rote und graue) Tone,
- 1) Eisensandsteine und -konglomerate,

— nahm er ein postjurassisches Alter auch für die Eisenerztone an und, da er den erwähnten Komplex für ein zusammenhängendes Ganzes ansah, dasselbe Alter für alle seine Schichten. Er rechnete ihn nämlich der „Neuen Steinkohlenformation“ zu, deren Alter er demjenigen des „Neuen Sandsteins des Heuscheuergebirges“, d. h. des Quadersandsteins (also der oberen Kreide) gleichstellte. Wir sehen also, daß v. BUCH nicht nur das Alter der jurassischen Tone unrichtig bestimmte, sondern sie zu einem Komplex mit Keuper und sogar mit Postpliocän zusammentat; zugleich aber rechnete er einen Teil von zu Limonit verwitterten kalkhaltigen jurassischen Toneisensteinen einer noch nicht entdeckten, aber wegen Abwesenheit von Ammoniten nicht jurassischen Kalksteinformation zu. Auch führte er den leidigen Ausdruck „Blaue Tone“ allgemein ein, obgleich solche nur im Keuper vorkommen, wogegen die jurassischen verschiedenartig grau sind und nur an der Oberfläche verwitterter Halden einen bläulichen Anstrich annehmen können.

Die Autorität v. BUCHS war so groß, daß während der darauffolgenden 34 Jahre fast alle Schriften entweder seine Ansichten wiederholten, variierten oder wenigstens Anklänge daran enthielten, andere aber kamen zu noch weniger richtigen Schlüssen. Eine Ausnahme bilden SCHULTZ und z. T. (namentlich in seinen ersten und letzten Schrift) PUSCH.

¹⁾ BUCH, L. v.: Geogn. Übersicht von Neu-Schlesien. 1805. Gesammelte Werke 1, 1867, S. 719—739.

Dabei berücksichtigen SCHULTZ¹⁾, STASZIC²⁾ und BLESSON³⁾ gar nicht die Ansichten v. BUCHS, bezw. scheinen dieselben nicht gekannt zu haben.

SCHULTZ sieht die Eisenerztone und ihr Grundgebirge als Zwischenlager oder sekundäre Lager der Kalksteinformation an, wegen Gleichheit der Versteinerungen. Nähere Altersbestimmung wird nicht angegeben. STASZIC spricht über die Eisenerztone im Vorübergehen. Seiner Ansicht nach liegen sie zwischen Sandstein bzw. Kieselschiefer als Hangendem und wasserführendem Sandstein als Liegendem und können geteilt werden in eine untere, sandige (manchmal aus Schiefer bestehende), oft etwas kalkige Lage, welche eine Schicht Toneisenstein enthält, und eine obere, fette, welche Knollen desselben Erzes führt. Von den wenigen Fundorten, die er anführt, gibt er nur für die im Süden des Gebiets liegenden als Alter die Übergangsformation an. Das Alter der übrigen wird nicht angegeben und kann nicht einmal nach seiner geologischen Karte bestimmt werden — diese ist topographisch vollständig falsch.

Schließlich stellte BLESSON eine Überschwemmungstheorie auf, nach welcher der Flözformation angehörende Toneisensteinlager in Tonen durch Fluten zerstört und an anderer Stelle wieder abgesetzt wären. Er rechnet die Tone mit Toneisensteinknollen, die er als Geschiebe betrachtet, der aufgeschwemmten Formation zu.

Von den übrigen Autoren schloß sich KARSTEN⁴⁾ vollständig, CARNALL⁵⁾ mit geringen Abweichungen⁶⁾ v. BUCH an. CARNALL versuchte durch neue Angaben v. BUCHS Meinung über das postjurassische Alter der Eisenerztone zu bekräftigen. Außer petrographischen Vergleichen mit der Quadersandsteinformation führt er dazu ein Bohrprotokoll von Koschentin auf, das jedoch von ihm falsch gedeutet wurde und in Wirklichkeit bloß das Auflagern von Keupertonen auf Keuperkalk beweist.

¹⁾ SCHULTZ, W.: Bemerk. üb. d. Vorkomm. d. Bleiglanzes, Brauneisensteins und Galmeys bei und um Tarnowitz i. O.-S., (1807) 1813, S. 111 u. Anhang.

²⁾ STASZIC, St.: O ziomorodztwie Karpatów i innych gór i rownin Polski. 1815.

³⁾ BLESSON: Über Magnetismus und Polarität der Toneisensteine und über deren Lagerstätten in Oberschlesien und baltischen Ländern. 1816.

⁴⁾ KARSTEN, D.: Mineralog. Tabellen. 2. Aufl. 1808, S. 83.

⁵⁾ CARNALL, R. v.: Geogn. Vergleich zwischen den nieder- und oberschlesischen Gebirgsformationen und Ansichten über deren Bildung. KARSTENS Archiv für Mineralogie usw. 4, 1832.

⁶⁾ Nämlich rechnete er die groben Kieselkonglomerate aus dem v. Buchschen Komplex dem aufgeschwemmten Lande zu.

OEYNHAUSEN¹⁾ machte, wie es scheint, einen Versuch, v. BUCHS und BLESSONS Ansichten zu vereinigen. Er rechnet die Eisenerztone im südlichen Teile ihres Gebietes zur neuen Steinkohlenformation v. BUCHS, im nördlichen zur aufgeschwemmten Formation. Dabei hält er die beiden Formationen für verwandt und sogar Übergänge zwischen denselben für möglich. Überhaupt ist seine Darstellung außerordentlich verworren und unklar. Von einer vorgefaßten Idee beherrscht und zum Teil auf falschen Angaben (Vorkommen krystalliner Geschiebe und Artefakten in den Eisenerztonen) fußend, hält er sogar die Versteinerungen für keinen Beweis gegen die Zurechnung zur aufgeschwemmten Formation und sucht sie als den Tonen fremde Körper zu erklären. Sein einziges Verdienst ist, die von v. BUCH ausgeschiedenen Limoniten als verwitterte Toneisensteine gedeutet zu haben.

Selbständiger als die vorerwähnten trat PUSCH²⁾ auf, zunächst im Jahre 1823. Er widerlegte die Theorien von BLESSON und OEYNHAUSEN und machte auf die Identität der Versteinerungen der Eisenerztone mit denen des weißen Kalkes aufmerksam; da er aber zugleich an die Richtigkeit der BUCHSchen Deutung der Bohrung in Blanowice glaubte, nahm er an, der BUCHSche Schichtenkomplex sei das oberste Glied des weißen Kalkes.

In seinen späteren Schriften³⁾ kam er wiederholt darauf, über das Alter des BUCHSchen Komplexes zu sprechen, den er — nach Ausscheidung des Flugsandes — der Wealdenformation Englands parallelisierte (die Tone dem Wealdclay, als dessen marine Facies, die Sandsteine dem Ironsand) und als „Moorkohlen- und Toneisensteinformation“ bezeichnete — ein Name, der in der damaligen Literatur angenommen wurde⁴⁾.

Nun beging er in bezug auf Schichtenfolge eine neue Konfusion. v. BUCH und seine Nachfolger sprachen von unter den Tonen liegenden Eisensandsteinen. PUSCH verneint sie

1) OEYNHAUSEN, K. v.: Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien — Mit Karte. 1822.

2) PUSCH, G.: Bemerkungen über HERRN v. OEYNHAUSENS Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien. Mineralogisches Taschenbuch 1823, Heft 4.

3) PUSCH, G.: a) Über die geognostische Konstitution der Karpaten und der Nord-Karpatenländer. KARSTENS Archiv für Miner. usw. 1, 1829. — b) Krótki rys geognost. Polski i Karpat północnych. Sławianin 1 und 2, 1830. — c) Geognost. Beschreibung von Polen 1831—36, mit Atlas (1837). — d) Polens Paläontologie. 1837.

4) Vgl. CARNALL (l. c.) u. BLOEDE, G. v.: Nachtr. z. Schrift: Übergangsformat. i. Kgr. Polen. Neues Jahrb. f. Miner. 1833.

nicht, spricht aber auch von einer Wechsellagerung solcher Sandsteine mit den erzführenden Tönen und schließlich von einer Bedeckung dieser Töne durch im Sande gelagerte Eisensandsteine, auf die er besonderes Gewicht legt und sie für das oberste Glied des v. BUCHSchen Komplexes erklärt.

Es ist aber ein Mißverständnis, das auf Verwechslung verschiedener Sandsteinarten und -lagen sowie auf falsch gedeuteten topographischen Beobachtungen usw. beruht. Denn, wie wir später sehen werden, sind es gerade die eisensandsteinführenden Sande — soweit es sich nicht um Sandsteinfunde im Diluvium handelt —, die tiefer als die erzführenden Töne liegen.

Auch die paläontologischen Studien PUSCHS halfen ihm nicht, sich über die stratigraphischen Irrtümer hinwegzusetzen, und zwar nicht nur, als er in seinen ersten Schriften die Identität (1823) oder Ähnlichkeit (1829 u. 1831—36) der Mehrzahl der in den Toneisensteinen und den sie führenden Tönen enthaltener Versteinerungen mit denen des weißen Jurakalkes betonte, zugleich aber doch von deren Ähnlichkeit mit denen des Grünsandes (1829) und Ironsandes (1831—36) sprach; nein, er hielt an dem Wealdenalter dieser Töne auch dann fest, als er daraus in seiner Paläontologie 17 zweifellose Juraarten und bloß 2 untercretacische beschrieben hatte. Höchstens, meinte er, wären diese Töne den kohlenführenden Kimmeridgertonen gleichzustellen, unter der Bedingung jedoch, den weißen Jurakalk für mittleren Jura anzuerkennen. Erst in einem Artikel aus dem Jahre 1839¹⁾ und seinem posthumen größeren Werke²⁾ wird er endlich die alten Ansichten los.

Auf Grund neuer Beobachtungen bei Jaworzniok südwestlich von Czenstochau u. a. m. stellte er nun fest, die Eisenerztöne lägen unter dem weißen Jurakalk und dazwischen komme noch gelber Mergeloolith und brauner eisenhaltiger Sandstein bezw. Sandkalk vor. Seine neue Ansicht bekräftigt er durch den Hinweis auf das NO-Fallen der Schichten, bei dem der Jurakalk, östlich von den Tönen verbreitet, dieselben, entgegen v. BUCHS Annahme, nicht unterteufen kann.

¹⁾ Pusch, G.: Über die geogn. Verhältnisse von Polen nach neueren Beobachtungen. Karstens Archiv für Miner. usw. **12**, 1839.

²⁾ Pusch, G.: Nowe przyczynki do geologii Polski. Pamiętn. Fizyograf. 1881—85. Die Schrift von 1839 ist als eine vorläufige Mitteilung darüber zu betrachten. Das Werk wurde von Pusch noch zweimal angezeigt (Nachr. z. Geogn. Polens, N. Jahrb. f. Miner. usw. 1840, u. Neue Beitr. z. Geogn. Polens, ebendas, 1844), aber erst lange nach dem Tode des Verfassers gefunden und bloß in polnischer Übersetzung herausgegeben worden.

Leider bringt er in die Deutung seiner Beobachtungen neue Irrtümer hinein.

Auf Grund unrichtiger Vergleiche mit West-Europa und irrümlicher Fossilienbestimmungen parallelisiert er den in Wirklichkeit dem Callovien gehörenden braunen Sandkalk dem englischen Marly Sandstone, den er für untersten braunen Jura hielt. Dabei verwechselt er mit dem unteren, besonders sandigen Teil dieses Sandkalkes sowohl die an Eisensandsteinstücken reichen Sande, welche überall in der Nähe von Skałka (SW von Jaworznik) und im ganzen Strich von Koziogłowy bis nach Wieluń und Oberschlesien oberflächlich lagern, als auch die den erzführenden Tonen untergeordneten Sandsteine und kalkig-sandigen eisenhaltigen Knollen aus der Umgebung von Panki; dies alles wird in den unteren Marly Sandstone einbezogen. Er kommt sogar dazu, für diese Bildungen eine ähnliche Fauna zu notieren, wie er sie für die Sandkalke bestimmt hat; da es sich aber in beiden Fällen u. a. hauptsächlich um *Amm. Parkinsoni* handelt, sieht man, daß entweder falsche Bestimmung oder Verwechslung der Stücke vorgelegen haben muß. Die eisenhaltigen Konglomerate trennte er von den ihnen verwandten Sandsteinen und stellte erstere mit den kohleführenden Tonen in Verbindung.

In seinem posthumen Werke gibt er eine revidierte Liste der Fauna der erzführenden Tone und der Erze selbst. Es sind 25 Arten, von denen jedoch die meisten falsch bestimmt sind¹⁾. Davon sieht er 40 Proz. als dem oberen Lias, 12 Proz. dem Unteroolith, 16 Proz. beiden Formationen angehörend an; die übrigen 32 Proz. bestehen aus neuen oder zu wenig bekannten Formen. Auf Grund dieser Berechnung erklärt PUSCH die Erztone für oberen Lias.

Dies war schon ein großer Fortschritt den früheren Ansichten gegenüber, und die Ungenauigkeit der Altersbestimmung soll man nicht zu streng beurteilen; denn zu jener Zeit waren Lias und Dogger auch in West-Europa nicht genau abgegrenzt, und die meisten, vornehmlich norddeutschen Vorkommen, denen PUSCH die Erztone parallelisiert, in der Meinung, erstere seien Lias, sind später (z. T. aber, wie es auch PUSCH erwähnt, von einigen Autoren schon damals) für mitteljurassisch erklärt worden.

Unmittelbar unterhalb der Erztone („Toneisensteinformation“) stellte PUSCH die „Moorkohleformation“, — Kohlenschichten, die

¹⁾ Eine Neubestimmung derselben läßt sich nicht gut durchführen, weil in der PUSCHSchen Sammlung (Universität Warschau) viele, und darunter gerade die interessantesten Stücke fehlen.

von Sanden, Tonen, weichen Sandsteinen und Kieselkonglomeraten begleitet werden; er parallelisiert dieselbe dem unteren Lias-Sandstein. Sie wird von bunten Tonen unterlagert, die jetzt PUSCH richtig als Keuper erkennt. Letzteres war eine große Entdeckung, die jedoch — obgleich schon im deutschen Aufsatz von 1839 enthalten — von den wissenschaftlichen Nachfolgern PUSCHS leider z. T. nicht anerkannt wurde, z. T. unbekannt geblieben ist.

II. Mit PUSCH schließt die erste Periode ab. Die zweite beginnt mit der Feststellung des mitteljurassischen Alters der erzführenden Tone im Jahre 1844 durch BEYRICH¹⁾, hauptsächlich auf Grund ihrer Versteinerungen (*Amm. Parkinsoni*, *Pholadomya Murchisoni* usw.), aber auch auf Grund einiger irrtümlicher Angaben, wie die von GÖPERT²⁾ als jurassisch bestimmten Pflanzen aus den oberschlesischen Keuper-Toneisensteinen und die Resultate der von v. CARNALL³⁾ in Oberschlesien ausgeführten Bohrungen, welche irrtümlicherweise als Auflagerung des oberjurassischen Kalksteins auf den Tonen des mittleren Jura gedeutet wurden, wogegen sie in Wirklichkeit bloß eine Auflagerung von Keuperkalkstein auf Keupertonen zeigen, und zwar in einer Gegend, wo Jura überhaupt nicht mehr vorhanden ist.

Solch ein Irrtum ist dadurch zu erklären, daß sowohl BEYRICH als auch CARNALL, obgleich sie von der Entdeckung des Keupers in Polen durch PUSCH wußten, diese zugleich mit seiner Zurechnung der mitteljurassischen Tone zum Lias verneinten und die bunten Tone sowie die übrigen Keuperschichten als jurassisch ansahen.

Diese Anschauungen wurden von v. CARNALL in seinen schon erwähnten und anderen⁴⁾ Schriften ausführlich besprochen.

Zum oberen Jura rechnete er bloß die weißen Kalksteine (sowohl die wirklich jurassischen als auch die jetzt zum Keuper gerechneten). Die unter diesen Kalksteinen liegenden

¹⁾ BEYRICH, E.: Das Flözgebirge Oberschlesiens. Karstens Archiv für Miner. usw., 18, 1844.

²⁾ GÖPERT, H. R.: a) Über d. fossil. Cycadeen usw. Arbeit. der Schles. Ges. f. vaterl. Kultur pro 1843—44; b) Über d. foss. Flora d. mittl. Jura-Schichten in Oberschlesien. Ebendas. pro 1844—45.

³⁾ CARNALL, R. v.: a) Niveau und Lagerungsverhältn. d. oberschles. Gebirgsformationen. Bergmänn. Taschenb. 1845; b) Der Kalkstein des Lublinitzer Kreises in Oberschlesien. Ebendas. 1846.

⁴⁾ CARNALL, R. v.: a) Entwurf eines geologischen Bildes von Oberschlesien. Bergmänn. Taschenb. 1844. — b) Geognostische Karte von Oberschlesien. 1. Aufl. 1844, 2. Aufl. 1858. — c) Oberschlesiens Gebirgsschichten od. Erläuter. zu d. geogn. Karte von Oberschlesien. Jahrb. d. Schles. Ver. f. Berg- u. Hüttenwesen, 2, 1860.

Tone mit den ihnen untergeordneten Schichten rechnete er alle zum mittleren Jura, unterschied aber darin 2 Kategorien: a) bunte, vorzugsweise rote (doch auch grünliche und graue) Tone mit verschiedenen Sandsteinen, Breccien, Kalkstein usw.; b) dunkelgraue Tone mit Eisenstein, Sande, Sandsteine usw., „Toneisenstein-Gebirge“.

Die bunten Tone hielt er für ein Übergangsglied zwischen dem Toneisenstein-Gebirge und dem weißen Jurakalkstein. Seiner Ansicht nach wird der untere Teil der bunten Tone durch graue Tone gebildet, die denen des Toneisenstein-Gebirges sehr ähnlich sein können, und mit dem oberjurassischen Kalksteine werden die bunten Tone durch die in ihrem oberen Teile vorkommenden Bänke weißen Kalksteins verbunden (die er für ebenfalls oberjurassisch hielt). Irrtümlich voraussetzend, daß Eisensteine ausschließlich im „Toneisenstein-Gebirge“ vorkommen, führt er die Grenze zwischen diesem und den bunten Tonen dort durch, wo, von oben gerechnet, die ersten Eisensteine auftreten, und gibt, von dieser Idee erfaßt, sehr unwahrscheinliche Erklärungen mancher Tatsachen, nur um sie mit seiner Idee in Einklang zu bringen. Die Fälle, wo man rote Tone unterhalb der oberen Eisensteine gefunden hat, erklärt er dadurch, daß rote Tone auch im Toneisenstein-Gebirge auftreten können, weil doch die roten und grauen Tone sich bloß durch die Art der Verteilung des Eisens (deren Gleichmäßigkeit) unterscheiden und auch in seitlicher Richtung ineinander übergehen können. Das Fehlen der bunten Tone zwischen dem weißen Kalkstein und den eisensteinführenden Tonen in Polen erklärt er dadurch, daß die bunten Tone, als ein Übergangsglied, nicht überall vorhanden zu sein brauchen.

Die mit losen Sanden verbundenen Eisensandsteine (welche, seiner Meinung nach, vielleicht aus den Sphärosideriten entstanden sein könnten) sieht er als obere Schichten des Toneisensteingebirges an (ist also gleicher Meinung mit PUSCH).

Anderseits kam v. CARNALL als erster auf den Gedanken, die verschiedenen, nicht ganz identen Aufschlüsse der erzführenden Tone gehören nicht einer, sondern mehreren aufeinanderfolgenden Bildungen an und seien auf diese Weise viel mächtiger, als es sich an einzelnen Stellen beobachten läßt, worin schon der erste Keim des Gedanken über die Möglichkeit einer vertikalen Gliederung der Tone zu sehen ist.

v. CARNALL hat auch eine ausführliche petrographische Beschreibung des „Toneisenstein-Gebirges“ gegeben¹⁾.

¹⁾ CARNALL, R. v.: Das oberschlesische Toneisensteingebirge. Bergmänn. Taschenb. 1847.

Nach BEYRICHS Feststellung wurde das mitteljurassische Alter der erzführenden Tone nicht angezweifelt und wurde sofort, außer v. CARNALL, auch von v. BLOEDE und ZEUSCHNER angenommen.

III. Mit ZEUSCHNER tritt die Geschichte der erzführenden Tone in ihre dritte Periode ein. Zunächst¹⁾ hält er sich noch an die paläontologischen Daten PUSCHS (aus dem Jahre 1837) und begnügt sich, die von uns zu besprechenden Ablagerungen samt dem Baliner Oolith dem Iron-Oolithe, als dem untersten Gliede des braunen Juras, zuzurechnen. Nachher gab er selbständige, mehr oder minder richtige, Fossilienbestimmungen, kam auch mehrmals auf die Frage über das Alter der erzführenden Tone usw. zurück und änderte im Laufe der Zeit (1861—70) seine Ansichten darüber.

Anfangs²⁾ parallelisiert er diese Tone (sowie die kohlenführenden) dem braunen Jura ϵ , namentlich aber dem Callovien (trotz dem Vorkommen von *Amm. Parkinsoni*), und zwar dem unteren, wogegen er einen Teil der den Tönen untergeordneten Bildungen³⁾ dem oberen Callovien zurechnet⁴⁾. Nachher stellte er die kohleführenden Tone zu den bunten und schied beide zum Keuper aus, den er in Polen ganz selbständig entdeckte⁵⁾, die erzführenden Tone erklärte er aber für Inferior-Oolithe und versuchte sie in 3 Etagen zu zerlegen:

¹⁾ ZEJSZNER, L.: Geologia do łatwego pojęcia zastosowana, 1856.

²⁾ ZEUSCHNER, L.: a) Brief an BEYRICH. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1861; b) Opis geol. ogniw form. Jura, rozpr. w zachodn. stronach Polski. Bibl. Warszawska 3, 1864, und Entw. d. Jura-Form. i. westl. Polen. Z. d. D. G. G. 1864. (Der deutsche Text etwas ausführlicher.); c) Poszukiw. geol. dokon. w. p. z. okolicach Król. Polskiego (verfaßt 1864, aber erst 1884 herausgegeben nach einer Brouillon-Handschrift, daher stellenweise schwer verständlich). Pamięt. Fizyogr. 4, 1884.

³⁾ Zugleich erwähnt er „die braunen Flugsande v. Libidza“ (bei Czenstochau). Es ist mir vollständig unverständlich, was er damit gemeint hat.

⁴⁾ ZEUSCHNER, L.: a) Üb. d. roten und bunten Tone u. d. ihnen untergeordneten Glieder i. sw. Polen. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 18, 1866. — b) Üb. d. verschied. Format., auf die sich d. poln. Jura abgesetzt hat. N. J. f. M. usw. 1866; dasselbe auch in Verhandl. d. K. Russ. Miner. Ges. (2) 3, 1868. — c) Gruppen u. Abteil. d. poln. Juras. Z. d. D. G. G. 1869. — d) Üb. d. Brauneisenerzlager von Konopiska. N. J. f. M. 1870. — e) Einige Bemerk. üb. d. geogn. Karte v. F. RÖMER. Z. d. D. G. G. 1870. — Außerdem, wegen Fossilienliste, vergl. man: Üb. d. Fauna d. grauen Tones bei Czenstochau. N. J. f. M. 1869.

⁵⁾ Auch das höhere Alter der Tone dem Jurakalk gegenüber wurde von ihm selbständig festgestellt. Er scheint PUSCHS letzte Schriften gar nicht gekannt zu haben und polemisiert gegen dessen ältere.

α) Etage des *Amm. aspidoides* OPP. u. *Amm. subcoronatus* OPP., β) des *Amm. Parkinsoni* SOW. und γ) des *Belemnites hastatus* BL., *canaliculatus* SCHL., *bessinus* ORB., *Beyrichi* OPP., wobei die 2 oberen Etagen (also wohl α und β) den oberen Zonen OPPELS entsprechen und tiefere Stufen des Doggers fehlen sollen.

Dabei stützt er sich ausschließlich auf paläontologische Tatsachen und hat die Aufeinanderfolge seiner Etagen nirgends beobachtet; aber auch paläontologisch erscheinen sie nicht berechtigt, weil in deren Charakteristik Formen vom Bajocien, Bathonien und Callovien für eine und dieselbe Etage erwähnt werden.

Aus einigen in Wirklichkeit den erzführenden Tönen untergeordneten Sandsteinen, Sphärosideriten und Limoniten brachte er auf Grund seiner paläontologischen Bestimmungen sowie von unrichtigen stratigraphischen Angaben eine besondere, den Tönen aufliegende Etage zustande, die dem unteren Great-Oolith, dem Fullers-Earth, entsprechen sollte. An anderen Orten soll der Great-Oolith nicht selbständig auftreten, sondern mit Callovien zusammen eine Eisenoolith- bzw. Braunkalkschicht mit gemischter Fauna bilden — welche Annahme wiederum auf unzureichender Beobachtung beruhte.

Auch mit der Frage über Lage und Alter der Eisen-sandsteine hat sich ZEUSCHNER befaßt. Er hielt stets daran fest, diese lägen über den erzführenden Tönen, und polemisierte noch 1870 mit RÖMER darüber. In seinen ersten Schriften nimmt er als vermutliches Alter derselben oberes Callovien an, später nahm er an, sowohl diese Sandsteine als auch, im Gegensatz zu PUSCH, die Eisenkonglomerate gehörten entweder dem Callovien oder dem Great-Oolith an, wofür er jedoch keine paläontologischen und nur entschieden falsche stratigraphische Angaben anführt.

Viel gelungener als ZEUSCHNERS stratigraphische Versuche¹⁾ waren seine paläontologischen Bestimmungen. Obgleich manche davon irrig waren und ihm die Horizontierung erschwerten, so hat er doch für die erzführenden Tone eine Liste von 61 Arten zustande gebracht, wobei fast alle falschen Namen bloß auf die Ammoniten entfallen.

Nun kommen wir auf die Schriften FERD. RÖMERS zu sprechen, die wir im großen und ganzen als dem deutschen

¹⁾ Diese mögen schon durch seine falsche Ansicht über das Einfallen der Schichten nach O oder SO — welches allerdings örtlich vorkommen, aber durchaus nicht als das allgemeine gelten kann — sehr erschwert gewesen sein.

Leser bekannt annehmen und uns daher ganz kurz fassen dürfen. Nachdem er zunächst im Jahre 1862¹⁾ den Keuper in Schlesien — ganz selbständig — entdeckt und 1863²⁾ nachgewiesen hatte, daß die meisten Toneisensteine in Oberschlesien nicht aus den grauen mitteljurassischen, sondern aus den bunten Keupertonen stammen, bewies er auch das Keuper-Alter der durch GÖPPERT untersuchten pflanzenführenden Toneisensteine. Zugleich stellte er — wiederum unabhängig von PUSCH — das nordöstliche Einfallen der Schichten und das damit verbundene Auftreten von immer jüngeren Schichten in der Richtung von West nach Ost fest.

Bald darauf³⁾ trat er mit einem Schema der Schichtenfolge auf und bewies, daß die so lange strittig gewesenen Eisensandsteine und -konglomerate, die er als Kostzelitzer (der betreffende Ort heißt eigentlich Kostellit) Schichten bezeichnet, zusammengehören, im losen Sande Schichten bilden und entweder auf zweifelhaften, stummen, die Keuper-Letten überlagernden Łysiec-Siedlecer Schichten — und zwar in engem Zusammenhange mit letzteren⁴⁾ — ruhen, oder direkt, und wahrscheinlich transgressiv, also diskordant, den oberen Keuper überlagern⁵⁾. In Betracht ziehend, daß der Lias in der

¹⁾ RÖMER, FERD.: Die Nachweis. d. Keupers in Oberschlesien und Polen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1862.

²⁾ RÖMER, FERD.: Weitere Beobacht. üb. d. Verbreit. u. d. Glieder. d. Keupers i. Oberschlesien. Ebendas. 1863.

³⁾ RÖMER, FERD.: a) Geogn. Karte v. Oberschlesien. 1867. Mit Erläuter. z. d. Sektion. Gleiwitz, Königshütte, Loslau u. Pleß. Der südliche Teil dieser Karte (südlicher als Włodowice) ist von einem Mitarbeiter RÖMERS unter dem Titel O. DEGENHARDT: „Der oberschlesisch-polnische Bergdistrikt“ mit Hingeweglassung des Diluviums herausgegeben worden, was nicht ohne eine Übertreibung der Grenzen einzelner Ablagerungen geschehen ist. — b) Neuere Beobacht. üb. d. Glieder. d. Keupers u. d. ihn zunächst überlagernd. Abteil. d. Juraform. in Oberschlesien u. d. angrenz. Teilen v. Polen. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1867. — c) Geologie v. Oberschlesien. Mit Atlas und Profilen. 1870.

⁴⁾ Diese Schichten werden von RÖMER nur wegen ihres Zusammenhanges mit dem Hangenden vorläufig dem Jura zugerechnet, wogegen er sie petrographisch dem oberen Keuper (Hellewalder Schichten) für ähnlicher hält.

⁵⁾ Die Ansichten RÖMERS über das gegenseitige Verhältnis des Keupers und der unteren Juraschichten sowie dieser untereinander sind schwer klar darzulegen, weil er sich selbst darüber widerspruchsvoll äußert. So steht es S. 194, daß die Kostzelitzer Sandsteine auf den Hellewalder oder Wilmsdorfer Schichten des Keupers liegen, wogegen dies S. 202 für die Wilmsdorfer bloß als „anscheinend“ hingestellt wird.

Dasselbe gilt von der Überlagerung der Kostzelitzer Sandsteine durch die erzführenden Tone. S. 202 wird sie als „nachweisbar“ ge-

Nachbarschaft fehlt, und daß in losen Stücken solchen Eisen-Sandsteins an einer Stelle in Oberschlesien (Helental bei Wojschnik) eine Fauna mit *Inoceramus polyplocus* und *Pecten pumilus* nachgewiesen worden ist, nimmt er an, ein Teil der Sandsteine gehört der Zone von *Amm. Murchisoni* zu, die übrigen aber, welche nur undeutliche Reste von Pflanzen und marinen Muscheln enthalten, müssen jedenfalls auch zum unteren braunen Jura gehören. Die eisenerzführenden Tone überlagern die Eisensandsteine konkordant und werden ihrerseits konkordant von den zum Callovien gehörenden braunen eisenhaltigen Kalk- und Sandsteinen und Oolithen bedeckt.

Mangels genügenden Materials und Zeit, um eine Horizontierung der erzführenden Tone durchzuführen, bezeichnete er sie als „Schichten“ (aber ausdrücklich nicht als Zone!) mit *Ammonites Parkinsoni*, glaubte jedoch darin zwei Abteilungen unterscheiden zu können: eine aus zähen grauen Tonen mit Lagern von tonigen Sphärosideriten bestehende untere Abteilung mit einer großen Form von *Amm. Parkinsoni* und eine obere, bestehend aus dunklen sandigen Tonen mit Lagern von Toneisensteinen, losen Sanden, eisenhaltigen Sandsteinen und sandigen Limoniten, die durch eine kleine Form von *Amm. Parkinsoni* charakterisiert wird, wobei die untere Abteilung südlich von Kromolów fehlen, die obere aber bis an die südliche Grenze des Gebiets der erzführenden Tone gehen soll. Er gibt auch für die beiden Abteilungen Listen der Fundorte.

Was nun RÖMER unter der kleinen Form von *Amm. Parkinsoni* gemeint hat, bleibt unbekannt. Denn seine Sammlung weist nur ein einziges aus seinen oberen Tonen stammendes *Parkinsoni*-Exemplar¹⁾ auf, und dieses ist zu jung, um eine sichere spezifische Bestimmung vorzunehmen. Nimmt man aber seine Abteilungen als untere und obere Schichten überhaupt, so muß bemerkt werden, daß die Fundorte der unteren Schichten, abgesehen von einigen Ausnahmen, richtig angegeben sind und zu den Zonen des *Cosmoceras Garantianum* und

nannt, S. 209 bloß „anscheinend“. Auf S. 209 wird auch erwähnt, daß bei Blanowice die Tone „augenscheinlich“ auf Keuper-Letten ruhen, was jedoch wohl nur eine der örtlichen Geologie widersprechende theoretische Spekulation ist. Denn, wie wir später sehen werden, sind die Jura- und Trias-Tone auch im Süden des Gebiets der erzführenden Tone stets durch einen Sandkomplex voneinander getrennt.

Es sei noch bemerkt, daß alle von RÖMER erwähnten Fundorte der Kostceletzter Schichten nördlich der Linie Wojschnik-Myszkow liegen.

¹⁾ Wahrscheinlich Original z. S. 224 der Geol. v. Oberschlesien.

Parkinsonia Parkinsoni gehören. Dagegen stellt die Liste für die oberen Schichten ein Gemisch von Fundorten der oberen (höher als die *Parkinsoni*-Zone) mit solchen der unteren (Zone des *Cosmoceras Garantianum*) vor. Auch werden wir weiter unten sehen, daß die Abwesenheit der unteren Schichten im Süden nur als Abwesenheit der unteren Zonen in den Tonen, nicht aber im allgemeinen verstanden werden darf.

In bezug auf Fauna beschreibt RÖMER unter teilweiser Abbildung 29 Arten für seine untere und 41 für seine obere Abteilung der Tone, darunter aber nur je 2 und 4 Ammoniten, von denen nur *Amm. Parkinsoni* und *Eudesianus* als sicher bestimmt gelten können. Die übrige Fauna ist im ganzen richtig bestimmt, aber für die Stratigraphie von wenig Bedeutung.

Den schlesisch-polnischen Jura mit anderen Gegenden vergleichend, fand RÖMER, daß besonders der weiße, aber auch der braune schlesisch-polnische Jura am meisten dem schwäbischen, sodann aber dem baltischen ähnlich sei, und nimmt entsprechende Verbindungen an. Die viel größere Ähnlichkeit mit dem nordwestlichen deutschen Jura hat er so sehr übersehen, daß er eine Verbindung der beiden Gebiete direkt verneinte.

Er betonte noch die von West-Europa verschiedene Auflagerung des mittleren Juras direkt auf Keuper mit Ausschluß des Lias, der in Oberschlesien und Polen ebenso wie in NO-Europa (besonders Rußland) überhaupt fehle. Dabei nimmt er aber für Oberschlesien und Polen einen ununterbrochenen Absatz und eine anscheinend vollständige Konkordanz der Schichten an¹⁾, was das Fehlen des Lias besonders bemerkenswert mache.

Auf seiner Karte wies RÖMER zum ersten Male den jurasischen erzführenden Tonen ihre richtigen Grenzen zu.

Nach einer längeren Pause wurden diese Tone ein Gegenstand der Untersuchungen von MICHALSKI²⁾.

Nachdem er sich vergewissert hatte, daß große *Park. Parkinsoni* auch an einem von RÖMER der Abteilung mit der kleinen Form zugewiesenen Fundort (Gnaszyn)³⁾ vorkommen,

¹⁾ (S. 255), wogegen er im selben Werke früher (S. 194) von einer wahrscheinlich transgressiven, also diskordanten Lagerung des Jura über dem Keuper bei deren direkten Berührung sprach.

²⁾ MICHALSKI, A.: Le Jura polonais. Bull. d. Comité géol. d. St. Petersb. 4, 1885 (russ. m. franz. Resumé).

MICHALSKI, A.: Formacyja jurajska w Polsce. Pamiętn. Fizyogr. 5, 1885.

³⁾ In Wirklichkeit sind in Gnaszyn sowohl die *Parkinsoni*-Zone als auch zwei darauf folgende vorhanden.

verwarf er nicht nur RÖMERS Einteilung der Tone, sondern auch die Möglichkeit, die kleine Form für eine Bathonien-Art und somit die entsprechenden Schichten für Bathonien zu halten (obgleich er selber meinte, einige andere Arten der RÖMERSchen Fossilien wiesen auf diese Stufe hin). Daher rechnete MICHALSKI die erzführenden Tone in ihrer ganzen Mächtigkeit der Zone der *Park. Parkinsoni* zu, obgleich er zugleich vermutete, daß ein Teil davon älter als die übrigen wäre und keine Gastropoden enthielte. In Wirklichkeit kommen Gastropoden in allen erzführenden Tönen vor, und ebenso unrichtig ist die Annahme MICHALSKIS, daß Fossilien nur im Erz, nicht aber in den Tönen selbst sich finden; sie widerspricht auch den Angaben früherer Autoren.

MICHALSKI nahm die Unterlagerung der Tone durch die Kostzelitzer Sandsteine an, sprach aber die Vermutung aus (ohne Angabe der Gründe), daß beide an ihrer Grenze wechselagern. Außerdem, infolge des verschiedenen Charakters dieser Sandsteine aus verschiedenen Fundorten, bezweifelte er die Zugehörigkeit derselben zu einem Horizonte.

Zwischen den erzführenden Tönen und dem sie nach RÖMER überdeckenden *Macrocephalus*-Kalke stellte MICHALSKI noch 2 Zonen auf, und zwar: 1. die durch Sandsteine vertretene Zone der *Opp. fusca* QU. WAAG.: eisenhaltige, kalkig-tonige Sandsteine mit Eisen-Ausscheidungen mit *Opp. fusca* (Zwierzyniec bei Krzepice, Panki¹⁾), *Per. cf. Martinsi* ORB. (Zwierzyniec), *Per. cf. Defrancei* ORB. (Panki), *Rh. varians* SCHL. (Pierzchno) und tonige Sandsteine mit Sphärosideriten und *Park. neuffensis* OPP. (Łosnice bei Zawierce);

2. darüber die durch Eisen- und Sand-Oolith vertretene Zone der *Oppelia aspidoides* OPP. mit *Opp. biflexuosa* ORB., *Opp. serrigera* WAAG. (Gaszyn bei Wieluń), die vom Callovien durch weiße Sande und Übergangsschichten getrennt wird.

Auf diese Weise war MICHALSKI der erste, der für Polen die Existenz von 3 tatsächlich vorhandenen Zonen des Bajocien und Bathonien annahm. Leider entspricht aber seine Auffassung derselben hier nicht ganz der Wirklichkeit (was durch die zu große Fläche, die er in kurzer Zeit zu erforschen hatte, erklärlich ist).

Er hat nämlich nicht bemerkt, daß die Schichten, die er zur Zone d. *Opp. fusca* rechnet, den erzführenden Tönen unter-

¹⁾ Es wurde noch von v. BUCH erwähnt, daß in Panki Erze aus sehr verschiedenen Fundorten geschmolzen werden. Daher ist der Ursprung von Fossilien aus Panki sehr ungewiß, umsomehr, als MICHALSKI sie aus zweiter Hand, von der Hüttenverwaltung, erhalten hat.

geordnet sind; und daß auch der die letzteren überlagernde und von Ton durchschichtete Oolith mit diesen Tönen eng verbunden ist, umsomehr, als entgegen der Meinung MICHALSKIS die Oolithbildung nicht erst mit dem oberen Bathonien ihren Anfang nimmt, sondern in aus den Tönen stammenden harten Gebilden schon seit der Zone d. *Cosm. Garantianum* gelegentlich vorkommt, und zwar nicht nur als zerstreute Oolithkörner, sondern manchmal auch als echter Oolith.

Sodann sind auch die Oppelien, die er für *Opp. fusca* gehalten hat, keine solchen, sondern ein eine richtige spezifische Bestimmung nicht zulässendes junges Exemplar (*Zwierzyniec*) und *Opp. serrigera* (Panki).

Endlich sei bemerkt, daß Pierzchno nicht zum unteren, sondern zum oberen Bathonien gehört¹⁾, und daß *Park. neuffensis*, die zur Zeit MICHALSKIS als ein Fossil des unteren Bathonien (*Opp. fusca*-Zone) angesehen wurde, jetzt vielfach aus tieferen Schichten zitiert wird und in unserem Gebiete ausschließlich tiefer, im oberen Bajocien (*Parkinsoni*- und *Garantianum*-Zonen) vorkommt.

Was die Ansicht MICHALSKIS über die Bathonien-Callovien-Grenze anbetrifft, so wird sie im Kapitel über die Zone *Oppelia serrigera* im beschreibenden Teile besprochen werden.

MICHALSKI machte als erster darauf aufmerksam, daß die im Norden mächtigen erzführenden Tone nach Süden auskeilen und durch Gesteine der littoralen Facies ersetzt werden, was er durch die Tiefe²⁾ des Meeres im Norden und dessen Seichtheit im Süden erklärte.

Auch betonte er die große Ähnlichkeit des mittleren Jura (bis inkl. unteres Callovien) Polens im Gebiete der erzführenden Tone mit demjenigen des nordwestlichen Deutschlands, wogegen er für die südlichere Gegend eine größere Ähnlichkeit derselben Schichten mit dem mährisch-niederbayerischen Typus konstatierte. Zur Erklärung dieser Verhältnisse nahm er eine gleichzeitige Meeresverbindung des polnischen Bassins mit den beiden ausländischen an mit vorwaltendem Einfluß des einen von den letzteren im Norden, des anderen im Süden des polnischen Juragebietes.

BUKOWSKI³⁾ folgt im allgemeinen den Ansichten MICHALSKIS. Aber er stellt außerdem fest die Anwesenheit am Berge Jasna

¹⁾ REHBINDER, a. a. O.

²⁾ Diese Tiefe muß allerdings, wie wir es später sehen werden, nur sehr relativ genommen werden.

³⁾ BUKOWSKI, G.: a) Über Bathonien, Callovien und Oxfordien i. d. Jurarücken zw. Krakau u. Wieluń. Verh. d. k. k. R. A. 1887. — b) Über d. Jura-Bild. v. Czenstochau i. Polen. Beitr. z. Paläont. Österr.-Ung. 5, 1887.

Góra bei Czenstochau sowohl des von MICHALSKI bei Wieluń entdeckten Bathonien-Oolith mit *Opp. biflexuosa*, *Opp. serrigera*, *Rh. varians*, als auch der ihn überlagernden Übergangsschichten, sowie des ihn unterlagernden tonigen Sandes mit *Rh. varians*, der, BUKOWSKIS Ansicht nach, vielleicht schon der Zone der *Park. ferruginea* angehört. Außerdem verneint er für die Umgebung von Czenstochau (bis Gnaszyn) nicht nur (wie auch für andere Gegenden) das Vorhandensein von Fossilien in Tonen selbst, sondern auch den Gehalt der letzteren an Erz — was beides entschieden unrichtig ist¹). Die Frage der Übergangsschichten und des Alters des tonigen Sandes wird im beschreibenden Teile besprochen werden (Kapitel über die Zone der *Oppelia serrigera*). Es sei noch erwähnt, daß BUKOWSKI als erster auf die Verwerfungen am Berge Jasna Góra aufmerksam gemacht hat, obgleich die von ihm angenommene Richtung sich nicht zu bestätigen scheint.

Der chronologischen Reihenfolge nach müßten wir jetzt zu den Schriften v. SIEMIRADZKIS übergehen, wollen aber, da die wichtigeren davon später als diejenigen von KONTKIEWICZ erschienen sind, uns zunächst mit der Betrachtung der letzteren beschäftigen, die ich hauptsächlich nach dem russischen, endgültigen Texte darlege.

KONTKIEWICZ²) machte einen Versuch, auf Grund eigener Beobachtungen im südlichen Teile des Gebiets der erzführenden Tone eine neue stratigraphische Einteilung derselben zu geben. Er kam dabei zum Schlusse, die RÖMERSche Einteilung habe ihre guten Gründe gehabt, indem seine Schichten mit der großen Form von *Park. Parkinsoni* der Zone dieses Ammoniten, wogegen diejenigen mit der kleinen dem Bathonien entsprechen, in welcher letzterem *Park. Parkinsoni* als aussterbende Art nur in kleinen Exemplaren vorkomme. Ähnlich wie RÖMER nimmt er ein Fehlen der unteren Schichten im südlichen Teil (südlich von Blanowice) an. Für diese letzte Gegend gibt er folgende Schichtenfolge an:

Auf weiße, graue oder gelbe Sande (die KONTKIEWICZ, ebenso wie ZEUSCHNER, für Keuper hält³), folgt ein eisen-

¹) REHBINDER, a. a. O.: Vergl. auch ZEUSCHNER, L.: Über d. Fauna d. grauen Tones v. Czenstochau usw. N. J. f. M. 1869.

²) KONTKIEWICZ, S.: a) *Badania geol. w paśmie form. Jura m. Częstochową a Krakowień.* Pam. Fizyjoigr. 1890 (mit franz. Resumé). — b) *Br. Jura i. südwestl. Teile v. Russ. Polen.* Verh. d. k. k. geol. R. A. 1891 (Referat der vorigen Schrift). — KONTKIEWICZ, S.: Bericht üb. geolog. Untersuch. im westl. Bergbaudistrikt (russisch). Verh. d. Russ. Kais. Min. Ges. (2) 29, 1892.

³) Vgl. darüber Kap. III, B unserer Schrift.

haltiger, tonigkalkiger Sandstein oder Konglomerat mit *Park. Parkinsoni*, *Park. ferruginea*, *Pholad. Murchisoni*, *Rhynch. quadriplicata*, *Rh. spinosa*, *Rh. varians*, *Ter. globata*, *Ter. dorso-plicata*, *Waldh. lagenalis*, *Waldh. Haueri*.

Darauf folgen dunkle Tone mit Zwischenschichten und einzelnen Knollen von Toneisenstein mit reicher Fauna: *Oppelia latilobata*, *Opp. fusca*, verschiedene *Perisphinctes*, *Park. Parkinsoni*, verschiedene Gastropoden, Zweischaler, *Rhynch. quadriplicata*. — Die Tone werden vom braunen Kalke oder gelben Oolith des Callovien überlagert.

Den eisenhaltigen, kalkigtonigen Sandstein rechnet er zum unteren Bathonien, zur Zone der *Park. ferruginea*; da jedoch *Park. Parkinsoni* auch in den Tönen noch vorkommt, so nimmt er an, sie sei nur in deren unterem Teile enthalten, der daher ebenfalls zur Zone der *Park. ferruginea* gerechnet wird. Die übrigen Tone rechnet er ebenfalls dem Bathonien zu, nimmt aber darin eine Mischung von Faunen des unteren und des oberen Bathonien an. Daß diese Mischung nicht zufällig ist, soll die Fauna einer in den Tönen von Rokitno enthaltenen Kalkstein-Zwischenschicht beweisen. Es ist eine mannigfaltige Bathonien-Fauna, in der *Opp. latilobata* und *Opp. fusca* zugleich enthalten sind. Er polemisiert auch mit MICHALSKI und BUKOWSKI und behauptet, der Sandstein mit *Park. neuffensis* von Łośnice liege nicht über, sondern unter den Tönen, und der Bathonien-Oolith sei bloß als eine örtliche, dem oberen Teile der Tone entsprechende Bildung aufzufassen.

Im polnischen Texte gibt es noch einige Stellen, wie das Zurechnen des oberen Teils der Tone zum unteren Callovien mit *Macrocephalites macrocephalum* und *Proplanulites Königi*, eine Besprechung der stratigraphischen Verhältnisse der Tone weiter nach Norden u. a. m. Da diese Stellen im späteren russischen Texte weggelassen worden sind, was zumeist als ein Widerruf derselben zu betrachten ist, so will ich hier darauf nicht eingehen, umsomehr, als ich es zum Teil schon früher getan habe¹⁾. Ich möchte nur die Auslassung der Stelle bedauern, wo es sich um die Entdeckung eines grauen tonigen Sandsteins mit *Rh. varians* auf dem West-Abhang der Jasna-Góra durch KONTKIEWICZ handelt; dieser Sandstein war bis dahin nicht beachtet worden.

Wie schon wegen ROEMER bemerkt wurde, fehlen die unteren Zonen tatsächlich in den Tönen im südlichen Teile deren Gebietes. Aber erstens betrifft es einen bedeutend

¹⁾ REHBINDER: a. a. O.

kleineren und weiter nach Süden (südlich von Ogradzieniec) gelegenen Bezirk, als es ROEMER und KONTKIEWICZ annahmen, und zweitens erklärt es sich nicht durch ein vollständiges Fehlen dieser Zonen, sondern durch Übergang des entsprechenden Teiles der Tone in eine andere Facies, gerade in die von KONTKIEWICZ beschriebenen, unter dem übrigen Teile der Tone gelegenen Sandstein und Konglomerat — sowie auch in die Kalksteinschicht von Rokitno, welche KONTKIEWICZ irrtümlich den Toneisenstein-schichten parallelisiert; in Wirklichkeit ist sie diesen Sandstein und Konglomerat äquivalent und liegt nicht im erzführenden Tone, sondern auf einem tonigen Sande, der ein Äquivalent der den Sandstein und Konglomerat unterlagernden Sande darstellt.

KONTKIEWICZ hat ganz recht zu behaupten, daß die Fauna der Kalksteinschicht von Rokitno eine gemischte ist, obgleich ihr Alter ein etwas anderes ist, als er es sich dachte: es umfaßt nicht das ganze Bathonien bis nach oben, enthält aber dafür einen Teil des oberen Bajocien¹⁾. Dagegen ist kein Grund vorhanden, um eine ursprüngliche Vermischung der Fauna in den Toneisensteinschichten nördlich von Ogradzieniec, z. B. in Łośnice oder Kromołów, anzunehmen, wo noch nördliche Facies-verhältnisse herrschen, die Tone noch mächtig und die Eisensteinschichten zahlreich sind.

Was den strittigen Sandstein von Łośnice anbetrifft, so gibt es dort Sandstein sowohl unter den Tonen als auch zwischen deren Erzlagen, und MICHALSKI scheint die der letzteren Lagerungsart gemeint zu haben.

Endlich kann die allgemeine Verbreitung eines Bathonien-Oolithes zwischen den erzführenden Tonen und dem unteren Callovien, sei letzteres auch als Oolith oder anders ausgebildet, keinem Zweifel unterliegen.

Wir gehen zur Besprechung der Schriften von J. v. SIEMIRADZKI über.

¹⁾ Wie wir weiter (Kap. III, B) sehen werden, gilt dieses Alter nicht nur für die Kalksteinschicht von Rokitno, sondern auch für die ihr, wie eben ausgeführt, äquivalenten Sandstein und Konglomerat. Die darüber liegenden Tone enthalten das übrige Bathonien mit Ausschluß seines allerobersten Teils. Die Tone von Łośnice und Kromołów sind damit nicht zu verwechseln, sie enthalten einen Teil des oberen Bajocien und fast das ganze Bathonien. — Bei seinen Altersbestimmungen fußte KONTKIEWICZ auf z. T. ungenauen Fossilienbestimmungen, wovon hier die wichtigsten Berichtigungen angeführt sein mögen: *Park. ferruginea* ist *Cosm. (Park.) densicosta* Qu. und *Opp. latilohata* entspricht *Oppelia*-Arten, die neu zu sein scheinen.

Schon in seinen drei ersten Artikeln¹⁾ führt er eine wichtige Neuerung ein — er weist als erster das untere Bathonien (*Opp. fusca*) ins Bereich der erzführenden Tone selbst. Im übrigen aber sind diese Mitteilungen in bezug auf die erzführenden Tone meist auf den Forschungen früherer Autoren begründet. In einem vierten Aufsatz²⁾, der eigentlich über weißen Jura handelt, sind auf der Karte einige neue Fundorte von erzführenden Tonen im nordwestlichen Teile ihres Gebiets angegeben, aber im Texte werden nur³⁾ die nördlichsten Fundorte, deren geringe Begründung von LEWIŃSKI und mir nachgewiesen wurde⁴⁾, besprochen. Ich finde es daher nicht nötig, bei diesen Schriften weiter zu verweilen, und gehe zum Hauptwerke⁵⁾ v. SIEMIRADZKIS über, das zum großen Teil auf einem Studium der umfangreichen Sammlung ZEUSCHNERS, der zu seiner Lebenszeit dieselbe bei weitem nicht ausgenutzt hat, begründet ist. Die Sammlung gehört dem Museum der Grafen DZIEDUSZYCKI (Lemberg). Leider befand sich die Sammlung zur Zeit des Ankaufs in großer Unordnung⁶⁾, und obgleich dieselbe durch Herrn v. SIEMIRADZKI nach Möglichkeit beseitigt⁷⁾ worden ist, wird man, wie stets in solchen Fällen, eine gewisse Unsicherheit in bezug auf die Bedeutung des Materials nicht los.

In seinem letzterwähnten Werke unterscheidet v. SIEMIRADZKI im südwestpolnischen Dogger 7 Zonen⁸⁾:

1) SIEMIRADZKI, J.: *Formacya Jurajska in Polsce*. Kosmos 1888.
SIEMIRADZKI, J. v.: *Über die Glieder. u. Verbreit. d. Jura in Polen*.
Verh. d. k. k. R. Anst. 1889.

SIEMIRADZKI i DUKOWSKI: *Skic mapy geologicznej Król. Polskiego etc.* *Pamiętn Fizyjogr.* 11, 1891.

2) SIEMIRADZKI, J.: *Sprawozdanie z badań geolog. w dorzeczu Warty i Proсны.* *Pamiętn. Fizyjogr.* 9, 1889 (poln. mit franz. Resumé).

3) Was unsomehr zu bedauern, als die Karte sehr schematisch ist.

4) Vergl. Seite 184 dieser Schrift.

5) SIEMIRADZKI, J.: *Geologia ziem polskich I.* 1903. Vergl. Auto-referat N. J. 1904, I.

6) KONTKIEWICZ, St.: *Zbiory geolog. pozostałe po L. Zejsznerze.* *Pam. Fizyjogr.* 1, 1881. Die Sammlung war auch, gerade der Unordnung wegen, von der Universität Warschau nicht angekauft worden. Der Verkäufer, Herr WILHELM ZEUSCHNER, bestätigte mir, daß man, nach allen Reisen, Umpackungen und Besichtigungen der Sammlung für ein Entsprechen der Objekte und Etiketten durchaus nicht sicher sein könne.

7) Die Unordnung soll nämlich nach Herrn v. SIEMIRADZKI geringer gewesen sein, als es auf den ersten Blick scheinen konnte, und betraf gar nicht den besseren, in Tonnen eingepackten Teil der Sammlung.

8) Bei der weiter folgenden Zonenübersicht bediene ich mich, um die Darstellung zu vervollständigen, außer SIEMIRADZKIS Hauptwerk auch seiner vorläufigen Mitteilung, in der die Zonen Nr. 3 und 4 zum ersten Mal angeführt werden: SIEMIRADZKI: *Sur la faune des argiles*

1) Zone der *Harpoceras opalinum*, deren Existenz durch das Vorhandensein eines Sphärosiderit-Stückes mit dieser Art in der ZEUSCHNERSchen Sammlung von Hutka bei Panki bewiesen wird¹⁾.

2) Zone des *Harpoceras Murchisonae*, von ROEMER in den Eisensandsteinen Oberschlesiens nachgewiesen.

3) Zone des *Harpoceras Sowerbyi*. Schwarze pyritöse Tone mit *Harp. Sowerbyi* ORB., *Bel. opalinus* QU., *Bel. Trautscholdi* OPP., *Bel. n. sp. cf. exilis* QU., *Cerithium armatum* GLDF., *Astarte striatocostata* GLDF., *Arca biloba* ROEM. — Hutka bei Panki, im Liegenden der grauen Tone der folgenden Zonen. Festgestellt nach der ZEUSCHNER'schen Sammlung.

4) Zone des *Stephanoceras Humphriesianum* und

5) Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* sind zusammen durch bläulich-graue, fette Tone mit Bänken von tonigem Sphärosiderit vertreten, welche den „Schichten mit der großen Form von *Amm. Parkinsoni*“ F. ROEMERS entsprechen.

Das Vorhandensein der beiden Zonen in diesen Tönen wird durch Versteinerungen bewiesen. An einigen Orten fand man darin typische Versteinerungen der *Humphriesianum*-Zone — augenscheinlich aus dem unteren, das Hangende der *Sowerbyi*-Zone bildenden Teile dieser Tone: *Steph. Humphriesianum* Sow. — Strojec und Rudniki bei Praszka (MICHAEL²⁾, Rudniki bei Włodowice und Wysoka Lelowska (ZEUSCHNER'sche Sammlung); *Steph. subcoronatum* OPP. — Rudniki bei Włodowice (ZEUSCHNERSche Sammlung); *Bel. giganteus* SCHLOTH. — Włodowice (ZEUSCHNERSche Sammlung) und Blanowice (RÖMER'sche Sammlung). Der obere Teil derselben Tone gehört dagegen zur *Parkinsoni*-Zone — er ist reich an *Park. Parkinsoni* Sow. und *Park. m. f. Parkinsoni* Sow.-*neuffensis* OPP. — Schließlich kommt noch ganz oben, an der Grenze mit der nächstoberen Zone, *Park. ferruginea* OPP. vor.

Für diesen Komplex, unter dem allgemeinen Namen der „*Parkinsoni*-Tone“, werden zwei Verzeichnisse gegeben: für die ihre Verbreitung bestimmenden Orte und für ihre Fauna (mit Fundortenangaben). Im Ortsverzeichnis werden Fundorte von Kromołów (im SO) bis Grabów (im NW) angegeben, doch sind im Verzeichnisse der Fauna aus diesen Horizonten noch südlichere Fundorte, darunter Rodaki, angeführt. Auf diese Weise

plastiques de l'oolithe inferieur du royaume de Pologne. Bull. Acad. d. sc. d. Cracovie. Sc. math. et natur. 1901; sowie der Schrift: SIEMIRADZKI i DUNKOWSKI, a. a. O.

¹⁾ ZEUSCHNERS Originaletikette lautet: Ammonit v. d. Falciferen.

²⁾ Vergl. S. 210.

wird eine Verbreitung derselben innerhalb des ganzen Gebietes der jurassischen erzführenden Tone angenommen¹⁾. Das Verzeichnis der Arten enthält 28 Arten.

Die Versteinerungen der *Parkinsoni*-Tone sollen von denen der nächstoberen Zone dadurch leicht unterscheidbar sein, daß sie stets von einem hellrotbraunen Sphärosiderit erfüllt sind und ihr Perlmutter behalten haben (Ausnahme in Kostrzyna), wogegen die der anderen stets dunkler aussehen, ihr Sphärosiderit dunkelbraun und das Perlmutter selten erhalten ist. Keine Art der *Parkinsoni*-Tone soll höher hinaufgehen.

6) Zone der *Oppelia fusca*. Schwarze sandig-glimmerige Tone mit Sphärosiderit-Knollen, anscheinend den „Schichten mit der kleinen Form des *Amm. Parkinsoni*“ ROEMERS entsprechend. Ihre Fauna ist bedeutend reicher als die der unteren. Im Verzeichnisse der Fauna (mit vielen Fundortangaben) sind 80 Arten vorhanden, darunter, außer *Opp. fusca*, eine Reihe von *Perisphincten* (am häufigsten wird *Per. aurigerus* OPP. genannt; außerdem *Per. procerus* SEEB., *Per. tenuiplicatus* Br. u. a. m.), *Park. wuerttembergica* OPP., *neuffensis* OPP., *Garantiana* ORB., *Macroceph. Morrisi* OPP., *Bel. Beyrichi* OPP. und ca. 70 andere Arten. — Die Arten dieser Zone sollen nur ausnahmsweise (*Rh. varians*) in die nächstobere übergehen.

Ein besonderes Ortsverzeichnis ist nicht gegeben, doch sieht man aus den Fundorten im Fauna-Verzeichnisse, daß eine Verbreitung dieser Zone von der südlichen Grenze der erzführenden Tone (Hutki Kanki) bis Krzyworzeka bei Wieluń im Norden angenommen wird, d. h. auf dem ganzen Gebiete der zweifellosen Verbreitung von erzführenden Tonen.

Außer den schon erwähnten Orts- und Fauna-Verzeichnissen wird für alle Tone zusammen ein topographisches Verzeichnis (in der Ordnung von Süd nach Nord) von deren Entblößungen und den Versteinerungen daraus gegeben, ohne Zoneneinteilung, was dadurch motiviert wird, daß das vorhandene Material zu einer Durchführung der Zoneneinteilung auf dem ganzen Gebiete nicht genüge.

7) Zone der *Oppelia aspidoides*. Eisenoolith sowie limonitführender Eisensandstein und tonigsandige Schiefer. Für diese Zone sind keine Orts- und Fauna-Verzeichnisse gegeben, sondern bloß ein topographisches (in der Ordnung von Süd nach Nord), wobei die Versteinerungen meist für sie und die Callovien-Ge-

¹⁾ Einschließlich der nördlichsten Orte, über die wir S. 184 gesprochen haben.

steine desselben Typus zusammen angeführt sind¹⁾. — Dabei werden Fundorte von Zajonccki (im Nordwesten) bis Rodaki (im Südosten) und noch weiter, schon außerhalb des Gebietes der erzführenden Tone, angegeben. Direkt als zu dieser Zone gehörend werden, außer *Opp. aspidoides*, *Oppelia serrigera* WAAG., *Nautilus subtruncatus* MORR., *Gresslya gregaria* GLDF., *Pholad. deltoidea* AG., *Pecten vimineus* OPP., *Rhynch. varians* SCHLOTH. erwähnt.

Außer der Horizontierung des Doggers bespricht v. SIEMIRADZKI auch die Transgressionen während seiner Bildung. Die von ROEMER und KONTKIEWICZ angenommene südliche Transgression der oberen Tone über den unteren wird von ihm nicht anerkannt (vergl. die von ihm angeführten Fundorte dieser und jener). Andererseits aber nimmt er eine andere Transgression längs der preußischen Grenze an, wo die Tone der *Opp. fusca*-Zone ältere Horizonte übergreifen sollen. Dies wird durch das Vorhandensein in der ZEUSCHNER'schen Sammlung aus Hutka bei Panki von Versteinerungen der Zonen *Opp. fusca* einerseits und *Harp. Sowerbyi* und *Harp. opalinum* andererseits bei Fehlen solcher der *Parkinsoni*-Zone begründet. Sodann sind in derselben Sammlung Versteinerungen der *Opp. fusca*-Zone aus Cisie (unweit Herby) vorhanden, von wo sonst von Juraablagerungen nur die unteren, eisenhaltigen (Kostczelitzer) Sandsteine bekannt sind.

Gehen wir jetzt zu einer kritischen Besprechung des Dargelegten über (unterstützt durch eine Besichtigung der ZEUSCHNER'schen Sammlung), so müssen wir vor allem bemerken:

1. Daß v. SIEMIRADZKI die Bedeutung der petrographischen Merkmale zu hoch anschlägt²⁾. Trotzdem er selbst die fazielle Unbeständigkeit des polnischen Jura als dessen charakteristischen Zug bezeichnet, nimmt er nicht nur, wie ROEMER, für die Tone eine zur Zonengliederung geeignete Beständigkeit der Farbe und Zusammensetzung an, sondern geht noch viel weiter, indem er die Versteinerungen verschiedener Tone nach ihrem Er-

¹⁾ Daß Gaszyn (bei Wieluń) hier nicht angeführt wird, erklärt sich durch einen Druckfehler im polnischen Texte MICHALSKI's, wo statt dessen Gnaszyn steht, welcher Name daher von SIEMIRADZKI im Verzeichnisse in die Nähe von Czenstochau gestellt wird.

²⁾ Wenn ich hier gegen zu weit gehende petrographische Verallgemeinerungen auftrete, muß ich zugleich bemerken, daß eine Verwendung von petrographischen Merkmalen in engeren Grenzen, dabei nur für aus den Tonen stammende Hartgebilde und erst nachdem man die örtliche Geologie an Ort und Stelle kennen gelernt hat, im Gebiete der erzführenden Tone manchmal gute stratigraphische Resultate (vergl. den beschreibenden Teil) ergibt.

haltungszustand unterscheiden will. Indessen, wie wir es im beschreibenden Teile sehen werden, sind die Farbe der Tone, ihr Sandgehalt, das Auftreten der Erze in Bänken oder Knollen so unbeständige Merkmale, daß sie auch in den Grenzen einer und derselben paläontologischen Zone sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung wechseln. Um so mehr ist es nicht möglich, das Alter der Versteinerungen nach der Farbe des sie erfüllenden Sphärosiderits und der Erhaltung ihres Perlmutter festzustellen; beides kann gleich sein bei Versteinerungen von verschiedenen Zonen. Es sei bemerkt, daß in meiner Sammlung gerade *Opp. fusca* und *Macr. aff. Morrissi* Opp. die beste Perlmuttererhaltung zeigen, wogegen *Park. Parkinsoni* ohne Perlmuttererhaltung nicht nur in Kostrzyzna, sondern auch in anderen Gegenden, wie z. B. Skotnica, Podlęże Królewske u. a. m. vorhanden ist

Es ist auch bedenklich, den petrographischen Charakter der *Sowerbyi*-Zone nach den Resten von Ton an den Versteinerungen zu bestimmen (ZEUSCHNER hat weder Beschreibung noch Proben vom Gestein, aus dem die entsprechenden Fossilien stammen, hinterlassen)¹⁾.

2. Paläontologisch ist die Zone des *Harp. Sowerbyi*, und z. T. die des *Steph. Humphriesi*, durch geringere Anzahl von Formen charakterisiert, als es nach oben angeführter Darstellung scheinen kann, weil ein Teil der für diese Zone angegebenen Fossilien für sie nicht maßgebend ist.

So kommt *Belemn. giganteus* nicht nur in der *Humphriesianum*-Zone, sondern auch viel höher vor²⁾; letzteres ist gerade für das Gebiet unserer erzführenden Tone der Fall. Was aber die mit *Harp. Sowerbyi* angeführten Arten betrifft, so geht *Arca biloba* bis ins untere Bathonien hinauf; *Cerithium armatum* und *Bel. opalinus* sind Formen der *Opalinus*-Zone, *Astarte striatocostata* — des Bathonien; der Typus vom *Bel. cf. exilis* ist eine Lias-Form.

Bel. Trautscholdi gehört allerdings der *Sowerbyi*-Zone an, jedoch gehören die entsprechenden Exemplare kaum zu dieser

¹⁾ Wie verhängnisvoll diese Methode werden kann, zeigt das Beispiel von ALTH (ALTH, A.: Rzecz o belemnitach krakowskich. Sprawozd. Kom. fizyogr. Akad. Umiej. w Krakowie, Band 9, 1875, S. 212–237). Er beschrieb unter anderem *Belemn. Beyrichi*, *bzowiensis*, *calloviensis* und *hastatus* aus grauen Tönen von Balin. Indessen wies ZARENCZY (Atlas geologiczny Galicyi, Lief. 3, 1894, S. 140) nach, das es sich um eine künstliche Anhäufung bildende Keupertone handelte, wogegen die Belemniten dem bekannten Baliner Oolith entstammten. — Ebenso können auch auf Tonhalden die Versteinerungen einer Zone auf den Ton einer anderen fallen.

²⁾ Vergl. einschlägige Literatur.

Art; die betreffenden Exemplare sehen zum mindesten nicht charakteristisch aus.

3. Die Behauptung, daß die Formen einer Zone gar nicht resp. ganz ausnahmsweise in eine höhere Zone übergehen sollen, erklärt sich nur durch Verwendung ungenügend vollständiger Fossilien-Listen in Verbindung mit ungenügender Aufhebung der Synonymie darin.

Und in der Tat sehen wir, daß im Verzeichnisse für die unteren Schichten die darin gewöhnlichen Formen, wie *Lima duplicata*, *Ostrea Marshi*, *Trigonia costata* u. a. m., nicht erwähnt sind, und die Brachiopoden fehlen darin gänzlich. In dem gemeinsam für oberes Bathonien und einen Teil des Callovien gegebenen Verzeichnissen gehören die meisten Formen dem letzteren an.

Als Synonymie-Fall sei angeführt, daß die im Buche erwähnte *Parkinsonia ferruginea* OPP. in Wirklichkeit *Park. ferruginea* SCHLOENBACH non OPPEL = *Park. Schloenbachi* SCHLIPPE ist. Die in allen Zonen vorkommende und meist sehr gewöhnliche *Pholadomya Murchisoni* ist in den Verzeichnissen durch ihre Synonymen allein vertreten und scheint daher gänzlich zu fehlen.

In Wirklichkeit aber gehen viele Fossilien der erzführenden Tone durch zwei und mehrere Zonen.

4. Schließlich, was die Transgression des unteren Bathonien längs der preußischen Grenze anbelangt, so ist sie nur darauf begründet, daß in der ZEUSCHNER'schen Sammlung aus Hutka bei Panki Versteinerungen der *Parkinsoni*-Zone fehlen beim Vorhandensein solcher der *Sowerbyi*- und *fusca*-Zonen. Dies beweist aber doch nicht, daß auch die entsprechenden Zwischenschichten an Ort und Stelle fehlten. Sie konnten taub sein, nicht gewonnen werden usw. Übrigens findet man auch in dem Verzeichnisse der Fauna für die *Parkinsoni*-Schichten zwei Fossilien aus Hutka: *Park. m. f. Parkinsoni-neuffensis* und *Cucullaea oblonga aalensis* (S. 304—305), und auf S. 303 steht es, daß die schwarzen Tone der *Sowerbyi*-Zone von grauen *Parkinsoni*-Tonen überlagert werden.

Was dieselbe Frage in Cisie anbetrifft, so liegt dieser Ort im Gebiete der Kostzelitzer Sandsteine in bedeutender Entfernung von den erzführenden Tonen und ist es daher am wahrscheinlichsten, daß derselbe auf den Etiketten nicht als eigentlicher Fundort angesehen werden darf, sondern bloß als Zentrum einer gewissen Umgebung, als Ort, wo man die Versteinerungen erhalten hat, usw.¹⁾.

¹⁾ Vergl. oben S. 184 über Panki und unten S. 221 über Lublinitz als Fundorte von Fossilien.

Jedenfalls sind die Tone der *Parkinsoni*-Zone südwestlich der Linie Hutka-Cisie so verbreitet¹⁾, daß unter keinen Umständen von einer allgemeinen Transgression hier geredet werden kann, sondern höchstens von einer örtlichen.

Im Gegenteil muß man v. SIEMIRADZKI zustimmen, daß die unteren Zonen auch südlicher als Kromolów vorkommen.

Einige augenscheinlich zufällige Verwechslungen, wie die Angabe von *Lytoceras Eudesianum* aus dem eisenhaltigen (Kostczelitzer) Sandstein von Bodzanowitz, das Zurechnen der *Parkinsonia* (*Cosmoceras*) *Garantiana* zur Zone der *Opp. fusca*, die Meinung, BUKOWSKI hätte in Czenstochau eine Auflagerung des Eisenooliths der *aspidoides*-Zone auf *Parkinsoni*-Tone angenommen, die Erwähnung von Czenstochau als Fundort im Faunen-Verzeichnisse für diese Tone erfordern keine Besprechung. Die Frage über das Verhältnis zwischen Bathonien und Callovien in Pierzchno ziehe ich vor, an geeigneter Stelle des beschreibenden Teiles (Kapitel über die Zone der *Opp. aspidoides*) näher zu betrachten.

Einer zusammenhängenden Übersicht der Schriften von v. SIEMIRADZKI's wegen haben wir einige kleinere Erscheinungen nicht erwähnt, was jetzt nachgeholt werden muß.

Zunächst kommt GÜRICH's geologische Karte²⁾ von Schlesien an die Reihe. Die Erläuterung dazu ist nach den Schriften früherer Autoren, u. a. auch v. SIEMIRADZKI's Artikel von 1889, zusammengestellt.

GÜRICH hält die ROEMER'schen Schichten mit der großen *Park. Parkinsoni* für die Zone dieses Ammonits, diejenigen mit der kleinen für die Zone der *Oppelia fusca*. Auf der Karte ist der ganze mittlere Jura bloß mit einer Farbe angegeben.

Die Karte enthält das ganze von uns zu betrachtende ober-schlesische und russisch-polnische Gebiet.

Sodann käme die Notiz von MICHAEL³⁾, in der er die Entdeckung der Zone des *Steph. Humphriesi* im südwestlichen Polen ankündigt. Diese Angabe MICHAEL's wird von v. SIEMIRADZKI zitiert, beruht aber auf einem Mißverständnis. Die entsprechenden mehreren Exemplare von *Stepheoceras* befinden sich in der Sammlung von GALLINEK (Krysanowitz bei Landsberg, Ober-

¹⁾ Besonders, wenn man diese Zone wie v. SIEMIRADZKI in breitem Sinne, ohne Abspaltung der *Garantianum*-Zone, versteht.

²⁾ GÜRICH, G.: Geologische Übersichtskarte von Schlesien. Mit Erläuterung. 1890.

³⁾ MICHAEL, R.: Ueb. d. Entwickl. d. braunen Jura in Polen und Oberschlesien. Jahrb. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1894. Der Markt, in dessen Nähe ein Teil der betreffenden Ammoniten gefunden wurde, heißt Rudnik, nicht Rudnik.

schlesien). Eins davon ist im Kontor einer Grube bei Strojec erhalten worden, mit der Behauptung, es stamme auch von Ort und Stelle; die übrigen stammen aus einem nicht weit davon entfernten kleinen Tagbau in der Nähe des Marktes Rudniki bei der Ansiedlung Melankow. In diesem Tagbau aber war, wie aus den Sammlungen von GALLINEK und derjenigen des Warschauer Polytechnischen Institutes zu sehen ist, nur unteres Bathonien mit *Park. compressa* enthalten und die daraus stammenden *Stepheoceras* sind dem *St. Deslongchampsii* ORB. sehr ähnlich, vielleicht auch mit ihm identisch. Was das Exemplar von Strojec anbetrifft, so ist es, als ein der Dornen verlustig gewordener Steinkern, auf den ersten Blick dem *St. Humphriesii* ähnlicher, scheint aber auch zum *St. Deslongchampsii* oder dessen Verwandtschaft zu gehören. In der Grube Strojec werden nur Tone mit Knollenerzen der Zone *Park. Parkinsoni* gegraben. — *St. Deslongchampsii* kommt aber nicht nur im Bathonien, sondern, obgleich seltener, an anderen Fundorten der erzführenden Tone auch in dieser Zone vor.

Im Jahre 1903, etwas früher als v. SIEMIRADZKI's Buch, erschien eine Mitteilung von mir über Bajocien und Bathonien bei Czenstochau, die zu zitieren ich schon mehrmals Gelegenheit hatte¹⁾. Darin beschrieb ich zum ersten Mal das ganze Bathonien-Profil am Berge Jasna Góra bei Czenstochau, wobei ich allerdings, infolge seines schlechten Zustandes, bloß eine Oolithschicht statt zweier angegeben hatte. Sodann zeigte ich die Bedeutung für die erzführenden Tone der bis dahin von niemandem erwähnten *Park. compressa* QU. (*wuerttembergica* OPP.) als Leitform des unteren Bathonien. Dabei habe ich aber leider, aus demselben Grunde wie MICHALSKI, auch *Park. neuffensis* für ein Leitfossil des unteren Bathonien gehalten und daher die sie enthaltenden, der Zone der *Park. Parkinsoni* angehörenden Tone zum unteren Bathonien gerechnet. Tone mit *Bel. giganteus*, die der Zone des *Cosm. Garantianum* gehören, stellte ich ebenfalls in die Zone des *Park. Parkinsoni*, weil ich diese Tone damals nur von einer Stelle und mit nur schlecht erhaltenen Ammoniten gekannt habe. Der übrige Inhalt desselben Artikels ist z. T. schon erwähnt worden, z. T. soll er, als Material, im beschreibenden Teile besprochen werden.

Als eine auch die erzführenden Tone behandelnde Schrift sei der Artikel CZARNOCKI's²⁾ erwähnt, der übrigens, da er aus-

¹⁾ REHBINDER, B. v.: Untersuch. im br. Jura i. d. Umgeb. v. Czenstochau. Diese Zeitschr. (Monatsber.) 1903.

²⁾ CZARNOCKI, S.: Grundriß über die Fundorte von Eisenerzen im

schließlich auf der Literatur fußt, keine neuen Mitteilungen darüber enthält. Nach einer kurzen Übersicht eines großen Teils der Literatur (wobei die deutsche zu kurz kommt), führt der Verfasser ein kurzes Fundortverzeichnis der erzführenden Tone für den Krakau-Wieluner Zug von Kromolów im Süden bis Wieluń und sogar weiter nach Norden an. Als Profile werden nur zwei alte, von KONKIEWICZ (Kromolów) und PUSCH (Skalka) erwähnte gegeben. Zum Schluß berührt der Verfasser die Frage über das Entstehen der betreffenden Eisenerze, auf Grund entsprechender Annahmen in der maßgebenden Literatur, für Sphärosiderite und Oolithe und hält in beiden Fällen die syngenetische Bildungsart für die wahrscheinlichste, aber unter verschiedenen Bedingungen: die Oolithe haben sich im flachen, die Sphärosiderite in einem tieferen Meere gebildet, womit er die Bemerkungen MICHALSKIS über die verschiedene Tiefe des Meeres im Süden und Norden des Gebietes in Zusammenhang bringt. Aber er erwähnt als Sphärosiderite nur die bankförmigen und erwähnt nicht die knolligen, welche im selben Gebiete viel häufiger sind, und bespricht auch nicht die Bildungsart der oolithhaltigen Sphärosiderite.

Zum Schluß müssen wir noch zwei Arbeiten berücksichtigen, welche zwar nicht über Geologie vom südwestlichen Polen verhandeln, aber die erzführenden Tone doch u. a. berühren.

BOGDANOWITSCH¹⁾, die südwest-polnischen Sphärosiderite erwähnend, hält sich in bezug auf Stratigraphie hauptsächlich an v. SIEMIRADZKI. In bezug auf Erzführung gibt er unten 2—3 Spateisenhänke, oben bis 6 Sphärosideriten (Knollen)-Lager an, was nicht als ein Schema des Gesamtprofils der erzführenden Tone, sondern als ein solches für deren in letzter Zeit allein für abbauwürdig gehaltenen unteren Teil verstanden werden muß.

WÓJCIK²⁾ behandelt eigentlich bloß Galizien und den aller-südlichsten Teil von SW-Polen. Doch beim Vergleich des Krakauer Jura mit dem nördlicheren führt er auch zwei Profile aus unserem Gebiet an, nämlich von Czenstochau und Wysoka

westlichen Teile Rußlands und des Königreichs Polen. — Annales de l'Institut des Mines de St. Petersburg 1, 1908 (russisch).

¹⁾ BOGDANOWITSCH, K.: Die Eisenerze Rußlands. Sonderabdruck aus „The Iron Ore Resources of the World“. Stockholm 1910.

²⁾ WÓJCIK, K.: Bat, kelowej i oxford okręgu Krakowskiego. Rozpr. Akad. Umiejętn. w Krakowie, wyd. mat. przyr. (3), 10. B., 1910 (1911). — In der abgekürzten Verdeutschung dieser Schrift in Bull. Acad. d. sc. d. Cracovie. Sc. math et natur. 1910 ist der zitierte Absatz nicht vorhanden.

Pilecka, um aus deren Zusammenstellung mit demjenigen von Grojec in Galizien zu zeigen, wie, je mehr nach SO, desto später sich Meeresabsätze in entsprechenden Abschnitten des Jura einstellen und umso länger sandigen Charakter behalten. Es ist mir durchaus unverständlich, wie er dazu kommt, für Czenstochau das untere Bathonien (*Oppelia-fusca*-Zone) als Tonmergel den Sphärosiderit-Tonen der *Parkinsoni*-Zone gegenüberzustellen, — kommen doch kalkhaltige Tone und Mergel auch in letzteren vor. Auch ist nicht klar, warum die Reihe: Sphärosideritton (*Parkinsoni*-Zone), Tonmergel (*fusca*-Zone), Oolith (*aspidoides*-Zone) eine allmähliche Vertiefung des Meeres zu bedeuten hat.

Daß er in Wysoka Pilecka die Sandsteinfacies mit *Parkinsoni*-Zone aufhören und die Tonfacies mit *Oppelia fusca* anfangen läßt, ist kaum richtig, da in der Nähe (Łazy, Rokitno) die Zone der *Park. compressa* noch in der sandigen Facies nachgewiesen worden ist, und müßten wenigstens Gründe für seine Meinung angegeben sein.

Auch für dieses Profil wird eine Gegenüberstellung von Ton (*fusca*-Zone) und Tonmergel (*aspidoides*-Zone) gemacht und zugleich wieder eine allmähliche Vertiefung des Meeres angenommen. Der in Wysoka Pilecka deutlich auftretende Bathonien-Oolith wird dabei gar nicht berücksichtigt.

Am wenigsten begrifflich ist aber die Annahme, daß das Callovien in beiden Fällen zuerst aus Sandsteinen (die einer Verflachung des Meeres entsprechen sollen), dann aber, bis zur sog. Glaukonitschicht, aus Oolith bestehen soll. Das Callovien von Czenstochau ist gut bekannt, doch hat dort bisher niemand Oolith zwischen dem Sandstein und der Glaukonitschicht gesehen, wie denn überhaupt oolithische Bildung sich hier nur in Form von zerstreuten Oolithkörnern in den untersten Schichten der Sandsteine kundgibt, worauf erst das stromatolithische Gestein der Glaukonitschicht wiederum Oolithkörner enthält¹⁾. In Wysoka Pilecka dagegen fängt das Callovien von unten als Eisenoolith an, worin sandige Stellen höchstens hie und da vorkommen können.

Mit diesen Berichtigungen fällt aber die übrigens auch sonst willkürliche Theorie der Meeresvertiefung zusammen. Im Gegensatz zu WÓJCIK'S Annahme ist im Norden unseres Gebietes das obere Bathonien ein Absatz eines flacheren Meeres als das untere und die *Parkinsoni*-Zone, was schon an der

¹⁾ Diese neue Angabe über den Bau der Glaukonit-Schicht verdanke ich Herrn H. RAUFF, der eine spezielle Untersuchung dieses Gesteins zu veröffentlichen beabsichtigt.

Häufigkeit von Sandstein und Sandeinlagen sowie von zerbrochenen Muscheln sich kundgibt; im Süden aber kommt allerdings nach der unteren sandigen Facies die tiefere Tonfacies, der weitere Ersatz dieser letzteren aber durch Oolith ist als eine Verflachung und nicht als Vertiefung des Meeres anzusehen.

Aus obiger Darstellung ist zu ersehen, daß als Ergebnis der bisherigen Untersuchungen¹⁾ der ganze Komplex der mitteljurassischen erzführenden Tone und der ihnen untergeordneten Gesteine, welcher zwischen dem Sandkalkstein resp. Oolith des Calloviens als Hangendem und den Eisensandsteinen, denen das Alter der Zone des *Harp. Murchisoni* zugeschrieben wird, als Liegendem enthalten ist, dem Bajocien und Bathonien zugerechnet und in 5 Zonen eingeteilt wird, und zwar:

Bathonien:

5) Zone der *Opp. aspidoides* — Oolith.

4) Zone der *Opp. fusca*

Bajocien:

3) Zone der *Park. Parkinsoni*

2) Zone des *Steph. Humphriesi*

1) Zone des *Harp. Sowerbyi*

Erzführende Tone.

Zu gleicher Zeit haben wir aber gesehen, daß verschiedene Zonen nicht gleich sicher festgestellt worden sind. *Park. Parkinsoni* kommt in den Tönen sehr häufig vor, *Opp. fusca* ist mindestens nicht selten. Die wenigen in der Literatur erwähnten Exemplare der *Opp. aspidoides* sind zwar, soweit ich sie gesehen habe²⁾, bloß unvollständige und schlecht erhaltene Stücke, die zu einer genauen Feststellung der Art nicht genügen; aber an der Zugehörigkeit des entsprechenden Ooliths zum oberen Bathonien braucht man trotzdem nicht zu zweifeln, weil er *Opp. serrigera* und *Opp. biflexuosa* in guten Stücken enthält. Dagegen sind *Steph. Humphriesi* und *Harp. Sowerbyi* bloß nach der alten Sammlung ZEUSCHNERS bekannt, der übrigens in seinen Schriften von diesen so wichtigen Formen nichts erwähnt.

Die angeführte Klassifizierung könnte eigentlich schon mittelst der in der Literatur vorhandenen Angaben vervollständigt werden. Wie aus der neuesten Literatur bekannt ist, ist die Begründung des oberen und unteren Bathonien als Zonen

¹⁾ Mit Ausnahme der meinigen.

²⁾ Ein im Geologischen Institute der Universität Lemberg vorhandenes Exemplar (von Zajonczi bei Krzepice) konnte mir leider wegen Remontarbeiten nicht gezeigt werden.

der *Opp. aspidoides* und *Opp. fusca* nicht immer sicher, einmal, weil diese Ammoniten in ihren Varietäten einander außerordentlich ähnlich und bloß auf Grund der Skulpturenentwicklung auf jugendlichen Umgängen sicher zu unterscheiden sind¹⁾, und zweitens, weil diese Ammoniten manchmal in einer und derselben Zone vorkommen sollen²⁾. Deshalb bezeichnet man jetzt für den dem polnischen so ähnlichen nordwestdeutschen mittleren Jura das untere Bathonien als Zone der *Park. compressa* QU. (*wuerttembergica* Opp.), welcher Ammonit in Polen sehr häufig ist. Die oberste Zone des Bathonien bezeichnet man, schon wegen der Unsicherheit des Vorkommens von *Opp. aspidoides* und der Seltenheit der *Opp. biflexuosa*, für Polen am besten als Zone der *Opp. serrigera*.

Sodann hat noch ZEUSCHNER für Polen das Vorkommen des dort sehr häufigen *Cosm. Garantianum* angegeben, das die Zone des *Cosm. subfurcatum* charakterisiert und in der letzten Zeit zum Range eines selbständigen Zonenvertreters („Zone des *Cosm. Garantianum*“) erhoben wurde³⁾. Also, ohne noch neue Forschungen anzustellen, könnte man statt der Zonen NNr. 3—5 folgendes Schema aufstellen:

- | | |
|-------------------------------------|--------------------|
| 6) Zone des <i>Opp. serrigera</i> | oberes Bathonien |
| 5) Zone der <i>Park. compressa</i> | unteres Bathonien |
| 4) Zone des <i>Park. Parkinsoni</i> | } oberes Bajocien. |
| 3) Zone des <i>Cos. Garantianum</i> | |

Jedoch haben die von mir ausgeführten Forschungen nicht allein das Vorkommen der *Park. compressa* und des *Cosm. Garantianum* in ganz bestimmten Horizonten bestätigt, sondern auch weitere Resultate ergeben. Sie gestatten mir nämlich:

a) festzustellen, daß *Opp. serrigera* nicht bloß an den den Komplex nach oben abschließenden Oolith gebunden ist, sondern auch tiefer vorkommt;

¹⁾ Schon WAAGEN selbst (Formenreihe des *Amm. subradiatus*) hat bemerkt, daß die Suturlinie nicht immer als Merkmal zur sicheren Unterscheidung dieser Ammoniten dienen kann. Ich habe mich aber an dem WAAGENSCHEN Original von *Opp. fusca* (Taf. 1, Fig. 6) im Museum der Münchener Akademie noch überzeugen können, daß die nach ihm abgebildete Sutura (Taf. 2, Fig. 4) die letzte, abnorm gebildete ist, wogegen die übrigen derjenigen von *Opp. aspidoides* sehr ähnlich sind. Die Rippenzahlen dieser Ammoniten konvergieren in ihrem Maximum und Minimum, können daher auch nicht immer als Unterscheidungsmerkmal dienen.

²⁾ MÜHLBRG, M.: Vorläuf. Mitteil. über d. Stratigr. d. braun. Juras im nordschweiz. Juragebirge. Ecl. geol. Helvet. **6**, 1900.

MENZEL, H.: Der Galgenberg bei Hildesheim. Neues Jahrb. f. Miner. usw. 1901.

³⁾ HAUG, E.: Traité de Géologie 1910, p. 998.

b) zwischen den Zonen der *Opp. serrigera* und *Park. compressa* noch zwei Zonen auszuscheiden: die des *Macroceph. aff. Morrisi* Opp. und des *Perisph. tenuiplicatus* Br.;

c) unterhalb der Zone des *Cosm. Garantianum* das Vorhandensein der Zone des *Steph. Humphriesi* nachzuweisen und dadurch ihre frühere Feststellung zu bekräftigen.

Es ist mir dagegen nicht gelungen, die Zone des *Harp. Sowerbyi* resp. noch ältere irgendwo zu finden, weshalb ich dieselben, unter dem Verweis auf das früher Gesagte, nicht weiter besprechen werde. Für den von mir erforschten Komplex aber gebe ich folgende Einteilung:

7) Zone der <i>Opp. serrigera</i>	Tone und	} Oberes Bathonien
6) Zone des <i>Macr. aff. Morrisi</i>		
5) Zone des <i>Per. tenuiplicatus</i>	denselben	} Unteres Bathonien
4) Zone der <i>Park. compressa</i>		
3) Zone der <i>Park. Parkinsoni</i>	untergeordn. Gesteine	} Oberes Bajocien
2) Zone des <i>Cosm. Garantianum</i>		
1) Zone des <i>Steph. Humphriesi</i>	Sande	

Dieses Schema gilt für den normalen, nördlichen Typus des Bajocien-Bathonien unseres Gebietes.

Im Süden aber, wo, wie schon von MICHALSKI gezeigt wurde, die tonige Facies durch eine aus Sand und Geröll bestehende Strandfacies ersetzt wird, habe ich gefunden, daß dieser Ersatz allmählich von Norden nach Süden und von unten her nach oben zu vor sich geht, und zwar immer höhere Zonen ergreifend, bis schließlich von der tonigen Facies nichts mehr übrig bleibt und der nicht tonige südliche Typus allein vorhanden ist. Trotz des raschen Auskeilens des Komplexes, welches schon nördlicher, noch vor dem Facieswechsel eintritt, bleibt die Horizontierung im Süden allem Anschein nach dieselbe wie im Norden. Die Zone des *St. Humphriesi* habe ich hier allerdings noch nicht nachweisen können, aber schon diejenige des *Cosm. Garantianum* existiert hier zweifellos, ebenso die der *Park. compressa*; *Park. cf. Parkinsoni* und *Park. cf. neuffensis* lassen die Zone der *Park. Parkinsoni* vermuten und *Macrocephalites* (n. sp.?) und *Astarte cordata* weisen auf höhere Zonen des Bathonien, das oben auch hier Eisenoolith (aber bloß eine Bank statt zwei) aufweist. Nur lassen sich die einzelnen Zonen im dünnen Schichtenkomplex natürlich schwieriger als im dicken unterscheiden.

Als südliche Grenze meiner Forschungen habe ich die Verschwindungslinie der tonigen Facies angenommen, bezw. die südliche Grenze des Übergangsbereichs beider Typen, weil das Bathonien und Bajocien weiter südlich, wo der südliche

Typus allein herrscht, schon von meinem Kollegen KORONIEWICZ in Arbeit genommen war.

Nach dieser kurzen Angabe über den Inhalt meiner Forschungen gehe ich zu einer ausführlichen Beschreibung der einzelnen Horizonte und den daraus folgenden Schlüssen über.

III. Beschreibender Teil.

A. Nördlicher Typus des Bajocien und Bathonien.

1. Zone des *Stepheoceras Humphriesi* Sow.

Es ist mir gelungen, diese Zone in den Sandsteinen bzw. Sanden, welche die erzführenden Tone der Zone des *Cosmoc. Garantianum* unterlagern, zu entdecken. Am besten habe ich sie in der Grube „Jósef“ der Czenstochauer Bergbau-Gesellschaft („Katharina-Hütte“) untersuchen können. Diese Grube liegt ca. 1½ km nördlich des Dorfes Jastrzomb, zwischen dem rechten Ufer des Flübchens Czarka (eines linksseitigen Zuflusses der Warta) und dem Weg von Poraj nach Kamienica Polska. Hier habe ich in einem Schacht (der ungefähr auf der Mitte der Schächtelinie, welche sich vom Röstofen gegen das Dorf hinzieht, lag) folgendes Profil aufgenommen:

- 5) 0,45 m Hellgrauer, sandig-kalkiger Ton.
- 4) 0,15 m Grauer, feinkörniger, toniger Sandstein.
- 3) 0,27 m Bank von braunem, sandigem Sphärosiderit.
- 2) 0,20 m Hellgrauer, wasserführender Ton.
- 1) 0,40 m Grauer, grobkörniger, mürber Sandstein.

Tiefer (auf 0,10 m zu sehen) ebensolcher, aber festerer Sandstein.

Die Halden bestehen hauptsächlich aus einem oberhalb dieses Profils lagernden dunkelgrauen Ton.

Eine Halde war jedoch von grauem Sand bedeckt, und hier fand ich ein Bruchstück (zwei Umgänge) eines größeren Exemplars von *Steph. Humphriesi* Sow. (am meisten zu seiner Abbildung bei ZIETEN¹⁾ passend), und von den Grubenbeamten habe ich einen *Steph. Humphriesi-Blagdeni* und *Steph. aff. Blagdeni* erhalten.

Alle drei Stücke sind verkiest, tragen aber noch den Sandstein Nr. 1 auf sich, so daß sie aus demselben auch stammen müssen.

Dagegen enthält Nr. 3 eine Fauna der *Garantianum*-Zone, wogegen Nr. 2 keine Fossilien ergab. Jedenfalls muß die Grenze der beiden Zonen zwischen Nr. 1 und Nr. 3 liegen.

¹⁾ ZIETEN, C. v.: Versteinerungen Württembergs, Tafel 67, Fig. 2.

Ähnliche mürbe Sandsteine bzw. Sande sind als Liegendes der erzführenden Tone der *Garantianum*-Zone an sehr vielen Stellen gefunden worden, wobei sie nicht immer grau, sondern auch braun, grün, rostgelb und rötlich sein können. Entweder unterlagern sie direkt die unterste Erzbank der *Garantianum*-Zone oder es ist eine — meist dünne — Tonschicht dazwischen vorhanden.

Die betreffenden Fundorte bilden einen Streifen, der von Konopiska* im Nordwesten mehr oder minder nach Südosten¹⁾ über Wygoda, Wonsosz, Młynek, Bargły, Poczesna*, Borek, Kamienica Polska, Klepaczka*, Osiny, Jastrzomb* verläuft, und außerdem befindet sich noch einer viel südöstlicher, bei Włodowice. Sie scheinen auch noch bei Józefów (südöstlich Jastrzomb) und Skalka (südwestlich Włodowice) vorzukommen; jedoch kann hier das Alter der untersten Erzlage bloß indirekt festgestellt werden²⁾.

Auf der aus solchen Sanden bestehenden Halde eines Probeschachtes zwischen Konopiska und Wygoda habe ich auch Versteinerungen in den Sanden gefunden: Bruchstücke von *Stepheoceras*, die zu *St. Humphriesi* und *St. Blagdeni* passen könnten, sowie schlechte Zweischalerkerne (wahrscheinlich *Pleuromya* und *Thracia*).

Eine in denselben Sanden daselbst gefundene Knolle von braungrauem Mergel mit zerstreuten Oolithkörnern zeigt, daß die Oolithbildung schon hier vorhanden ist.

Über das Liegende der in Frage stehenden Sandsteine bzw. Sande kann ich leider bloß nach den Angaben über Konopiska und Wygoda, die mir ein Steiger mitgeteilt hat, urteilen. Bei Wygoda sollen unter der unteren Erzbank (*Garantianum*-Zone) folgende Schichten vorkommen:

- 5) Feinkörniger grünlicher Sandstein.
- 4) Grobkörniger brauner Sandstein.
- 3) Weißer Sand.
- 2) Roter Sand.
- 1) Roter Ton mit viel Wasser.

Schicht Nr. 5 könnte noch zur *Humphriesi*-Zone gehören, Nr. 1 ist gewiß Keuper. Die NNr. 4—2 könnten ganz gut zu Kostczelitzer

¹⁾ Im Zusammenhange mit dem NW-SO-Streichen der erzführenden Tone bilden die Fundorte einzelner Zonen mehr oder minder gleichsinnige Streifen.

²⁾ Von den mit * bezeichneten Fundorten besitze ich entsprechende Proben, für Józefów habe ich solche gesehen; über die übrigen muß nach Grubenprotokollen geurteilt werden.

und Lysiecer bzw. Hellewalder Schichten RÖMERS, wie sie in der näheren und weiteren Umgebung von Konopiska entwickelt sind, passen.

2. Zone des *Cosm. Garantianum* ORB.¹⁾

Trotzdem *Cosm. Garantianum* in Polen noch von ZEUSCHNER angegeben worden war, wurde bis jetzt keine entsprechende Zone ausgeschieden, und die entsprechenden Fundorte, soweit sie bekannt waren, wurden meist der Zone der *Park. Parkinsoni* zugerechnet, z. T. aber auch höheren Schichten (Schichten mit der kleinen Form der *Park. Parkinsoni* bei RÖMER). Andere Fundorte scheinen erst spät vom Bergbau in Angriff genommen worden zu sein und werden daher in der Literatur überhaupt nicht erwähnt. Ich habe diese Zone an vielen Fundorten feststellen können, die einen Streifen längs dem südwestlichen Rand des Verbreitungsgebietes der erzführenden Tone bilden. Geht man von NW nach SO, so sind es: Przystajń und Widawa (bei Panki), Dźbów („Alexander“), Konopiska, Wygoda, Jackowisna, Wonsosz, Łaziec, Młynek, Bargły, Poczesna, Nowa Wieś, Borek, Osiny, Kamenica Polska („Juljusz“, „Helena“, „Piotr“), Klepaczka, Jastrzomb („Józef“, „Władimir“, „Mieczysław“, „Ignacy“), Ostrów (bei Poraj), Józefów (bei Poraj), Włodowice, Skałka, Rudniki (bei Zawiercie).

Diese Zone wird durch das in ihr überaus häufige (in meiner Sammlung über 80 Exemplare) *Cosmoceras Garantianum*²⁾ charakterisiert, das weder tiefer noch höher gefunden worden ist. Sodann — und zwar noch häufiger (in meiner Sammlung bis 120 Exemplare) — kommt in ihr eine *Parkinsonia* vor, die dadurch charakterisiert ist, daß ihre Rippen sich erst sehr nahe zur Siphonalseite gabeln, wobei beide Zweige nach vorn gerichtet sind und einen deutlichen Winkel mit der ursprünglichen Rippenrichtung bilden. Die Schale ist flach, mit großem Nabel.

Diese Art ist von QUENSTEDT zweimal beschrieben und abgebildet worden, und zwar unter verschiedenen Namen. Im

¹⁾ Dieser Name wird hier in seiner ursprünglichen weiten Bedeutung angenommen. Die Frage über Einteilung des *Cosm. Garantianum* in mehrere neue Arten soll im paläontologischen Teile besprochen werden.

²⁾ Es wird zwar von v. SIEMIRADSKI aus der Zone der *Opp. fusca* von Konopiska nach der ZEUSCHNERSCHEN Sammlung angegeben (Geol. ziem. polskich I, S. 316), doch ist das betreffende Exemplar zu jung (noch an *Stepheoceras* erinnernd), als daß es zu einer Feststellung der Art verwendet werden könnte. (Über die Frage, inwieweit die *fusca*-Zone bei Konopiska vorkommen kann, vgl. S. 268.)

„Jura“ heißt sie *Amm. Parkinsoni depressus* (Taf. 63, Fig. 9) und in den „Ammoniten des Schwäbischen Jura“ (2, Taf. 71, Fig. 19—21) *Amm. Parkinsoni planulatus*, wogegen in „Petrefaktenkunde Deutschlands“ (Cephalopoda, Taf. 11, Fig. 5 und 2—3) unter dem ersten Namen *Park. Schloenbachi* SCHLIPPE, unter dem zweiten *Park. Parkinsoni* Sow. und eine junge *Park. compressa* QU. sp. zu figurieren scheinen. Infolgedessen halte ich es für richtiger, die alten Namen nicht zu berücksichtigen und dieselben durch *Parkinsonia discrepans* zu ersetzen, welcher letzterer Name dieser Form, als einer neuen Art, von BEHRENDSEN auf den Etiketten des Museums Göttingen verliehen worden ist¹⁾.

Auch diese Form ist bei uns weder tiefer noch höher als die *Garantianum*-Zone bekannt. Es muß bemerkt werden, daß in dieser Zone auch schon *Park. Parkinsoni* var. *rarecostata* BUCKM. und eine andere, dem Typus nähere Varietät von *Park. Parkinsoni* vorkommt, sowie *Park. neuffensis* und *Park. Schloenbachi*. Jedoch sind sie, besonders die beiden letzten, im Vergleich zur *Parkinsonia discrepans* sehr wenig zahlreich (in meiner Sammlung alle 4 zusammen bloß in 30 gut bestimmbar Exemplaren). Übrigens gibt es darunter kein Exemplar, das der typischen *Park. Parkinsoni* Sow. angehören würde, und *Park. neuffensis* aus dieser Zone ist auch nicht typisch: die Nebenrippen sind wenig zahlreich und stellen sich auch später als sonst ein.

Endlich noch häufiger ist der bei uns auch auf dieselbe Zone beschränkte *Belemnites giganteus* (ca. 200 Exemplare in meiner Sammlung), wobei er die üblichen drei Varietäten aufweist.

Infolge solcher geringen und zusammenfallenden vertikalen Verbreitung von *Cosm. Garantianum*, *Parkinsonia discrepans* und *Belemnites giganteus* finde ich es für unser Gebiet möglich, der *Garantianum*-Zone nicht nur diejenigen Fundorte zuzurechnen, wo *Cosm. Garantianum* allein oder mit den anderen eben erwähnten Fossilien zusammen gefunden worden ist, sondern auch solche, wo auch nur eins von den beiden übrigen vorkommt — natürlich bloß in den Fällen, wo eine Ähnlichkeit des Gesteins, der Lagerungsart usw. mit denjenigen von typischen Fundorten

¹⁾ Anmerkung während des Druckes. Nach Abschluß des Original-Manuskriptes ist das Werk WERZELS (Faun. u. stratigr. Unters. d. Parkinsoni-Sch. d. Teutoburg. Wald. b. Bielefeld. Palaeontogr. 58, 1911) erschienen, der für solche Parkinsonien mehrere Arten (*Park. arietis* u. a. m.) aufstellt. Da ich mich mit dieser Einteilung nicht ohne weiteres einverstanden erklären kann, ziehe ich vor, den BEHRENDSENSCHEN Namen hier zu behalten und die Frage im paläontologischen Teile ausführlich zu besprechen.

eine solche Zurechnung schon ohnedem wahrscheinlich machen. Im Gegenteil, beim Fehlen von stratigraphischen, petrographischen u. dgl. Angaben gibt es keinen Grund, besonders den *Bel. giganteus* für den Anzeiger einer bestimmten Zone anzusehen, weil er außerhalb Polens, nach der Literatur zu urteilen, eine sehr weite vertikale Verbreitung besitzt. Daher bezeugt sein Vorhandensein in den Sammlungen von RÖMER (Blanowice) und ZEUSCHNER (Blanowice und Włodowice) durchaus nicht, daß an diesen Orten die Zone der *Steph. Humphriesi* gefunden worden ist, aus der sie zu stammen hätten¹⁾. Diese Exemplare dürften viel eher, wie sonst in unserer Gegend, aus der *Garantianum*-Zone stammen.

Das Vorhandensein von *Cosmoceras Garantianum* sowie auch *Bel. giganteus* in der RÖMERSchen Sammlung (Universität Breslau und Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt in Berlin²⁾) von Bodznowitz bei Kreuzburg, Oberschlesien³⁾ — d. h. einer Gegend deren jurassische Ablagerungen eine direkte Fortsetzung der polnischen darstellen — legt die Vermutung nahe, daß man auch dort die *Garantianum*-Zone von der *Parkinsoni*-Zone trennen könnte.

Zum Schluß der paläontologischen Charakteristik der *Garantianum*-Zone sei noch das nicht seltene Vorkommen von *Steph. Blagdeni* in unserm Gebiete, ausschließlich darin, erwähnt. Sein Zusammenvorkommen mit *Cosm. Garantianum* ist auch aus Westeuropa bekannt; doch wird dort meistens noch eine besondere *Blagdeni*-Zone ausgeschieden, die zwischen der *Garantianum*- und der *Humphriesi*-Zone zu liegen kommt. Ob eine solche Zone auch bei uns vorhanden ist, mag dahin gestellt sein. Außerdem sind noch *Craticularia* cf. *parallela* QU. (non GOLDF.), *Dysaster canaliculatus* QU., *Terebratula Stephani* DAV. und *Pecten* cf. *priscus* SCHL. bei uns in dieser Zone nicht selten, sonst aber bis jetzt gar nicht gefunden worden.

Um Wiederholungen vorzubeugen, führe ich bei der Beschreibung sowohl dieser als auch der übrigen Zonen nur die wichtigsten Fossilien an. Nach Zonen geordnete Fauna-Verzeichnisse befinden sich am Ende der Schrift auf Taf. IV u. V.

¹⁾ Vgl. SIEMIRADZKI, J.: Geol. ziem polskich I, S. 304.

²⁾ Hier ist auch eine der *Parkinsonia discrepans* ähnliche *Parkinsonia* vorhanden. Sie ist aber zu jung, um ganz genau bestimmt zu werden.

³⁾ Außerdem gibt es in diesen Sammlungen Exemplare mit „Lipitze bei Lublinitz, O.-Schl.“ als Fundortangabe. Da jedoch dort der Jura vollkommen fehlt, müssen sie entweder auf zweiter Lagerstätte gefunden worden sein, oder, was wahrscheinlicher ist, bezieht sich der geographische Name nicht auf den Fundort, sondern auf eine Hütte, Kontor u. dgl., wo die Exemplare erhalten worden sind.

An der Stelle ihrer technischen Ausbeutung liegen die Schichten der *Garantianum*-Zone (abgesehen von einer dünnen postpliocänen Decke) entweder direkt unter der Oberfläche, manchmal daran auskeilend (Konopiska, nördlich der Kirche; Poczesna, im Abflußgraben; wahrscheinlich auch am nördlichen Ende von Kamienica Polska, wo ihre Erze am linken Warta-Ufer im Tagbau gewonnen wurden), oder sie sind von den Ablagerungen der nächstfolgenden *Parkinsoni*-Zone bedeckt.

Gehen wir jetzt zu einer Besprechung der für diese Zone vorhandenen Profile über. Dieselben sind in topographischer Reihenfolge, in der Streichrichtung von NW nach SO, angeführt.

I. Przystajń.

Auf der Grube von Süß, NO 27° von der Marktkirche, auf halbem Wege zwischen dem Markte und einer nördlicher gelegenen Ansiedlung konnte ich im Jahre 1904 in einem noch nicht ausgekleideten Schachte folgendes Profil aufnehmen:

- | | | | |
|---|-----|--------|--|
| | 12) | 2,50 m | Bräunlicher loser Sand. |
| | 11) | 0,50 m | Grauer Ton mit kleinen Limonit-Einschlüssen;
an dessen unterer Grenze — |
| C | 10) | 0,11 m | Knollen von grauem, dickem, tonigem Sphärosiderit, nach außen gelbbraun werdend und von glänzendem roten Rost bedeckt (sog. „rotes Erz“ ¹⁾). |
| | 9) | 0,80 m | Ton ²⁾ . |
| B | 8) | 0,10 m | Knollen von hellbräunlichgrauem, ziemlich weichem, tonigem Sphärosiderit (sog. „weißes Erz“). |
| | 7) | 1,20 m | Hellgrauer Ton. |
| | 6) | 0,03 m | Bank von dunkelbräunlichgrauem, eisen-schüssigem Sandstein (sog. „Spiek“ ³⁾). |
| | 5) | 0,10 m | Hellgrauer Ton, weißen Glimmer enthaltend. |

¹⁾ Vielleicht wäre es richtiger, die Knollen, zwischen denen der Ton dem darüber liegenden mindestens meistens gleich ist, vom letzteren in eine besondere Schicht nicht abzutrennen. Doch würden dann die Profile sehr an Übersichtlichkeit verlieren.

²⁾ Diese Schicht war mit Planken verdeckt. Auf der Nachbargrube Kostrzyna ist die entsprechende Schicht hellgrauer, weißen Glimmer enthaltender Ton.

³⁾ „Spiek“ heißt auf polnisch etwas Zusammengebackenes. So bezeichnen die Arbeiter alle nicht zu harten Zwischenschichten im Ton: mürbe Sandsteine, Mergel, selten auch harten Letten, die also zusammengebackener Sand resp. Ton sein sollen.

- A {
- 4) 0,05 m Bank von braunem, sehr sandigem¹⁾ Sphärosiderit, weißen Glimmer enthaltend. Beide (doch hauptsächlich die obere) Oberflächen sind mit stengelförmigen Gebilden bedeckt.
 - 3) 0,17 m Hellgrauer Ton, weißen Glimmer enthaltend.
 - 2) 0,30 m Bank von hellbraunem, ziemlich weichem, tonigem Sphärosiderit.

1) Tiefer Hellgrauer Ton, weißen Glimmer enthaltend.

Sämtliche Schichten des Profils sind kalklos²⁾. Versteinerungen gab es hier wenig und nur in der Schicht Nr. 2, von den charakteristischen — *Bel. giganteus*; *Craticularia* sp. und *Pecten* cf. *priscus* SCHL. fand ich im selben Erz, das an den Röstöfen bei Podlenže Szlachecke aufgestapelt war.

II. Auf der benachbarten (nordwestlich von Przystajú) Grube Kostrzyna wurden bloß die Schichten Nr. 8, 9 und 10 gewonnen, wobei Nr. 8 nach Osten erzlos werden soll. In den Knollen der Nr. 10 ist *Parkinsonia Parkinsoni* Sow. in großen Exemplaren enthalten.

III. Konopiska.

Im Tagbau der Firma „Hantke“, bei und südlich der Station Konopiska einer Abzweigung der Herby-Kielcer Eisenbahn, konnte ich im Jahre 1906 folgendes Profil aufnehmen:

- 14) 0,20 m Bodenschicht.
- 13) 0,10—0,20 m Weißer Sand.
- 12) 0,50—0,60 m Grauer (mit gelbem) Ton.
- C(?) 11) 0,06 m Knollen von braungrauem Sphärosiderit in braunen Limonit-Schalen. Ziemlich weit zerstreut.
- 10) 1,72 m Grünlichgrauer Ton (oben gelb).
- B 9) 0,18 m Grauer, sehr toniger Sandstein.
- 8) 0,60 m Grauer Ton.
- 7) 0,18 m Grauer, sehr toniger Sandstein.
- A 6) 0,30 m Bank von sehr sandigem, grauem Sphärosiderit mit etwas weißem Glimmer, stengelförmige Gebilde an beiden (hs. oberen) Oberflächen zeigend.

¹⁾ Eigentlich sind alle Sphärosiderite unseres Gebietes mehr oder minder tonig und sandig. Die Erwähnung dieser Qualitäten soll ihren stärkeren Ausdruck betonen.

²⁾ In weiter folgenden Profilen ist der etwaige Kalkgehalt stets vermerkt; ist es nicht der Fall, so sind die betreffenden Schichten als kalklos aufzufassen.

- A {
- 5) 0,11 m Wasserhaltiger, grünlichgrauer, weißgestreifter sandiger Ton.
 - 4) 0,59 m Grauer und grünlichgrauer toniger Sandstein.
 - 3) 0,10—0,20 m Bank von braunem, feinkörnigem, sandigem Sphärosiderit, etwas weißen Glimmer enthaltend.
(Dieses Erz kann gelegentlich fehlen.)
 - 2) 1,50 m Grünlichdunkelgrauer Ton.
 - 1) Tiefer: nach Angabe des Grubenleiters wurde bis 1,20 m bunter Sand gegraben, oben gelb, tiefer dunkler bis schwarz (vgl. Seite hs.).

In den Schächten, die im selben Jahre nördlich der Bahnstation, westlich der Schienen, und zwar auf die Schichten Nr. 2—6 betrieben wurden, soll, nach Angabe des Grubenleiters, die Schicht Nr. 2 in ihrer Dicke von 0,50—4 m variieren und von mindestens 8 m Schwimmsand (Kurzawka) unterlagert sein. Über Nr. 6 wurde eine 10 m starke Partie nicht bearbeitet; höher kommen Tone mit 3 Schichten Knollenerz, die schon zur *Parkinsoni*-Zone gehören.

Auf einem Erzstapel am Tagbau fand ich *Parkinsonia discrepans*, wohl der Schicht Nr. 6 entstammend. Bei den Schächten, ebenfalls auf Stapel, *Bel. giganteus*, die augenscheinlich z. T. aus Nr. 3, z. T. aus Tönen stammten.

Reicher war die Ausbeute, die ich und mein Sammler SOWICKI auf einer benachbarten verlassenen Grube derselben Firma machten, welche südlich von den Baracken Pałys und der neuen Grube „Marja“ lag. Hier fanden sich u. a. vor: *Cosm. Garantianum*, *Park. discrepans*, *Steph. Blagdeni*, *Bel. giganteus*, *Ter. Stephani*. Nach dem Erze daran zu urteilen, müssen die beiden ersten Nr. 3, *Bel. giganteus* sowohl Nr. 3 als auch Nr. 6 entstammen.

IV. Es sei hier noch ein Profil wiederholt¹⁾, das von mir auf dem Tagbau „Władysław“ der Czenstochauer Bergbau-Gesellschaft in der Nähe und nördlich vom westlichen Ende des Dorfes Wygoda im Jahre 1902 aufgenommen wurde:

- 8) 0,90 m Gelber sandiger Ton.
- 7) 0,60 m Dunklerer, eisenreicherer und sandärmerer gelber sandiger Ton.
- 6) 0,20 m Gelber, tonigockeriger mürber Sandstein.
- 5) 0,20 m Dunkelgelber Ton.

¹⁾ Vgl. REHBINDER: a. a. O.

- 4) 0,30 m Grünlichgrauer Ton mit weißem Glimmer.
- A { 3) 0,15 m Bank von sehr sandigem und tonigem, rötlichgrauem Sphärosiderit mit stengelförmigen Gebilden an den Oberflächen.
- 2) 0,40 m Grünlichgrauer Ton.
- 1) 0,12 m Bank von feinkörnigem, sandigem, braungrauem Sphärosiderit.

In dieser Grube waren *Terebratula Stephani* und *Rhynch. spinosa* nicht selten.

V. Wonsosz.

Auf den Gruben der Czenstochauer Bergbaugesellschaft in der Nähe des Westrandes des Dorfes, an 2 Stellen, welche ca. 500 und 15 Schritt westlich davon und zugleich 200 und 300 Schritt südlicher als der Dorfteich gelegen waren, hat mein Sammler im Jahre 1905 in zwei Tagbauen im ganzen übereinstimmende Profile aufgenommen, die sich bloß durch einiges Variieren der Mächtigkeit und der petrographischen Zusammensetzung unterscheiden. Ich führe daher nur das zweite, vollständigere an, nötigenfalls Bemerkungen über das erste sowie über Schächte einschaltend¹⁾.

- 12) 0,23 m Bodenschicht.
- 11) 0,47 m Hellgrauer (mit rostigem) Ton.
- 10) 0,06 m Weit zerstreute Knollen von hellbraunem, dichtem Sphärosiderit in konzentrisch-schaligen Limonitkrusten.
- 9) 1 — m Grauer (mit rostigem) Ton (im anderen Profil dunkelbraungrau).
- C 8) 0,13 m Knollen von grauem, dichtem Sphärosiderit (im anderen Profil dunkelgrau) in Limonit-schalen.
- 7) 1,27 m Sehr dunkler, braungrauer Ton, stellenweise mit gelbem Rost (im anderen Profil heller).
- B 6) 0,16 m Hellgräulichbrauner sandiger Ton (im anderen Profil eine Bank von hellbräunlichgrauem, weicherem (als die vorerwähnten), tonigem Sphärosiderit).
- 5) 1,01 m Grauer (mit rötlichen Durchschichtungen) sandiger Schiefer-ton.

¹⁾ Die Maße sind von meinem Sammler abgenommen, die Beschreibung der Gesteine habe ich nach seinen Proben gemacht. Dies gilt für alle von ihm aufgenommenen Profile.

- A {
- 4) 0,19 m Bank von bräunlichgrauem, sandig-tonigem Sphärosiderit mit stengligen Gebilden an den Oberflächen.
 - 3) 0,37 m Heller, grünlichgrauer sandiger Ton und ebensolcher Sandstein.
 - 2) 0,20 m Bank von rötlichgrauem (mit gelben Rostflecken), sandigem Sphärosiderit (im anderen Profil Limonit, in Schächten — wie in Konopiska).
 - 1) Tiefer Heller, grünlichgrauer sandiger Ton.

In der Schicht Nr. 3 dieses Profils fand mein Sammler *Parkinsonia discrepans* und *Bel. giganteus*, in den Schichten Nr. 5 und 7 des anderen Profils *Bel. giganteus*.

Bei meinem Besuch der Grube im Jahre 1906 waren dort Tagbaue und Schächte mit ganz ähnlichen (doch weniger vollständigen) Profilen vorhanden. Auf dem Stapel fanden sich u. a. *Parkinsonia discrepans* und *Bel. giganteus*.

VI. Młynek.

Probeschächte der Firma „Huta Bankowa“ zwischen dem Vorwerk Młynek und dem Dorfe Sobuczyna auf der Konzession „Władimir“. Profile nach Grubenprotokoll.

a) Schacht E.

- 17) 0,30 m Bodenschicht.
- 18) 1,55 m¹⁾ Grauer Ton.
- 17) 0,10 m Knollen von grauem Erz.
- 16) 4,10 m Grauer Ton.
- 15) 0,08 m Knollen von grauem Erz.
- 14) 0,25 m Grauer Ton.
- 13) 0,08 m Knollen von grauem Erz.
- 12) 3,40 m Grauer Ton.
- 11) 0,10 m Grauer „toniger Sandstein“²⁾.
- 10) 0,15 m Grauer Ton.

B 9) 1 m Grauer „toniger Sandstein“.

¹⁾ In den Grubenprotokollen sind Maße in Zahlen gewöhnlich bloß für Erz und andere Zwischenschichten angegeben, für Tone dagegen oft bloß die Grenzen auf einer in Maßstab ausgeführten Skizze gezeichnet. Die daraus berechneten Zahlen können natürlich keinen Anspruch auf absolute Genauigkeit machen.

²⁾ Durch „tonigen Sandstein“ ersetze ich den in den Protokollen üblichen nicht übersetzbaren Ausdruck der polnischen Arbeiter „Spiek“ (vgl. bei Przystajń). Trotz der verschiedenen Anwendung dieses Ausdruckes habe ich für die *Garantianum*-Zone unter diesem Namen nichts anderes als tonigen Sandstein nachweisen können. Sandstein anderer Art ist in Grubenprotokollen direkt als Sandstein angegeben.

- 8) 0,60 m Grauer Ton.
 7) 0,50 m Grauer „toniger Sandstein“.
 A { 6) 0,38 m Grauer Ton.
 5) 0,12 m Bankförmige Erzlage.
 4) 0,38 m Grauer Ton.
 3) 0,12 m Bankförmige Erzlage.
 2) Tiefer Grauer Ton.

1) Darunter Geröllhaltiger sandiger wasserführender Ton.

In einem andern Schachte war bloß eine Erzlage, 0,35 m stark. Die Sandsteinschichten waren dünner als in E.

b) Neuer Schacht (1909) ca. 200 m östlich vom Vorwerk Młynek.

- 7) 2—3 m Ton.
 6) 0,10—0,15 m Knollen von grauem Erz in gelben Schalen.
 5) ca. 4,— m Ton.
 A (z. T.) 4) 0,80 m „Toniger Sandstein“.
 A { 3) 0,50 m Ton.
 2) 0,35 m Bank von hartem Erz, die seitwärts in drei dünne übergeht.
 1) 3 m Harter Ton.

Von unten quillt Wasser empor.

In der genannten Gegend gibt es auch viel alte Schächte und Tagbaue derselben Firma. In einem verlassenen, aber noch frischen Tagbau östlich vom Vorwerk konnte ich noch das Erz der bankförmigen Lage sehen — es war ein rötlich grauer, sandiger und so stark toniger Sphärosiderit, daß er beim Liegen an der Luft ganz mürbe wird und mit Spaten gegraben werden kann. Der Ton war grünlich grau, der Sandstein grau und kalkig; er enthielt braungraue längliche Konkretionen von sandig-kalkigem Sphärosiderit, in denen Oolithkörner und Pyrit vorhanden waren.

Ich fand *Bel. giganteus* auf Halden sowohl dieses Tagbaus als auch eines nördlich vom Vorwerke liegenden Schachtes. Im Erze des erwähnten Tagbaus fand ich *Craticularia* (?) sp. und *Pecten cf. priscus* SCHL. — Die Schächte fördern sowohl das obenerwähnte Erz und Ton als auch Knollenerz (rötlich-brauner Sphärosiderit) und dunkelgrauen, markasit-fleckigen Ton.

VII. Poczesna.

Gruben der Firma „Huta Bankowa“. Grubenprotokoll.

- a) Konzession „Ludwik“, Schacht No. 23.
 13) 0,30 m Bodenschicht.
 12) 1,70 m Gelber Ton.

- 11) 0,50 m Toniger Sand, naß.
 10) 1 — m „Lose Erde“ (Sand?) mit weißen Steinen.
 9) 5,40 m Grauer Ton.
 8) 0,10 m Knollenerz.
 7) 2,50 m Grauer Ton.
 C 6) 0,10 m Knollenerz.
 5) 3,10 m Grauer Ton.
 A { 4) 0,30 m Bankförmige Erzlage (in anderen Schächten
 0,20—0,32 m).
 3) 0,20 m Ton und „toniger Sandstein“ (in anderen
 Schächten bloß „toniger Sandstein“, 0,16
 bis 0,48 m).
 2) 0,10 m Bankförmige Erzlage (in anderen Schächten
 0,10—0,16, in noch anderen wird sie nicht
 gewonnen).
 1) In 2 anderen Schächten wird tiefer „toniger Sandstein“
 angegeben (gegraben 0,05 und 1 m tief).
- b) Konzession „Gabriel“, alter Maschinenschacht.
 13) 0,25 m Bodenschicht.
 12) 3,75 m Ton mit Sand und Wasser.
 11) 1,25 m Gelber Ton mit Wasser und kleinen Geröllen.
 10) 0,50 m Sand mit Wasser und kleinen Geröllen.
 9) 7,16 m Grauer Ton.
 8) 0,08 m Knollenerz.
 7) 5,90 m Grauer Ton.
 6) 0,09 m Knollenerz.
 5) 5,03 m Grauer Ton.
 A { 4) 0,45 m Bankförmige Erzlage.
 3) 0,22 m Grauer Ton.
 2) 0,10 m Knollenerz.
 1) 1,23 m oder mehr. Harter „toniger Sandstein“.

Außer ähnlichen Profilen gibt es auf derselben Konzession auch solche mit 2 Erzbänken, wie auf der Konzession „Ludwik“. In der Richtung nach Bargły sind Schächte mit 3 Erzbänken vorhanden und einer mit nur einer sehr dicken (0,65 m) Erzbank.

Es gibt auf der Grube „Poczesna“ einen Schacht, wo bloß eine Erzbank angegeben wird, 0,10 m stark. Darunter liegt 1,25 m Ton, und tiefer wurde 1,67 m im festen, wasserführenden Sande gebohrt.

Schließlich gibt es auch ein Beispiel von Bildung einer Zwischenbank erzhaltigen „tonigen Sandsteins“ zwischen zwei Erzbänken: 0,24 m obere Erzbank, 0,10 grauer Ton, 0,10 Bank

von erzhaltigem „tonigen Sandstein“, 0,20 grauer Ton, 0,12 Erzbank, 0,70 grauer Sandstein — also, letzteren ausgeschlossen, eine 0,76 m starke Gruppe A.

Gewonnen wurde zur Zeit meines Besuches in der Hauptsache die obere Erzbank eines zwei Bänke führenden Komplexes. Das gefördertete Erz stellte einen graubraunen, mäßig sandigen Sphärosiderit dar, meist viele weiße oolithische Körner enthaltend. Ich fand darin eine Fauna mit *Cosm. Garantianum*, *Park. discrepans*, *Steph. Blagdeni*, *Bel. giganteus* und *Dysaster canaliculatus*.

Die untere Bank wurde wenig gefördert, sie ist grünlich- oder rötlichgrau, sehr sandig und tonig, aber auch oolithisch. In einem großen Block von dieser Bank habe ich ein 0,40 m langes (aber leider ganz bröckliges) Rostrum von *Bel. giganteus* gesehen.

Im südlichen Teile der Gruben gehen die Sphärosideritbänke in konzentrischschaligen, mehr oder minder ockerigen Limonit über, wobei die weißen Oolithkörner erhalten bleiben.

Der mit dem bankförmigen Erz gefördertete Ton ist dunkelgrau, ohne Kalk; doch gibt es auf den Halden auch grauen sandigen, etwas kalkigen Schiefertou, sowie hellgrauen kalkhaltigen, weißen Glimmer führenden Sandstein.

VIII. Nowa Wies.

Probeschächte der Firma „Huta Bankowa“.

Schacht A. (Grubenprotokoll).

	19)	1,— m	Gelber Ton.	
	18)	8,— m	Grauer Ton mit Sand.	
	17)	0,15 m	Knollen von grauem Erz.	
	16)	15,93 m	Grauer Ton.	
	15)	0,07 m	Knollen von grauem Erz.	
	14)	0,44 m	Grauer Ton.	
	13)	0,06 m	Knollen von grauem Erz.	
	12)	0,44 m	Grauer Ton.	
	11)	0,06 m	Knollen von grauem Erz.	
	10)	2,95 m	Grauer Ton, hart.	
	9)	0,05 m	Knollenerz.	
	8)	11,95 m	Brauner Ton, hart.	
B	7)	0,05 m	Knollenerz.	
	6)	1,50 m	Ton.	
A	{	5)	0,50 m	} Entsprechen den bankförmigen Erzen von Poczesna
		4)	0,18 m	
		3)	0,32 m	

- | | | |
|-----------|-------------------------|------------|
| 2) 5,50 m | Grauer Ton, hart. | } Bohrung. |
| 1) Tiefer | Weicher Ton mit Wasser. | |

Versteinerungen wurden hier nicht gefunden. Was die noch vorgefundenen Gesteine anbetrifft, so läßt es sich nicht sagen, zu welchen Schichten dieselben gehören (wahrscheinlich aber nur zu den oberen).

IX. Borek.

Grube der Firma „Huta Bankowa“.

Schacht A, am rechten Warta-Ufer, bei der Papierfabrik. —

Grubenprotokoll.

- | | | | |
|---|------------|--|------------------------------------|
| | 17) 0,50 m | Bodenschicht. | |
| | 16) 2,70 m | Gelbgrauer weicher Ton. | |
| | 15) 0,05 m | Knollen von grauem Erz. | |
| | 14) 2,25 m | Grauer Ton. | |
| | 13) 0,08 m | Knollen von grauem Erz. | |
| | 12) 4,42 m | Grauer Ton. | |
| | 11) 0,06 m | Knollen von grauem Erz. | |
| | 10) 3 — m | Grauer Ton. | |
| C | 9) 0,08 m | Bankförmige Erzlage. | |
| | 8) 3,10 m | Grauer Ton. | |
| | 7) 0,06 m | „Toniger Sandstein“. | |
| A | { | 6) 0,12 m | Bankförmige Lage von grauem Erz. |
| | | 5) 0,08 m | „Toniger Sandstein“. |
| | | 4) 0,20 m | Bankförmige Lage von grauem Erz. |
| | | 3) 0,25 m | Schieferton. |
| | | 2) 0,13 m | Bankförmige Lage von sandigem Erz. |
| | 1) 0,67 m | Erzhaltiger wasserführender „toniger Sandstein“. | |

Hier haben alle Schächte mit Bankerz drei Bänke davon; die meisten Schächte waren bloß auf Knollenerz betrieben. Von hier besitze ich weder Versteinerungen, noch Gesteinsproben, da die Grube lange verlassen war und erst 1910 wieder in Betrieb gesetzt wurde, der zunächst bloß auf Knollenerze ausging (vgl. den Abschnitt über die nächste Zone.)

X. Osiny.

Grube der Firma „Huta Bankowa“.

Schacht Nr. 1. Grubenprotokoll.

- 21) 0,95 m Ton¹⁾.

¹⁾ Für diese Gruben war die Gesteinsart bloß für harte Schichten angegeben. Da man aber gewöhnlich nur Ton bloß mit Ziffern anzudeuten pflegt, so nehme ich an, daß auch hier die ungenannten Schichten aus Ton bestehen.

	20)	0,05 m	Knollen von gelbem Erz.
	19)	1,92 m	Ton.
	18)	0,08 m	Knollen von gelbem Erz.
	17)	1,86 m	Ton.
	16)	0,14 m	Knollen von grauem Erz, in gelben Schalen.
	15)	1,42 m	Ton.
	14)	0,08 m	Knollen von grauem Erz.
	13)	11,36 m	Ton.
	12)	0,14 m	Knollen von grauem Erz.
	11)	10,87 m	Ton.
C	10)	0,13 m	Knollen von grauem Erz.
	9)	3 — m	Ton.
	8)	0,08 m	„Toniger Sandstein“.
A	{	7)	0,28 m Bankförmige Erzlage.
		6)	0,18 m Ton.
		5)	0,15 m Bankförmige Erzlage.
		4)	0,18 m Ton.
		3)	0,03 m „Toniger Sandstein“.
	2)	0,13 m Bankförmige Erzlage.	
	1)	0,97 m Sandstein.	

Auf dieser verlassenen Grube habe ich Versteinerungen der *Garantianum*-Zone bloß auf der Halde des Maschinen-Schachtes (d. h. eines sehr tiefen) gefunden — *Parkinsonia discrepans* und *Bel. giganteus*; auch *Steph. Blagdeni* fand sich hier vor.

XI. Kamienica Polska.

Gruben der Firmen „Hantke“ und „Hultschinski“. Grubenprotokolle.

a) Konzession „Juliusz“.

Schacht Nr. 3 (29).

	6)	6 m	Ton.
	5)	0,10—0,12 ²⁾ m	Knollenerz.
	4)	4,75 m	Ton.
A	{	3)	0,72 ²⁾ m Bankförmige „tonigen Sandstein“ enthaltende Erzlage.
		2)	0,22—0,25 ²⁾ m Bankförmige Erzlage.
		1)	Tiefer „Junger“ (d. h. weicher!) Sandstein mit Wasser.

In einem anderen Schachte (Nr. 5 (3)) besteht die Schicht Nr. 3 aus 4,40 m „tonigem Sandstein“ mit 0,25 m Ton darunter, und Nr. 1 besteht aus Sand.

²⁾ Diese Zahlen waren im Protokoll in Zoll angegeben; falls nicht englische, sondern polnische Zolle damit gemeint waren, müssen sie um $\frac{1}{16}$ vermindert werden.

Schacht Nr. 2 (28).

	8)	4 — m	Ton.
	7)	0,08—0,10 m	Knollenerz.
	6)	7,88 m	Ton.
A	{	5)	0,12 m Bankförmige Lage von sandsteinhaltigem Erz.
		4)	0,20 m Bankförmige Erzlage.
		3)	0,03 m Ton.
		2)	0,20 m Bankförmige Erzlage. Tiefer „Junger“ (d. h. weicher) Sandstein mit Wasser.

Auf dieser Grube ist das Erz ein braungrauer Sphärosiderit, der mehr Kieselerde und weniger Oolithkörner enthält als in Poczсна und zum Teil ein dichtes Aussehen annimmt oder in Sandstein übergeht. Hier kommt auch ockeriger Hämatit vor, der, wie schon BLESSON¹⁾ erkannt hat, durch Sonnenbrand entsteht; doch wird er häufig mit in Öfen gebranntem Erz verwechselt. Man findet auf den Halden grauen und bräunlich-dunkelgrauen Ton, aber z. T. auch sandigen, hellgrauen Ton mit weißem Glimmer, alle ohne Kalk, sowie hellgrauen und hellbraungrauen eisenhaltigeren, tonigen, kalkhaltigen Sandstein mit weißem Glimmer. *Cosm. Garantianum*, *Park. discrepans*, *Bel. giganteus* sind hier im bankförmigen Erz nicht selten, und auch *Dysaster canaliculatus* kommt darin vor.

b) Konzession „Helena“.

Schacht Nr. 7 (77).

	14)	11 m	Ton.
	13)	0,10—0,12 m	Knollenerz.
	12)	ca. 2 m	Ton.
	11)	(Ziffer fehlt)	Knollenerz.
	10)	ca. 4 m	Ton.
	9)	(Ziffer fehlt)	Knollenerz.
	8)	4 m	Ton.
	7)	0,18—0,20 m	Knollenerz.
	6)	ca. 9,70 m	Ton.
C	5)	0,09 m	Bankförmige Erzlage.
A	4)	ca. 4 m	Ton.
(z. T.)			
A	{	3)	0,08 m „Toniger Sandstein“.
		2)	0,12 m Bankförmige Erzlage, schlecht.
		1) Tiefer	„Toniger Sandstein“ mit Wasser.

¹⁾ BLESSON, a. a. O.

Schicht Nr. 5 ist im Schachte Nr. 4(1) ebenfalls eine Erzbank, dagegen im Schacht Nr. 9 durch Sandstein vertreten, in den übrigen ist hier keine feste Bank angegeben. Die Schichten Nr. 2—3 sind in den Schächten Nr. 9 und 4 (1) durch eine Erzlage (0,15 bzw. 0,30 m) ersetzt.

Zwischen den Schichten Nr. 1 und 2 schiebt sich in den Schächten Nr. 9 und 4 (1) eine aus Ton bestehende 0,15 bzw. 0,35 m starke Schicht ein.

Auf dieser Konzession gewann man während meiner Anwesenheit bloß Knollenerz, aber auch die Erzbänke waren schon durchteuft; eine von mir davon erhaltene Probe bestand aus grau- und rötlichbraunem, sandigem Sphärosiderit mit weißen Oolithkörnern.

Von Versteinerungen der *Garantianum*-Zone habe ich hier bloß ein Stück von *Parkinsonia discrepans* erhalten, das aus einem Probeschacht gefördert worden war.

c) Konzession „Piotr“. Ebenso wie auf „Helena“ ging damals die Gewinnung von Knollenerzen vor sich, aber die Erzbänke waren ebenfalls durchbrochen.

XII. Klepaczka.

Neue (1910) Grube der Firma „Hantke“ am linken Wartyufer, der Papierfabrik gegenüber¹⁾.

	12)	10 — m	Grauer Ton ²⁾ .
	11)	0,27 m	Knollen von hellbraunem Sphärosiderit.
	10)	13 — m	Grauer Ton ²⁾ .
C	9)	0,10 m	Bank von braungrauem, dichtem, härterem (als der vorher erwähnte) Sphärosiderit (wird wegen seiner isolierten Lage nicht gewonnen).
	8)	3 — m	Grauer Ton ¹⁾ .
	7)	0,17—0,30 m	Bank von dunkelbraungrauem, hartem sandigen Sphärosiderit, der z. T. weiße Körner enthält.
A	6)	0,12 m	Grauer Ton ²⁾ .
	5)	0,12—0,25 m	Bank von grünlich-braungrauem Sphärosiderit, z. T. hart, z. T. weich und mehr tonig. Die weicheren Stellen sind reich an weißen Körnern.
	4)	0,08—0,10 m	Grauer Ton.

¹⁾ Maße nach Grubenprotokoll. Beschreibung nach von mir an Ort und Stelle gesammelten Proben.

- A 3) 0,10—0,25 m Bank von Sphärosiderit, der der harten Abart der vorigen Schicht ähnlich ist. Weiße Körner bloß in oberflächlichen tonigeren und weicheren Teilen. Der Sphärosiderit ist zum Teil in gelbbraunen Limonit übergegangen.
- 2) ca. 1 — m Grüner, mürber toniger Sandstein.
- 1) Tiefer Grobkörniger Sand¹⁾.

Auf einem Stapel habe ich im Erz Nr. 7 *Belemnites giganteus* gefunden.

XIII. Jastrzomb.

Grube „Józef“ der Czenstochauer Bergbau - Gesellschaft (vergl. oben S. 217).

a) Persönlich habe ich bloß die unteren Schichten untersuchen können, weil eben nur solche ausgebeutet werden (Profil S. 217).

b) Aus den Grubenprotokollen von 1909 entnehme ich folgendes Profil für einen Schacht, der näher zum Dorfe Jastrzomb und der Bahnstation Poraj lag als der von mir untersuchte.

- 18) 0,15 m Bodenschicht.
- 17) 1,80 m Gelbgrauer Ton.
- 16) 0,08 m Knollen von rostigem Erz.
- 15) 2,50 m Graugelber Ton.
- 14) 0,08 m Knollen von gelbem Erz.
- 13) 2,50 m Grauer Ton.
- 12) 0,08 m Knollen von grauem Erz, lose zerstreut.
- 11) 2,50 m Grauer Ton.
- 10) 0,10 m Knollen von grauem Erz, groß.
- 9) 5 — m Grauer Ton.
- C 8) 0,08 m Knollen von grauem Erz, lose zerstreut
- 7) 1,80 m Grauer Ton.
- B 6) 0,08 m Knollen, wie vorher.
- 5) 1,50 m Grauer Ton.
- A { 4) 0,10 m Knollen, wie vorher.
- 3) 0,20 m Grauer Ton.
- 2) 0,22 m Bankförmige Erzlage.
- 1) Tiefer Schwarzgrauer harter Sand und Sandstein.

Näher zum Fahrweg (nach Kamienica Polska) verschwindet ein Teil der Knollenerze, es bleiben davon bloß Nr. 4 und 10.

¹⁾ Proben einzelner Tonschichten waren nicht mehr zu erhalten, ebenso vom unteren Sande. Die Halden bestehen aus einem dunkelgrauen Ton mit Markasitflecken.

Dagegen ist hier die Erzbank dicker, 0,35—0,45 m. Nach Angaben des Grubenleiters sind die Schichten der Grube überhaupt variabel. Im angeführten Profil fehlen der Ton unter der Erzbank und der Sandstein über derselben, die wir S. 217 gesehen haben.

Näher dem Dorfe Jastrzomb wird die Erzbank in ihrem oberen Teil allmählich weicher und durch eine in ihrer Mitte entstehende dünne Tonschicht in zwei Schichten verwandelt. Sandstein über dem Erze gibt es hier nicht. Jedoch noch näher zum Dorfe erscheint er wieder, macht einen immer größeren Teil der Lage aus, bis in der Nähe des Dorfes schließlich die ganze Bank aus Sandstein besteht.

In paläontologischer Hinsicht gehört die Grube „Józef“ zu den gut charakterisierten. *Cosmoceras Garantianum*, *Parkinsonia discrepans*, *Belemnites giganteus* sowie *Dysaster canaliculatus* sind im bankförmigen Erze stellenweise sehr häufig. Von *Stepheoceras Blagdeni* habe ich bloß ein loses Bruchstück gefunden.

c) Interessant wegen eines Übergangs der Erze in Sandstein ist das Profil des Versuchsschachtes „Ignacy“, der sonst demjenigen von Klepaczka entspricht. Dieser Schacht der Firma Hultschinski liegt am Waldesrande, etwa $1\frac{1}{4}$ km südlich vom westlichen Teil des Dorfes Jastrzomb. Das Profil ist während der Anlage von meinem Sammler aufgenommen worden.

- | | | | |
|---|-----|------------------|---|
| | 13) | 0,98 m | Hellgrauer, z. T. rostiger sandiger Ton mit etwas Quarzkies. |
| | 12) | 2,02 m | Bräunlichgrauer Ton. |
| | 11) | 0,11 m | Knollen von graubraunem Sphärosiderit in Limonit-Schalen. |
| | 10) | 2,89 m | Dunkelgrauer Ton. |
| C | 9) | 0,08 m | Knollen von hellem, gelblichbraunem Sphärosiderit. |
| | 8) | 2,72 m | Dunkelgrauer Ton. |
| | 7) | 0,30 m | Bräunlichgrauer Sandstein. |
| | 6) | 0,52 m | Grauer sandiger Ton mit weißem Glimmer. |
| | 5) | 0,38 m | Grauer toniger Sandstein mit weißem Glimmer. |
| | 4) | 0,34 m | Grauer sandiger Ton mit weißem Glimmer. |
| A | 3) | 0,15 m | Brauner sandiger, blättriger Limonit mit weißem Glimmer. |
| | 2) | 0,18 m | Hellgelber Sandstein mit Adern von braunem Limonit. |
| | 1) | 0,80 m oder mehr | Dunkelgrauer, an der Luft dunkelrostgelb (mit rosa Flecken) werdender ungleichkörniger Sandstein. |

In Nr. 7 habe ich *Pecten cf. priscus* gefunden.

Nachdem wir eine Reihe von Profilen kennen gelernt haben¹⁾, sehen wir, daß dieselben gemeinsame Züge besitzen. Alle enthalten unten eine ca. $\frac{1}{2}$ —1 m starke, meist zwei (aber auch eine oder drei) Erzbänke enthaltende Schichtengruppe A, oberhalb deren in einer Entfernung von 2—3 m ein durch C bezeichneter Horizont verläuft, über dem man bloß eine Wechsellagerung von Ton und Knollenerz beobachtet. Sodann gibt es noch einen anderen, allerdings weniger beständigen, aber in mehr oder weniger bestimmter Lage, ca. 1 m unterhalb des vorigen wiederkehrenden Horizont B.

Was nun die Unterschiede der einzelnen Profile anbelangt, so bestehen sie zunächst darin, daß die Horizonte B und C durch bankförmiges Erz, Knollenerz oder Sandstein vertreten sein können, oder als Ton mit den benachbarten Tonschichten zusammenfließen. Zwischen B und der unteren Erzgruppe A können im Ton Sandsteinschichten auftreten, deren Dicke und Lage jedoch unbestimmt ist. Die untere Gruppe A kann eine, zwei oder drei Erzbänke enthalten, dazwischen kann nur Ton oder auch Sandstein vorkommen, und die untere Erzbank kommt entweder direkt auf die Sande bzw. Sandsteine der vorigen Zone zu liegen, oder ist davon durch eine Tonschicht getrennt. Schließlich variiert in einzelnen Profilen die Dicke der entsprechenden Schichten.

Alle diese Unterschiede sind jedoch unwesentlich. Eine Schwankung der petrographischen Zusammensetzung und der Mächtigkeit entsprechender Schichten nicht nur in verschiedenen Gegenden, sondern sogar in benachbarten Profilen ist für unsere erzführenden Tone geradezu typisch. Dadurch kommt auch die Tatsache zustande, daß manchmal entfernte Profile (z. B. Przystajú, Wonsosz und Nowa Wieś) einander ähnlicher sind als benachbarte (z. B. Wonsosz und Konopiska, Młynek und Poczesna).

Aber auch die verschiedene Zahl der Erzbänke in der unteren Gruppe läßt sich erklären. Entweder hat sich eine oder die andere Bank als Erz nicht ausgebildet, sondern besteht aus Sandstein oder Ton, oder es hat sich die Erzbank in Knollenerz verwandelt, oder es ist eine größere Zahl dünnerer Bänke durch eine geringere Zahl dickerer vertreten. So wird in Konopiska ein stellenweises Fehlen der unteren Erzbank beobachtet, in Jastrzomb ein Übergang einer Erzbank in Sandstein, eine Verwandlung einer Erzbank in zwei, sowie die

¹⁾ Von den Grubenprotokollen stehen mir viel mehr zur Verfügung; mir lag aber daran, bloß die Typen herauszugreifen.

Ausbildung der oberen Erzlage statt Bank als Knollenerz, welches letzteres in Poczesna z. T. die untere Erzbank vertritt. In Młynek soll man eine Verwandlung einer dicken Erzbank in drei dünne direkt im Schacht beobachtet haben. Wir können also die angeführten Profile in ihren unteren Teilen als einander durchaus entsprechend ansehen.

Was nun deren paläontologische Charakteristik anbelangt, so haben wir gesehen, daß für die Mehrzahl der Fundorte, denen diese Profile entstammen, ein Vorhandensein in Erzen der unteren Gruppe A entweder aller Hauptformen der *Garantianum*-Zone oder wenigstens eines Teiles derselben nachgewiesen werden konnte. Und zwar sahen wir, daß es nicht bloß für irgendeine Erzbank der Fall ist, sondern für alle, z. T. auch für deren Zwischenschichten, sowie für höher liegende Schichten, bis zu der C unterlagernden Tonschicht einschließlich (Nr. 5 und 7 in Wonsosz) hinauf.

Also können wir der *Garantianum*-Zone die Schichten A und diejenigen zwischen A und C anrechnen — nicht aber höhere, denn in Przystajú und Kostrzyzna stellt die Schicht C das typische Knollenerz der *Parkinsonia Parkinsoni*-Zone dar, welchen Ammoniten es in Kostrzyzna auch in großen Exemplaren enthält.

Auf diese Weise bestimmen wir die obere Grenze der *Garantianum*-Zone zwischen C und der darunterliegenden Tonschicht. Was die untere Grenze anbelangt, so ist deren Bestimmung davon abhängig, wohin wir die Gruppe A zuweilen unterlagernde Tonschicht stellen sollen. Ihre Deutung hängt davon ab, wie man sich ihre Entstehung denkt. Hängt ihr stellenweises Auftreten mit dem Fehlen der unteren Erzbank bzw. deren Ausbildung an einer höher liegenden Stelle zusammen, oder nimmt man an, letztere sei in ihrer Lage konstant, der Ton habe sich aber in Vertiefungen der unterlagernden Sandsteine bzw. Sande abgesetzt, so gehört diese Tonschicht noch der *Garantianum*-Zone mit an. Faßt man aber das stellenweise Auftreten des Tones als örtliche Facies-Änderung im Sandstein bzw. Sandkomplex auf, so muß die Tonschicht stratigraphisch natürlich diesem letzteren angehören.

Mangels genügender Anhaltspunkte muß die Lösung dieser Fragen der Zukunft vorbehalten werden.

Vorläufig dürfen wir der *Garantianum*-Zone bloß die Schichten A und diejenigen zwischen A und C einverleiben, was eine Serie von nur 3—4 m ausmacht.

Nachdem wir die Stratigraphie unserer Zone kennen gelernt haben, gehen wir zu deren topographischen Verbreitung über.

Die nördlichsten Fundorte — Kostrzyna, Przystajń — liegen in der Nähe der preußischen Grenze und bilden die Fortsetzung der bei Bodzanowitz, Wichrow und Sternalitz in Oberschlesien bekannten mitteljurassischen erzführenden Tone.

Dazu kommt noch die Grube Widawa (Tagbau u. Schächte), etwas südlicher als das Bajaki genannte östliche Ende von Przystajń, zwischen diesem und der Ansiedlung Widawa gelegen. Ihre Zugehörigkeit zur *Garantianum*-Zone beweist die volle Identität der Erze mit denjenigen von Przystajń. Auch *Bel. giganteus* sowie *Craticularia* cf. *parallela* fanden sich hier vor. In der Umgebung der genannten Fundorte ist eine große Anzahl alter Schächte vorhanden. Jetzt kann es aber nicht mehr nachgewiesen werden, ob sie auch zur *Garantianum*-Zone oder bloß zur *Parkinsoni*-Zone gehörten.

Das Ganze bildet eine Insel für sich — denn erst nach ca. 30 km in südöstlicher Richtung treffen wir wieder einen Fundort unserer Zone, westlich vom Dorfe Dźbow (Konzession „Dźbow - Alexander“ der Czenstochauer Bergbauenden Gesellschaft), jenseits der Herby—Kielcer Bahn, wo ich auf altem Probeschacht und Tagbau die Erze Nr. 3 u. 5 sowie *Bel. giganteus* gefunden habe.

Nördlich von Konopiska gibt es, außer den bei Profilen genannten, noch andere neue und alte Schächte und Tagbaue, die sich von den ersten in nichts Wesentlichem unterscheiden. Ebenso um das Vorwerk Jackowisna und ums Dorf Wonsosz. Nördlich von der Kirche Konopiska sollen die bankförmigen Erze an der Oberfläche austreichen. Weiter nach Süden beweisen Erzreste und Grubenprotokoll das Vorhandensein unserer Zone bei Laziec. Es ist möglich, daß sie auch bei Nierada östlich von Laziec aufgeschlossen wurde.

Die Fundorte von Dźbow bis Laziec bilden einen Streifen, der zwischen Dźbow und Konopiska bis $3\frac{1}{2}$ km breit wird. Etwas nördlicher zweigt sich davon ein anderer, schmalerer (etwa 1 km breiter) Streifen. Er geht in südöstlicher Richtung von Wonsosz zwischen Młynek und Sobuczyna und zwischen Bargły und Poczesna bis zum Ende des Dorfes Bargły. Hier breitet er sich stark nach Norden bis Nowa Wieś aus (bis 2 km breit). Über die Warta setzt sich jedoch bloß sein südlicher Teil (zwischen Poczesna und dem Wege Bargły—Borek) fort bis zu dem Dorfe Osiny, dann setzt er sich wieder über die Warta nach Südwest und Süd fort, wo er, sich bedeutend ausbreitend, ein großes 2 auf 3 km breites Grubenfeld zwischen Kamienica Polska, Jastrzomb und dem Flusse Warta bis in die Nähe von Poraj bildet.

Der ganze Streifen weist alte und neue Grubenarbeiten auf. Im östlichen Teile desselben ging der Betrieb auf die oberen, knollenförmigen Erze aus, die unteren, bankförmigen sind erst später in Angriff genommen worden, und ihre Gewinnung rückt immer mehr nach Osten vor. Konstatiert sind sie übrigens bis an die östlichste und südlichste Grenze des Streifens.

Charakteristische Fossilien der *Garantianum*-Zone sind außer den schon genannten Punkten noch besonders am östlichen Ende des Dorfes Bargły (diese Grube gehört zu Poczesna) gefunden worden: *Cosm. Garantianum*, *Parkinsonia discrepans*, *Belemnites giganteus* sowie *Dysaster canaliculatus*, und bei Klepaczka (am Nordende von Kamienica Polska) viel *Bel. giganteus*.

Die östlichsten Punkte des Streifens, wo die *Garantianum*-Zone konstatiert worden ist, sind:

a) am linken Warta-Ufer bei der Brücke auf dem Wege Kamienica - Polska— Poraj. Das bankförmige Erz soll hier (Konzession „Wladimir“) in einer Tiefe von 23 m erbohrt worden sein, noch tiefer wurden bis 37 m im Sande gebohrt.

b) Noch östlicher liegen alte Probeschächte zwischen der Ansiedlung „Zu Jastrzomb“ und dem linken Warta-Ufer, wo ich ein Bruchstück von *Parkinsonia discrepans* gefunden habe.

Zu den südlichsten Punkten gehören:

a) der Probeschacht „Ignacy“ bei Jastrzomb (vgl. oben);

b) noch südlicher auf der Hantke'schen Konzession „Mieczysław“, ca. $1\frac{1}{2}$ km südlich vom SW-Ende des Dorfes Jastrzomb im Domänenwalde. Hier wurde 6 m tief ein auf Sandstein ruhendes bankförmiges Erz angetroffen. Tiefer soll man bis zur Gesamttiefe von 40 m im Sande gebohrt haben, wogegen über der Erzbank, von oben 3 m tief, eine Knollenerzschicht vorhanden war. Der Fundort scheint eine Insel in den ihn umgebenden Sanden zu bilden. Jedenfalls sind hier die Schichten der *Garantianum*-Zone ihrem Ausstreichen an der Oberfläche nahe.

Weiter nach Osten ist die *Garantianum*-Zone durch Probeschächte der Czenstochauer Bergbau-Gesellschaft in der Ansiedlung Ostrów, 5 km südwestlich der Bahnstation „Poraj“ nachgewiesen worden. Nach Angaben der Firma liegt hier das bankförmige Erz in der Tiefe von 28 m, und Knollenerz 10 m höher. Auf einer gut erhaltenen Halde in der Mitte der Ansiedlung fand ich dunkelgrauen Schiefertone, große Stücke des bankförmigen Erzes sowie die Knollen vor. Das erste — hellbrauner und dunkelgrauer, ineinander übergehender Sphärosiderit — enthielt *Cosm. Garantianum* und *Bel. cf. giganteus* sowie *Craticularia*(?)-Reste und ist demjenigen von Poczesna usw. ganz ähnlich, wogegen die Knollen denjenigen der Schicht

Nr. 11 von Klepaczka gleichen und schon der *Parkinsoni*-Zone entsprechen müssen.

Ca. 1,5 km südöstlich von Ostrów befindet sich das Vorwerk Józefów. Hier gibt es, hauptsächlich in NW-Richtung, z. T. auch westlich und nördlich vom Vorwerk, eine Anzahl von Schächten. In mehreren derselben ist eine bankförmige Lage von Sphärosiderit (bzw. von rotgelbem, Limonitnester enthaltendem Sandstein) gefunden worden, welche von grauen Tonen überlagert wird, die mehrere Lagen von knollenförmigem Sphärosiderit enthalten (in einem Fall ist eine davon durch eine Bank Sphärosiderit vertreten). Die untere Erzbank liegt entweder direkt auf Sand, oder es schiebt sich dazwischen Ton ein. Dieser Ton und Sand können weiß, grau, gelb und rot sein, der Sand ist hart und wasserführend, er kann auch durch mürben Sandstein vertreten sein. Wir sehen somit ein Bild, das uns lebhaft an dasjenige der oben gesehenen Aufeinanderfolge der *Humphriesi*-, *Garantianum*- und *Parkinsoni*-Zonen erinnert.

Ziehen wir weiter in Betracht, daß in Probeschächten, die auf einer unweit des Vorwerks NW—SO verlaufenden, westlich von demselben anfangenden Linie liegen, bloß Sand und Kostzelitzer Sandstein sich vorfinden, wogegen nordöstlich und südöstlich unweit vom Vorwerk alte Schächte der „Huta Bankowa“ liegen, in denen Knollenerze gewonnen wurden, welche der *Parkinsoni*-Zone zugerechnet werden müssen, so sehen wir, daß auch die topographische Lage der Schächte mit bankförmigem Erze dafür spricht, letzteres, trotz fast vollständiger Abwesenheit von Fossilien¹⁾ in demselben, der *Garantianum*-Zone zurechnen zu dürfen²⁾.

Was die ganze Mächtigkeit der *Garantianum*-Zone hier anbetrifft, so wird sie wohl ungefähr dieselbe sein wie westlich von Poraj, d. h. 3—4 m. In diesem Falle würde dazu außer dem bankförmigen Erz noch eine Lage des knollenförmigen mit Ton zwischen den beiden und über der letzteren gehören.

Der nächste Fundort der *Garantianum*-Zone liegt ca. 15 km weiter nach Südwest in der Nähe des Marktes Włodowice. Hier befinden sich alte Gruben der „Huta Bankowa“, südsüdwestlich vom Markte, längs dem nördlichen Fuße des zwischen

¹⁾ Im limonitführenden Sandstein eines Schachtes habe ich eine kleine *Pleuromya* gefunden, die leider beim Herausschlagen in Stücke zerfiel. Im Knollenerz eines anderen Schachtes fand ich *Posidonomya Buchi*.

²⁾ Hierher gehört vielleicht noch ein Schacht, der neben den südöstlichsten Sandhalden in der Nähe der südöstlichen Knollenerzschächte der „Huta Bankowa“ liegt und graue Tone mit kleinen verrosteten Erzstücken aufweist.

Włodowice und Rudniki liegenden Bergrückens — sowohl Schächte als Tagbaue —, auf der Konzession „Kamilla“ (z. T. auch „Swiertowce“), zwischen dem Wege Włodowice—Rudniki und einer weiter östlich liegenden neueren Grube derselben Firma (auf der ersten Konzession).

Die Grubenprotokolle sind leider weniger sorgfältig als sonst gehalten, so daß man nicht immer verstehen kann, wo bankförmiges und wo Knollenerz gemeint ist, sowie über die Natur der Zwischenschichten nicht im klaren ist.

Im ganzen kann man sich doch folgendes Bild machen: Auf weißem, grauem oder „schwarzem“ Sande lagern etwa 3 m Ton, der bis 7 Lagen meist bankförmigen Erzes enthält, worauf bis 7 m Ton ohne Erze folgen und darauf noch 3—5 (seltener bis 10) m dunkler Ton mit bis 4 Lagen meist knollenförmigem Erze lagern.

Die unteren Sande müssen der *Humphriesi*-Zone entsprechen, der *Garantianum*-Zone aber wenigstens ein Teil der unteren Erzgruppe. Ein Erzstapel an einem Tagebau sowie Erzstücke auf den nächsten Halden enthalten auch alle charakteristischen Fossilien der letzteren Zone sowie eine mannigfaltige, bes. an Brachiopoden, Zweischalern und Gastropoden reiche Fauna. Das Gestein ist ein gräulich- oder rötlichbrauner Sphärosiderit, feinkörnig, sandig, Oolithkörner (die stellenweise stark zusammengehäuft sind) und auch Quarzgerölle (bis zu Erbsengröße) enthaltend. Es geht stellenweise in grauen, kalkhaltigen Sandstein über (wogegen es selbst, abgesehen von Oolithkörnern, kalklos ist). Da bei Włodowice sich eine Verminderung der allgemeinen Mächtigkeit der erzführenden Tone bemerkbar macht, ist es nicht ausgeschlossen, daß die untere Erzgruppe, die das Hauptobjekt des Betriebes darstellte, außer der *Garantianum*-Zone auch einen Teil der *Parkinsoni*-Zone enthält. Da jedoch die Fauna an einer Stelle in gleichem Gestein und gleicher Erhaltungsart gesammelt worden ist (wobei *Park. Parkinsoni* nur in wenigen, nicht typischen Exemplaren vorhanden ist und *Park. neuffensis* vollständig fehlt), so macht sie viel eher den Eindruck, aus einer oder wenigen benachbarten Schichten zu stammen und nicht gemischt zu sein.

Im Gegensatz zu anderen Fundorten der *Garantianum*-Zone, wo die Fossilien meist als Steinkerne auftraten, sind bei Włodowice ihre Schalen meist gut erhalten.

Unter den Lamellibranchiaten fällt durch große Individuenzahl eine dem *Inoc. polyplocus* ähnliche, wahrscheinlich neue Art — *Inoc. wlodowicensis* n. sp. auf¹⁾.

¹⁾ Deren Hauptunterschied besteht darin, daß die Schalen der neuen Form sehr steil zum Vorderrande abfallen.

4 km südwestlich von Włodowice sind südlich des Dorfes Skałka in den Gruben der Firma „Hultschinski“ Schichten aufgeschlossen, die mit großer Wahrscheinlichkeit ebenfalls der *Garantianum*-Zone angehören. Die Gruben nehmen den ganzen Westabhang und den westlichen Teil des Nordabhanges des zwischen Włodowice und Rudniki liegenden Berges ein; die fraglichen Schichten wurden an bestimmten Stellen des unteren Teiles der Abhänge gewonnen.

So war im Jahre 1908 ein Tagbau der Konzession „Agata“ am westlichen Fuße des Berges im Betriebe, ungefähr in der Mitte zwischen den Dörfern Skałka und Rudniki gelegen. Im westlichen Teile desselben habe ich folgendes Profil aufgenommen:

- 13) 0,18 m Gelblich-grauer Sand.
- 12) 0,23 m Brauner sandiger Ton mit verrosteten Erzkügelchen.
- 11) 0,30 m Grauer Ton.
- 10) 0,04 m Knollen von dunkelgrauem Sphärosiderit in konzentrisch-schaligen Hüllen von rostbraunem Limonit.
- 9) 2,06 m Dunkelgrauer, rostgelb durchschichteter Ton mit Schüppchen weißen Glimmers und Gipskrystallen, enthaltend 1—3 unbeständige Horizonte oder zersetzte Knollen von Erz (mehr oder minder rostiger Sphärosiderit).
- 8) 1,87 m Grauer Schieferton, die Schieferungsflächen mit Schüppchen weißen Glimmers besät. Dunklere Schichten wechseln ab mit helleren, gelblichen, die stellenweise in tonigen Sphärosiderit übergehen. Von solchen Erzschiefern sind 2—3 beständiger und deutlicher, ihre Dicke beträgt je 0,01—0,02 m.
- 7) 0,02 m Schicht von gelblichgrauem tonigen Sphärosiderit.
- 6) 0,59 m Ton wie Nr. 8.
- 5) 0,12 m Erzschiefer wie Nr. 7, jedoch weicher.
- 4) 0,28 m Dunkelgrauer Ton, den Nr. 6 u. 8 ähnlich, z. T. 0,02 m unter seiner oberen Fläche eine 0,10 m starke Erzschiefer (wie Nr 5) enthaltend.
- 3) 0,16 m Erzschiefer wie Nr 7, fest.

Tiefer kann man nicht sehen; nach den Angaben des Leiters der Grube kommt dort zunächst 2) etwas Ton und dann 1) grauer und gelber Sand, der bis 6 m tief durchteuft wurde.

Im östlichen Teile ist bloß die unterste Erzschieht vorhanden, was bei der gegenseitigen Vertretung des tonigen Erzes und des Tones, wie es an obigem Profil so gut zu sehen ist, leicht erklärlich ist.

Das Fallen ist mehr oder minder NO und nicht unter 7° stark (beobachtet wurde ein Fallen nach NO 57° mit 7° und nach NW 321° mit 2°).

Organische Reste kommen in der Form von chondritartigen Abdrücken in den Schichten Nr. 3—7 vor; nur in einer Knolle der Schicht Nr. 9 fand ich *Pholadomya Murchisoni*.

Die erwähnten Erzschiehten sehen den tonigeren Varietäten der bankförmigen Erze der *Garantianum*-Zone am ähnlichsten aus und sind wie diese auf Sanden gelagert. Ihre oberflächliche Lagerung erklärt sich durch ihre Horstlage¹⁾ hier, denn sowohl nördlicher als südlicher liegen sie viel tiefer, unter einer Serie von Ton und Erz, die einen anderen Habitus besitzen und höheren Zonen angehören und werden dort durch Schächte gewonnen. In einem solchen Schachte der Konzeption „Agata“ hat mein Sammler während der Arbeit folgendes Profil aufgenommen:

- 19) 2,00 m Hellbrauner (mit gelbem) Ton.
- 18) 0,05 m Knollen von braungrauem Sphärosiderit in gelben tonigen Schalen. Der Sphärosiderit enthält weiße Oolithkörner,
- 17) 0,50 m Rostiggrauer Schieferton.
- 16) 0,40 m Knollen von dunkelgrauem sandigen Sphärosiderit mit gelben Hüllen.
- 15) 2,00 m Dunkelgrauer kalkiger Ton mit weißem Glimmer und organischem Detritus.
- 14) 0,05 m Knollen von dunkelgrauem Sphärosiderit mit Calcit-Einschlüssen.
- 13) 1,00 m Ton wie Nr. 15.
- 12) 0,05 m Knollen von dunkelgrauem Sphärosiderit. Innen mehr oder minder vertikal geborsten, mit samtartigem Anflug auf den Klufflächen.
- 11) 1,00 m Dunkelgrauer kalkiger Schieferton mit weißem Glimmer und organischem Detritus.
- 10) 0,04 m Bank von braungrauem Sphärosiderit.
- 9) 0,50 m Ton wie Nr. 11.
- 8) 1,50 m Dunkelgrauer, sandig-kalkiger Ton, nicht geschiefert.

¹⁾ Am westlichen Teile des Nordabhanges desselben Berges kommt auf grauem Sande liegender grauer Ton in noch höherer Lage vor.

- 7) 0,03 m Bank von braungrauem Sphärosiderit.
- 6) 1,00 m Grauer, braun angelaufener sandiger Schiefer-ton mit weißem Glimmer.
- 5) 0,15 m Bank von hellbraunem sandigen Sphärosiderit.
- 4) 0,75 m Ton wie Nr. 6.
- 3) 0,10 m Bank von hellbraunem sandigen Sphärosiderit.
- 2) 0,50 m Grauer Ton.
- 1) Tiefer Wasserführender Sand.

Wir sehen, daß die unteren Schichten (Nr. 1—8) dieses Profils, abgesehen von einiger Variation der Dicke einzelner Schichten, denselben Nummern des vorigen Profils entsprechen. Leider wurden auch hier nur einige schlechterhaltene Fossilien im hellbraunen, sandigen Sphärosiderit gefunden, von denen Bruchstücke von *Park. cf. neuffensis* noch am charakteristischsten sind¹⁾.

Deutet man die beiden angeführten Profile analog zu den Profilen der *Garantianum*-Zone, so würden im ersten die Schichten 3—7, im zweiten 3—5 als die Gruppe A anzusehen sein, wozu man im ersten noch die Schicht 8, im zweiten 6 u. 7 derselben Zone hinzurechnen dürfte. Da aber Skałka in einer Gegend liegt, wo die allgemeine Mächtigkeitsverminderung schon sehr fühlbar ist, kann man darüber nicht mit Sicherheit urteilen.

Am südlichen Gartenzaune des Gutes Rudniki war eine Grube der „Huta Bankowa“ vorhanden. Hier fand ich noch alte Erzstapel vor, in denen ich 5 Sorten Sphärosiderit unterscheiden konnte. Eine derselben ist dem bankförmigen Erze der *Garantianum*-Zone sehr ähnlich, hellbrauner und dunkelgrauer Sphärosiderit, ineinander übergehend (vgl. Ostrów). Sodann fand ich hier auch einen hellgrauen Sandstein, der in rötlichen Oolith mit weißen Körnern übergeht; in diesem Gestein war *Inoceramus włodowicensis* (vgl. Włodowice) enthalten.

Da die Sammlung von FERD. RÖMER *Bel. giganteus* aus Blanowice enthält, wird die *Garantianum*-Zone wohl auch dort, sowie wahrscheinlich auch an der Basis der Schichtenfolge von Łośnice und Kromolów vorhanden sein.

Nachdem wir alle Fundorte der *Garantianum*-Zone kennen gelernt haben, sehen wir, daß sie im ganzen den äußersten,

¹⁾ Aber für das Vorhandensein der *Garantianum*-Zone hier spricht noch der Fund von *Strigoceras Truellei*, leider lose, auf einer alten Halde. Außerdem wurde auf alten Halden der Konzession „Agata“ *Inoc. włodowicensis* gefunden, doch in einem im Profil nicht vorhandenen Gestein, hellgrauem Sandstein, der in hellgrauen Oolith mit dunkelbraunen Körnern übergeht.

südwestlichen Streifen des Verbreitungsgebietes der erzführenden Tone ausmacht; jedoch ist im nördlichsten Teile desselben diese Zone bisher nicht bekannt geworden, und im südlichsten, wie weiter unten gezeigt werden wird, fließt sie zu einer Bank mit höheren Zonen zusammen. Trotz gewisser örtlicher Unterschiede haben wir im allgemeinen stets eine ähnliche Schichtenfolge vor uns, die durch dieselben Fossilien charakterisiert wird. Als bemerkenswerte örtliche Unterschiede seien jedoch angeführt: a) In der Gegend von Kostrzyna bis Młynek herrschen helle Töne der Tone ganz entschieden vor (jedoch nicht ohne Ausnahme, vgl. Nr. 7 von Wonsosz), wogegen von Bargły bis Skałka außer hellgrauen und grauen dunkelgraue Tone vorhanden sind, die den oberen Teil der Zone einzunehmen scheinen und an den Halden vorwiegen. Andererseits sind die Tone des ersten Gebiets kalklos, kalkiger Sandstein ist nur von Młynek bekannt, das Erz enthält nur ausnahmsweise oolithische Körner, wogegen im zweiten sowohl die Sandsteine als auch die Tone manchmal kalkhaltig sind, und Oolithkörner treten sehr häufig und zum Teil massenhaft auf, so daß manchmal von einem Oolith die Rede sein kann. b) In der Gegend Przystajún—Łaziec ist die obere Erzbank durch von stengelartigen Gebilden bedeckte Oberflächen bemerkenswert.

3. Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* Sow.¹⁾.

Im Gegensatz zur vorherigen ist diese Zone schon längst bekannt in der Literatur über Polen, obgleich sie nicht immer richtig begrenzt wurde, indem man ihr einige Fundorte der vorherigen und der folgenden Zonen beirechnete oder einige ihrer Fundorte der folgenden zuschrieb.

Übrigens muß man bemerken, daß diese Zone sehr oft, mangels an Fossilien, weniger leicht als die anderen festzustellen ist.

Ihre Verbreitung ist sehr groß und übertrifft das festgestellte Gebiet der vorherigen Zone, die sie fast überall (mit

¹⁾ Die Frage über die vertikale Verbreitung der *Park. Parkinsoni* und in Verbindung damit über den Wert der *Parkinsoni*-Zone hat in der Literatur Anlaß zu widersprechenden Meinungen gegeben. Mit der Einführung einer *Garantianum*-Zone wird sie auch ganz gestrichen (LAPPARENT, HAUG). Ohne auf eine Erörterung und Entscheidung dieser Frage mich einzulassen, bin ich genötigt, diese Zone aufrecht zu erhalten für die Schichten, welche keine *Cosm. Garantianum*, *Park. discrepans* und *Bel. giganteus* mehr und noch keine *Park. compressa* enthalten und sich durch nichts anderes als durch häufiges Auftreten von *Park. Parkinsoni* Sow. (typisch und var. *rarecostata*) und *Park. neuffensis* (zwei Formen) charakterisieren lassen.

Ausnahme der Stellen, wo die *Garantianum*-Zone ausstreicht) bedeckt; außerdem aber bildet sie noch einen nordöstlicher verlaufenden Streifen, der namentlich nach Norden viel weiter geht als die *Garantianum*-Zone.

Ich habe sie an folgenden Orten feststellen können (von NW nach SO gerechnet):

Kowale (nordöstlich von Praszka, nahe der preußischen Grenze), Rosterk, Skotnica, Strojec, Żytniów, Podłęże Królewskie, Kostrzyna, Przystajń, Praszczyki (?), Wrenczyca Wielka („Glückauf“ und Wilczy Dół), Gorzelnia, Łojki, Gnaszyn, Kawodrza Górna, Liska Dolna, Dźbów, Konopiska, Wygoda, Wonsosz, Jackowisna, Łaziec, Bleszno, Sobuczyna, Młynek, Huta Stara, Bargły, Poczesna, Nowa Wieś, Borek, Osiny, Kamienica Polska, Klepaczka, Jastrzomb, Ostrów, Józefów, Włodowice, Skalka, Łośnice, Kromolów, Bzów.

Sie wird bei uns durch häufiges Auftreten der *Park. Parkinsoni* Sow. (typisch und var. *rarecostata* BUCKM.) und *Park. neuffensis* OPP. (zwei Formen) charakterisiert. Zwar kommen diese Ammoniten, wie wir es schon gesehen haben, auch tiefer, aber viel seltener und in weniger typischen Exemplaren vor; dagegen höher kommen sie gar nicht vor.

Im Auftreten dieser Zone lassen sich zwei Typen unterscheiden:

1. Tone mit Knollenerz. Diese Tone sind meist mehr oder minder fett, kalkfrei oder kalkhaltig. Ebenso wie in der vorherigen Zone kommt bei diesen Tönen im nordwestlichen Gebiet (Kowale—Przystajń und Wyrazów) eine lichtere (hellgraue bis graue) Färbung, im südöstlichen (von Liska Dolna ab) eine dunklere (grau bis dunkelgrau) vor. Die Erzknollen liegen geschichtet oder zerstreut; sie sind bald rund und klein, bald flach und groß (bis 0,60 m in horizontaler Richtung), bestehen aus tonigem und sandigem Sphärosiderit verschiedener grauen und braunen Farben, sind manchmal rostig. Oolithische Bildungen kommen in diesen Erzen nicht vor. Im Tone kommt von Fossilien nur Holz häufiger vor, andere (Ammoniten, Belemniten, Zweischaler) nur stellenweise. Die Erzknollen enthalten nur wenige Fossilien (fast ausschließlich Ammoniten, und zwar meistens die Zonenammoniten).

2. Tone mit Erzbänken. Diese Tone sind mehr oder weniger dunkelgrau (manchmal grünlich), kalkig, weniger fett und mehr schieferig. Die Erze sind toniger und sandiger Sphärosiderit, mehr oder minder dunkel, braun oder grau, manchmal Kalksteineinschlüsse verschiedener Größe enthaltend. Oolithische Bildungen kommen vor, obgleich weniger reichlich

als in der *Garantianum*-Zone. Versteinerungen kommen sowohl im Erz als in den Tonen viel häufiger als in 1. vor — Ammoniten, besonders die Zonenammoniten, Belemniten und Holz sind häufig, doch sind die Zweischaler z. T. noch häufiger.

Über der *Garantianum*-Zone ist nur der erste Typus — manchmal allerdings mit Ersatz irgendeiner Knollenschicht durch eine Erzbank — bekannt, dagegen unter der *compressa*-Zone bloß der zweite, manchmal mit Auftreten untergeordneter Knollenschichten. Es könnte daher der Gedanke entstehen, der erste Typus bilde den unteren, der zweite den oberen Teil der *Parkinsoni*-Zone. Nimmt man aber in Betracht, daß die Typen nicht scharf gesondert sind, sondern durch Mischformen verbunden werden; daß es Fälle gibt, wo eine Erzbank in horizontaler Richtung in eine Knollenschicht übergeht, und daß die Grenze zwischen den *Parkinsoni*- und *compressa*-Zonen nur in wenigen Fällen bekannt ist, so müssen wir eher annehmen, daß es sich hier einfach um fazielle Unterschiede handelt. Und zwar wäre seinen petrographischen und paläontologischen Eigenschaften nach der Typus mit Erzbänken eine küstennähere Facies. Zunächst wollen wir beide Typen an einigen Profilen betrachten, um dann zu einer topographischen Beschreibung der Zone zu schreiten.

Der Knollentypus ist von sehr vielen Orten bekannt, da er aber in der letzten Zeit wenig ausgebeutet wurde und hauptsächlich durch ganze Felder alter Halden vertreten ist, zu denen nur zum Teil Grubenprotokolle mir vorliegen, muß ich mich hauptsächlich auf den oberen Teil der bei der vorherigen Zone angeführten Profile berufen. Persönlich habe ich bloß ein Profil aufnehmen können, nämlich im oberen Teil der Schächte am Bahnhof Konopiska (vgl. S. 223).

- | | |
|-------------|--|
| 6 m | Dunkelgrauer kalkhaltiger Ton. |
| 0,10 m | Knollen von braunem Sphärosiderit mit Pyritadern, in rostigen Limonit-Schalen. |
| 4,81 m | Grauer Ton, etwas kalkhaltig. |
| 0,05—0,15 m | Knollen von braungrauem Sphärosiderit mit Zinkblende, z. T. in Schalen wie oben. |
| 0,20—03 m | Grauer Ton, noch weniger kalkhaltig. |
| 0,05—0,15 m | Knollen von braungrauem Sphärosiderit. |
| ca. 10 m | Wird nicht exploitiert. Fängt oben mit grauem, sehr wenig kalkigem Ton an und besteht nach Angabe des Grubenleiters aus Ton mit Sandstein. |
| Tiefer | Schichten der <i>Garantianum</i> -Zone mit bankförmigem Erz. |

Auf den Halden konnte ich hier ziemlich zahlreiche Exemplare von mehr oder minder typischen *Park. Parkinsoni* sowie der var. *rarecostata* und der *Park. neuffensis* sammeln, mit weißen, zu Pulver zerbröckelnden Schalen. Das vollständige Fehlen von charakteristischen Formen der tieferen und oberen Zonen läßt mich annehmen, daß hier wohl die ganze ca. 11 m mächtige ausgebeutete Schichtenfolge der *Parkinsoni*-Zone angehört. Wenn wir zugleich vom nicht verarbeiteten Teile nach Analogie mit dem Tagbau Konopiska, etwa 2,50 m für die oberen Schichten der *Garantianum*-Zone abziehen, so bleiben uns davon noch weitere ca. 7,50 m für die *Parkinsoni*-Zone übrig, die also in diesen Schächten im ganzen ca. 19 m mächtig wäre. Da aber hier ihre Tone zutage treten, bleibt ungewiß, ob und um wieviel mächtiger sie ursprünglich war.

Ein Grubenprotokoll der Huta Bankowa gibt für Liska Dolna (nordnordöstlich von Konopiska) ein Profil an, worin über einer 0,13 m starken Erzbank 18,5 m Ton vorhanden sind mit acht Schichten von 0,05—0,13 m starken Erzknollen, die voneinander 0,50—3,30 m und die unterste von der Erzbank 1,60 m entfernt sind. Die oberste Knollenschicht liegt 3,50 m tief.

Es ist sehr gut möglich, daß die Erzbank schon zur *Garantianum*-Zone gehört, zu der dann, nach früher gesehenen Beispielen, noch die darüberliegenden 2—3 m hinzukommen dürfen. Für die *Parkinsoni*-Zone, die hier wieder zu Tage tritt, bleiben dann ca. 16 m übrig.

In den Grubenprotokollen des südöstlichen Gebiets (vgl. Abschnitt *Garantianum*-Zone) werden über der *Garantianum*-Zone etwa 20 m Ton angegeben mit 1 bis 4 Knollenschichten, wobei die vertikale Verteilung der letzteren auch in den Schächten einer und derselben Grube verschieden ist; am beständigsten scheinen eine Knollenschicht im unteren Teile des Komplexes und eine in dessen Mitte zu sein. In den Probeschächten von Osiny und Borek ist der Ton um weitere 7 m mächtiger als in anderen, und in diesen 7 m werden 1, häufiger 4 Knollenschichten verzeichnet. Es ist nicht unmöglich, daß auch diese Schichtenfolge derselben Zone angehört, deren Mächtigkeit dann bis 27 m steigen würde. Daß diese obersten Erze schon der nächsten, der *compressa*-Zone angehören könnten, die allerdings aus der Nähe (Huta Stara und Poraj) bekannt ist, halte ich nicht für sehr wahrscheinlich. Denn obgleich diese Zone meist gerade 4 Erzlagen aufweist, so sind sie doch stets in einer viel weniger starken, bloß 2—3 m dicken Tonmasse verteilt.

Den anderen Typus habe ich viel genauer studieren können, namentlich auf der Grube „Glückauf“ der Czenstochauer Bergbau-Gesellschaft, ca. 1½ km östlich vom Dorfe Wrenczyca Wielka, im Walde des großfürstlichen Gutes „Ostrowy“. Die verhältnismäßig hohen Gänge, verbunden mit Auftreten verschiedener Horizonte infolge von Verwerfungen, sowie Aufschlüsse in Wasserableitungsstollen erleichterten hier die persönliche Untersuchung verschiedener Schichten. Dieselben variieren sehr stark, sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung; doch habe ich mir nach Untersuchung von etwa 15 Stellen ein allgemeines Bild machen können, welches, für die obersten und untersten Schichten durch Angaben der Grubenverwalter vervollständigt, folgendes Schema liefert¹⁾:

- | | | |
|-----|-------------|---|
| 14) | | Dunkelgrauer (von oben auch gelber) Ton ²⁾ . |
| 13) | ca. 0,20 m | Knollen, bestehend aus rötlich-braunem Sphärosiderit mit weißen Oolith-Körnern und aus hellgrauem Oolith. |
| 12) | ca. 2 — m | Ton. Nach seinem über Nr. 11 liegenden Teile zu urteilen, ist er grünlich-dunkelgrau, kalkig, etwas sandig, hart, mit vielen Schalenresten. |
| 11) | 0,12—0,30 m | Knollen von bräunlich - dunkelgrauem Sphärosiderit mit zerstreuten gelblichen Oolithkörnern. Diese Knollen liegen dicht beieinander, sind aber in horizontaler Richtung oft durch Ton ersetzt. |
| 10) | ca. 1 — m | dunkelgrüner oder bunter (brauner, grauer) Mergel (der bunte ist feinoolithisch, Körner braun und weiß), oder verschiedene Kombination von Mergel und hartem und weichem Ton. In diesem Komplex treten Erzeinlagerungen (Sphärosiderit, z. T. wie in Nr. 11, z. T. weniger rein) auf. |
| 9) | 0,12—0,25 m | Bank von Sphärosiderit wie in Nr. 11. Stellenweise abwesend. |

¹⁾ Das von mir im Jahre 1903 (a. a. O.) veröffentlichte Profil derselben Grube war auf einer weniger vollständigen Untersuchung begründet.

²⁾ Die Schichtenserie fängt häufiger mit Diluvialsand an, bis 16 m mächtig. Aber infolge von Auswaschungen und Verwerfungen kommt er nicht immer auf Nr. 14, sondern auch auf tiefere Schichten zu liegen.

- 8) ca. $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ m Mergel und Ton wie in Nr. 10.
 7) ca. 0,20 m Knollen von weniger reinem braun-
 grauem Sphärosiderit.
 6) ca. $1\frac{1}{2}$ m Dunkelgrauer sandiger, kalkiger Ton,
 hart und weich.
 5) ca. 0,20 m Bank von Sphärosiderit wie Nr. 9.
 4) ca. 3,— m Grauer sandiger, kalkiger Ton.
 3) ca. 5—7 m Hellgrauer kalkigtoniger Sand, ent-
 haltend Knollen von braunem Sphäro-
 siderit, die z. T. Kalkspat führen
 oder mit einer Menge kleiner Fossilien
 erfüllt sind. Auf Halden findet man
 außerdem Knollen von grauem merge-
 ligem Sphärosiderit und hellgraue,
 von kleinen Fossilien erfüllte Mergel-
 knollen — beide sollen demselben
 Sande entstammen.
 2) Etwas harten und weichen Ton.
 1) Bank von Sphärosiderit¹⁾.

Die Variation der Schichten geht noch viel weiter, als im Profil angegeben ist. Nicht nur kann diese oder jene Erzlage hier und da verschwinden, sondern besteht stellenweise der ganze Komplex aus Mergel und Ton allein.

Nach dem von KONTKIEWICZ²⁾ angeführten Profil zu urteilen, scheinen alle Schichten zwischen den Erzen nur aus Ton bestehen zu können (dies soll in dem nordwestlichsten Teile des Grubengebiets der Fall sein). Dagegen sollen in der SO-Ecke alle Erze zu Knollenschichten werden und an einer ununterbrochenen Masse von Sand (Natur unbekannt) abstoßen.

Probeschächte haben gezeigt, daß dieselben Schichten wie auf der Grube noch weiter nach Osten, ca. $1\frac{1}{2}$ km, von ihrer nordöstlichen Ecke gerechnet, lagern, und in der Nähe ihrer südwestlichen Ecke sind sie auf dem Tagbau „Nikolai“ der „Huta Bankowa“ aufgeschlossen, wo sie schon an die Oberfläche herantreten. Weiter nach Westen (näher beim Dorfe

¹⁾ Die meisten dieser Schichten (Nr. 3—12) habe ich in situ (obgleich nicht alle zusammen) gesehen. Nr. 5 wird nicht gewonnen und ist, ebenso wie Nr. 3 und 4, nur an Verwerfungen und in Wasserableitungsgräben zu sehen gewesen. Nr. 3 habe ich getrennt von anderen an einer Verwerfung im südöstlichen Teil der Grube gesehen. Die Mächtigkeit und Lage dieser Schicht sowie Angaben über die Schichten Nr. 1 u. 2 (nur bei Probebohrungen getroffen) und über Nr. 13 und 14 sind nach Mitteilungen der Grubenverwaltung angenommen. Von Nr. 13 konnte ich übrigens Proben von ganz frischer Halde entnehmen.

²⁾ KONTKIEWICZ, S.: a. a. O.

Wrenczyca) fand man nur eine Erzlage unter 10 m Sand, vielleicht ist es gerade die unterste (Nr. 1). Die Gruben „Glückauf“ und „Nikolai“ sind reich an Versteinerungen. Ich konnte feststellen, daß dieselben im Mergel am häufigsten und auch im Ton häufig, im Erz dagegen viel seltener sind, die Knollen der Schicht Nr. 3 ausgenommen.

Charakterisiert wird die Fauna der Mergelschichten durch reiches Auftreten von *Park. Parkinsoni* Sow. (typisch und var. *rarecostata* BUCKM.) und *Park. neuffensis*. Auch *Haploceras oolithicum* ORB. ist nicht selten. Sonst besteht die Fauna hauptsächlich aus Zweischalern, unter denen *Phol. Murchisoni*, *Pleuromya elongata*, *Pl. tenuistria*, *Gresslya abducta* und *Ostrea eduliformis*¹⁾ überwiegen. Die fossilreichen Knollen aus Nr. 3 enthalten eine Menge kleiner *Parkinsonia* sp. und ebenfalls kleiner Zweischaler.

Um nun zu entscheiden, ob wir es hier mit der *Parkinsoni*-Zone allein oder mit noch anderen zu tun haben, muß folgendes in Betracht gezogen werden.

Nördlich von der Grube „Glückauf“, nur durch einen Streifen Wald getrennt, befindet sich das Tal Wilczy Dół, längs dessen südlichem Rande, im nordöstlichen Teile derselben Konzession, sich ein Stollen für Grubenwasser-Abfluß und eine Reihe von Versuchsschächten befindet. Auf den Halden aus ziemlich hellem grauen Ton findet man Stücke von bankförmigem Sphärosiderit. Derselbe ist rot geworden und reich an weißen Oolithkörnern, bzw. geht in grauen Oolith über. Er enthält viele Versteinerungen, besonders *Parkinsonia compressa*²⁾. Jedoch findet man an den tiefsten Schächten Knollen von bräunlichgrauem mergeligen Sphärosiderit, der kleine Parkinsonien (auch den Abdruck einer größeren), *Haploceras oolithicum* und diverse Zweischaler enthält. Die kleinen Parkinsonien sind spezifisch nicht bestimmbar, gehören aber auf keinen Fall zu *Park. compressa*. Wenn diese Knollen an diejenigen der Grube „Glückauf“ erinnern, so stehen wiederum die Knollen

¹⁾ Letztere tritt auch in geschlossenen Massen auf. Zweimal wurde beobachtet ein Abstoßen daran aller im Grubengange aufgeschlossenen Schichten. Diese Massen waren horizontal bis 2 m dick und fingen oben in der Schicht Nr. 10 an; wie tief sie unter die Gangsohle gingen, blieb unbekannt.

²⁾ Wenn v. SIEMIRADZKI (Geol. ziem polskich I, 1903, S. 317) das Vorkommen von *Park. Parkinsoni* in Wrenczyca verneint und für sie eine Fauna der *fusca*- (bzw. *compressa*-)Zone anführt, so hängt es nur damit zusammen, daß er, wie er selbst angibt, nur an den östlichsten als gerade zu Wilczy Dół gehörenden) Schächten gesammelt hat.

der Grube „Glückauf“ aus der Schicht Nr. 13 ihrem Gestein nach dem Gestein mit *Park. compressa* von Wilczy Dół sehr nahe.

Es ist daher anzunehmen, daß wir in der Grube „Glückauf“ es mit dem oberen, an die *compressa*-Zone grenzenden Teil der *Parkinsoni*-Zone zu tun haben. Und da die ganze „Glückauf“-Serie unterhalb Nr. 13 etwa 17 m ausmacht und dazu auch weder *Cosm. Garantianum*, noch *Park. discrepans* oder *Bel. giganteus* darin vorkommen, so kann man ruhig annehmen, daß die *Garantianum*-Zone hier nicht erreicht ist, wogegen der oberste Teil sehr möglich schon zur *compressa*-Zone gehört.

Diese Betrachtungen werden noch durch die Profile von Łojki (südöstlich von Wrenczyca) bestätigt. In Łojki ist auf der großen Grubenanlage der Firma Hantke eine mächtige, zu mehreren Zonen gehörige Schichtenfolge durchteuft worden. Gefördert wurde die letzte Zeit nur ein geringer Bruchteil der unteren Schichten; mein Sammler konnte aber, während des Abteufens der Schächte ein vollständiges Profil notieren, wo der bankförmige Typus besonders rein auftritt.

- 21) 3,58 m Postpliocän, bestehend aus einer Wechselagerung von tonigen Sanden und sehr sandigen Tonen von verschiedenen braunen und grauen Farben, z. T. mit kleinen Geröllern, Feuerstein, Stückchen von Limonit und weißen Glimmerschüppchen. Im unteren Teile kalkhaltig.
- 20) 0,45 m Graubrauner toniger Sand, kalkhaltig, mit weißen Glimmerschüppchen, kleinen Feuersteinen und bis 0,15 m dicken, von außen rostigen Knollen von braungrauem sandigen Sphärosiderit.
- 19) 2,51 m Dunkelgrauer sandiger Ton, reich an weißen Glimmerschüppchen.
- 18) 0,08 m Knollen von braungrauem dichten Sphärosiderit, auf Klüften weißmehlig und mit Zinkblendekristallen besetzt.
- 17) 3,— m Grauer sandig-kalkiger Ton mit viel Schalendetritus, aber wenig Glimmer.
- 16) 0,19 m Bank von gräulich rotbraunem, sehr sandigem Sphärosiderit, überfüllt von Schalenresten und mit sehr wenig Glimmer.
- 15) 15,02 m Grauer sandig-kalkiger Ton. Darin wechselnd 4 härtere und dünnere (0,12 bis 0,52 m) Lagen mit 4 weicheren und dickeren (1,49—5,24 m). Die untere, weiche Schicht

- (1,49) ist dunkler, glimmeriger und enthält eine Menge Schalendetritus.
- 14) 0,20 m Bank von braungrauem, sandigem, etwas kalkigem Sphärosiderit.
 - 13) 0,33 m Grauer, gelb und grün gefleckter sandig-kalkiger Ton, überfüllt von Schalendetritus, beim Trocknen grobkrumig zerfallend.
 - 12) 0,13 m Bank von buntem Oolith, bläulichgrau, hellgrau, braun oder hellrötlichbraun. Die Oolithkörner sind im grauen Gestein gelblich, sonst weiß. Von der Grundmasse selbst ist bloß die graue kalkhaltig.
 - 11) 0,16 m Grauer sandig-kalkiger Ton, reich an Schalenresten, grobkrumig zerfallend.
 - 10) 0,11 m Bank von braungrauem (stellenweise braun oder grau), dunkelfleckigem, sandigem, weiße Oolithkörner enthaltendem Sphärosiderit. Er ist kalkhaltig und führt Calcitadern.
 - 9) 0,15 m Ton wie Nr. 11.
 - 8) 0,77 m Dunkler bräunlichgrauer kalkiger Ton, weniger sandig und in weniger grobe Krumen zerfallend. Enthält weißen Glimmer und sehr viel Schalendetritus.
 - 7) 0,09 m Bank von dunklem, bräunlichgrauem, sandigem, weiße Oolithkörner enthaltendem Sphärosiderit. Er selber ist nicht kalkhaltig, aber an Schalendetritus sehr reich.
 - 6) 1,94 m Ton wie Nr. 8.
 - 5) 0,14 m Bank von dunkelbräunlichgrauem, sandigem Sphärosiderit, weiße Oolithkörner enthaltend und von Calcitadern durchsetzt. Er selber ist kalklos, geht aber stellenweise in grauen Oolith (wie in Nr. 12) über.
 - 4) 1,20 m Sehr dunkler grauer, wenig sandiger, kalkiger Ton mit Schalendetritus.
 - 3) 0,50 m Wie in Nr. 4, aber sandiger und härter.
 - 2) 0,36 m Bank von dunklem, graubraunem, sandigem Sphärosiderit, nicht oolithisch, kalklos, aber mit Schalendetritus und rundlichen, von Calcitadern durchzogenen Einschlüssen von hellgrauem Kalkstein.
 - 1) 2,49 m Ton wie Nr. 3.

Sphärosiderit Nr. 2 bildete das Hauptobjekt der Gewinnung. Die ihn begleitenden Tone zeigen nach Austrocknen auf den Halden eine deutliche Schieferung.

Ähnliches Profil wurde frühern 4 Schächten der Konzession „Stanislaw“ in Grubenaufzeichnungen notiert für die Schichten 1—14. Damals wurden zuerst die Erze Nr. 7, 10, 12 u. 14 gewonnen (21 Proz. Fe), dann Nr. 5 (29 Proz.) und Nr. 2 (28 Proz.). In den Schichten Nr. 5 und 2 waren ebensolche Unterbrechungen beobachtet wie an den darin enthaltenen geborstenen Belemniten (Längszug). Unter Schicht Nr. 1 werden in Schächten noch 5 m dunklen Ton angegeben, der nach Mitteilung des Grubenverwalters in einigen alten Schächten um noch 2 m tiefer durchteuft wurde, wo dann eine 0,15—0,20 m starke Sphärosideritbank (19 Proz. Fe) konstatiert worden ist.

Aber außer der Ähnlichkeit beider Profile gibt es auch Unterschiede. Abgesehen von geringen Variationen der Schichtendicke und -entfernungen, sehen wir, daß die Entfernung zwischen Nr. 2 u. 5 im ersten Falle 2,06 m, im zweiten bloß 1,52 m beträgt, wogegen sie zwischen Nr. 5 u. 7 im ersten Falle 1,94 m, im zweiten 8,50 m ausmacht. Letzterer Unterschied scheint auf den ersten Blick für korrespondierende Schichten zu groß zu sein, jedoch gibt es Fälle, die zeigen, daß diese Zwischenschicht noch andere Werte haben kann. Nimmt man zum Vergleich das im ganzen sehr ähnliche Profil der weiter nach Norden liegenden Probeschächte der Huta Bankowa bei Gorzelnia, so sieht man, daß hier die Entfernung zwischen Nr. 2 u. 5 größer — 2,30 m —, dagegen zwischen Nr. 5 u. 7 kleiner — 1,50 m — ist, als in dem von meinem Sammler für Łojki aufgenommenen Profil, also der Unterschied „Stanislaw“ gegenüber noch bedeutender. Auf der Grube der Czenstochauer Bergbau-Gesellschaft Gnaszyn beträgt letztere Entfernung 4 m, was den anderen gegenüber ein Mittelwert ist. Solche Entfernungsvariationen werden von den Bergbeamten durch Ausbiegung der Schichten erklärt.

Die Frage über die Zahl und Art der Zonen, welche in der in Łojki durchteuften Schichtenfolge enthalten sind, wird durch ziemlich reiche Fossilienführung entschieden.

Die oberen Schichten enthalten überhaupt keine Parkinsonien mehr, in der Schichtenfolge 7—14 aber, sowohl in Łojki als auch in Gnaszyn und in entsprechenden Erzen der Versuchschächte Gorzelnia, kommt nur *Parkinsonia compressa* — und zwar sehr häufig — vor. Für die *Parkinsoni*-Zone kämen daher nur die tieferen Schichten in Betracht, die *Park. Parkinsoni* und

Park. neuffensis, aber keine *Park. compressa* mehr geliefert haben. Die Aufsammlungen meines Sammlers bei der Erzgewinnung beweisen, daß diese beiden Ammoniten in den Schichten Nr. 1 u. 2 enthalten sind. Was die auf den Halden gesammelten Exemplare anbetrifft, so könnten sie nur noch der Schicht Nr. 3 entstammen, weil in den Grubengängen bloß die Nr. 1—3 aufgeschlossen waren. Ein Bruchstück von *Park. neuffensis*, das ich im Erze Nr. 5 gefunden habe, macht die Zurechnung von Nr. 4 u. 5 zur *Parkinsoni*-Zone wahrscheinlich, und es bleibt bloß unentschieden, ob die Schicht Nr. 6 zur *Parkinsoni*- oder schon zur *compressa*-Zone zu rechnen ist. Die geringe Mächtigkeit der Schichten Nr. 1—5 (und auch 1—6) läßt vermuten, daß die *Parkinsoni*-Zone hier noch weiter in die Tiefe geht, und daß der Ton unter Nr. 1 sowie die in der Tiefe liegende Erzbank noch zur selben Zone gehören.

Nachdem wir so die beiden Typen der *Parkinsoni*-Zone kennen gelernt haben, gehen wir zur Beschreibung ihrer Aufschlüsse in topographischer Ordnung über.

Sie fängt mit Ablagerungen des Knollentypus bei Kowale, etwa $2\frac{1}{2}$ km nordöstlich von Praszka (bei Landsberg) an und geht dann in südöstlicher Richtung fast ununterbrochen über das Vorwerk Rosterk und das Dorf Skotnica bis zum Dorfe Strojec. In dieser Gegend sieht man große, von Halden bedeckte Felder, im Gange sind aber nur einige Schächte bei Skotnica und Strojec, die 3—4 Knollenerzlagen in 7—8 m grauem Ton aufweisen. In vielen Knollen ist *Park. Parkinsoni* Sow. (mehr und minder typisch) und, seltener, *Park. neuffensis* eingeschlossen¹⁾.

Ähnliche Tone und Erze wurden weiter nach SO beim Vorwerk Ceglówka unweit Żytniów gewonnen, von wo ich, außer Holz, keine Fossilien besitze, wogegen an den alten Schächten am westlichen Ende des Dorfes Żytniów sich Bruchstücke von *Parkinsonia Parkinsoni* (cf. var. *rarecostata*) vorgefunden haben; sodann zwischen dem Dorfe Podlenże Królewske und den nördlichsten zu Kostrzyna gehörigen Häusern, sowie bei Kostrzyna und Przystajń (vergl. S. 222), wobei ich in Podlenże und Kostrzyna *Parkinsonia Parkinsoni* gefunden habe.

Vielleicht gehören zu derselben Zone noch die alten Haldenfelder nordöstlich von Przystajń und die ebenfalls schlecht charakterisierten Schichten im Probeschacht bei Praszczyki (südöstlich von Przystajń). Weiter aber nach SO wird die *Parkin-*

¹⁾ Unterhalb der Knollenschichten soll in Skotnica noch eine Erzbank gefunden worden sein und unter dem Tone in Strojec wasserhaltiger Sand lagern. Diese Angaben genügen aber nicht, um daraus etwaige Schlüsse zu ziehen.

soni-Zone von denselben Sanden unterbrochen wie die *Garantianum*-Zone.

Sie fängt aber früher, und zwar nicht nur nördlicher, sondern auch bedeutend östlicher als letztere wieder an, und zwar diesmal mit dem bankförmigen Typus bei Wrenczyca, taucht $5\frac{1}{2}$ km südöstlicher in den ebenfalls schon erwähnten Probeschächten der Huta Bankowa nördlich vom Vorwerke Gorzelnia (zwischen dem Wege Kalej — Gorzelnia und dem Walde westlich davon) wieder auf und geht von hier über Łojki nach Gnaszyn (vergl. S. 90), immer denselben Typus bewahrend.

Der Knollentypus fängt viel südlicher und westlicher wieder an, namentlich mit der *Garantianum*-Zone zugleich, die er bedeckt, und geht mit ihr ebensoweit wie sie nach Süden (Dźbów, Konopiska, Wonsosz, Łaziec). Von Dźbów aus bildet er einen breiten sich nach NO 3 km hinziehenden Streifen, der südöstlich von Wyrzów über Liska Dolna, Dźbów, Wygoda Jackowisna bis zum Dorfe Gnaszyn im Norden und bis zur Mühle Gnaszyn und dem Dorfe Kawodrza Gorna im Osten sich erstreckt¹⁾. Auch hier kommen *Parkinsonia Parkinsoni* und *P. neuffensis* vor. Bei Kawodrza Gorna ist auch *P. compressa*, aber bloß in einem Exemplar und in abweichendem Gestein auf dem Haldenstreifen westlich von diesem Dorfe gefunden worden.

Noch östlicher zeigt Spuren der *Parkinsoni*-Zone nur ein $\frac{3}{4}$ km südöstlich vom Vorwerke Bleszno (zwischen der Chaussee und der Warschau-Wiener Eisenbahn) liegender Probeschacht, wo sich unter Versteinerungen höherer Zonen je ein Exemplar der *Parkinsonia Parkinsoni* und *Park. compressa* in von anderen abweichender und voneinander verschiedener Erhaltung eingefunden hat.

Südöstlich von Jackowisna und Wonsosz dagegen findet man den Knollentypus der *Parkinsoni*-Zone, überall die *Garantianum*-Zone bedeckend, bei Sobuczyna, Młynek, Bargły, Poczesna, Nowa Wieś, Borek, Osiny, Klepaczka, Kamienica Polska, Jastrzomb, östlich bis zur Warta bei Poraj und südlich fast bis zur südlichen Grenze der *Garantianum*-Zone reichend. Überall sind hier Grubenanlagen verschiedener Firmen zu sehen²⁾.

Aus den Knollenerzen dieses Gebiets besitze ich *Parkinsonia Parkinsoni* von mehreren Punkten: zwischen Sobuczyna und Młynek,

¹⁾ Vielleicht gehören zu derselben Zone und Typus die grauen Tone, welche südlich und südöstlich von Kuźnica Marjanowa, östlich von Dźbów, durch einige Probeschächte untersucht wurden. Das hier gesammelte spärliche Material gestattet jedoch keinen sicheren Schluß zu machen.

²⁾ Vgl. die Angaben im Kapitel über die *Garantianum*-Zone.

Poczesna, Klepaczka, Grube „Helena“ bei Kamienica Polska, Osiny, alte Schächte der Grube „Józef“ bei Jastrzomb sowie östlicher davon, *Park. neuffensis* von Poczesna und Klepaczka.

Dagegen sind hier nirgends in Knollenschichten Fossilien der tieferen und höheren Zonen gefunden worden, und die Einheitlichkeit des Schichtenkomplexes an Stellen, die keine Versteinerungen geliefert haben, mit den fossilführenden unterliegt keinem Zweifel.

Von diesem Streifen geht die *Parkinsoni*-Zone gegen Norden nach Huta Stara, wo zwischen dem Dorfe Brzesiny Małe (südliche Ansiedlung) und der Kolonie Huta Stara sich Tagebaue und Probeschächte der Huta Bankowa und Firma „Hantke“ befanden, und, nordöstlich von da, nordwestlich und in der Nähe vom Vorwerke Huta Stara lagen ein Tagbau und ein Probeschacht von Hantke.

Hier habe ich leider den Typus der *Parkinsoni*-Zone nach den geringen Erzresten nicht bestimmen und auch keine entsprechenden Grubenprotokolle auftreiben können. Auch hier wurde *Park. Parkinsoni* gefunden (Halden der Huta Bankowa). Dagegen näher zur Kolonie, auf besonderen Stapeln und in anderer Erzart, kommt schon *Park. compressa*, und zwar als alleinige *Parkinsonia* vor.

Somit haben wir in Huta Stara wohl ebenso wie in Łojki mit der Grenze beider Zonen zu tun.

Südöstlich von Poraj scheint der Knollentypus der *Parkinsoni*-Zone bei Ostrów vorzukommen (Ähnlichkeit der mit dem *Garantianum*-Erze gefundenen, nach Angaben der betreffenden Firma höher liegenden Knollen mit solchen, die bei Poraj oberhalb der *Garantianum*-Zone gewonnen werden). Bei Jozefów, nordöstlich und südöstlich vom Vorwerke sieht man in seiner Nähe Halden der Huta Bankowa von grauem Ton mit Resten von *Park. Parkinsoni* aus Knollenerzen. Wie schon vorher erwähnt, sind auch die Knollenerze enthaltenden Tone, die bei Józefów in den Probeschächten der Czenstochauer Bergbauenden Gesellschaft über dem unteren, bankförmigen Erze lagern, wahrscheinlich auch der *Parkinsoni*-Zone angehörig. In einem Schachte wurde in diesen Tönen auch eine Erzbank beobachtet — also ist eigentlich der Typus gemischt. Zum Knollen- bzw. gemischten Typus der *Parkinsoni*-Zone gehören wohl auch die vorwiegend knollenförmigen Erze, die in den Grubenprotokollen von Włodowice über dem untersten Erzkomplex angegeben sind.

Wenden wir uns zum Schacht-Profil von der Konzession „Agata“ bei Skalka (vergl. S. 243), so haben wir umsomehr Ursache, den über der *Garantianum*-Zone liegenden Komplex

(bis inkl. Nr. 16) der *Parkinsoni*-Zone einzuverleiben, als ihre Erze, sich von den unteren unterscheidend, zugleich auch denen der *compressa*-Zone, die man auf Halden viel findet, gar nicht ähnlich sind. Dagegen wurde auf einer Halde *Park. neuffensis* gefunden, deren Erz demjenigen der Nr. 16 ähnlich ist, was zugunsten des eben Gesagten spricht. Was Nr. 18 anbetrifft, so kann es, da es Nr. 12 von Bzów (siehe unten) nach Lage und oolithischer Beschaffenheit ähnlich ist, vielleicht auch hierher gehören. Auch in Rudniki dürfte die *Parkinsoni*-Zone auftreten.

Weiter nach SO treffen wir nur noch den vorzugsweise bankförmigen Typus.

Bei Łósnice waren früher zwei Gruben Hultschinski's im Gange: eine ältere, $\frac{1}{3}$ km westlich vom südlichen Ende des Dorfes, und eine neuere, „Artur“, unterhalb und etwas südöstlich vom großen Łósnicer Steinbruch derselben Firma. In „Artur“ wurden, nach den Grubenangaben zu urteilen, zwei Bänke von dunkelbraunem sandigem Sphärosiderit mit von stengelförmigen Gebilden bedeckten Oberflächen im bräunlichgrauen Ton gewonnen. Die Entfernung der Bänke betrug etwas über 1 m, und dazwischen gab es noch eine unbeständige Knollenschicht. Zwischen den beiden Gruben geht von Łósnice nach Zawercie ein Weg, in dessen Seitengraben, auf dem mittleren Teile der Böschung, man bis 5 Sphärosiderit- und Limonitlager in $2\frac{1}{2}$ m gelben und grauen (mit gelbem) Tone zählen kann.

Zwischen „Artur“ und dem westlichen Ende des Marktes Kromolów ziehen sich zunächst noch alte Schächte derselben Firma; dann kommt, nach einer Unterbrechung, die alte Grube „Kromolów“ der Huta Bankowa.

Die Schächte der letzteren sind auf und an der Böschung in verschiedenen Niveaus gelegen; außerdem gibt es hier, den Grubenangaben nach, auch Verwerfungen. Daher zeigen gleich-tiefe Schächte z. T. verschiedenes Bild, und nicht alle Schächte durchteufen dieselben Schichten; endlich sind auch nicht alle Erzsichten gleich beständig.

Trotz der dadurch entstehenden Verschiedenheiten kann man die Grubenprotokolle auf folgendes Schema zurückführen (Postpliocän ist nicht berücksichtigt):

19)	ca. 1,50 m	Ton ¹⁾ .
18)	0,08 m	Knollenerz, gelb.
17)	1,35 m	Ton.

¹⁾ Das Gestein hier und bei den Zwischenschichten ist nicht immer angegeben, aber wo angegeben, stets „schwarzer“ (also grauer bzw. dunkelgrauer) Ton.

- | | | |
|-----|-------------|--|
| 16) | 0,12 m | Erzbank, grau. |
| 15) | 1,50 m | Ton. |
| 14) | 0,05 m | Knollenerz, grau. |
| 13) | 1,50 m | Ton. |
| 12) | 0,03 m | Erzbank bzw. Knollenerz, grau. |
| 11) | 9,0—10,0 m | Ton. |
| 10) | 0,03 m | Erzbank bzw. Knollenerz. |
| 9) | 0,50—1,0 m | Ton. |
| 8) | 0,03 m | Erzbank bzw. Knollenerz. |
| 7) | 4,0—4,25 m | Ton. |
| 6) | 0,02—0,05 m | Erzbank bzw. Knollenerz. |
| 5) | 3—4 m | Ton. |
| 4) | m | Erzbank bzw. Knollenerz. |
| 3) | 5—8 m | Ton. |
| 2) | 2—5 m | 4—8 Erzbänke (manchmal ist irgendeine durch Knollen ersetzt) in Ton oder Sandstein ¹⁾ . |
| 1) | tief | Schwimmsand (Kuzawka) oder bis 2 m weicher eisenhaltiger Sandstein, der größere Nester von hartem sandigem Sphärosiderit in Limonitschalen führt ²⁾ . |

Die untere Erzgruppe — Nr. 1 u. 2 — kommt in allen genügend tiefen Schächten vor. Die obere Gruppe (Nr. 14—18) ist nur in einem der beiden am höchsten anfangenden Schächte, nämlich dem 25,5 m tiefen Schachte „Friederika E“ konstatiert worden. Dieser Schacht enthält auch die Erze Nr. 8, 10 u. 12, erreicht aber die untere Gruppe nicht; in den übrigen dagegen sind, außer der unteren Gruppe, nur noch 1—3 Erze von Nr. 4, 6, 8, 10, 12 vorhanden. „Friederika L“, 38 m tief, ist der einzige Schacht, der den ganzen, in den anderen Schächten zu verschiedenen Teilen enthaltenen Komplex durchteuft, weist jedoch außer der unteren Gruppe nur noch die Erzsicht Nr. 12 auf.

Trotz dieser Mannigfaltigkeit sind die Entfernungen zwischen bestimmten Erzsichten, sobald sie sich einstellen, fast überall ungefähr die gleichen.

Die Profile von „Artur“ und des Weges Łósnice-Zawercie entsprechen augenscheinlich der unteren Erzgruppe (Nr. 2) von

¹⁾ In Grubenprotokollen sind diese Zwischenschichten hier nicht angegeben, doch bestehen sie nach Proben von Łósnice aus dunkelgrauem Ton bzw. grauem kalkigtonigen Sandstein. Es wird wohl der letztere sein, den MICHALSKI (vergl. S. 199) von Łósnice erwähnt.

²⁾ Diese Schicht ist nach den Angaben des früheren Besitzers der Gruben, Herrn St. Löwenstein in Zawercie, und den von mir unter seiner Leitung gesammelten Proben beschrieben.

Kromołów. Andererseits ist es sehr wahrscheinlich, daß die obere Gruppe (Nr. 14—19) denjenigen Schichten entspricht, die bei Łósńice durch oberhalb des Steinbruches gelegene Probeschächte unter dem Callovien durchteuft worden sind (vergl. S. 297 u. 311). In diesem Falle aber haben wir es in Kromołów mit der ganzen (oder fast ganzen) Mächtigkeit der erzführenden Tone zu tun.

Nimmt man in Betracht, daß sie hier bloß ca. 40 m beträgt, wogegen bei Czenstochau eine noch größere Mächtigkeit dem oberen Bathonien allein zukommt, so sieht man, daß die Tone bei Kromołów schon bedeutend ausgekeilt sind.

Da wir jedoch hier und Łósńice mit einer Serie von mehreren Erzschiechten zu tun haben, so haben wir durchaus keinen Grund, eine ursprüngliche Vermischung der Fauna (vergl. S. 203) hier anzunehmen; dieselbe entstand wohl erst auf den Halden.

Gehen wir zur Frage über das Alter der erwähnten Schichten über. Schon in der auf „Artur“ gesammelten Fauna sehen wir, obgleich diese Grube bloß den unteren Erzekomplex förderte, ein Gemisch von aus *Parkinsoni-* (*Park. neuffensis*¹⁾) und *compressa-* (*Park. compressa*)-Zonen stammenden Formen. Ein Exemplar der *Park. compressa* wurde noch in meiner Gegenwart aus einem Schachte gefördert, so daß man an eine zufällige Beimischung von *Park. compressa* aus irgendeiner höher gelegenen Schicht durchaus nicht zu denken braucht. Dagegen zeigen Aufsammlungen von alten Halden in Łósńice und Kromołów außer Formen der beiden erwähnten Zonen noch solche aus höherliegenden Zonen. Leider wurde die Grube bald nach meinem Besuch eingestellt, so daß es mir nicht gelungen ist, zu entscheiden, welche Schichten der *Parkinsoni*-Zone allein angehören. Jedenfalls muß sie hier, wie aus obigem hervorgeht, wenig mächtig sein, sofern sie nicht weiter in die Tiefe dringt. Es scheint mir jedoch aus dem Vergleich mit dem bei der *Garantianum*-Zone Gesagten, daß der untere, eisenhaltige Sandstein und Sand eher der *Garantianum*-, vielleicht aber auch der *Humphriesi*-Zone entsprechen könnte. Obgleich die Anwesenheit der *Garantianum*-Zone in Łósńice und Kromołów paläontologisch noch nicht nachgewiesen wurde, so ist sie doch sehr wahrscheinlich, weil diese Zone sowohl nordwestlich davon als auch südlicher konstatiert worden ist.

Die Ammoniten von Łósńice und Kromołów zeigen häufig Perlmutter auf sich, ganz gleich, zu welcher Zone sie gehören,

¹⁾ In der KONTKIEWICZSchen Sammlung ist auch *Park. Parkinsoni* (der var. *rarecostata* am nächsten stehend) aus Łósńice vorhanden.

z. B. *Park. neuffensis*, *Park. compressa*, *Per. tenuiplicatus*, *Macr.* aff. *Morrisi*.

Noch etwas weiter nach SO treffen wir zum letzten Mal Schichten, welche am wahrscheinlichsten der *Parkinsoni*-Zone entsprechen, nämlich im Tagbau der Firma Hultschinski, 1½ km westlich vom Dorfe Bzów, und in den Tongruben zweier Zigeleien an der Chaussee Zawiercie-Ogrodzieniec, etwas nördlicher als der letztere Ort. Mein Sammler hat hier, während der Tagbau noch im Gange war, folgendes Profil notieren können²⁾.

- 16) 0,39 m Hell. gelblichgrauer Sand (Mutterbodenschicht).
- 15) 1,01 m Grauer kalkiger Ton.
- 14) 0,29 m Knollen von dunkelgrauem weißoolithischen Sphärosiderit mit Calcit-Adern, in Limonit-schalen.
- 13) 3,50 m Bräunlichgrauer sandiger, schiefriger Ton mit kleinen Gipseinschlüssen.
- 12) 0,23 m Bank von grauem, z. T. mehr oder minder rostigem eisenhaltigem Kalkstein mit größerer oder geringerer Menge von gelblichen und braunen Oolithkörnern und hie und da mit kleinen Quarzgeröllen.
- 11) 0,54 m Bank von hellbräunlichgelbem eisenhaltigem Mergel mit Einschlüssen von härterem Kalkstein und Limonitadern.
- 10) 0,35 m Bank von dunklem, graubraunem sandigem Sphärosiderit mit zahlreichem, feinem, kalkigem, organischem Detritus. Von außen in Limonit übergegangen.
- 9) 1,02 m Bank von hellem, bräunlichgelbem, z. T. graulichem eisenhaltigem Mergel mit Detritus wie in Nr. 10.
- 8) 0,16 m Knollen von braunem, sandigem Limonit in ebensolchem Mergel und gleichen Detritus enthaltend wie in Nr. 9.
- 7) 0,94 m Heller, graulichgelber kalkiger Ton.
- 6) 0,19 m Bank von schaligem Limonit. Dunkelbraune härtere Schichten wechseln mit rostigen mergeligen ab. Detritus wie in Nr. 9.
- 5) 0,95 m Wie Nr. 7.
- 4) 0,20 m Wie Nr. 6.
- 3) 0,52 m Wie Nr. 7.

²⁾ Bei meiner Ankunft war das Profil schon zum Teil abgerutscht, ich konnte aber den oberen Teil noch revidieren und die Richtigkeit der Angaben meines Sammlers dafür feststellen.

2) 0,20 m Wie Nr. 6.

1) Tiefer Gelber Mergel, von dünnen Einlagen braunen Limonits durchschichtet.

Von den zwei erwähnten Ziegeleigruben war an der nördlicheren die Schicht Nr. 12, an der südlicheren Nr. 14 in situ, und die Schichten Nr. 12 u. 10 herausgefördert zu sehen.

Trotz der ziemlich reichen Fossilienführung habe ich hier in situ überall bloß wenige und nicht charakteristische Formen in der Schicht Nr. 12 gefunden, aus der jedoch, dem Gesteine nach zu urteilen, auch mindestens die meisten der auf Halden gesammelten Versteinerungen stammen.

Der allgemeine Charakter der Fauna ist derselbe wie in Łósnice und Kromoków, doch fehlen die Zonen-*Parkinsonien*, wogegen *Park. Schloenbachi* hier vorhanden und häufig ist. Da diese Form in unserem Gebiet nicht höher als in der *Parkinsoni*-Zone vorkommt und in Bzów augenscheinlich aus der Schicht Nr. 12 stammt, so ist das *Parkinsoni*-Alter für die Schicht Nr. 12 am wahrscheinlichsten, wogegen Nr. 14 vielleicht schon der *compressa*-Zone angehören könnte. Vergleichen wir aber das Profil von Bzów mit demjenigen des Schachtes auf der Konzession „Agata“ bei Skalka (S. 243), dann sehen wir, daß, falls man Nr. 10 u. 12 von Bzów den Nr. 16 u. 18 „Agatas“ parallelisiert, so liegen auch die drei unteren Erz-Schichten von Bzów auf gleichen Horizonten mit Nr. 10, 12, 14 von „Agata“. Und da dort, wie wir angenommen haben, letztere Schichten über der *Garantianum*-Zone liegen, so ist es nicht unwahrscheinlich, daß in Bzów auch der unterhalb Nr. 12 befindliche Teil des Profils ebenfalls zur *Parkinsoni*-Zone gehört.

Wie dem auch sei, halte ich das Profil von Bzów für der unteren Erzgruppe Łósnice-Kromoków äquivalent.

4. Zone der *Parkinsonia compressa* QU.

Als solche sind die entsprechenden Schichten in Polen bisher nicht bezeichnet worden. Ihr entspricht die Mehrzahl der Fundorte, die F. RÖMER für seine „Schichten mit kleiner Form des *Amm. Parkinsoni*“ angibt, sowie derjenigen, welche von den späteren Autoren zur Zone der *Oppelia fusca* gestellt wurden.

Dieser letztere Ammonit taucht allerdings bei uns zum ersten Mal zusammen mit *Park. compressa* auf¹⁾, doch kommt

¹⁾ Tiefer, namentlich in der *Parkinsoni*-Zone, habe ich bis jetzt nur eine *Oppelia*-Art gefunden, in Konopiska (Schächte bei der Station) und Jackowisna. Sie gehört der *subradiata*-Reihe an; ist sehr groß (bis 0,20 Meter im Durchmesser), konnte aber wegen mangelhafter Erhaltung der inneren Umgänge noch nicht näher bestimmt werden.

er auch höher, in der Zone des *Per. tenuiplicatus* vor; in der Zone von *Macr. aff. Morrissi* erreicht er seine größte Häufigkeit, aber zugleich auch sein Ende.

Die *compressa*-Zone ist in unserem Gebiete leicht feststellbar, weil sie fast immer reich an Fossilien ist, und ihr Leit-ammonit ist darunter eines der häufigen.

An vielen Orten überdeckt sie die *Parkinsoni*-Zone in deren Aufschlüssen, kommt aber außerdem noch nordöstlich von derselben vor. Im ganzen sind ihre Vorkommnisse, gleich denjenigen der vorigen Zone, so ziemlich in einer mehr oder minder NW nach SO verlaufenden Richtung verteilt.

Ich habe sie an folgenden Orten konstatieren können: Mielanków bei Rudniki (Bezirk Wieluń), Zwierzyniec bei Krzepice, Truskolasy, Wrenczyca Mała (?), Wrenczyca Wielka (Wilczy Dół), Gorzelnia, Łojki, Gnaszyn, Kawodrza Gorna, Sabinow, Bleszno, Huta Stara, Poraj, Wysoka Lelowska, Skalka, Rudniki (Bezirk Bendzin) (?), Łośnice, Kromołów. Möglich ist noch ihr Vorkommen in Bzów und Poremba Mrzygłodzka.

Als für diese Zone typisches Profil kann der mittlere Teil (Nr. 7—14) des für Łojki angeführten Profils (S. 252 u. 253) gelten, weil darin keine andere *Parkinsonia* gefunden worden ist. Die Schicht Nr. 16 führt schon *Per. tenuiplicatus* und keine *Parkinsonien* mehr, gehört also zur *tenuiplicatus*-Zone. Die Schicht Nr. 15 hat keine Versteinerungen geliefert, wir werden aber weiter unten sehen, daß Erze der *tenuiplicatus*-Zone sehr nahe an diejenigen der *compressa*-Zone rücken können (in Poraj „Piotr“ Nr. I bis auf 0,60 m), weshalb Nr. 15 wenigstens zum größten Teil der *tenuiplicatus*-Zone zugerechnet werden muß. Über das Alter der Schicht Nr. 6 kann vorläufig nicht genau entschieden werden. Wie wir schon gesehen haben, besitzt die Gruppe Nr. 7—14 in Łojki eine Mächtigkeit von 1,93 bzw. 1,50 Meter.

In Gorzelnia gibt es in den bei Besprechung von Łojki erwähnten Schächten (Nr. I und VII) ebenfalls eine der Gruppe 7—14 entsprechende Schichtenfolge aus 4 Erz- und 3 Ton-schichten, nur ist sie hier mächtiger — 3 Meter stark. Die der Schicht Nr. 7 entsprechende Erzlage ist im südlichen Schacht (Nr. VII) als Bank, im nördlichen (Nr. I) als Knollenschicht ausgebildet, die übrigen sind in beiden Erzbänke. Solches Auftreten von Bank- und Knollenerz zusammen ist in dieser Zone nicht selten.

Die Entfernung dieser Schichtenfolge von der am nächsten liegenden Erzbildung der nächsten Zone ist in Gorzelnia ge-

ringer als in Łojki, nämlich $9\frac{1}{2}$ m. Dies ist nach dem Grubenprotokoll die Entfernung von Nr. 14 bis zur einzigen höherliegenden Erzlage und zugleich obersten Schicht des Schachtes Nr. I, aus der allein die auf der Halde vorkommenden, zu den Schichten Nr. 7—14 gar nicht passenden Erzstücke mit *Per. tenuiplicatus* stammen können.

Da, wie vorher erwähnt, von Nr. 15 höchstens ein kleiner Teil auf die *compressa*-Zone entfallen kann, so sehen wir, daß die *compressa*-Zone im ganzen wohl so ziemlich auf die vierbänكية Gruppe und vielleicht Nr. 6 beschränkt, also jedenfalls sehr wenig mächtig sein muß.

Das Gesagte genügt, um uns bei der topographischen Übersicht der Zone zu orientieren.

Ihr nördlichstes Vorkommen befindet sich zwischen den Ansiedlungen Mielanków und Błonie. Dort, in einer Entfernung von fast $2\frac{3}{4}$ km von der Kirche des Marktes Rudniki, auf der Chaussee Rudniki-Praszka gerechnet, und ca. $\frac{1}{3}$ km nördlich von dieser Chaussee, war früher ein untiefer Tagbau¹⁾ vorhanden, in dem, vor dessen Verschwinden, mein Sammler noch Stücke eines grauen sandigen Sphärosiderits mit einer kleinen, mehrere Exemplare der *Park. compressa* enthaltenden Fauna für das Museum des Warschauer Polytechnikums retten konnte²⁾.

Bis zum nächsten Fundort der Zone sind von hier 17 km in südöstlicher Richtung. Hier, nördlich vom nördlichen Ende der Ansiedlung Diołki-Zwierzyniec und dem Hause des Waldhüters, an der westlichen Seite des Weges zwischen den Vorwerken Jeleniec und Zwierzyniec, befinden sich alte Schächte der Huta Bankowa, wo ich und mein Sammler auf Halden von grauem sandig kalkigem Ton eine reiche Fauna mit *Park. compressa* und *Opp. fusca* gesammelt haben. Letztere weist schönes Perlmutter auf, dessen Reste aber auch bei *Park. compressa* zu sehen sind.

Die Grubennotiz gibt für einen Schacht beim Vorwerk Jeleniec als Schichtenfolge ca. $7\frac{1}{2}$ m Ton mit zwei Knollenerschichten an, der von einer Erzbank unterlagert wird. Vielleicht stammt die Fauna gerade aus der letzteren.

Über etwas südlicher liegende Schächte besitze ich zu

¹⁾ Es scheint derselbe Tagbau zu sein, von wo die *Stepheoceras* der GALLINEKschen Sammlung stammen (vergl. S. 45).

²⁾ Vielleicht gehören ebenfalls hierher die grauen Tone, welche in einem Tagbau etwas nördlicher und westlicher vom vorigen am Walde, für die Ziegelei Błonie gegraben werden. Sie enthalten Stücke von graubraunem sandigem Sphärosiderit in Limonitschalen, mit Versteinerungen — aber nur *Posidonomya alpina* und *Cucullaca* sp. — An der Stelle nördlich von Rudniki, wo auf SIEMIRADZKIS Karte (a. a. O. 1889) Bathonien angegeben ist, ließ sich nichts finden.

geringe Angaben, um über ihre Angehörigkeit zu einer bestimmten Zone urteilen zu können.

3 $\frac{1}{2}$ km weiter nach SO kommen wir zum Markte Truskolasy, in dessen Nähe, etwas nordöstlich und höher gelegen, an einem Absturz des linken Bachufers, von mir folgendes Profil aufgenommen wurde:

- | | | |
|-----|--------|---|
| 16) | 0,16 m | Grauer Sand (Mutterbodenschicht). |
| 15) | 2,01 m | Rost- und graugelber toniger Sand mit kleinen Geröllen (Granit, Feuerstein usw.). |
| 14) | 0,12 m | Grauer Ton mit weißem Glimmer, mit Beimengung rostigen Sandes. |
| 13) | 0,28 m | Zertrümmerte Bank von bläulichgrauem, eisenhaltigem Oolith mit gelblichen Körnern, außen und auf Spalten bräunlich mit rostigen Körnern, von Limonitkrusten überzogen. Zwischen solchen Stücken liegt rostiger, zum Teil grauer Ton mit Beimengung von Sand. Unter dem Oolith findet man noch einzelne Knollen desselben Oolith-Gesteins. |
| 12) | 0,17 m | Dunkelgrauer, z. T. rostiger Ton, reich an feinem kalkigem Detritus. |
| 11) | 0,10 m | Bank von braunem sandigem Sphärosiderit mit weißen Oolithkörnern und Detritus. Ebenfalls aus mit Limonitkrusten überzogenen Stücken bestehend. |
| 10) | 0,43 m | Wie Nr. 12, doch weniger rostig. |
| 9) | 0,07 m | Knollen von braun-dunkelgrauem sandigem Sphärosiderit mit weißen Oolith-Körnern, an der Oberfläche in rostigen Limonit übergehend. |
| 8) | 0,41 m | Wie Nr. 10, doch grau, mit wallnußgroßen Knollen von hellgrauem, braunkörnigem Oolith, die Detritus enthalten und von außen rostig sind. |
| 7) | 0,07 m | Schicht, die z. T. aus dunkelgrauem, etwas kalkigem tonigem Sandstein mit weißem Glimmer, z. T. aus dunkelgrauem kalkigem Ton besteht. |
| 6) | 0,35 m | Bank von hellgrauem, tonigem, braunkörnigem Oolith. Die Körner sind ungleichmäßig verteilt, im oberen Teile geht das Gestein stellenweise in braunen sandigen Sphärosiderit mit wenig Körnern über, Schichtoberflächen rostig. |

- 5) 0,14 m Grauer sandiger Ton, wasserführend.
- 4) 0,31 m Bank von dunkelgrauem tonigkalkigem Sandstein.
- 3) 2,03 m Dunkelgrauer tonigkalkiger Sand.
- 2) 0,10—0,22 m Knollen von dunkelgraubraunem sandigem Sphärosiderit mit weißem Glimmer und mit Calcitkrusten auf Spalten. Sie liegen ca. 2 Meter voneinander in einem der Schicht Nr. 3 gleichen Sande.
- 1) Tiefer Dunkelgrauer sandigkalkiger Ton.

Das Fallen der Schichten ist an verschiedenen Stellen in bezug auf Größe und Richtung verschieden (ungleichmäßiges Absinken des Ufers).

Versteinerungen hat hauptsächlich Nr. 13, *Park. compressa* nur diese Schicht geliefert. Doch infolge der Ähnlichkeit der Schichten Nr. 6 und 13 untereinander und mit den Schichten der *compressa*-Zone in Łojki glaube ich ihr hier die Schichten Nr. 6—13 anrechnen zu dürfen. Dann haben wir auch hier einen ca. 2 m mächtigen Komplex mit 4 Erz- und 3 Tonschichten. Nur ist hier die zweitunterste durch Knollen vertreten. Die Entfernung der Schichten Nr. 1—6 (ca. 2 $\frac{1}{2}$ m) ist der Entfernung von Nr. 5 und 7 in Gorzelnia ähnlich, so daß es nicht ausgeschlossen ist, daß Nr. 1 von Truskolasy Nr. 5 von Łojki usw. entspricht und schon zur *Parkinsoni*-Zone gehört.

Auf Haufen herausgebrochenen Gesteins (wahrscheinlich Nr. 13) fanden sich große Stücke einer Austernbank.

Zwei Kilometer nördlich von Truskolasy, bei Hutka (Walenczowska), habe ich 1902 noch Spuren von Schächten gesehen, die von der Huta Bankowa in den 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts angelegt wurden. Diese Gegend ist wegen des Vorhandenseins von hier stammender Fossilien in der ZEUSCHNER'schen Sammlung interessant (*Harp. Sowerbyi* und *Opp. fusca*). Jedoch wegen Mangels an paläontologischem Material läßt es sich nicht mal feststellen, ob die neueren Schächte dieselben Schichten durchteuften wie die alten, oder bloß höhere, da in der Nähe, bei Rybno, schon oberes Bathonien ansteht. Die Gruben-Notizen geben für Hutka Walenczowska unter 13 bis 17 m Ton mit 3 oder 1 Knollenschicht eine Erzbank an.

In ost-südöstlicher Richtung von Truskolasy liegt das Dorf Wrenczyca Mała und $\frac{1}{2}$ km nordöstlich davon ein Probeschacht, wo auf einer Halde von hellgrauem, sehr sandigem weißglimmerigem Ton in Stücken von graulichbraunem, sehr sandigem, kalkigem Sphärosiderit mehrere Exemplare von *Ostrea Knorri* sich vorfanden. Es ist daher möglich, daß auch dieser Fundort

zur *compressa*-Zone gehört, obgleich diese Muschel bei uns auch in der nächsten Zone (allerdings nur in einem Exemplar) gefunden worden ist.

Über das Vorkommen der *compressa*-Zone bei Wrenczyca Wielka im Tale Wilczy Dół und bei Gorzelnia ist schon früher gesagt worden. Vielleicht gehören hierher auch die paläontologisch ungenügend charakterisierten Schächte nordwestlich des Dorfes Wydra, in dessen Nähe. Dieses Dorf liegt etwas nordwestlicher als Gorzelnia.

In Gnaszyn, nördlich vom Dorfe, waren vor noch nicht so langer Zeit Grubenarbeiten im Gange.

Auf der nördlich von der ehemaligen Bahn Gnaszyn-Łojki gelegenen und etwa 1 km von der Station Gnaszyn (längs dieses Weges gerechnet) entfernten Grube der Czenstochauer Bergbauenden Gesellschaft habe ich folgendes Profil notiert:

- 14) bis 12 m Schwimmsand (Kużawka).
- 13) 4 m Harter Ton.
- 12) 0,25 m Große Knollen von mehr und minder dunkelbraunem sandigem Sphärosiderit.
- 11) 3 m Harter Ton.
- 10) 0,18 m Knollen von graulich- und rötlich-braunem Sphärosiderit, reich an weißen Oolithkörnern, stellenweise in hellgrauen, gelblichkörnigen Oolith übergehend. Äußerlich mit grünlichgrauer sandigkalkiger toniger Rinde.
- 9) 0,30 m Grauerkalkiger Ton mit viel feinem organischem kalkigem Detritus.
- 8) 0,18 m Bank von dunkelbraunem sandigem Sphärosiderit mit zerstreuten gelblichen Oolithkörnern.
- 7) 0,68 m Grauer, etwas sandiger, kalkiger Ton mit sehr viel Detritus (hauptsächlich Crinoiden-Stielglieder). Etwa in der Mitte der Dicke dieser Schicht geht der Ton in grauen Kalksandstein über oder enthält Knollen von grauem, sandigkalkigem tonigem Sphärosiderit.
- 6) 0,14 m Knollen von dunkelgraulichbraunem sandigem Sphärosiderit, mit kalkigem Detritus im äußeren Teil. Enthält manchmal im Zentrum Calcitadern und geht in bräunlichgrauen Kalkstein über.
- 5) 0,78 m Grauer sandigkalkiger Ton mit feinem Detritus und kleinen oolithischen Sphärosideritknollen.

- 4) 0,14 m Bank von dunkelbraunem sandigen Sphärosiderit mit zerstreuten gelblichen Oolithkörnern.
- 3) 4 m Harter Ton.
- 2) 0,12 m Bank von Sphärosiderit.
- 1) Tiefer Weicher „schwarzer“ Ton.

In situ gesehen und gemessen habe ich die Schichten Nr. 4—10. Die übrigen, von denen noch die Knollen Nr. 12 auf Haufen zu sehen waren, wurden nicht mehr gefördert und sind daher nur nach den Angaben des Gruben-Aufsehers notiert. *Park. compressa* habe ich hier in herausgebrochenen Erzbankstücken (also Nr. 4) sowie als feine Haut auf Ton gesehen. Auf alten Halden herum ist sie sehr häufig.

Dieses Profil mit Łojki und Gorzelnia vergleichend, nehme ich die Zugehörigkeit der Schichten Nr. 4—10 zur *compressa*-Zone an. Die Mächtigkeit dieser Gruppe hier, gleich 2,40 m, steht in der Mitte zwischen derselben für Łojki und Gorzelnia.

Nr. 12 entspricht keiner Schicht von Łojki und Gorzelnia; nach Vergleich mit Poraj „Piotr“ (vergl. unten) aber ist es nicht unwahrscheinlich, daß diese Knollen schon der *tenuiplicatus*-Zone gehören, der auf alten Halden in der Nähe zu finden ist. Nr. 2 dagegen könnte der Schicht Nr. 5 von Łojki und der entsprechenden von Gorzelnia gleichgestellt werden und würde der *Parkinsoni*-Zone zuzurechnen sein.

Weiter nach Südost wird die *compressa*-Zone durch einzelne Funde des Zonen-Ammonits bei Kawodrza Gorna und Vorwerk Bleszno angedeutet (vergl. das S. 256 Gesagte)¹⁾.

¹⁾ v. SIEMIRADZKI (Geol. ziem polskich I, 1903, S. 316) nimmt das Vorkommen von unterem Bathonien, der Zone von *Oppelia fusca*, in Konopiska an und führt, nach der ZEUSCHNERSchen Sammlung, von hier *Oppelia fusca* und *Park. wuerttembergica* OPP. (= *compressa* Qu.) an. Ohne die Möglichkeit einer Insel entsprechender Schichten bei Konopiska absolut leugnen zu wollen, möchte ich doch bemerken, daß die in Frage stehende *Opp. fusca* nach der Etikette aus der früheren Grube Mosty stammt, die nach ZEUSCHNER an der in Vergleich zu Renkszowice entgegengesetzten (also nördlichen) Seite von Konopiska gelegen war, d. h. in einer Gegend, wo die *Parkinsoni*-Zone zu oberst ansteht. Dazu charakterisiert er sie durch *Amm. Garantianum* und *Amm. Parkinsoni*; die Grube war also von demselben Typus wie die jetzigen dort. Darin kommt aber mit *Park. Parkinsoni* zusammen eine der *Opp. aspidoides* und *fusca* ähnliche *Oppelia* aus der *subradiata*-Reihe vor (vergl. S. 87), zu der vielleicht auch die ZEUSCHNERSche *Opp. fusca* gehören könnte, umsomehr, als auch die von v. SIEMIRADZKI aus gleicher Sammlung mit ihr zitierte *Park. Garantiana* ebenfalls aus der Grube Mosty stammt, und, obgleich sie dieser Bestimmung sehr möglich nicht entspricht (vergl. S. 219), so kann sie wiederum keine *Park. compressa* sein, deutet also auf tiefere Schichten. Was nun *Park. wuerttembergica* (*compressa*)

Dazwischen, auf der Grube der Czenstochauer Bergbauenden Gesellschaft Sabinów, wo in ca. 2 m grauem Ton 1 bis 3 Schichten Knollensphärosiderit abgebaut wurden, kommt *Park. compressa* sehr häufig vor. Die Fauna gehört hier aber außer ihrer Zone noch der Zone des *Per. tenuiplicatus* an, und es konnte nicht mehr festgestellt werden, welche Schicht zu dieser oder jener Zone gehört.

Bei Huta Stara kommt *Park. compressa* häufig auf Erzstapeln in der Nähe der Kolonie, vor und dicht daneben wurde in meiner Gegenwart ein Tagbau angelegt, der folgendes Profil zeigte:

- 6) 0,20 m Mutterboden.
- 5) 0,45 m Hellgrauer (mit gelbem) Ton.
- 4) 0,80 m Grauer kalkiger Ton mit zerstreuten Knollen von dunkelbraunem, z. T. weißoolithischem Sphärosiderit, der in Limonit übergeht.
- 3) 0,08 m Bank von dunkelbraunem Sphärosiderit, zertrümmert, in Limonit übergehend.
- 2) 0,15 m Grauer (mit gelb) kalkiger Ton.
- 1) 0,08 m Sphärosiderit-Bank wie Nr. 3.

Park. compressa habe ich in den Knollen aus Nr. 4 gefunden; in Nr. 3 ein Ammonit-Bruchstück, das sehr gut dem glatt gewordenen Teil von *Park. compressa* entsprechen könnte.

Noch weiter nach Südost ist die *compressa*-Zone von Probe-schächten Hultschinski's bei der Station „Poraj“ der Warschau-Wiener Bahn, im Walde nordöstlich von der Station, auf den Konzessionen „Piotr“ und „Wanda“ aufgeschlossen worden.¹⁾

Hier hat mein Sammler während der Arbeit folgende Profile aufgenommen:

Konzession „Piotr“, Schacht Nr. 1.

- 10) 0,98 m Hellgraulicher loser Sand.
- 9) 0,52 m Hellgrauer (mit rostgelb) sandiger Ton.
- 8) 0,30 m Grauer (mit braungelb) sandiger Ton mit weißem Glimmer.

aus Konopiska betrifft, so dürfte sie vielleicht, da ZEUSCHNER dafür keine nähere Fundortsangabe (z. B. Grube) macht und ihr Gestein zu Konopiska nicht paßt, aus irgendeinem von Konopiska nicht weit entferntem Orte, wo aber die *compressa*-Zone schon vorkommt, also etwa aus der Nähe von Gnaszyn stammen.

¹⁾ Nördlich von diesen Schächten wurden durch Probeschächte derselben Firma dunkelgraue Tone mit Knollenerzen auf den Konzessionen „Magdalena“ und „Tadeusz“ festgestellt. Fossilien wurden nicht gefunden, und konnte die Zone für diese Schichten nicht festgestellt werden.

- 7) 2,20 m Bräunlichdunkelgrauer sandigkalkiger Ton mit viel weißem Glimmer.
- 6) 0,10 m Knollen von braungrauem Sphärosiderit, außen toniger, im Innern mit Calcitmehl und Zinkblende führenden Spalten.
- 5) 0,70 m Grauer sandig-kalkiger Ton mit weißem Glimmer und kalkigem Detritus.
- 4) 0,11 m Knollen von graulich- und rötlich-braunem sandigem Sphärosiderit mit Calcitmehl und Zinkblende führenden Spalten und chondritischen Abdrücken.
- 3) 0,60 m Grauer sandigkalkiger Ton.
- 2) 0,53 m Bank von gräulichbraunem Sphärosiderit und grauem (aber auch hellgrauem und gelbbraunem) kalkigem Sandstein. Durch dabei liegende Knollen kann die Schicht bis zu 1 m dick werden.
- 1) Gegraben bis 1,46 m Sehr heller grauer tonigkalkiger Sand.

Konzession Wanda, Schacht Nr. 1.

- 7) 1,90 m Hellgelblicher loser Sand.
- 6) 2,10 m Bräunlichdunkelgrauer sandiger, etwas kalkiger Ton mit weißem Glimmer und viel Schalendetritus.
- 5) 0,13 m Bank von braunem sandigem Sphärosiderit mit viel feinem Detritus.
- 4) 1,37 m Grauer (verschiedener Schattierung) kalkiger Sandstein, z. T. hart, z. T. weich, tonig resp. von tonigkalkigem Sande ersetzt.
- 3) 0,28 m Bank von braunem sandigem Sphärosiderit mit viel kalkigem Detritus.
- 2) 0,72 m Hellgrauer kalkiger Sandstein.
- 1) Gebohrt bis 2,50 m Dunkelgrauer Ton.

Ich möchte die Bank Nr. 2 in „Piotr“ und Nr. 5 in „Wanda“, die in beiden Fällen auf dicker sandiger Unterlage liegt, auch in beiden Fällen für die gleiche halten. Dann wird das Profil „Piotr“ durch Nr. 1—3 desjenigen von Wanda nach unten ergänzt. *Park. compressa* ist in der Bank Nr. 2 („Piotr“) bzw. Nr. 5 (Wanda) sehr häufig, kommt aber auch in Nr. 2 und 4 von „Wanda“ vor. Die Knollen Nr. 4 („Piotr“), Schacht Nr. 2 enthalten *Per. tenuiplicatus*.

Wir haben also vor uns einen 2,50 m mächtigen Komplex, der eine Fauna der *compressa*-Zone enthält und gleich unter der

tenuiplicatus-Zone liegt. Ich halte es für wahrscheinlich, daß er dem ungefähr gleich mächtigen, uns schon bekannten Komplex mit 4 Erzbänken der *compressa*-Zone entspricht. Im vorliegenden Falle haben wir allerdings nur 2 Erzbänke, dies kann aber sehr gut aus anderen Faciesverhältnissen — hier herrscht die sandige, dort die tonige vor — erklärlich sein. Dann würden die darüber liegenden jurassischen Schichten¹⁾ von Poraj der Schicht Nr. 15 von Łojki usw. entsprechen, und die geringe Entfernung zwischen den Schichten Nr. 4 und Nr. 2 in „Piotr“ würde zeigen, daß die ganze oder wenigstens fast die ganze Schicht Nr. 15 dort schon der *tenuiplicatus*-Zone zugerechnet werden muß.

Weiter nach SO finden wir die *compressa*-Zone erst 8 km von Poraj entfernt bei Wysoka Lelowska in einem von der Czenstochauer Bergbauenden Gesellschaft nordwestlich vom Dorfe angelegten Versuchsschachte. Leider wurde dabei das Profil bloß im oberen und unteren, nicht aber im mittleren Teile notiert.

Der untere Teil, für den ich alle Proben erhalten habe, ist 4,75 m mächtig und weist eine vorherrschend graue Schichtenfolge auf, die dem Gesamtprofil von Poraj (exkl. Nr. 1 „Wanda“) sowohl nach der Qualität der Schichten als auch nach ihrer gegenseitigen Lage sehr gut parallelisiert werden kann²⁾; nur tritt der Sandgehalt der Gesteine noch mehr in den Vordergrund, der Eisengehalt dagegen zurück.

Auf der Halde habe ich *Park. compressa* in graulichbraunem sandigem Sphärosiderit gefunden, der aus einer Nr. 2 von Poraj („Piotr“) entsprechenden Sphärosideritbank stammen muß, und außerdem in grauem Sandstein, dessen Lage im Profil, da es mehrere Sandsteine enthält, nicht nachzuweisen ist.

Auf der Grube Skalka, 19 km südöstlich von Poraj ist *Park. compressa* auf den alten Halden der Konzessionen „Żel“ und „Agata“ sehr häufig; doch habe ich leider keine Angaben über die Schichtenfolge hier erhalten können. Bei den neuen Grubenarbeiten (vergl. S. 243 und 281—283) ist *Park. compressa* — wahrscheinlich auch ihre Zone — nicht getroffen worden.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Zone auch in Rudniki, südlich von Skalka ansteht, doch findet man jetzt nicht mehr viel Versteinerungen auf der gleichnamigen alten Grube und habe ich von da keine Zonenfossilien.

¹⁾ D. h. alle Schichten mit Ausnahme von Nr. 10 („Piotr“) und Nr. 7 („Wanda“).

²⁾ Nur ist hier die Erzbank Nr. 3 von Poraj-Wanda durch eine Schicht von Sandsteinknollen vertreten, und zwischen Nr. 2 und 3 schiebt sich eine 0,40 m dicke Schicht grauen sandigen Tones ein.

Über dieselbe Zone in Łośnice und Kromolów ist schon früher gesagt worden.

Vielleicht gehört zu ihr auch die oberste Erzschiebt der Grube Bzów und der beiden mit ihr erwähnten Ziegeleien.

Ganz isoliert liegt mitten in Triasablagerungen eine kleine Insel unserer erzführenden Tone östlich von Poremba Mrzygłodska, nördlich von Kierszula an der Chaussee Poremba Mrz.—Zawercie. Hier war eine Grube angelegt, der Sphärosiderit ist dunkelgrau mit weißen und gelblichen Oolith-Körnern, der Ton dunkelgrau, kalkig, weißglimmerig. Dieser Fundort ist von ROEMER erwähnt worden, seine Fossilien lassen aber keine Zonenbestimmung zu, ebensowenig wie die von MICHALSKI gesammelten und die meinigen.

SIEMIRADZKI zitiert, nach ZEUSCHNERS Sammlung, getrennt: Poremba und Kierszula, es scheint sich aber nur um eine ungleichartige Benennung desselben, zwischen beiden Dörfern gelegenen Fundortes zu handeln. Wenigstens gibt ROEMER seinen Fundort als den einzigen in der Umgebung an, und dicht bei Kierszula habe ich nur auf Keuperkohle angelegte Schächte gesehen.

SIEMIRADZKI führt nach der ZEUSCHNERSchen Sammlung von hier *Parkinsonia* sp. (Poremba Mrz.) und *Perisph. aurigerus* (Kierszula) an. Sollten beide aus einer Zone stammen, so würde es die *compressa*-Zone sein, weil in ihr *Parkinsonia* ausstirbt und *Per. aurigerus* zum ersten Male erscheint. Doch muß man bemerken, daß in allen erwähnten Sammlungen von Poremba Mrzygłodska *Cyclocrinus macrocephalus* vorhanden ist, der in unserem Gebiete nur aus der Zone des *Macroceph. aff. Morrisi*, die ebenfalls noch *Per. aurigerus* führt, bekannt geworden ist.

5. Zone des *Perisphinctes tenuiplicatus* BRAUNS.

Solch eine Zone ist bisher überhaupt nicht aufgestellt worden. Aus Nordwestdeutschland wird dieser Ammonit aus dem unteren Bathonien im allgemeinen zitiert. Doch in unserem Gebiete kommt er, ohne höher oder tiefer zu steigen, in einem bestimmten Horizont in großer Menge vor, was mich bewegt, eine Zone seines Namens wenigstens für diese Gegend aufzustellen.

Diese Zone führt außerdem in großer Menge *Pseudomonotis echinata*, jedoch kommt diese auch höher und tiefer nicht selten vor. Von anderen Fossilien seien *Opp. fusca* und *Ostrea Knorri* erwähnt, die hierher aus der *compressa*-Zone herübergehen, und die *Astarte cordata*, welche hier ihren Anfang nimmt und noch sehr selten ist; erst viel höher wird sie häufig. Parkinsonien gibt es hier nicht mehr.

Das Erz dieser Zone ist ein Sphärosiderit sehr geringer Qualität, der nirgends ausgebeutet, sondern bloß gelegentlich durch Probeschächte oder tiefere Schichten fördernde Anlagen durchteuft wird.

Sie ist von mir z. T. dort, wo auch die vorige, von ihr überlagerte Zone vorkommt, festgestellt worden, z. T. nord-östlich von deren nördlicher Grenze in folgenden Orten: Kalej, Przysieka, Gorzelnia, Gnaszyn, Kawodrza Dolna, Sabinów, Choroń, Wysoka Lelowska (?), Skalka, Łósnice, Kromołów.

Als ein Beispiel für diese Zone kann der obere Teil des schon früher gegebenen Profils von Łojki angeführt werden. Hier ist *Per. tenuiplicatus* in Nr. 16 vorhanden, zugleich auch *Opp. fusca*, *Pseudomonotis echinata* u. a. m. Nr. 17 hat nur einige zerdrückte Lamellibranchiaten geliefert, Nr. 18 dagegen, obgleich keine Ammoniten, so doch eine derjenigen der Schicht Nr. 16 recht ähnliche Fauna mit *Pseudomonotis echinata* in großer Zahl. Die Knollen aus der Schicht Nr. 20 lieferten nur mehrere neutrale Formen.

Nach dem über das Vorkommen von *Per. tenuiplicatus* bei Poraj Gesagten sind wir berechtigt, seine Zone in Łojki in der Schicht Nr. 15, und zwar schon nahe an Nr. 14 oder gar gleich über derselben anfangen zu lassen. Der Fauna nach zu urteilen, gehören ihr nicht nur Nr. 16, sondern vielleicht auch Nr. 17 und 18 an. Um einigermaßen über die obere Grenze der Zone urteilen zu können, wenden wir uns einem anderen Fundorte, einem Probeschacht der Huta Bankowa auf der Weide zwischen den Dörfern Wydra und Przysieka, nördlich von Gorzelnia, zu.

Auf der aus dunkelgrauem Tone bestehenden Halde fand ich viele Stücke von gräulich-rotbraunem, sehr sandigem Sphärosiderit mit viel kalkigem Detritus und etwas weißem Glimmer. Darin steckt eine Menge von *Per. tenuiplicatus* und *Pseudomonotis echinata*.

Das Protokoll lautet:

- | | | |
|-----|-------------|---|
| 10) | 3 m | Schwimmsand (Kuzawka). |
| 9) | 3 m | Sandiger Ton. |
| 8) | 0,10 m | Erzbank. |
| 7) | 3,40—4,40 m | Ton. |
| 6) | ? m | Knollenerz, grau. |
| 5) | 2—3 m | Grauer Ton. |
| 4) | ? m | Knollenerz, grau. |
| 3) | 5 m | Grauer Ton. |
| 2) | 0,16—0,30 m | Erzbank, beiderseits von „tonigem Sandstein“ begleitet. |
| 1) | 7,20—7,34 m | Ton. |
- oder mehr.

Das Erz mit *Per. tenuiplicatus* von der Halde gehört, da es kein Knollenerz ist und seine Stücke dick genug sind, augenscheinlich der unteren Erzbank an. Diese entspricht aber am ehesten — wenn man bedenkt, daß diese Erzbank auf einer dicken Tonlage liegt, und gleich südlicher, bei Gorzelnia, unter einer dicken Tonlage die *compressa*-Zone auftritt — der Nr. 16 von Łojki. Wenn wir weiter die Veränderlichkeit der gegenseitigen Entfernung einzelner Schichten in Łojki usw. berücksichtigen, können wir auch Nr. 3, 4 und 5 von Wydra-Przysieka den N.Nr. 17, 18 und 19 von Łojki parallelisieren. Nr. 6 würde dann den Knollen entsprechen, die in Łojki im Sande der Nr. 20 sich erhalten haben.

Auf der Halde habe ich ein ungerolltes Exemplar von *Macro.* aff. *Morrisi* gefunden. Da in der Nähe, etwas nordwestlicher, bei Kalej, seine Zone, wie auch fast überall, durch Erzbänke vertreten ist, so stammt er wahrscheinlich hier aus Nr. 8. Dann wäre, auch das Profil von Łojki berücksichtigend, für die *tenuiplicatus*-Zone eine ca. 20—25 m betragende Mächtigkeit annehmbar.

Gehen wir zur topographischen Übersicht der Zone über.

Ihr nördlichster Fundort befindet sich beim Dorfe Kalej, $\frac{1}{2}$ km nördlicher seines westlichen Endes, etwas östlicher des Waldes des großfürstlichen Gutes „Ostrowy“, wo sie in einem Probeschacht der Czenstochauer Bergbauenden Gesellschaft aufgeschlossen wurde. Mein Sammler konnte während des Abteufens des Schachtes alle Proben nehmen, Fossilien schichtweise sammeln und das Protokoll erhalten. Daraus ergibt sich folgendes Bild:

- 19) 0,30 m Mutterboden.
- 18) 0,75 m Blaß-grünlichgrauer toniger Sand.
- 17) 0,35 m Sehr sandiger Ton gleicher Farbe, z. T. rostig.
- 16) 0,20 m Dichtgelegene Stücke (zertrümmerte Bank?) von dunklem, bräunlich-grauem stark in Limonit übergehendem sandigem Sphaerosiderit.
- 15) 3,50 m Dunkelgrauer, etwas kalkigsandiger und weißglimmeriger Ton.
- 14) 0,12 m Knollen von schwarzgrauem, braun werdendem Sphärosiderit.
- 13) 0,50 m Ton wie Nr. 15, aber weniger dunkel und sandig.
- 12) 0,08 m Knollen von braunem, graueadertem Sphärosiderit.
- 11) 6,30 m Ton wie Nr. 13.
- 10) 0,09 m Knollen von braunem, sehr tonigem Sphärosiderit mit weißem Calcitmehl und Zinkblende auf Spalten.

- 9) 0,21 m Grauer weicher kalkigtoniger Sandstein mit Schalenedritus.
- 8) 0,20 m Braungrauer harter kalkiger eisenhaltiger Sandstein („Erz“).
- 7) 5,99 m Grauer weicher kalkigtoniger Sandstein.
- 6) 0,31 m Wie Nr. 7, doch härter.
- 5) 0,29 m Wie Nr. 8 („Erz“).
- 4) 0,10 m Grauer harter sandigkalkiger Ton.
- 3) 0,23 m Sandstein wie Nr. 5, doch weniger braun, hart und eisenhaltig.
- 2) 7,25 m Grauer sandigkalkiger weißglimmeriger Ton.
- 1) 0,12 m Sandstein wie Nr. 3.

Schicht Nr. 9 enthält viel *Per. tenuiplicatus*, Nr. 8 fast gar nicht, dafür viel *Pseudomonotis echinata* und lieferte eine *Opp. fusca*. Diese beiden Schichten rechne ich zur *tenuiplicatus*-Zone.

Schicht Nr. 16 lieferte nur eine neutrale Fauna, ist aber ihrem Habitus nach dem bankförmigen Erze der Zone des *Macr. aff. Morrisi*, wie es ebenfalls in Kalej an einem anderen Orte vorhanden ist, recht ähnlich und ist von Nrn. 8—9 ebenso weit (ca. 11 m) entfernt wie Nr. 8 und Nr. 2 in Wydra-Przysieka. Ich halte sie daher für wahrscheinlich zur aff. *Morrisi*-Zone gehörend.

Die Schichten unterhalb Nr. 16 sind nur z. T. fossilführend, ohne Zonenformen. Jedoch ist *Pseudomonotis echinata* aus Schicht Nr. 3 zu erwähnen. Im ganzen glaube ich annehmen zu können, daß das beschriebene Profil dem Profil von Wydra-Przysieka bzw. dem oberen Teil von Łojki entspricht, davon durch eine größere Anzahl von Knollen-Erzen in seinem oberen Teil und Auftreten von Sandsteinen im unteren Teil abweichend.

Weiter, südöstlicher von Wydra-Przysieka, fand ich Erz mit *Per. tenuiplicatus* auf der Halde des nördlicheren von den beiden Schächten mit *Park.-compressa*-Zone bei Gorzelnia, wo es aus dem im Protokoll an der oberen Grenze des grauen Tones angegebenen Erze stammen muß¹⁾ (vgl. S. 264), und in Łojki, wo größere Stücke von Erz mit *Per. tenuiplicatus* (ganz gleichem wie bei Wydra-Przysieka) gelegentlich der Anlage von Schächten für tiefere Erze gefördert werden. Genau dieselbe Fauna mit

¹⁾ Dieses „gelbe“ Erz ist 10 m über dem oberen Erze der *compressa*-Zone angegeben, doch bloß auf einer Seite des Schachtes. Über dem dasselbe enthaltenden grauen Ton ist Ton mit Sand, darunter eine Zwischenlage von wasserführendem Sand. Ich halte es für nicht unmöglich, daß das betreffende Erz sich hier nicht mehr in ursprünglicher Lage befindet.

Per. tenuiplicatus ist auf der Halde eines 1 km nördlich von Gnaszyn liegenden alten Probeschachtes gefunden worden.

Wahrscheinlich gehören zur selben Zone die oberen Knollen des schon angeführten Profils von Gnaszyn, um so mehr, als *Per. tenuiplicatus* auf alten Halden in der Nähe vorkommt.

Sodann fand ich *Per. tenuiplicatus* und *Pseudomonotis echinata* bei Kawodza Dolna auf der Halde eines Probeschachtes zwischen der Herby—Kielce-Bahn und einer südlich davon gelegenen Ziegelei, etwas östlicher von der früheren Haltestelle „Kawodrza“. *Per. tenuiplicatus* kommt auch auf der Grube „Sabinów“ vor, doch konnte die Lage der entsprechenden Schichten weder hier noch dort festgestellt werden.

Über das Vorkommen des *Per. tenuiplicatus* bei Poraj ist schon früher gesprochen worden.

Ein Probeschacht von Hultschinski, der nahe und südwestlich vom herrschaftlichen Hause in Choróń angelegt wurde, enthält die Zonen des *Per. tenuiplicatus* und *Macr. aff. Morrissi* zugleich. Die am Schachte in Reihenfolge gelegten Proben waren vor meiner Ankunft leider in Unordnung geraten, so daß trotz dem Vorhandensein eines von meinem Sammler aufgestellten Protokolls nicht mehr ganz sicher war, welchen Schichten die einzelnen Probehaufen entsprechen. Doch unter Zuhilfenahme des Profils eines andern, nördlich vom selben Hause angelegten Schachtes, der zwar noch die aff.-*Morrissi*-Zone, aber keine *tenuiplicatus*-Zone mehr aufweist, läßt sich als das Wahrscheinlichste annehmen, daß die gelbbraunen, nach außen zu grauen und sandigen Sphärosideritknollen aus dem südlichen Schachte, die an *Per. tenuiplicatus* reich sind und auch *Pseud. echinata* führen, einer Schicht entsprechen müssen, die ca. 10 m tiefer als die untere der *Macr. aff. Morrissi* führenden Schichten liegt. Aber auch eine noch 13,70 m tiefer gelegene Erzbank könnte ihrem Habitus nach eher dem Gesteine der *tenuiplicatus*-Zone von Lojki usw. entsprechen als den *compressa*-Erzen, die jedoch hier schon nahe sein müssen. Die Mächtigkeit der *tenuiplicatus*-Zone wäre dann hier ungefähr ebenso groß wie dort.

Bei Wysoka Lelowska muß diese Zone auch vorhanden sein. Dazu wären die Tone mit zwei Knollenerzschichten, welche wir dort oberhalb der *compressa*-Schichten gesehen haben, zu rechnen, aber zum großen Teil käme sie auf den nicht notierten mittleren Teil des auf S. 271 besprochenen Probeschachtes.

Weiter südöstlich kommt *Per. tenuiplicatus* nicht selten auf Halden von Skalka, Łośnice, Kromolów vor. Diese Zone dürfte noch in den Ziegelei-Gruben bei Ogodzieniec vorhanden sein.

6. Zone des *Macrocephalites* aff. *Morrisi* Opp.

Obgleich eine solche Zone in geologischen Handbüchern nicht erwähnt wird, so wurde doch schon in der Literatur darauf hingewiesen, daß *Macr. Morrisi* fürs obere Bathonien im nördlichen Jura der Schweiz als Zonenammonit gelten kann¹⁾.

Nach der Sammlung von ZEUSCHNER wird er von v. SIEMIRADZKI aus Zakrzew, Choroń und Ciengowice zitiert; doch erwiesen sich die vielen Exemplare, welche ich neben anderen, vor allem meiner eigenen Sammlung untersuchen konnte, nicht als seine typische Form, sondern als ihm verwandte, und zwar z. T. sehr nahe Formen, die in einem bestimmten Horizonte auftreten. Die entsprechenden Schichten, welche, soviel mir bekannt²⁾, nur einen Teil des oberen Bathonien ausmachen und durch kein anderes Fossil charakterisiert werden können, bezeichne ich als Zone des *Macr.* aff. *Morrisi*.

Außer dieser Form kommt, aber seltener, *Steph. subcontractum* M. et L. vor, der bei uns aus anderen Horizonten ebenfalls nicht bekannt ist; dann, und sehr häufig, die nicht höher gehende *Opp. fusca*. Von Lamellibranchiaten sei die *Astarte* aff. *cordata* erwähnt, die einen Übergang zur echten *Astarte cordata* bildet, welche, abgesehen vom seltenen Vorkommen in der *tenuiplicatus*-Zone, bloß höher gefunden worden ist. Diese Übergangsform steht dem Typus schon manchmal sehr nahe.

Diese Zone überdeckt z. T. die vorige, z. T. tritt sie weiter nordöstlich auf. Ich habe sie an folgenden Orten feststellen können: Zwierzyniec (bei Krzepice), Tiergarten des großfürstlichen Gutes „Ostrowy“ (bei Klobucko), Grodzisko, Kalej. Przysieka, Bleszno, Choroń, Włodowice („Pasiaki“ und „Kamilla“), Skałka, Łośnice, Kromolów, Poremba Mrzygłodzka (?).

Der typischste Fundort war Grodzisko, wo das Erz dieser Zone allein auf der Grube der Huta Bankowa zwischen dem Flößchen Czarna Oksa und dem Wege von Grodzisko nach Klobucko gewonnen wurde.

Nach den Gruben-Protokollen zu urteilen, lag die obere Erzbank, abhängig von Verwerfungen, 6—20 m tief. Darüber lagerte dunkelgrauer Ton mit Sand darauf. Tiefer kam noch eine auf dunkelgrauem Ton lagernde Erzbank und 2 Schichten Knollenerz in gleichem Ton zwischen den beiden Erzbänken. Alle diese Erzbildungen mit ihren Zwischenschichten zusammen

¹⁾ MÜHLBERG, M.: Vorl. Mitt. üb. d. Stratigraphie d. braun. Jura i. nordschweizerischen Jura-Gebirge. Ecl. geol. Helvet. 6, 1900.

²⁾ Höher im Bathonien vorkommende *Macrocephaliten* sind meist zerdrückt, doch, sofern spezifisch bestimmbar, sind es keine *M.* aff. *Morrisi*.

hatten eine Mächtigkeit von ca. 1 m, wobei die Erzbänke nicht über 0,30 m, die Knollen noch weniger stark waren.

Der Ton ist sehr dunkel, bräunlichgrau, das Erz ein dunkelgrauer, auch bräunlichgrauer Sphärosiderit mit weißen und gelben Oolithkörnern und z. T. mit Calcitadern. Die Bänke und Knollen zeigen meist krause Oberflächen.

Diese Grube war sehr fossilreich, wobei die Ammoniten mit Perlmutter erhalten waren. Die häufigsten Ammoniten waren *Macr. aff. Morrisi* und *Opp. fusca*, beide in mehreren Formen. Im übrigen war die Fauna besonders an Belemniten und Gastropoden reich.

Über die Verteilung der Versteinerungen in der Schichtenfolge konnte, da die Grube nicht mehr im Gange war, leider nichts festgestellt werden. Doch ist am wahrscheinlichsten — und dies wird durch andere Profile bestätigt —, daß alle ihre Schichten der in Frage stehenden Zone angehören.

Um das Verhältnis der letzteren zu anderen Zonen zu veranschaulichen, gehen wir zu den Profilen der beiden von Huta Bankowa im Dorfe Kalej beiderseits des Weges nach Pierzchno, nördlich der Dorfstraße angelegten Probe-Schächten über.

Aus dem Protokoll und den noch in richtiger Reihenfolge liegenden Erz-Probehaufen des westlichen Schachtes ergibt sich folgende Zusammenstellung:

- | | | |
|-----|---------|--|
| 13) | 3 m | Gelber Sand. |
| 12) | 1 m | Schwimmsand (Kuzawka). |
| 11) | 5,50 m | Grauer Ton. |
| 10) | 0,13 m | Bank von braungelbem sandigem Sphärosiderit mit Pyrit-Einschlüssen. Der Sphärosiderit ist z. T. in Limonit mit traubenförmiger Oberfläche übergegangen. |
| 9) | 9,25 m | Grauer Ton. Diese Schicht wird oben von kleinen Knollen begleitet. |
| 8) | 0,10 m | Knollen von bräunlichgrauem Sphärosiderit mit Calcitmehl auf Spalten. |
| 7) | 1,45 m | Grauer Ton. |
| 6) | 0,20 m | Bank von rötlichbraunem sandigem Sphärosiderit, der zur Oberfläche in braungrauen kalkigen Sandstein übergeht. Er enthält viele kleine Muscheln und wird oben von kleinen Knollen begleitet. |
| 5) | 14,30 m | Grauer Ton. |

- 4) 0,10—0,15 m Bank von dunkelgrauem Sphärosiderit mit weißen Oolithkörnern, Calcitadern und mit z. T. krauser Oberfläche.
- 3) 0,60 m Grauer Ton.
- 2) 0,15—0,20 m Bank von grauem Sphärosiderit mit z. T. krausen Oberflächen.
- 1) Gebohrt bis 2,80 m Grauer Ton.

Die Hauptmasse der Halde besteht aus einem bräunlich-dunkelgrauem sandigem, weißglimmerigem Ton, der sehr viele Fossilien enthält, die jedoch, außer den Belemniten, sehr leicht zerstörbar sind; Leitformen habe ich darin nicht gefunden. *Macr. aff. Morrisi* wurde im Erze Nr. 2 und 4 gefunden, auch sonst ist der Habitus und die Fauna dieser Erze denjenigen von Grodzisko außerordentlich ähnlich.

Die höheren Schichten führen bloß neutrale Formen, nur Nr. 10 scheint, da er ein *Opp. aff. latilobata* ähnliches Bruchstück geliefert hat, der nächsten Zone anzugehören. Aber wir werden weiter unten zeigen, daß letztere schon mit Nr. 6 anfängt.

Der östliche Schacht enthält dieselben beiden unteren Erzbänke, jedoch wird Nr. 6 nicht von Knollen begleitet und Nr. 10 ist nicht vorhanden, weil die jurassischen Tone hier unterhalb ihres Horizontes austreichen. Auf der Halde habe ich hier u. a. *Macr. aff. Morrisi* gefunden.

In dem schon vorher erwähnten Probeschachte nördlich des herrschaftlichen Hauses in Chorón war, dem Protokoll nach, solche Schichtenfolge vorhanden¹⁾:

- 28) ca. 2,50 m Gelber Sand mit Kalkstein-Grus.
- 27) 0,15 m Sandstein, unter dem Wasser herauskommt.
- 26) 1,35 m Gelber Sand.
- 25) 2 m Schwarze Erde (?).
- 24) 0,80 m Ton, grau.
- 23) 0,10 m Knollenerz.
- 22) 5,30 m Ton, grau.
- 21) 0,08 m Knollenerz.
- 20) 2,32 m Ton, grau.
- 19) 0,06—0,08 m Knollenerz.
- 18) 4,02 m Ton, grau.
- 17) 0,08—0,10 m Erzbank.
- 16) 1,60 m Ton, grau.

¹⁾ Die Anlage des unteren Teils, Nr. 1—13, ist von meinem Sammler beaufsichtigt worden. Dagegen liegt Grund zur Annahme vor, daß der höhere Teil in bezug auf Genauigkeit der Maße zu wünschen übrig läßt.

- | | | |
|-----|--------------------------------------|---------------------------|
| 15) | 0,06—0,08 m | Knollenerz. |
| 14) | 2,72 m | Ton, grau. |
| 13) | 0,12—0,15 m | Knollenerz. |
| 12) | 1,05 m | Ton, grau. |
| 11) | ? m | Knollenerz mit Sandstein. |
| 10) | 6,70 m | Ton, grau. |
| 9) | 0,15 m | Knollenerz. |
| 8) | 1,90 m | Ton, grau. |
| 7) | 0,24 m | Knollenerz. |
| 6) | 2,81 m | Ton, grau. |
| 5) | 0,07 m | Knollenerz, zerstreut. |
| 4) | 0,43 m | Ton, grau. |
| 3) | 0,12 m | Knollenerz, zerstreut. |
| 2) | 5,18 m | Ton, grau. |
| 1) | Gebohrt bis 3,90 m Harter Ton, grau. | |

Die Knollen Nr. 9 haben mehrere Exemplare von *Macr. aff. Morrisi* geliefert. Sie bestehen aus dunkelbraunem dichtem Sphärosiderit mit Pyriteinschlüssen und -krusten. Die Knollen Nr. 7 unterscheiden sich davon durch das Fehlen von Pyrit. Ich bin geneigt, diese 2 Schichten den Erzbänken der Zone des *Macr. aff. Morrisi*, die wir in Grodzisko und Kalej gesehen haben, zu parallelisieren. Weiter unten werden wir zeigen, daß darüber, wenigstens mit Schicht Nr. 11, schon die nächste Zone anfängt.

Das Alter der Schichten tiefer als Nr. 7 kann, mangels passender Versteinerungen, nicht genau bestimmt werden; sie können ebensogut der in Frage stehenden Zone als auch der im südwestlichen Schachte tiefer festgestellten *tenuiplicatus*-Zone angehören.

Gehen wir jetzt zu einer topographischen Übersicht über.

Der nördlichste Punkt, an dem ich diese Zone gefunden habe, liegt beim nordwestlichen Ende der Ansiedlung Deski-Zwierzyniec. Auf einem verschütteten Tagbau am südlichen Hügel- fuße fand ich ein Stück von anscheinend bankförmigem bräunlichgrauem Sphärosiderit mit *Macr. aff. Morrisi*. Höher hinauf kommen ähnliche Erzstücke, aber fast fossillos und noch höher solche mit Fauna der nächstoberen *serrigera*-Zone vor. Ich nehme daher auch hier eine Aufeinanderlagerung der beiden Zonen an.

Erze, die genau wie diejenigen von Grodzisko aussehen und einen jungen *Macr. aff. Morrisi* geliefert haben, sind durch Probeschächte im großfürstlichen Tiergarten (des Gutes Ostrowy) zwischen Kłobucko und Grodzisko unweit des Dorfes Zakrzew gefördert worden.

Über Grodzisko, Kalej und Wydra-Przysieka ist schon genügend gesagt worden.

Von einer Tongrube der Ziegelei Helman, $\frac{3}{4}$ km östlich vom Dorfe Bleszno, dicht an der Warschau—Wiener Bahn, habe ich 1 Exemplar von *Macr. aff. Morrisi* in Sphärosiderit erhalten, der genau dem Erze der Knollen mit diesem Ammonit in Chorou entspricht. Die Grube wurde bei meiner Ankunft zu flach betrieben, als daß man sich eine Vorstellung über die Schichtenfolge hier machen könnte.

Inwieweit die Zone des *Macr. aff. Morrisi* in den im oberen Teile des Versuchsschachtes bei Wysoka Lelowska zuunterst liegenden Erzknollen-Schichten erblickt werden darf, wird im nächsten Kapitel besprochen werden.

In der „Pasiaki“ genannten Gegend, die sich am Fuße des Krakau-Wieluner Zuges $1\frac{1}{2}$ km westlich vom Wege Włodowice—Góra-Włodowska, von den beiden Orten ungefähr gleichweit entfernt, befindet, sah ich Spuren eines Tagebaues und etwas höher Halden alter Schächte. Auf einer derselben fand ich *Steph. subcontractum* und Stücke von Erz; das denjenigen von Grodzisko und Kalej ähnlich ist. Auch hier glaube ich die Zone des *Macr. aff. Morrisi* annehmen zu können.

Von einem der neueren Schächte bei Skalka, die sich auf Konzession „Żel“ am nördlichen Ende des westlichen Abfalls des Rudniker Berges befinden, hat mein Sammler folgendes Profil aufgenommen:

- | | | |
|-----|-------------|---|
| 24) | 0,30 m | Mutterboden. |
| 23) | 0,60 m | Ton, grau mit gelb. |
| 22) | 0,03—0,06 m | Stücke von grauem Sphärosiderit in Limonit-Schalen. |
| 21) | 3,60 m | Dunkler, braungrauer, etwas sandiger, kalkiger Ton. |
| 20) | 0,03—0,05 m | Knollen von gräulich-gelbbraunem Sphärosiderit mit weißem Mehl und Zinkblende im Innern. Stellenweise kalkhaltig. |
| 19) | 0,29 m | Dunkelgrauer magerer kalkiger Ton mit kleinen Schalen und weißem Glimmer. |
| 18) | 0,08—0,10 m | Knollen von graubraunem Sphärosiderit. |
| 17) | 0,86 m | Ton wie Nr. 19. |
| 16) | 0,06—0,10 m | Bank von grauem tonig-kalkigem Sandstein und gelbbraunem Sphärosiderit. |
| 15) | 0,93 m | Ton, wie Nr. 19. |
| 14) | 0,07—0,10 m | Knollen von dunkelbraungrauem Sphärosiderit mit Calcit. |

- | | | |
|-----|-------------|--|
| 13) | 0,37 m | Braungrauer magerer kalkiger Ton. |
| 12) | 0,05—0,06 m | Knollen von dunkelbraungrauem Sphärosiderit. |
| 11) | 1,93 m | Dunkler bräunlich-grauer kalkiger Ton mit kleinen Muscheln. |
| 10) | 0,28—0,30 m | Flache Knollen von dunkelgrauem Sphärosiderit mit Calcitadern. |
| 9) | 0,30 m | Dunkelgrauer magerer kalkiger Ton mit kleinen Muscheln. |
| 8) | 0,01—0,02 m | Bank von grauem, dunkel gestreiftem und geflecktem Sphärosiderit. |
| 7) | 0,30 m | Bräunlich - dunkelgrauer magerer kalkiger Ton. |
| 6) | 0,03—0,05 m | Knollen von dunkelgrauem Sphärosiderit mit weißen Oolithkörnern und Zinkblende. |
| 5) | 0,55 m | Ton wie Nr. 9. |
| 4) | 0,13—0,16 m | Wie Nr. 6, doch ohne Zinkblende. |
| 3) | 0;26 m | Sehr dunkler grauer magerer kalkiger Ton mit kleinen Muscheln. |
| 2) | 0,10—0,17 m | Bank von sehr dunklem grauem Sphärosiderit, begleitet von Knollen eines eisenhaltigen, hellgrauen und gelbbraunen, gelblichkörnigen Ooliths. |
| 1) | Tiefer | Ton, wie Nr. 3. |

Bei der Anlage des Schachtes wurden keine Leitfossilien gefunden, doch bei der Erzgewinnung fanden die Arbeiter mehrere Exemplare von *Macr. aff. Morrisi* und *Steph. subcontractum*, und zwar stecken sie in Stücken vom Erz, das mit demjenigen der Schichten Nr. 4—6 ganz identisch ist. Also dürfen wir diese beiden Schichten der betreffenden Zone zurechnen. Nr. 16 gehört, wie wir weiter unten sehen werden, der Zone der *Opp. serrigera* an. Die Schichten zwischen Nr. 6 u. 16 müssen einer der beiden Zonen angehören. Ob Nr. 2 schon der *tenuiplicatus*-Zone gehört, bleibt unentschieden.

In einem Tagbau der Grube „Kamilla“, östlich von dem bei der *Garantianum*-Zone beschriebenen, wurde von meinem Sammler ein Profil aufgenommen, welches zum Teil demjenigen von Skalka „Žel“ parallelisiert werden kann. Auch hier gibt es zwei benachbarte Lagen vom Erze derselben Farbe und Zusammensetzung wie Nr. 4 u. 6 von „Žel“, aber bankförmig. Auch Erze, die davon ungefähr ebenso weit wie Nr. 2 u. 10 auf „Žel“, sind vorhanden, und das untere von diesen ist, ebenso wie auf „Žel“, von Oolithknollen überlagert, aber

hier wiederum bankförmig. Der Schicht Nr. 8 von „Żel“ entsprechend schiebt sich eine dünne Schicht Ton mit kleinen oolithischen Erzknollen ein. Aber auf „Kamilla“ treten noch überzählige Erzbildungen auf: kleine oolithische Knollen zwischen den Nr. 4 u. 6 von „Żel“ entsprechenden Schichten, sowie eine in Stückchen zerfallene dünne Sphärosideritschicht über der Nr. 10 entsprechenden. Im ganzen jedoch überwiegt die Ähnlichkeit die Unterschiede. Auf der Halde fand ich ein Bruchstück eines Macrocephaliten, der zu *Macr.* aff. *Morrisi* passen könnte. Ich nehme mit Wahrscheinlichkeit an, daß auch hier seine Zone antsteht. Der Tagbau „Kamilla“ zeigt noch etwas tiefer als der besprochene Teil seines Profils eine weitere Erzbank von bräunlich - dunkelbraunem Sphärosiderit mit Calcit- und Pyritadern sowie mit Zinkblende¹⁾.

Es wäre sehr wichtig, die Profile von Skalka-„Żel“ und Włodowice-„Kamilla“ mit demjenigen vom Schachte Skalka-„Agata“ zu kombinieren. Leider müssen dazwischen Schichten, die in diesen Profilen fehlen, vorhanden sein; denn sonst würde für die *tenuiplicatus*- und *compressa*-Zonen so wenig Raum übrig bleiben, wie es auch angesichts der sich in Skalka schon geltend machenden Auskeilung der erzführenden Tone nicht angenommen werden kann. Doch braucht, bei der Auskeilung, dieser Zwischenkomplex auch nicht sehr dick zu sein.

Weiter südöstlich ist *Macr.* aff. *Morrisi* von Łóśnice und Kromolów bekannt, nach den Sammlungen von KONTKIEWICZ und der DOSTERSCHILLSchen Sammlung der Preußischen Geol. Landesanstalt. In der ersten ist auch *Steph. subcontractum*, doch mit ungewissem Fundort („Rudniki oder Kromolów“) vorhanden.

Dieselbe Zone ist wahrscheinlich aufgeschlossen in einem Teil der Ziegelei-Gruben bei Ogródzieniec und vielleicht auf der Grube zwischen Poremba Mrzyglodska und Kierszula (vgl. S. 272).

7. Zone der *Oppelia serrigera* WAAG.

Auf Grund eines Fundes von zwei Ammoniten: *Opp. serrigera* WAAG. und *Opp. biflexuosa* ORB. hat MICHALSKI in Polen das obere Bathonien bzw. die Zone der *Opp. aspidoides* festgestellt²⁾. Sowohl er als auch seine Nachfolger nahmen an,

¹⁾ Nordöstlich von diesem Tagbau, auf beiden Ufern eines Fließchens und bis zum westlichen Fuße des das Dorf Parkószewice tragenden Hügels gibt es Schächte und Erze, die aus denselben Schichten wie im Tagbau zu stammen scheinen, aber keine für irgend eine bestimmte Zone charakteristische Versteinerungen geliefert haben.

²⁾ Die Gründe, warum ich die oberste Zone des Bathonien nicht als Zone der *Opp. aspidoides* bezeichne, sind S. 215 angegeben worden.

daß das so begründete obere Bathonien nur durch den Eisenoolith vertreten sei, der in SW-Polen das Bathonien nach oben abschließt; doch will ich zeigen, daß die Zone der *Opp. serrigera* ihren Anfang tiefer nimmt. Will man den Artbegriff nicht zu eng fassen, so kann man zur Zone der *Opp. serrigera* den ganzen Komplex von erz- und sandsteinführenden Tonen rechnen, der zwischen der Zone des *Macr. aff. Morrisi* und dem Callovien eingeschlossen ist. Außer *Opp. serrigera* wird sie noch durch die tiefer bei uns nicht bekannte *Lima gibbosa* charakterisiert. Diese Zone kann aber in zwei Abschnitte zerlegt werden: den oberen, der aus sandigen Tonen, Sanden, Sandsteinen, oolithischem Sphärosiderit und Eisenoolith besteht, und den unteren, dem Sande und oolithische Bildungen fehlen.

Der erste führt die typische Form der *Opp. serrigera* WAAG.: nicht groß, mit flachen Flanken, mit scharfer Skulptur, in erwachsenem Zustande mit einem Kiel auf der siphonalen Seite. Mit ihr kommen noch *Opp. biflexuosa* ORB. und *Opp. latilobata* WAAG. vor. Im unteren Teile ist diese typische Form sehr selten, ich besitze daraus nur ein Exemplar derselben. Gar nicht selten dafür ist eine andere, höher selten vorkommende, viel größer werdende Form desselben Ammoniten mit mehr geblähten Flanken, mit sehr spät scharf werdender Skulptur (vorher sind die Rippen hauptsächlich in ihren siphonalen Teilen entwickelt), mit bis zu Ende einfach scharfer Siphonalseite¹⁾. Diese Varietät nenne ich *Opp. serrigera* var. *heterocostata*. Sie wird von einem Ammoniten begleitet, welcher der *Opp. latilobata* sowohl im Äußeren, als in bezug auf Sutura sehr nahe steht, jedoch eine weniger scharfe Skulptur und keine Zuschärfung der einfach scharfen siphonalen Seite zeigt. Diese Form nenne ich vorläufig *Opp. aff. latilobata*, wogegen man eine andere sowohl in denselben Schichten als auch höher vorkommende Form *Opp. pseudolatilobata* nennen könnte, weil dieselbe, äußerlich der *Opp. latilobata* sehr ähnlich, zugleich eine ganz andere Sutura zeigt.

Wir sehen somit, daß eine scharfe Trennung der beiden Abschnitte nicht möglich ist. Doch mag, der Bequemlichkeit der Darstellung halber, als deren Grenze die untere Fläche einer feinoolithischen Sphärosideritbank gelten, als der untersten Schicht, in der die typische Form der *Opp. serrigera* nicht mehr selten ist. (Es ist ein sehr sandiger dunkelgrauer oder

¹⁾ Auch bei WAAGEN sieht man zwei ungefähr in gleichem gegenseitigen Verhältnis stehende Varietäten abgebildet (Fig. 7 u. 8), doch ist die Heterogenität der Skulptur auf Fig. 8 weniger deutlich ausgesprochen als an unseren Stücken.

rötlich-dunkelbraungrauer Sphärosiderit, die Körner im ersten Falle gelbbraun, im zweiten weißlich.) Gehen wir jetzt zu einer Betrachtung der beiden Abschnitte im einzelnen über.

A. Unterer Abschnitt.

Außer den erwähnten Ammoniten ist er durch massenhaftes Auftreten der *Astarte cordata* TRAUTSCH., die im oberen Abschnitte viel seltener ist, charakterisiert. Häufig ist *Per. procerus* SEEB.; *Per. aurigerus* OPP. ist hier nicht mehr typisch und zeigt Übergänge zu *P. de Marii* P. et B.

Da die Erze dieses Komplexes wegen schlechter Qualität oder zerstreuten Auftretens nicht abgebaut werden, so ist er hauptsächlich in Ziegeleigruben zu sehen und durch Probe-schächte durchteuft worden. Die Erze werden nur von den Ziegeleien gelegentlich an die Hütten verkauft.

Fundorte mit *Opp. serrigera* var. *heterocostata* oder mit deren Begleiter sind, in üblicher Weise geordnet, folgende: Zwierzyniec, Teofilów, Młynisko (bei Grodzisko), Szarlejka, Kawodrza Dolna, Lisieniec, Czenstochau, Brzeziny—Bleszno, Choroń, Łosnice.

Jedoch wegen petrographischer, stratigraphischer und topographischer Ähnlichkeiten glaube ich hierher noch folgende rechnen zu dürfen: Krzyworzeka, Rybno, Kalej, Bleszno, Wrzosowa, Wysoka Lelowska, Jaworznik, Skałka, Kromolów und Bzów.

Alle diese Fundorte zusammen bilden einen nordwestlich—südöstlich gerichteten Streifen, der teils die vorige Zone überdeckt, teils mehr nach NO hinübergreift.

Kein Profil durchteuft die ganze Mächtigkeit des Komplexes, weshalb man denselben an mehreren Stellen studieren muß. Zunächst wenden wir uns den Profilen der Ziegeleien zu, die Czenstochau vom Westen umsäumen und bei Nachbardörfern gelegen sind.

Von diesen zeigen die dem Berge Jasna Góra im ganzen am nächsten gelegenen Profile 3—4,5 m unterhalb der oberen Grenze des jurassischen Tones eine 0,20 m starke Bank, die aus rötlichbraunem, dichtem, sandigem Sphärosiderit besteht, der Pyriteinschlüsse (im Bruch grünlichgelbe Flecken) und weißen Glimmer enthält und nach oben zu in grauen kalkigen, ebenfalls weißglimmerigen Sandstein übergeht (Czenstochau, Lisieniec und zwischen Czenstochau und Kawodrza Dolna). Die Sphärosideritbank ist manchmal in Limonit übergegangen und zertrümmert.

Über und unter dieser Bank lagern dunkelgraue Tone, die geschichtete und zerstreute Sphärosideritknollen enthalten.

Die im ganzen weiter vom Berge Jasna-Góra in Zacisze, Kawodza Dolna und schon in der Nähe von Gnaszyn gelegenen Ziegeleien weisen andere Profile auf. Hier sind allein Knollen-erze in den Tonen vorhanden.

Für die erste Gruppe sei das von mir untersuchte Profil der Ziegelei Sandstein zwischen Czenstochau und Kawodza Dolna, etwas nördlich von der Chaussee nach Herby gelegen, angeführt:

- 12) 0,28 m Mutterboden (bräunlichgrauer Sand).
- 11) 0,48 m Hellgrauer (mit gelblichem) etwas toniger Sand.
- 10) 0,28 m Hellgrauer (z. T. rostiger) sandiger Ton mit etwas weißem Glimmer.
- 9) 0,55 m Grauer, rostig gefleckter etwas sandiger Ton mit weißem Glimmer.
- 8) 0,05 m Knollen von hartem dunkelbraungrauem Sphärosiderit mit Calcit, von außen und auf Spalten in Limonit übergegangen; auch der Ton zwischen den Knollen meist rostig.
- 7) 0,30 m Ton wie Nr. 9.
- 6) 0,12 m Knollen wie Nr. 8, doch frischer, in Limonit-schalen.
- 5) 1,59 m Sehr dunkler, bräunlich-grauer, etwas sandiger kalkiger Ton. Viel Schalendetritus, wenig Glimmer.
- 4) 0,10 m Knollen¹⁾.
- 3) 0,80 m Ton wie Nr. 5.
- 2) 0,20 m Bank von rötlichbraunem, dichtem sandigem Sphärosiderit mit Pyriteinschlüssen, nach oben zu in grauen kalkigen Sandstein übergehend. Beide enthalten viele kleine Muscheln.
- 1) Sichtbar Ton wie Nr. 5, doch sandiger, kalkiger und bis 2 m glimmeriger.

Nr. 2 enthält eine reiche Fauna, darunter *Opp. aff. latilobata*.

Auf diesem Profil sind leider die unter der Erzbank befindlichen Schichten wenig zu sehen. In der östlichen Grube der Ziegelei Kieslich (westlich und in der Nähe von der Station „Stradom“ der Herby-Kielcer Bahn) dagegen liegt diese Bank sehr oberflächlich, darunter sind ca. 10 m dunkelgrauen Tones zu sehen, worin man Erzknollen stecken sieht; da jedoch die Wände der Grube in einem abgerutschten Zustande sich be-

¹⁾ Probe fehlt.

finden, ist es schwer zu sagen, ob auch Knollenschichten vorhanden sind.

Übrigens scheinen die Knollenschichten oberhalb der Erzbank in den Ziegeleigruben nicht konstant zu sein, wenigstens fehlen die Knollenschichten Nr. 4 und 6 auf der Ziegelei Domontowicz (westlich vom Gute Lisieniec), wogegen statt Nr. 8 eine Schicht von Knollen von grauem kalkigem Sandstein sehr verschiedener Größe (0,26—1,32 m hoch) vorhanden ist.

Als Vertreter der anderen Gruppe seien die Ziegeleien Kunberg (westlich von Kawodrza Dolna) und Barwaniec (Kawodrza Dolna, nahe zum südlichen Rande der Chaussee, westlich und unweit der früheren Eisenbahn-Haltestelle) angeführt. In der Grube der ersten ist der jurrassische Ton 8—9 m stark und enthält 5 nahe aneinander (0,29—0,42 m voneinander entfernt) liegende Knollenschichten im unteren Teile der oberen Hälfte des Profils. Die oberen Knollen bestehen aus Limonit, die übrigen aus bräunlichgrauem Sphärosiderit, mit Ausnahme der untersten alle in Limonitschalen. Bei Barwaniec sind 4 Knollenschichten in ca. 6 m Ton so verteilt, daß sie wahrscheinlich den 4 unteren von Kunberg entsprechen.

Oppelia serrigera var. *heterocostata* ist auf 6 Ziegeleien der ersten Gruppe gefunden worden (Domontowicz, Markiewicz, Sandstein, Bram, Kieslich, Helman), *Opp.* aff. *latilobata* auf 7 (dieselben und Ferens), *Opp. pseudolatilobata* auf 3 (Domontowicz, Sandstein, Bram); auf Ziegeleien der anderen Gruppe wurde bloß *Opp. serrigera* var. *heterocostata* (Stajer, nördlich von der Mitte des Dorfes Kawodrza Dolna) gefunden. Dabei ist zu bemerken, daß in situ sich leider nur *Opp. serrigera* var. *heterocostata* in der Grube von Markiewicz (zertrümmerte Erzbank) und *Opp.* aff. *latilobata* in derjenigen von Sandstein (Erzbank) befanden. Da jedoch die Oppelien meist in einem dunkelgrauen kalkigen Sandsteine, der in den meisten Ziegeleien nur in der Erzbank vorkommt, oder in einem dieser letzteren ähnlichen Erze stecken, so ist es, außer für die Ziegelei Domontowicz, am wahrscheinlichsten, daß sie auch sonst aus der Erzbank stammen.

Die Ziegeleien der ersten Gruppe liegen im ganzen nordöstlicher als die der zweiten, und ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß das Profil der ersten Gruppe auf dasjenige der zweiten zu liegen kommt, so daß das Profil bei Kieslich eine Vereinigung der Profile Kunberg und Sandstein vermittelt. Damit ist aber nicht gesagt, daß die Aufeinanderfolge als durchaus unmittelbar zu betrachten ist, ein Hiatus ist sogar, wie wir weiter sehen werden, wahrscheinlich.

Es gibt noch Profile, die ich derselben Unterzone zurechne, die aber zwei Erzbänke enthalten. Solches weist z. B. der Probeschacht der Huta Bankowa auf, der an der Kreuzung von 2 Wegen liegt: des von Pierzchno über die Ansiedlungen Młynisko und Niwa nach Kłobucko gehenden mit einem Wege nach Grodzisko, der sich vom ersten unweit der Brücke über die Czarna Oksa abzweigt.

Das Protokoll lautet:

- 10) 3,— m Schwimmsand. (Kuzawka.)
- 9) 3,— m Dunkler sandiger Ton.
- 8) 0,28 m Erzbank.
- 7) 2,59 m Dunkler, fetterer Ton.
- 6) 0,13 m Knollenerz.
- 5) 3,50 m Ton wie Nr. 7.
- 4) 1,89 m Daneben magerer und härterer Ton.
- 3) 0,11 m Knollenerz.
- 2) 1,50 m Dunkler Ton, wie Nr. 4.
- 1) 0,20 m Erzbank.

Auf der Halde fand ich dunkelgrauen kalkigen weißglimmerigen Ton aller drei erwähnten Sorten, kleine Knollen von braungrauem Sphärosiderit mit Pyrit und Zinkblende im Innern und große Klötze der Erzbank Nr. 8, die aus demselben Sphärosiderit und Sandstein wie diejenige der Czenstochauer Ziegeleien besteht, nur daß hier auch der Sandstein Pyrit führt. In diesem Gestein fand ich unter anderem *Opp. serrigera* var. *heterocostata*, eine kleine *Oppellia* (wahrscheinlich *Opp. aff. latilobata*) und *Astarte cordata*. Ich nehme an, daß es derselbe Horizont ist wie in Czenstochau. Über die Erzbank Nr. 1 konnte ich leider nichts erfahren, als daß es ein ganz anderes Erz ist als dasjenige von Grodzisko. Wenden wir uns nun wieder zum Profil des westlichen Schachtes der Huta Bankowa in Kalej (s. S. 278), so sehen wir, daß das Gestein der dortigen Schicht Nr. 10 an das Erz der Czenstochauer Erzbank und der ihr in Młynisko entsprechenden erinnert und zugleich eine der *Oppelia aff. latilobata* ähnliches Bruchstück geliefert hat. Wagen wir daraufhin diese Schichten zu parallelisieren, dann müssen die Erzbänke Nr. 6 von Kalej und Nr. 1 von Młynisko ebenfalls parallelisiert werden, weil beide von der oberen Erzbank gleich entfernt (10,5 und 10 m) sind. Diese Analogie wird bestätigt durch das Vorhandensein der unterhalb Nr. 6 in Kalej vorkommenden Erzbänke mit *Macr. aff. Morrisi* südwestlich von Młynisko, in Grodzisko. Auch habe ich auf der Halde von Młynisko ein Stück Erz gefunden, das demjenigen von Nr. 6 in Kalej sehr ähnlich ist.

Erklärung zu Tafel II.

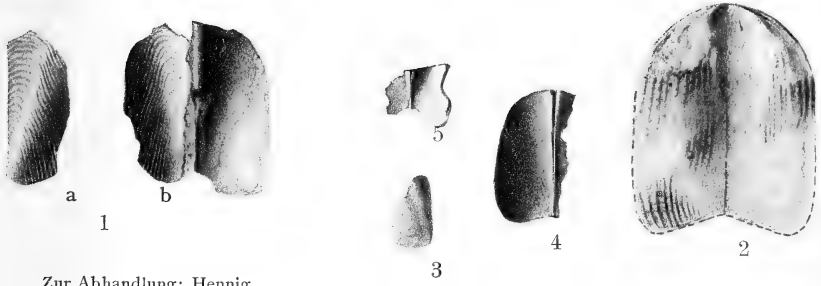
Zur Abhandlung von E. HENNIG.

- Fig. 1. 1 u. 2 *Aptychus atlanticus* HENN.
Fig. 2. *Aptychus* cf. *euglyptus*.
Fig. 3, 4, 5. *Aptychus* sp.

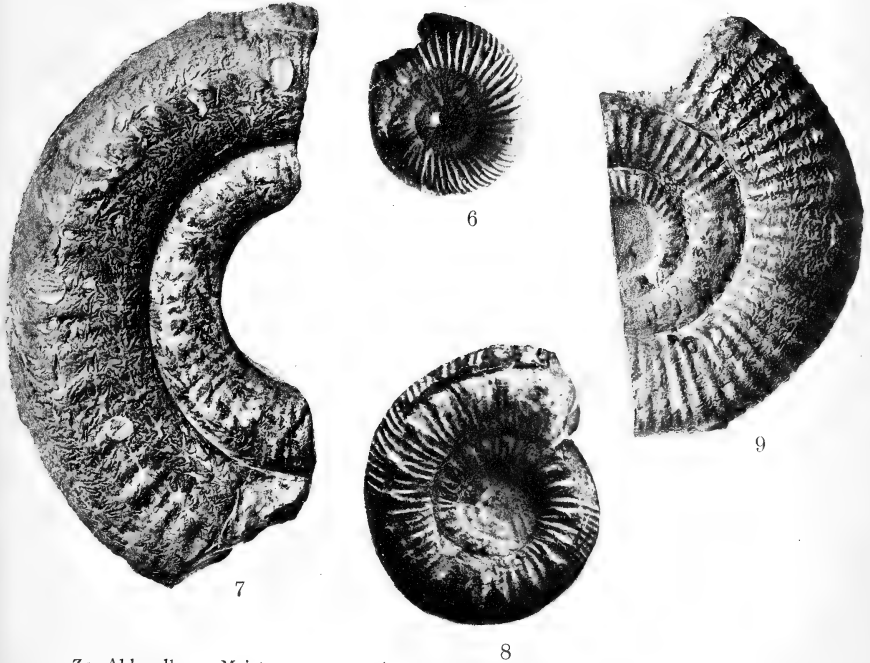
Zur Abhandlung von E. MEISTER.

- Fig. 6. *Coeloceras commune* Sow.; nördlich Enxofaes (Oberlias).
Fig. 7. *Coeloceras Davoei* Sow. var. *lusitanica* RENZ; östlich der Kirche von Escapaes (Oberlias).
Fig. 8. *Coeloceras Desplacei* D'ORBIGNY; zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes (Oberlias).
Fig. 9. *Coeloceras Braunianum* D'ORBIGNY; NNW zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes (Oberlias).

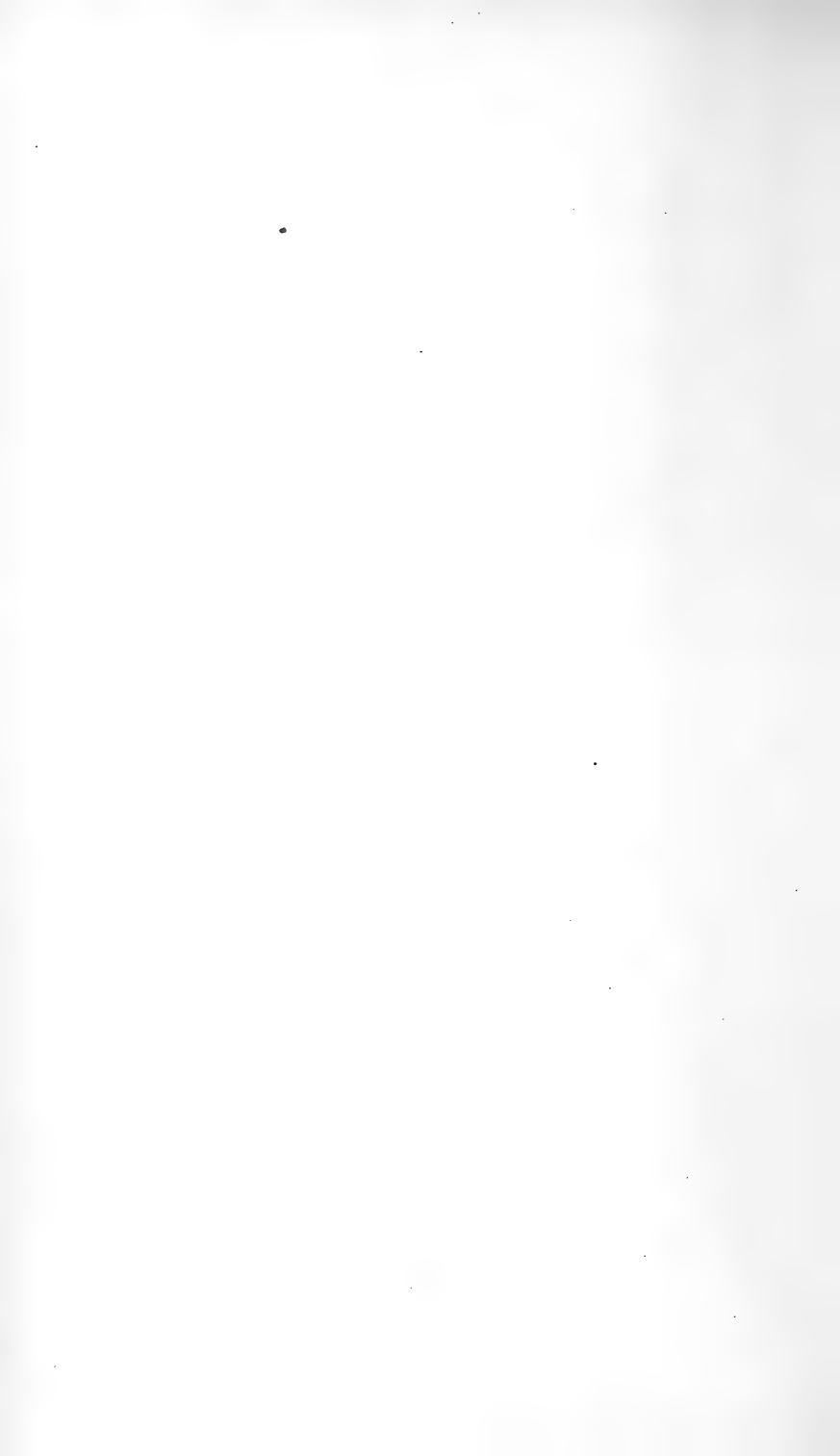
Sämtliche Originale befinden sich in der Privatsammlung von Herrn C. RENZ; die Figuren entsprechen der natürlichen Größe der Stücke.



Zur Abhandlung: Hennig.



Zur Abhandlung: Meister.

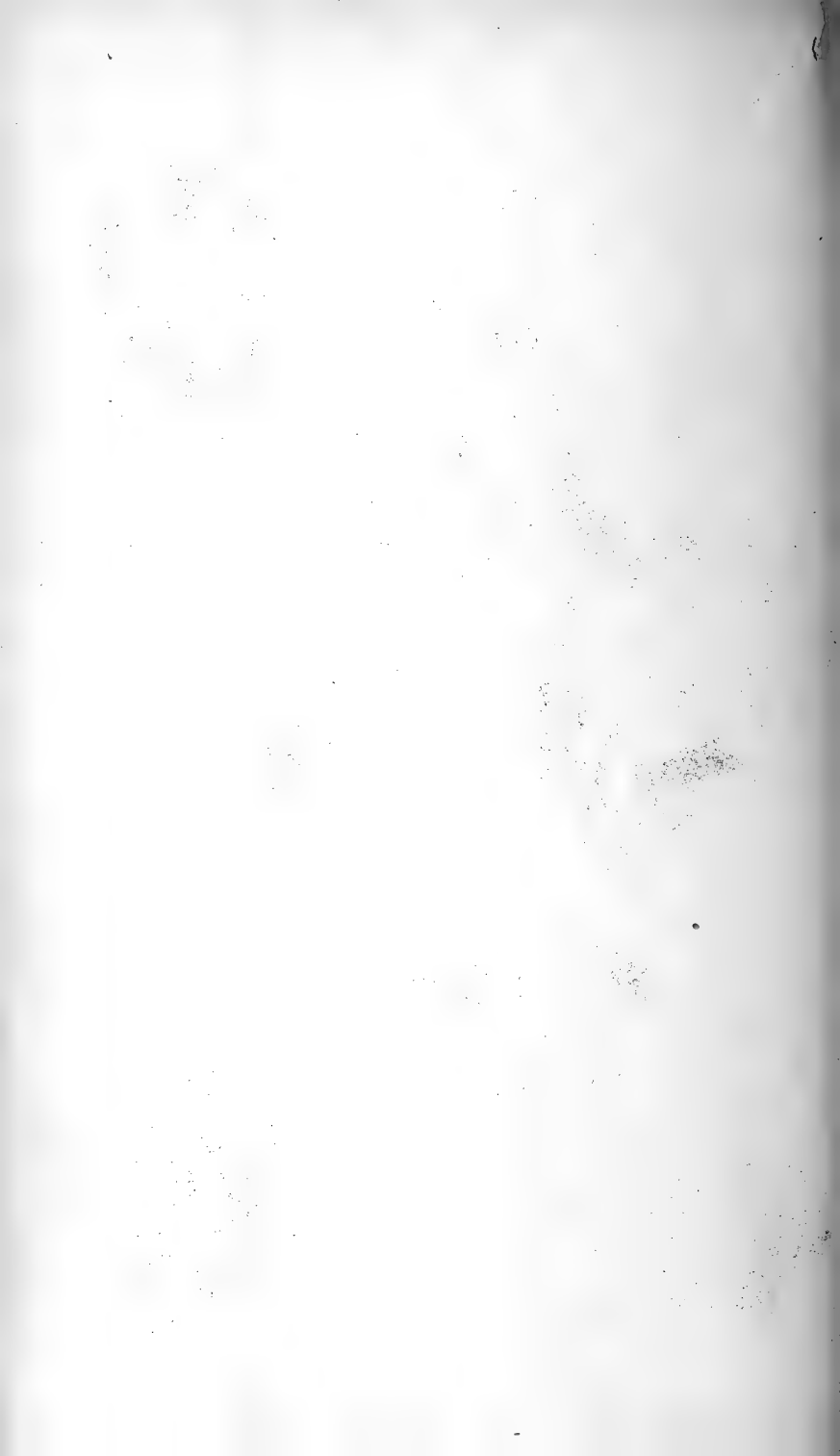


Erklärung zu Tafel III.

- Fig. 1. *Actinacis delicata* REUSS. S. Luca bei Marostica. Mitteloligocän.
- Fig. 2. *Actinacis delicata* REUSS. Mte. Grumi bei Castel Gomberto. Mitteloligocän.
- Fig. 3. *Actinacis delicata* REUSS. Sangonini. Obere Tuffe. Mitteloligocän.
- Fig. 4. *Actinacis Rollei* REUSS. Gaas bei Dax (Landes). Mitteloligocän.

Die Originale zu sämtlichen Figuren dieser Tafel befanden sich in der Sammlung des Verfassers.





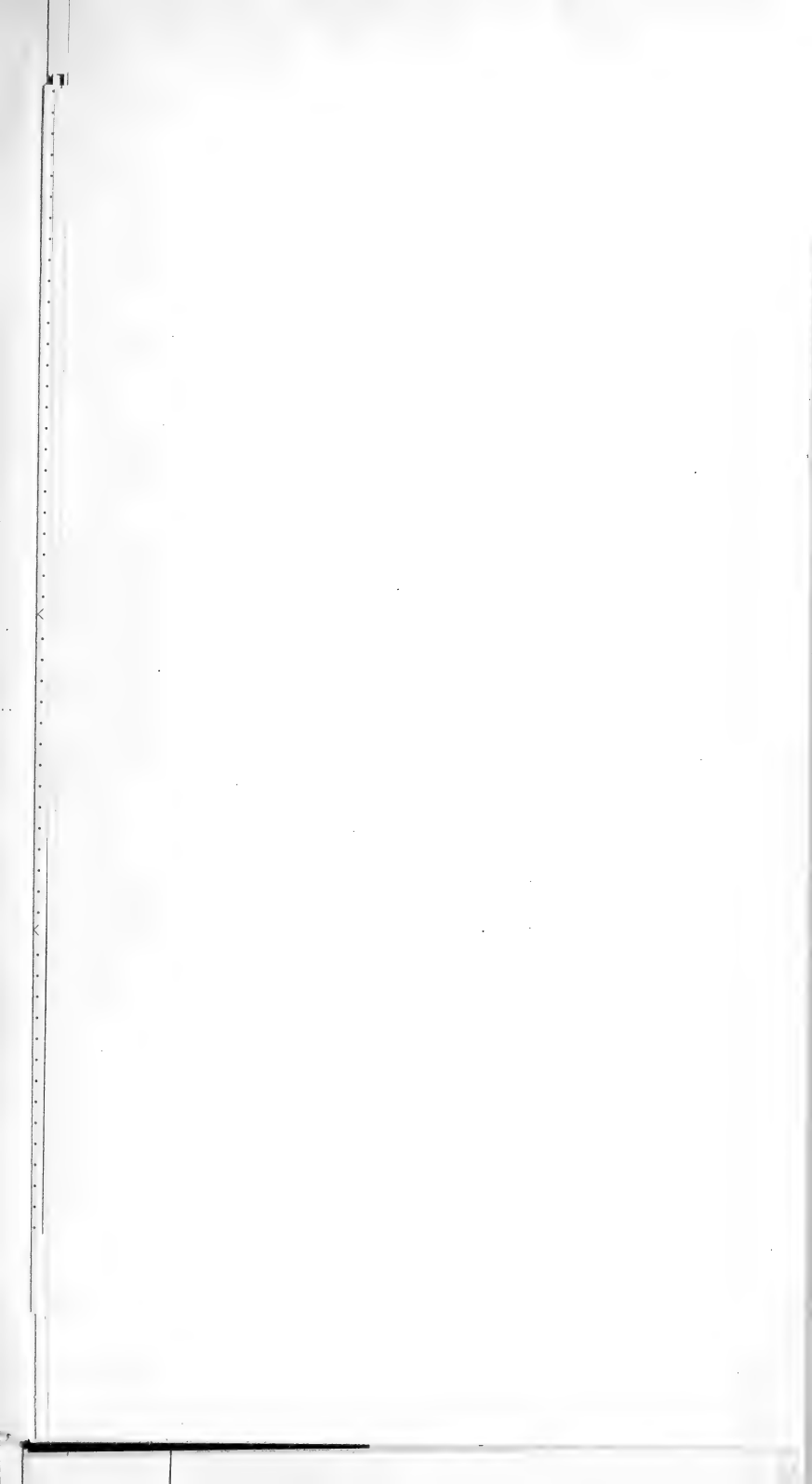


Table with 2 main columns: 'A. Nördlicher Typus des Bageren und Bathoniens' and 'B. Übergang zum nördlichen Typus nach südlicher'. It includes sub-headers for 'Zur 1. Form', 'Zur 1. Part. Partonien', and 'Zur 1. Form'.

Main table containing 150 rows of taxonomic entries. Each row includes a number (1-150), a name of the species (e.g., 'Stenocephalus', 'Cyperaceae'), and columns corresponding to the sub-headers in the top table. The table is organized into sections: I. Problematica, II. Planta, III. Animalia, and various groups like 'Hymenoptera' and 'Lepidoptera'.



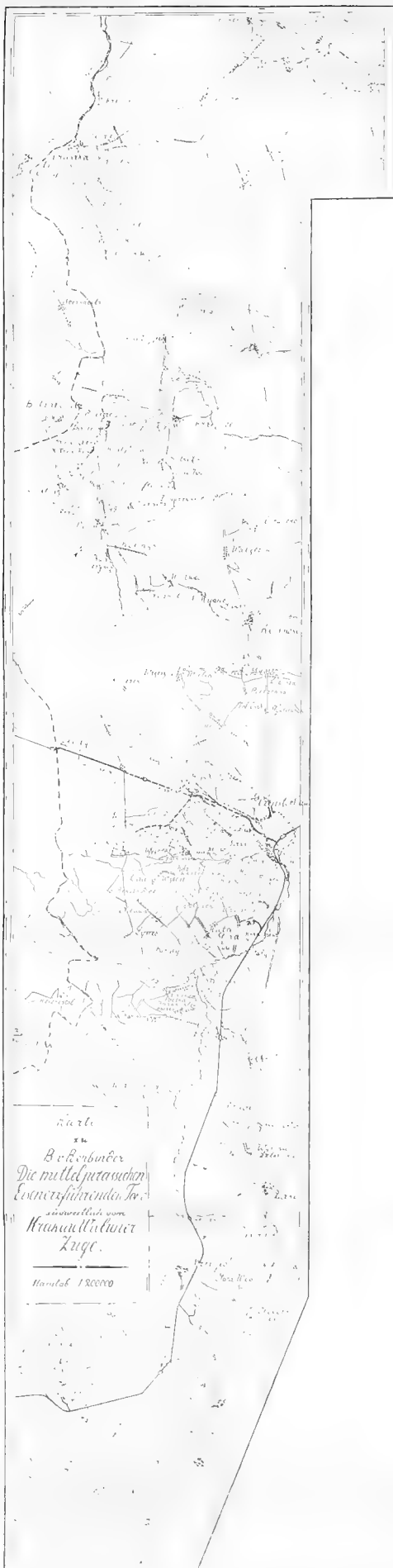


N.º	Nombre de la especie	Localidad	Elevación	Clima	Vegetación	Suelo	Otras características	Cultivo	Medio natural	Estado de conservación	Observaciones	Referencias	Fecha de recolección
1	<i>Adiantum</i> sp.												
2	<i>Adiantum</i> sp.												
3	<i>Adiantum</i> sp.												
4	<i>Adiantum</i> sp.												
5	<i>Adiantum</i> sp.												
6	<i>Adiantum</i> sp.												
7	<i>Adiantum</i> sp.												
8	<i>Adiantum</i> sp.												
9	<i>Adiantum</i> sp.												
10	<i>Adiantum</i> sp.												
11	<i>Adiantum</i> sp.												
12	<i>Adiantum</i> sp.												
13	<i>Adiantum</i> sp.												
14	<i>Adiantum</i> sp.												
15	<i>Adiantum</i> sp.												
16	<i>Adiantum</i> sp.												
17	<i>Adiantum</i> sp.												
18	<i>Adiantum</i> sp.												
19	<i>Adiantum</i> sp.												
20	<i>Adiantum</i> sp.												
21	<i>Adiantum</i> sp.												
22	<i>Adiantum</i> sp.												
23	<i>Adiantum</i> sp.												
24	<i>Adiantum</i> sp.												
25	<i>Adiantum</i> sp.												
26	<i>Adiantum</i> sp.												
27	<i>Adiantum</i> sp.												
28	<i>Adiantum</i> sp.												
29	<i>Adiantum</i> sp.												
30	<i>Adiantum</i> sp.												
31	<i>Adiantum</i> sp.												
32	<i>Adiantum</i> sp.												
33	<i>Adiantum</i> sp.												
34	<i>Adiantum</i> sp.												
35	<i>Adiantum</i> sp.												
36	<i>Adiantum</i> sp.												
37	<i>Adiantum</i> sp.												
38	<i>Adiantum</i> sp.												
39	<i>Adiantum</i> sp.												
40	<i>Adiantum</i> sp.												
41	<i>Adiantum</i> sp.												
42	<i>Adiantum</i> sp.												
43	<i>Adiantum</i> sp.												
44	<i>Adiantum</i> sp.												
45	<i>Adiantum</i> sp.												
46	<i>Adiantum</i> sp.												
47	<i>Adiantum</i> sp.												
48	<i>Adiantum</i> sp.												
49	<i>Adiantum</i> sp.												
50	<i>Adiantum</i> sp.												
51	<i>Adiantum</i> sp.												
52	<i>Adiantum</i> sp.												
53	<i>Adiantum</i> sp.												
54	<i>Adiantum</i> sp.												
55	<i>Adiantum</i> sp.												
56	<i>Adiantum</i> sp.												
57	<i>Adiantum</i> sp.												
58	<i>Adiantum</i> sp.												
59	<i>Adiantum</i> sp.												
60	<i>Adiantum</i> sp.												
61	<i>Adiantum</i> sp.												
62	<i>Adiantum</i> sp.												
63	<i>Adiantum</i> sp.												
64	<i>Adiantum</i> sp.												
65	<i>Adiantum</i> sp.												
66	<i>Adiantum</i> sp.												
67	<i>Adiantum</i> sp.												
68	<i>Adiantum</i> sp.												
69	<i>Adiantum</i> sp.												
70	<i>Adiantum</i> sp.												
71	<i>Adiantum</i> sp.												
72	<i>Adiantum</i> sp.												
73	<i>Adiantum</i> sp.												
74	<i>Adiantum</i> sp.												
75	<i>Adiantum</i> sp.												
76	<i>Adiantum</i> sp.												
77	<i>Adiantum</i> sp.												
78	<i>Adiantum</i> sp.												
79	<i>Adiantum</i> sp.												
80	<i>Adiantum</i> sp.												
81	<i>Adiantum</i> sp.												
82	<i>Adiantum</i> sp.												
83	<i>Adiantum</i> sp.												
84	<i>Adiantum</i> sp.												
85	<i>Adiantum</i> sp.												
86	<i>Adiantum</i> sp.												
87	<i>Adiantum</i> sp.												
88	<i>Adiantum</i> sp.												
89	<i>Adiantum</i> sp.												
90	<i>Adiantum</i> sp.												
91	<i>Adiantum</i> sp.												
92	<i>Adiantum</i> sp.												
93	<i>Adiantum</i> sp.												
94	<i>Adiantum</i> sp.												
95	<i>Adiantum</i> sp.												
96	<i>Adiantum</i> sp.												
97	<i>Adiantum</i> sp.												
98	<i>Adiantum</i> sp.												
99	<i>Adiantum</i> sp.												
100	<i>Adiantum</i> sp.												



Stationsverzeichnis vom
Krasnodar-Wilchauer
Zuge.



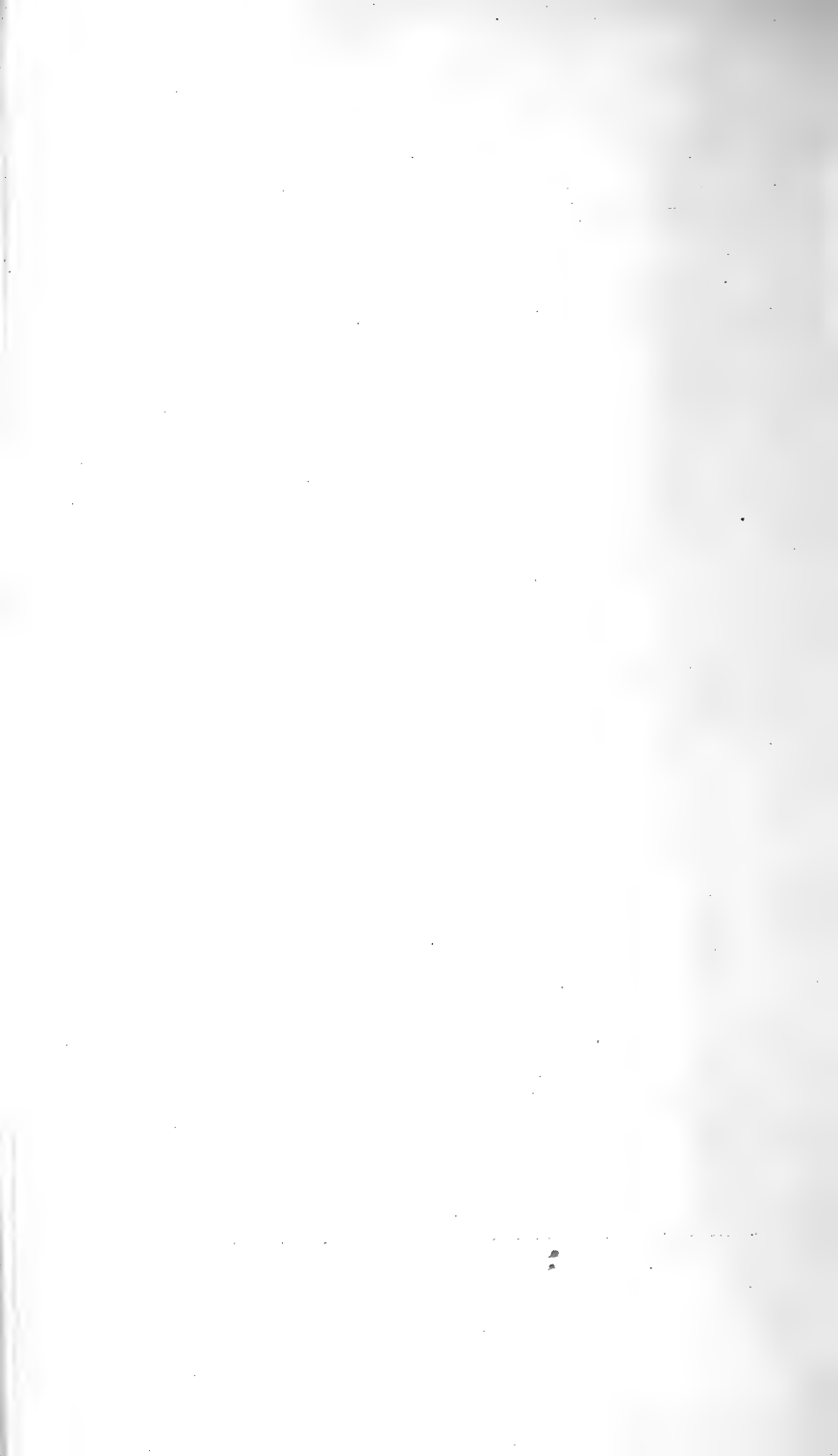


Karte
 der
 Beriberiber
 Die mittel-asiatischen
 Eisenführenden Tere
 südwestlich vom
 Kreuzungspunkt der
 Züge.
 Maßstab 1:200000

Anmerkung: Einige Namen weichen auf der Karte von ihrer Schreibweise von folgenden ab. Die Schreibweise in dieser Zusammenstellung ist in beiden Schreibweisen angegeben.

Karte	Text	Karte	Text
Dabrows	Dabrows	Wagons	Wagons
Fagnon	Postrows	Rybin	Nachbar
Zemak	Fagnon	Fagnon	Fagnon
Fagnon	Fagnon	Fagnon	Fagnon
Wagner	Wagner	Cyprien	Cyprien
Wagner	Wagner	Mirza	Mirza

St. Petersburg, Druck des Verlags der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften.



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

3. Heft.

65. Band.

1913.

Juli bis September 1913.

Berlin 1913.

Verlag von Ferdinand Enke,
Stuttgart.

Aufsätze:

INHALT.

5. v. REHBINDER, B.: Die mitteljurassischen Tone längs des südwestlichen Randes des Krakau-Wieluner Zuges. (Schluß) 289
6. STROMER, ERNST: Mitteilungen über die Wirbeltiere aus dem Mittelpliocän des Natrontales (Ägypten). (Hierzu Tafel VII bis IX.)
1. Affen 350
2. Raubtiere 362
7. v. KLEBELSBERG, R: Beiträge zur Kenntnis der alt-tertiären Evertebraten-Fauna Ägyptens 373
8. WIEGERS, FRITZ: Die Gliederung des französischen Pliocäns und Pleistocäns. (Hierzu Tafel X und 5 Textfiguren) 384
9. QUIRING, HEINRICH: Die Entstehung der Schollengebirge. (Hierzu Tafel XI) (Schluß im nächsten Heft) . 418

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	sitzende: {	„ RAUFF	„ FLIEGEL
Schatzmeister:		„ BORNHARDT	„ HENNIG
Archivar:		„ MICHAEL	„ JANENSCH
		„ SCHNEIDER	

Beirat für das Jahr 1913

Die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen,
MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden. Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages eingesandt sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine größere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn Professor Dr. **Janensch**, Berlin N. 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Rich. Michael**, Charlottenburg, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto **Berlin NW 7, Konto Nr. 16071** oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Leider ist die Bank Nr. 6 (Kalej) paläontologisch schlecht charakterisiert, nämlich bloß durch unvollständige, der *Opp.* aff. *latilobata* nahestehende Ammoniten; von Mlynisko habe ich keine Versteinerungen aus der Bank Nr. 1. Doch an den alten Schächten der Czenstochauer Bergbauenden Gesellschaft in Szarlejka (östlich von Kalej, südlich von der Dorfstraße) findet man auf Halden von dunkelgrauem sandig-kalkigem Ton nur Stücke von grauem kalkigen Sandstein und von Erz, die mit denjenigen der Erzbank Nr. 6 in Kalej am meisten übereinstimmen; an einem Stück ist noch die Vereinigung des Sandsteins und Erzes zu einer gemeinsamen Schicht zu sehen. Wir können daher gut annehmen, daß die hier im Sandsteine gefundene *Opp. serrigera* var. *heterocostata* aus der gleichen Bank wie Nr. 6 in Kalej stammt, und daß also die beiden über der Zone des *Macr.* aff. *Morrisi* liegenden Erzbänke dem unteren Abschnitte der *serrigera*-Zone angehören.

Da die Entfernung zwischen den beiden Bänken 10 m oder darüber beträgt, so ist nicht zu verwundern, daß auf denjenigen Czenstochauer Ziegeleien, wo die obere Bank vorhanden, die untere noch nicht zu sehen ist. Was aber das Fehlen der unteren Bank auf den Ziegeleien der anderen Gruppe anbetrifft, so kann solches auf zweierlei Weise erklärt werden: entweder gibt es zwischen den Profilen der beiden Gruppen einen Hiatus, in den gerade diese Bank fällt, oder sie ist, wie weiter südlich (in Choroń), durch eine Knollenschicht ersetzt.

Ebenso kann nicht entschieden werden, ob das Profil der Ziegelei Kunberg nicht schon die aff. *Morrisi*-Zone erreicht, weil südlicher auch diese Zone als Knollen auftritt.

Wieviel von dem ca. 15 m mächtigen Ton, der sich zwischen Nr. 6 und der oberen Erzbank der aff. *Morrisi*-Zone in Kalej befindet, auf diese letztere Zone entfällt, und wieviel auf die obere, kann vorläufig nicht entschieden werden.

Etwas andere Verhältnisse sind bei Choroń. Außer den beiden schon erwähnten Probeschächten Hultschinski's wurde von derselben Firma dort noch ein dritter etwa 450—500 Schritt westnordwestlich vom herrschaftlichen Hause, 54 Schritt nördlich vom nördlichen Wege aus Choroń nach Poraj (eigentlich nach Wilki-Osiny) angelegt unter der Aufsicht meines Sammlers. Hier haben wir folgendes Profil:

- 19) 0,31 m Braungrauer Sand (Mutterboden).
- 18) 0,82 m Weißer Sand.
- 17) 0,98 m Gelber Sand.
- 16) 0,10 m Dunkelrotbrauner (mit rotgelbem) Sandstein —
durch Limonit zementierter Sand.

- 15) 1,49 m Grauer sandigkalkiger Ton mit weißem Glimmer.
 14) 0,09 m Knollen von dunkelgrauem (außen bläulichem),
 eisenhaltigem Mergel mit weißem Glimmer.
 13) 0,40 m Ton wie Nr. 15, bräunlich, dunkler und härter.
 12) 0,12 m Knollen von gelb- und gräulichbraunem,
 sandigem Sphärosiderit mit sternförmigen
 Einschlüssen von Calcit und Pyrit im Zen-
 trum und außerdem im Bruch Pyritflecken
 zeigend. Enthält etwas Kalk und weißen
 Glimmer.
 11) 7,40 m Dunkelgrauer Ton.
 10) 0,09 m Knollen von dunkelgräulichbraunem Sphäro-
 siderit mit Pyritkrusten.
 9) 1,70 m Dunkelgrauer kalkiger Ton mit weißem Glimmer.
 8) 0,10 m Bank, bestehend aus gelbbraunem, sandigem
 Sphärosiderit und grauem, kalkigtonigem
 Sandstein. Enthält Einschlüsse von Pyrit,
 etwas Kalk und weißen Glimmer.
 7) 3,30 m Ton wie Nr. 9.
 6) 0,11 m Knollen wie Nr. 10, doch mit Einschlüssen
 von Pyrit und Calcit.
 5) 2,90 m Dunkelgrauer Ton.
 4) 0,13 m Knollen von gräulichbraunem Sphärosiderit, z.
 T. mit Pyriteinschlüssen.
 3) 0,47 m Ton wie Nr. 9.
 2) 0,24 m Bank, bestehend aus gelbbraunem, sandigem
 Sphärosiderit (mit Pyriteinschlüssen) und
 grauem, kalkigtonigem Sandstein.
 1) Tiefer Dunkler, bräunlichgrauer, sandiger, harter
 Schiefertton mit weißem Glimmer.

Opp. serrigera var. *heterocostata* fand ich in Nr. 14.

Vergleichen wir dieses Profil mit demjenigen des nördlichen Choroner Schachtes, so sehen wir sofort, daß Nr. 8 des ersten und Nr. 17 des anderen sehr gut einander entsprechen. 6—7 m tiefer finden wir im ersten eine der oberen Bank sehr ähnliche Nr. 2, im zweiten aber eine Knollenschicht Nr. 11, die jedoch dieselbe Kombination von Erz und Sandstein wie die Bänke zeigt. Auch sehen wir in beiden Fällen zwei Knollenschichten zwischen Nr. 8 und 2 bzw. 17 und 11.

Die oberhalb der oberen Erzbank liegenden Knollenerze des westlichen Schachtes sind allerdings anders verteilt als die des oberen Profilmittels des nördlichen¹⁾. Jedoch ist ihre

¹⁾ Vgl. Fußnote S. 279.

Zahl in beiden Fällen drei, und die Mächtigkeit der sie enthaltenden Tonmasse (11 und 13 m) nicht sehr verschieden, und die Erze Nr. 12 u. 14 des westlichen Schachtes sind mit denjenigen von Nr. 21 u. 23 des nördlichen ganz identisch.

Im ganzen glaube ich die Schichten Nr. 2—14 des Profils des westlichen Schachtes den Schichten Nr. 11—23 des nördlichen parallelisieren zu dürfen. Dagegen haben die oberen Sandsteine in beiden Fällen nichts gemein, weil derjenige des westlichen Schachtes kopfgroße graue tonigkalkige weißglimmerige Knollen mit jurassischen Fossilien vorstellt, wogegen der andere dem Postpliocän zuzurechnen ist.

In den Profilen von Choróń darf man die Mächtigkeit der *serrigera*-Zone zu mindestens 22 m annehmen. Es ist wohl alles bloß die untere Abteilung, weil die Schichten der oberen ja einen ganz anderen Habitus besitzen.

Die Erzsandsteinschichten der *serrigera*-Zone liegen in Choróń sowohl zueinander als auch zu den aff.-*Morrisi*-Erzen viel näher (6—7 und ca. 8½ m) als nordwestlicher, bei Kalej—Młynisko (10 und 15 m), wogegen tiefer keine solche Zusammenschumpfung vorhanden ist. Sie ist daher umso eher als örtliche Schwankung anzusehen, als beim Auskeilen der Tone weiter nach Süden gerade die unteren Schichten davon am meisten betroffen werden.

Bevor wir zur stratigraphischen Deutung aller erwähnten Schichten übergehen, wollen wir zuerst den oberen Profilteil des uns schon bekannten Probeschachtes bei Wysoka Lelowska betrachten, zu dem ich beim Schluß der Arbeiten Proben der Erze entnommen habe.

- | | | |
|-----|-------------|--|
| 13) | 0,40 m | Mutterboden. |
| 12) | 3,10 m | Ton ¹⁾ . |
| 11) | 0,06—0,12 m | Knollen von bräunlichgrauem Sphärosiderit in Limonitschalen. |
| 10) | 3,30 m | Ton. |
| 9) | 0,08—0,10 m | Knollen von gräulichbraunem Sphärosiderit mit Pyrit-Einschlüssen. |
| 8) | 1,50 m | Ton. |
| 7) | 0,08—0,26 m | Bank, bestehend aus gräulichbraunem Sphärosiderit (mit Pyrit-Einschlüssen) und dunkelgrauem kalkigtonigem Sandstein. |
| 6) | 5,90 m | Ton, härter als oben. |

¹⁾ Die Halde bestand aus dunkelbraungrauem, kalkigsandigem Ton.

- 5) 0,10—0,22 m Knollen von dunklem, gräulichbraunem Sphärosiderit mit Pyrit- und Calcit-Einschlüssen.
- 4) 0,90 m Ton.
- 3) 0,10 m Knollen von dunklem, bräunlichgrauem Sphärosiderit.
- 2) 1,00 m Harter Ton.
- 1) 0,10—0,12 m Knollen von braungrauem Sphärosiderit.

Wie ist nun dieses Profil zu deuten?

Die Erzsandsteinbank Nr. 7 ist der Nr. 8 des westlichen Schachtes bei Choroń sehr ähnlich, und die Erze Nr. 1 und 5 — sowohl ihrem Habitus als auch ihrer Entfernung voneinander und von der Erzsandsteinbank nach — passen gut zu den Macrocephaliten-Erzen Nr. 7 und 9 des nördlichen Schachtes von Choroń (sich davon bloß durch die Anwesenheit einer dünnen Knollenerzschicht, Nr. 3, unterscheidend). Da aber außerdem die Erze Nr. 9 und 11 von Wysoka Lelowska ihrer Lage nach zu den Knollenerzen passen, welche in Choroń zwischen den beiden Erzsandsteinschichten der Zone der *Oppelia serrigera* zu liegen kommen, so scheint es auf den ersten Blick am natürlichsten, die Schichten Nr. 1—11 von Wysoka Lelowska den Schichten Nr. 7—15 des nördlichen Schachtes von Choroń zu parallelisieren, wobei die Schichten Nr. 1—5 der aff. *Morrisi*-Zone angehören würden, die übrigen hingegen derjenigen der *Oppelia serrigera*, wobei Nr. 7 die untere Erzsandsteinschicht der letzteren Zone vorstellen würde; es wäre dabei anzunehmen, daß die obere Erzsandsteinbank, die im obersten Teile des Profils zu liegen käme, zerstört worden sei.

Jedoch steht die angeblich sehr große Tiefe des Schachtes mit den von uns gemachten Annahmen in Widerspruch.

Nach der Angabe des Grubenaufsehers, unter dessen Leitung der Schacht abgeteuft wurde, soll diese Tiefe 58,75 m betragen¹⁾. Da aber darin bloß 0,40 m aufs Postpliocän und $2\frac{1}{4}$ m auf die *compressa*-Zone entfallen, so verbleiben 56,10 m für das übrige, d. h., nach unserer Annahme, für die Entfernung von der oberen Erzsandsteinschicht der *serrigera*-Zone bis zur oberen Erzbank der *compressa*-Zone. Dieselbe Entfernung beträgt bei Kalej—Gorzelnia, d. h. bedeutend nordwestlicher, bloß $51\frac{1}{2}$ m.

Da wir nun bei der Parallelisation von Wysoka Lelowska mit Choroń auch für die erste eine große Annäherung der

¹⁾ Infolge der unvollständigen Profilaufnahme kann man dieser Ziffer nicht absolut sicher sein.

oberen Schichten zueinander, nämlich für die Entfernung der unteren aff. *Morrissi*-Bank bis zur oberen *serrigera*-Erzsandsteinschicht den Wert von 15 m (statt 25 m bei Kalej—Gorzelnia) annehmen müssen, so verbleiben für die Entfernung zwischen den aff. *Morrissi*- und *compressa*-Erzbänken $36\frac{1}{2}$ m — eine abnorm große Ziffer (in Kalej-Gorzelnia ca. 25 m), die kaum durch örtliche Schwankung erklärt werden kann.

Es ist daher wahrscheinlicher anzunehmen, daß Nr. 7 von Wysoka Lelowska nicht die untere, sondern die obere Erzsandsteinschicht der *serrigera*-Zone darstellt, und daß die Schichten 1—5 dementsprechend noch zur selben Zone gehören. Dann würde die Entfernung von der oberen Erzsandsteinschicht bis zu den *compressa*-Erzen in Wysoka Lelowska ca. 48 m, d. h. nur etwas weniger als in Kalej-Gorzelnia, betragen, wozu auch die von uns angenommene Lage der *tenuiplicatus*-Schichten bei Choróń stimmen würde, wogegen das Aneinanderrücken der aff. *Morrissi*- und *serrigera*-Schichten in Choróń, wie oben ausgeführt, als örtliche Erscheinung zu betrachten wäre. Somit wäre, in Wysoka Lelowska noch kein bemerkenswertes Auskeilen der Tone zu beobachten.

Die Unvollständigkeit der Profilaufnahme in Wysoka Lelowska gestattet keine Angaben über die Mächtigkeit der einzelnen Zonen zu machen.

In Choróń blieb es unbestimmt, wie weit der untere Abschnitt der *serrigera*-Zone nach oben reichen sollte, wenn der obere Teil der Zone nicht denudiert wäre. Dagegen ist die Grenze ihrer beiden Abschnitte bei der Ansiedlung Teofilów, ca. 10 km NW von Czenstochau, an der Chaussee Czenstochau—Kłobucko durchteuft worden. Hier gab es mehrere Probe-schächte der Huta Bankowa, von denen der beträchtlichste, südlich der Chaussee, zwischen ihr und dem Hause des Bauern FRANZ RUDOLF, 33 Meter tief angelegt war, worauf noch 19 m nachgebohrt wurde. Trotzdem das Protokoll von RUDOLF (damals Bergarbeiter und Liebhaber vom Erzsuchen) in sehr wenig wissenschaftlichen Ausdrücken zusammengestellt war, habe ich keinen Grund, die Richtigkeit der Zahlen für den Schacht¹⁾ anzuzweifeln. Da aber bei meiner Ankunft 1902 der Schacht schon verschüttet war, und die Qualität der meisten Schichten meist mangels Proben nicht mehr festgestellt werden konnte, so will ich bloß bei den nachweisbaren verweilen und mich im übrigen kurz fassen.

¹⁾ Die Angaben der Bohrungen, wie schon im Vorwort erwähnt, sind immer unsicher.

Das Profil zeigt in 3,5 m Teufe eine Schicht des bekannten Eisenooliths (gelb und grau mit rostigen Körnern) mit *Opp. serrigera*, *latilobata* und *biflexuosa*, darunter in der Teufe zwischen 3,5 und 14 m tonigen Sand¹⁾ mit 2 Bänken und 2 Knollenschichten von Sandstein, in 14 m Teufe eine sehr dünne (0,04 m) Erzbank, die auf einer 0,50 m starken Schicht Sandstein liegt, welche von einer 0,31 m starken Bank „erzartigen Steines“ unterlagert wird. Von dieser letzteren gab es viele Stücke noch — es ist ein dunkelgrauer oder auch bräunlichgrauer sandiger Sphärosiderit mit feinen rostigen oder weißen Oolithkörnern. Darin fand ich *Opp. serrigera* var. *heterocostata*, doch hat dieselbe Bank in Pierzchno (vgl. weiter unten) mehrere Exemplare der typischen *Opp. serrigera* geliefert. Dies ist die Bank, die ich als Grenzschrift der beiden Abschnitte der *serrigera*-Zone schon früher erwähnt habe.

0,21 m tiefer ist im Sande eine dünne Bank schlechten Erzes angegeben.

In 16,25 m Teufe lagerten sehr große Sandsteinknollen, die wohl den von mir vorgefundenen ca. 0,75 m starken Knollen von dunkelgrauem, kalkigem Sandstein entsprechen müssen, die viele Fossilien, darunter viel *Astarte cordata* und *Rh. varians*, aber leider keine Leitammoniten enthielten, außer einem jungen, zu *Opp.* aff. *latibolata* passenden Exemplar. Tiefer kommen noch ca. 10 m Sand mit 4 Sandsteinknollenschichten (eine davon ist erzhaltig), worauf ca. 6 m Ton mit einer Abwechslung von 4 Sandsteinbänken und 2 Sandsteinknollenschichten (eine dieser Knollenschichten ist erzhaltig) folgen. Die Bohrung zeigt 19 m Ton mit 3 Schichten harten Gesteins an.

Es kann nicht genug beklagt werden, daß dies Profil für die Wissenschaft so wenig verwertet werden konnte, denn nach der Mächtigkeit der durchteuften Schichtenfolge zu urteilen, könnte man hier vielleicht die ganze *serrigera*-Zone sehen; die erzhaltigen Sandsteinknollen könnten vielleicht den Erzsandsteinbänken anderer Fundorte entsprechen (sie sind voneinander ca. 8 m entfernt). Jedoch ging das Profil, den Verhältnissen von Kalej nach zu urteilen, kaum tiefer als in die aff. *Morrisi*-Zone.

Wenden wir uns jetzt zu einer topographischen Beschreibung des unteren Abschnitts der *serrigera*-Zone.

¹⁾ Im Protokoll als „Schwarze Erde“ oder kurz als „Erde“ bezeichnet. Doch bestand die Halde, außer aus grauem kalkigen Ton, noch aus einem dunklen braungrauen kalkigtonigen Sand mit weißem Glimmer, den ich für diese „Erde“ halte.

In den ziemlich hohen Ufern des Flüsschens Pyszna (rechter Zufluß der Olsznica, die ein linker Zufluß der Warta ist) längs des Dorfes Krzyworzeka, südöstlich von Wieluń, sind im Süden am Wasserspiegel und gegen Norden (flußabwärts) immer höher über demselben sehr große (ca. $\frac{1}{2}$ —1 m) Knollen von dunkelgrauem Sandstein zu sehen, die denjenigen von Teofilów ganz ähnlich sind und wie jene auf Sand (grauem bzw. mehr oder minder verrostetem) lagern.

Leitformen befinden sich unter den Fossilien daraus nicht.

Beim Dorfe Deski-Zwierzyniec, auf dem Hügel, an dessen Fuße Erz mit *Macr.* aff. *Morrisi* gefunden wurde, fand ich Spuren von einem Schacht und einem Tagbau. In letzterem fand ich Stücke von grauem und vergilbtem kalkigem Sandstein, Knollen von sehr sandigem grauem Sphärosiderit mit feinen gelblichen Oolithkörnern, in mehr oder minder zu Limonit übergegangenen Schalen, sowie Knollen von braunem sehr sandigem nicht oolithischem Sphärosiderit. Die beiden ersten lieferten *Opp. serrigera* var. *heterocostata* mit Resten von Perlmutter.

Im Dorfe Rybno (NW von Kłobucko) fand ich an der Straße einen alten Schacht der Huta Bankowa mit einer Halde von dunkelgrauem sandigkalkigem Ton und großen Stücken, die, augenscheinlich aus einer Bank stammend, aus gelbbraunem Sphärosiderit mit Pyrit und zerstreuten weißen Oolithkörnern und zugleich aus dunkelgrauem tonigkalkigem Sandstein bestehen.

Aus der Zusammenstellung der Protokolle für diesen und einen anderen in der Nähe gewesenen Schacht ist zu ersehen, daß hier 2 Erzbänke lagern, die voneinander 10 m entfernt sind, und daß die vorgefundenen Stücke der oberen, 3—4 m unter der Oberfläche gelegenen Bank entsprechen. Sie lieferten viele Fossilien, bes. *Cucullaea concinna*, *Modiola striatula*, *Rh. varians*, aber keine Ammoniten. Trotzdem halte ich es für möglich, die beiden Bänke solchen in Młynisko usw. zu parallelisieren, also dem unteren Abschnitte der *serrigera*-Zone zuzurechnen.

Über Kalej (westlicher Schacht der Huta Bankowa) und Szarlejka ist schon früher gesprochen worden. Im dazwischen liegenden östlichen Schacht derselben Firma in Kalej ist bloß die untere Erzsandsteinbank konstatiert worden, weil hier der Horizont der oberen schon außer dem Bereiche des jurassischen Tones liegt.

Weiter nach SO kommen die schon beschriebenen Czenstochauer Ziegeleien.

Südlich von Czenstochau, zwischen der Stadt und dem Dorfe Bleszno, gibt es alte Probeschächte, an denen, außer einem, an dem noch grauer Ton zu sehen war, nichts konstatiert werden konnte; jedoch ihrer Lage nach sind sie am wahrscheinlichsten der zu betrachtenden Zone zuzurechnen.

Zwischen den Dörfern Wrzosowa und Brzesiny (Małe und Wielke) gibt es Reste verschiedener alter Schächte und Tagbaue. Daran findet man Reste von Sandstein, der demjenigen der Czenstochauer Ziegeleien ähnlich ist und auch an einer Stelle eine *Opp. serrigera* var. *heterocostata*, viel *Astarte cordata* sowie *Rh. varians* geliefert hat, an einer anderen bloß die beiden letzten, die auch sonst auf den Halden vorkommen. Reste von Erz erinnern z. T. an die untere Erzsandsteinbank von Kalej, z. T. an die Knollenerze vom westlichen Schachte in Choroń. Im ganzen ist es ziemlich sicher, daß wir hier mit dem unteren Abschnitte der *serrigera*-Zone zu tun haben; ebenso, dem Habitus der Knollen nach, in der Grube der Ziegelei von Bleszno (vgl. S. 281).

Weiter als Wrzosowa geht die *serrigera*-Zone nach Süden nicht, doch findet sie sich weiter südöstlich bei Choroń wieder. Außer den schon besprochenen Schächten gab es hier noch einen im Walde näher bei Poraj, nordwestlich vom beschriebenen westlichen Schachte. Hier fand ich *Opp. serrigera* var. *heterocostata* und *Astarte cordata*, beide in grauem kalkigtonigem Sandstein mit weißem Glimmer sowie dunkelgrauen Eisenmergel (Nr. 14 des westlichen Gutsschachtes entsprechend).

Noch weiter nach Südost wird die Anwesenheit des unteren Abschnitts der Zone durch einen entsprechend hoch liegenden Schacht unterhalb des Dorfes Przybynów wahrscheinlich gemacht, von wo ich ein hauptsächlich *Rh. varians*, aber auch *Astarte cordata* enthaltendes Stück dunkelbraungrauen in Limonit übergehenden Sphärosiderit erhalten habe.

In der Grube der Gutziegelei Jaworznik ist ein Profil zu sehen, wo aus dunkelgrauem sandigkalkigem Ton uns die schon gut bekannte Erzsandsteinbank wie bei Czenstochau entgegentritt. 1 m höher ist eine Knollenerzschicht zu sehen. Beide Erze führen *Astarte cordata*.

In der Nähe gibt es noch 2 Ziegeleien, die auch demselben Abschnitte der *serrigera*-Zone anzugehören scheinen.

Vielleicht sind hierzu die Ziegeleien bei Żarki und Włodowice zu rechnen, wofür übrigens mangels anderer Angaben nur ihre Höhenlage anzuführen ist. Dagegen finden wir in Skałka-Żel die untere Erzsandsteinbank als Nr. 16 des Profils, die hier ganz wie in Choroń und Wysoka Lelowska aus-

sieht, aber, der Auskeilung entsprechend, noch näher zu den Erzen der aff.-*Morrissi*-Zone gerückt ist, von denen sie hier bloß 4—5 m entfernt ist.

Aus einem Vergleich der Profile Kromołów-Friederika und Skałka-Zel können wir Nr. 6 des ersten der Nr. 16 des zweiten parallelisieren, wobei Nr. 6 dem aff.-*Morrissi*-Erz Nr. 4 schon wieder näher ist (3—4 m). Dann entspricht wohl in Kromołów Nr. 8 oder Nr. 10 der oberen Erzsandsteinbank, die, in Skałka naturgemäß etwas weiter von der unteren als in Kromołów entfernt, im jurassischen Tone oben keinen Platz mehr findet.

In den Probeschächten, die von der Firma Hultschinski oberhalb ihres großen Steinbruchs bei Łośnice angelegt worden waren, sind bis zu 3 Erzbänke durchschlagen worden, von denen die obere die Grenzbank der beiden Abschnitte der *serrigera*-Zone darzustellen scheint, die 2 unteren würden daher zu ihrem unteren Abschnitte gehören. (Vgl. deren Lage und Beschreibung weiter unten S. 311.)

Da auf den alten Halden der Grube Łośnice Stücke derselben Erze wie bei diesen oberen Schächten gefunden werden, so ist es sehr wahrscheinlich, daß diese Erze auch bei Kromołów durchgeschlagen worden sind, und daß die oberen Erze von Kromołów-Friederika denjenigen der oberen Schächte Łośnice entsprechen.

Zwischen dem Walde, der sich von unten her zum Dorfe Blanowice hinaufzieht, und Łośnice zieht sich längs dem unteren Teile der Böschung in NW—SO-Richtung eine Anzahl von Ziegeleien, die mit dunkelgrauem Ton arbeiten, in welchem man Sphärosideritknollen findet. Diese sind wenigstens zum Teil schichtweise geordnet.

Nach der Höhenlage der verschiedenen Ziegeleien zu urteilen, ist es möglich, daß die obersten Schichten der oberen Ziegelei-Gruben schon dem unteren Abschnitte der *serrigera*-Zone angehören, wogegen tiefer und in den unteren Gruben tiefere Zonen entblößt sein müssen. Leider gab es hier sehr wenig Fossilien: *Serpula conformis*, *Inoceramus fuscus*, *Leda* sp.

In der Nähe der westlichsten untersten Ziegeleien sieht man an der Oberfläche schon das Liegende der Tone — weißen limonitführenden Sand, und in den Gruben dieser Ziegeleien keilen die Tone aus.

Der Ton geht wohl, soweit man es nach der Feuchtigkeit des Grundes und der Flora beurteilen kann, noch weiter nach Westen, zu Rudniki usw., die Hügel am Fuße umgürtend.

Die Ziegeleien, welche sich am unteren Teile der Hügelböschung nördlich von Ogradzieniec befinden, entsprechen wohl

denjenigen von Blanowice-Łośnice. Hier wurden zwar Fossilien gefunden, aber nur *Rh. varians* und ein paar belanglose Lamelli-branchiaten. Die stratigraphische Lage ist hier aber dadurch gegeben, daß im Steinbruche oberhalb der Ziegeleien der obere Abschnitt der *serrigera*-Zone aufgeschlossen ist, wogegen in den untersten der letzteren, die wir gelegentlich der Besprechung der *Parkinsoni*-Zone kennen gelernt haben, höchstens diejenige der *Park. compressa* für die obersten Knollenerze wahrscheinlich ist.

Einem vielleicht den Blanowicer Ziegeleien entsprechenden Horizont gehört ein Aufschluß im dunkelgrauen Ton am Wege von Ogrodzieniec nach Rodaki. Ob er übrigens noch dem nördlichen Typus angehört, ist unbekannt.

B. Oberer Abschnitt der Zone der *Oppelia serrigera*.

Der oberste Teil dieses Abschnittes, der Eisenoolith, ist von früheren Autoren mehrfach erwähnt worden, seit MICHALSKI unter dem Namen Zone der *Oppelia aspidoides*. Übrigens wurden auch seine tieferen Schichten z. T. erwähnt, aber zur *fusca*-Zone gerechnet (MICHALSKI — Grube von Pierzchno; BUKOWSKI — toniger Sand an der Jasna Góra).

Im ganzen bilden seine Fundorte den nordöstlichsten Streifen des Gebiets der erzführenden Tone und halten sich an den Krakau—Wieluner Zug, sich meist in seinem unteren Teile in Hohlwegen, Abstürzen usw. entblößend. Ein Überlagern des unteren Abschnitts durch den oberen ist selten, ein Überlagern des oberen durch Kelloway häufig zu finden.

Ich habe den oberen Abschnitt der Zonen folgenden Orte feststellen können: Wieluń, Gaszyn, Krzyworzeka, Juliampol (?), Pierzchno, Teofilów, Lisieniec, Czenstochau, Ostatni Grosz Bleszno, Choroń, Przybynow, Wysoka Lelowska, Włodowice, Łośnice, Kromolów und Ogrodzieniec.

Das größte und zugleich zugänglichste Profil befindet sich am nördlichen Rande eines z. T. hohlen Weges am westlichen Abhang der Jasna Góra bei Czenstochau, der vom Klostermarktplatze zur Bestermanschen Ziegelei führt.

Wahrscheinlich hier hat BUKOWSKI den Eisenoolith und tonigen Sand, KONTKIEWICZ die tiefer liegenden Sandsteine gesehen. Eine Beschreibung dieses Profils habe ich schon früher gegeben¹⁾, doch habe ich es seitdem besser bloßlegen und studieren können, weshalb eine neue, ausführlichere Beschreibung zweckmäßig sein wird.

¹⁾ REHBINDER: a. a. O. 1903.

- 13) 0,15—0,30 m Brauner humoser Boden mit gerundeten Bruchstücken der Callovien- und Oxfordien-Gesteine sowie kleinen Geröllen und Kulturresten.
- 12) 0,70—0,85 m Gelber sandig-kalkiger Ton, mit mehr oder minder häufigen eckigen Stücken vom Callovien-Sandkalkstein, die z. T. zerstreute weiße Oolithkörner enthalten (unterster Teil des Callovien).
- 11) 0,20 m Gräulichbrauner sandiger Ton mit dunkelbraunen Limonitkörnern.
- 10) 0,13 m Bank von Eisenoolith, gelblich hellgrau oder weißlich, von außen rostgelb; Körner rostgelb.
- 9) 0,26 m Rostgelber, stellenweise gräulicher sandigkalkiger Ton, Klümpchen von verwittertem Oolith enthaltend. Die Oolithkörner bestehen aus braunem Limonit, haben aber meist nur entsprechende Hohlräume hinterlassen.
- 8) 0,17 m Bank von Eisenoolith wie Nr. 10.
- 7) 0,61 m Bräunlichgrauer sandigkalkiger Ton mit weißem Glimmer.
- 6) 0,64 m Bank von hellrotbraunem kalkig-tonigem Sandstein mit weißem Glimmer und Limonitadern.
- 5) 2 m Graubrauner sandigkalkiger Ton mit weißem Glimmer, doch viel sandiger als Nr. 7. Unter der Grenze der zwei oberen Drittel ihrer Mächtigkeit sind bis 0,45 m dicke Knollen von Sandstein wie Nr. 6 (aber gelblichgrau) zu sehen.
- 4) 0,60—1,05 m Bank von rötlichbraungrauem kalkig-tonigem Sandstein mit weißem Glimmer.
- 3) 0,58—1,03 m Heller, rötlichbraungrauer, kalkigtoniger Sand mit weißem Glimmer.
- 2) 0,45 m Grauer, von außen und an Klüften rötlichbrauner, etwas schiefriger, kalkigtoniger Sandstein mit weißem Glimmer.
- 1) ca. 5,50 m Braungrauer sandiger Ton mit weißem Glimmer, nur im oberen Teile kalkhaltig. An 5 verschieden hoch ge-

legenden Stellen sind darin je 1—3, z. T. große Knollen von rotgelblich-grauem kalkigtonigem Sandstein gefunden worden. Außerdem kommen hier noch eiförmige, faustgroße Knollen von dunkelbraunem, feilöcherigem, tonigem Sphärosiderit vor, die von außen grau, kalkig und weißglimmerig sind.

Noch weiter bergab sind die Wegränder verflacht und verwachsen.

Das Einfallen der Schichten ist 2—3° nach NO 10°; da jedoch am südlichen Rande jede Schicht mehr bergauf anfängt als am nördlichen, muß das echte Fallen noch mehr nach Norden und unter einem größeren Winkel gerichtet sein.

Beide Oolithbänke haben *Opp. serrigera* (typische Form) und *Opp. latilobata* geliefert. Außerdem fand ich *Oppelia serrigera*, aber wohl var. *heterocostata*¹⁾ in Nr. 7. Die Sandsteine Nr. 2 und 6 sind reich an *Cucullaea concinna* PHILL., die oberen Knollen aus Nr. 1 an *Modiola striatula* QU. und *M. striolaris* MER. mnsr. *Rhynchonella varians* kommt in allen Schichten vor, wogegen *Astarte cordata* nur in Sandsteinen und Sanden, nicht aber in den Oolithen vorkommt.

Die untere Grenze dieses Abschnittes haben wir in Teofilów kennen gelernt, wo die oberen 10 m des jurassischen Profils gut mit demjenigen von Jasna Góra von Nr. 8 ab übereinstimmen, mit dem Unterschiede jedoch, daß im letzteren statt der oolithischen Sphärosideritschicht (untere Grenzschicht) bloß Sandsteinknollen im Tone Nr. 1 vorhanden sind, die allerdings wie diese Schicht an *Modiola striatula* und *striolaris* reich sind. Es ist übrigens leicht möglich, daß die fragliche Bank in Czenstochau einfach ein bischen tiefer liegt und daher nicht entblößt ist.

Bei Pierzchno, im Walde des großfürstlichen Gutes Ostrowy (in der Nähe und südöstlich vom Dorfe und Gute Pierzchno) war früher eine jetzt aufgeforstete Grube vorhanden. Hier soll auf dunkelgrauem Tone eine Bank schlechten Sphärosiderits und darauf, in gelbem Ton und Sand, Nester von gelbem, schaligem, sandigem Limonit gelagert haben.

Man darf wohl diese Schichten den Schichten in 14—15 m Teufe von Teofilów parallelisieren. Die Sphärosiderite sind jeden-

¹⁾ Ihr etwas verdrückter Zustand verhindert eine ganz sichere Feststellung der Varietät.

falls ganz ähnlich, in Pierzchno ist er graubraun, sehr sandig, mehr oder minder stark feoolithisch. MICHALSKI hat ihn als tonigen, kalkreichen Sandstein bezeichnet, ich (1903) als eisen-sandigen Kalk, v. SIEMIRADZKI (1903) als eisenhaltigen tonig-kalkigen Sandstein; doch ist das Gestein für sich nicht kalkig, nur die Oolithkörner kochen mit Salzsäure auf. Die Kerne der Limonitnester bestehen aus gleichem Sphärosiderit oder auch Ocker oder grauem Ton.

Die Fauna des Sphärosiderits und des Limonits ist die gleiche, doch von den Ammoniten hat der erstere *Oppelia serrigera* (typisch) und *Opp. latilobata* geliefert, wogegen die Nester *Opp. cf. serrigera*.

Durch Zusammenstellung des über Teofilów und Pierzchno Gesagten wird erwiesen, daß der obere Teil des Profils von Teofilów und daher auch das ganze Profil an der Jasna Góra von Nr. 11 ab dem oberen Abschnitt der *serrigera*-Zone zuzurechnen ist.

In den angeführten Beispielen war die obere Grenze der Zone nicht bzw. nicht deutlich genug sichtbar. Ich hatte aber dreimal Gelegenheit, sie gut kennen zu lernen, und zwar bei Choroń, Wysoka Lelowska und Ogradzieniec¹⁾. Geht man von der Kapelle des Dorfes Choroń einen Hohlweg hinauf, so kommt man zu einer auf der rechten Seite befindlichen etwas über einen 1 m hohen Entblößung, an der ich folgende Schichten notiert habe:

- 10) (Unmeßbar, weil uneben und z. T. verwachsen.)
Rotbrauner Ton, enthaltend Bruchstücke von weißem Oxfordien und rotbraunem Callovien-Kalkstein.
- 9) 0,04 m Grünlichgrauer kalkiger Ton.
- 8) 0,20 m Bank von rötlichbraunem sandigem Kalkstein mit zerstreuten hellgrauen Oolithkörnern.
- 7) 0,03 m Ton wie Nr. 9.
- 6) 0,30 m Kalkstein wie Nr. 8; doch sind im unteren Teile die Körner rostig, ihre Menge nimmt zu, das Gestein geht in Oolith über.
- 5) 0,07 m Bunter (rotbraun und grau) sehr kalkiger Ton, stellenweise dunkelbraune Limonitkörner enthaltend.
- 4) 0,07 m Bank von buntem (rotbraungrau) Eisenoolith mit rostigen Körnern.

¹⁾ Alle drei Profile sind von meinem Kollegen P. KORONIEWICZ gelegentlich seiner Callovien-Studien entdeckt und mir bereitwilligst zur Verfügung gestellt worden.

- 3) 0,30 m Bunter (gräulichbraun) sehr kalkiger sandiger Ton, überfüllt von braunen Limonitkörnern.
 2) 0,17 m Eisenoolith wie Nr. 4, doch toniger und weicher.
 1) Tiefer (zu sehen 0,05 m) bunter (gräulichbraunrot) sehr kalkiger Ton mit braunen Limonitkörnern und weißem Glimmer.

Von Versteinerungen fand ich bloß *Rh. varians* in Nr. 2 und viele Belemniten-Bruchstücke in Nr. 5. Doch fand KORONIEWICZ in einem über den Weg liegenden geringeren Aufschluß *Macro. Canizzaroi* GEMM. im Eisenoolith.

Zum Callovien rechne ich die Schichten von Nr. 6 aufwärts, die übrigen zum oberen Abschnitt der *serrigera*-Zone. Zu ihr, analog zu Czenstochau, rechne ich auch die den Czenstochauer ähnlichen gelblichgrauen Ton und Sandsteinnesterreihe mit *Rh. varians*, welche weiter bergab an der linken Wegböschung zu sehen sind. Die Nesterreihe zeigt ein Fallen von 5°, gerichtet nach NO 52°.

In Wysoka Lelowska finden wir an einer Felswand hinter dem Hause eines Bauern, etwas westlich von dem nach einer am Fließchen Czarka befindlichen Mühle führenden Wege, ein Oxfordien, Callovien und Bathonien zeigendes Profil. Vom letzten sehen wir hier die beiden dünnen Eisenoolithbänke von 0,10 m rostgelbem kalkigsandigen, braune oolithische Körner enthaltenden Ton getrennt. Zwischen der oberen Bank und dem Callovien, das hier in seinem untersten Teile ebenso wie in Choroń etwas oolithisch ausgebildet ist, sehen wir 0,40 m kalkigsandigen Ton, dessen obere 0,10 m gelb, die unteren 0,30 graulich, weniger sandig und viele braune Limonitkörner enthaltend sind. Es ist sehr möglich, daß hier gerade die die beiden Tonsorten trennende Fläche die Grenze beider Etagen bildet.

Unterhalb der unteren Oolithbank sind noch 0,65 m kalkiger Ton zu sehen, dessen obere 0,25 m gelb und weniger sandig sind und Oolithstückchen sowie braune Limonitkörner enthalten. Die unteren 0,40 m sind heller, gelblichgrau, sandiger, enthalten weißen Glimmer.

Die untere Oolithbank und der gelbe Ton darunter haben *Rh. varians* geliefert.

In Ogrodzieniec, wo das Callovien als Sandkalk ausgebildet ist, sieht man im Eingange zum Steinbruche der Zementfabrik zwischen der letzten Callovien-Bank und der oberen Bathonien-Oolith-Bank bloß 0,17 m kalkigen Ton, der jedoch 3 verschiedene Streifen zeigt. Zuerst (0,06 m) ist er grünlichgrau, sandig, sodann (0,07 m) gelb und sandig, zuunterst (0,04

graulichgelb, mit zerstreuten braunen Limonitkörnern. Als Grenze zwischen Callovien und Bathonien ist wohl wieder die obere Fläche des oolithischen Tones am wahrscheinlichsten anzunehmen. Tiefer kommen die beiden Eisenoolithbänke; der sie trennende Ton ist jedoch hier nicht oolithisch, und die untere Bank ist stellenweise durch bunten (grau, gelb, rostig) Ton unterbrochen. Unterhalb der unteren Bank kommen, wie in Wysoka Lelowska, 0,27 m oolithischen, hier rostbraunen Tones. Doch sieht man an seiner unteren Grenze eine Reihe kleiner Oolithknollen (0,05 m), worunter noch 0,08 m graulichgelber oolithischer Ton kommt, und schließlich ist bis 0,88 m grauer sandiger kalkloser Ton mit weißem Glimmer zu sehen.

Von den Versteinerungen ist *Macrocr. Canizzaroi* GEMM. aus der oberen Oolithbank zu erwähnen.

Die Schichten fallen nach NO 10° mit 6° ein.

Somit sehen wir, daß die oberen Schichten der *serrigera*-Zone in allen drei Fällen gleichartig ausgebildet sind, und zwar kommen der Callovien-Kalk und die obere Bank des Eisenoolithes sehr nahe zusammen, wobei die Grenze in allen Fällen über einer auf dieser letzteren Bank lagernden dünnen Schicht oolithischen Tones, wie er auch zwischen und unterhalb der Oolithbänke vorkommt, anzunehmen ist.

Es bleibt mir daher nicht recht verständlich, wie BUKOWSKI¹⁾ zwischen den beiden Etagen an der Jasnaja Góra noch eine Übergangszone annimmt. Ich glaube es folgendermaßen erklären zu dürfen. BUKOWSKI scheint nur eine Oolithbank gesehen zu haben, wohl die untere (die obere ist so zertrümmert, daß auch ich sie zuerst nicht gefunden habe), das unterste Callovien am Jasna-Góra-Profil ist aber ebenfalls zertrümmert. So konnten diese beiden Schichten mit den Tonschichten dazwischen und zwischen den Oolithbänken den Eindruck eines tonigsandigen Übergangskomplexes erwecken.

Anders steht es mit den weißen Sanden zwischen Gaszyn und Wieluń, die MICHALSKI als Übergangsschichten zwischen Bathonien und Callovien angesehen hat.

Bekanntlich hat er den Oolith der *serrigera*-Zone im Dorfe Gaszyn (südlich Wieluń) entdeckt, den er für hier anstehend hielt, und Callovien ist in Steinbrüchen dicht bei Wieluń aufgeschlossen. Es war daher natürlich, die zwischen beiden Orten vorkommenden Sande als eine Übergangszone anzusehen.

Nun liegt aber die Sache in Wirklichkeit wesentlich anders. Der Eisenoolith steht in Gaszyn nicht an, sondern

¹⁾ BUKOWSKI: a. a. O. 1886.

Stücke davon werden beim Pflügen gesammelt und mit anderen im Acker vorkommenden Steinen in eine Grube geworfen, die MICHALSKI für einen verlassenen Steinbruch hielt.

Dagegen habe ich anstehenden Eisenoolith viel nördlicher nachweisen können, nämlich an der südlichen Grenze der Stadt Wieluń, wo im Hofe eines Müllerhauses in der südlichen Ecke zwischen den Wegen Wieluń—Praszka und Ruda—Turów beim Anlegen eines Brunnens nach der Angabe des Müllers und den noch vorliegenden Proben (der Schichten Nr. 3, 5 u. 7) folgende Schichtenfolge durchteuft wurde:

- 8) 4,25 m Grus.
- 7) 3,18 m Gelblicher Sandstein.
- 6) ? m Gelber Sand.
- 5) 0,10 m Grauer, rostkörniger Oolith.
- 4) 0,15 m Gelber Sand.
- 3) 0,80 m Hellgrauer kalkiger Sandstein.
- 2) ? m Gelber Sand.
- 1) Tiefer Schwarzer Ton.

Wir sehen hier bloß eine Oolithschicht, doch kann die obere wie bei Czenstochau zertrümmert gewesen und in Nr. 6 enthalten sein. Der Sandstein Nr. 7 muß schon dem Calovien angehören. Die Dicke von Nr. 6 u. 2 ist unbekannt, aber kaum groß, sonst würde man sich schon ihrer ungefähr erinnert haben.

Aber auch in den weißen Sanden, welche zwischen Gaszyn und Wieluń, näher zum ersteren, die Oberfläche bedecken, finden wir ein Profil, namentlich gleich nördlich von Gaszyn, an einer sich über die linke Seite des erwähnten Weges erhebenden Stelle.

Dieses Profil zeigt solch eine Schichtenfolge:

- 6) 0,25 m Geröllhaltiger Boden.
- 5) 0,39—0,50 m Rotbrauner Sand mit Stückchen von Eisensandstein.
- 4) 0,20 m Rotbrauner Eisensandstein.
- 3) 0,05 m Hellbrauner Sand.
- 2) 0,60 m Rotbrauner Eisensandstein.
- 1) 2,04 m Hellgrauer Sand, vielfach von dünnen, aber auch dicken Lagen rostigen Sandes sowie von dünnen Lagen schwärzlichen Ton durchschichtet.

Im Sandstein habe ich *Lima duplicata* und *Posidonomya Buchi* sowie Reste von *Perisphinctes*, *Oppelia* und mehrerer Lamellibranchiaten gefunden.

Dies Bild erinnert viel mehr an die Abwechslung von Sandsteinen, Sanden und Tonen im unteren Teile des Profils

an der Jasna Góra als an die Grenze von Bathonien-Callovien, und ihrer Zurechnung zum unteren Teil des oberen Abschnitts der *serrigera*-Zone steht auch ihre topographische Lage durchaus nicht im Wege. Die Gesteine dieses Profils müssen, der Farbe des Weges von hier zum Gutshause nach zu urteilen, auch weiter östlich vom Profil verbreitet sein. Die weißen (richtiger weißlichen) losen Sande MICHALSKIS können sehr gut aus Nr. 1 entstanden sein.

Somit sehen wir, daß auch in Wieluń die oberen Schichten der *serrigera*-Zone an diejenigen von Czenstochau usw. erinnern, und daß zwischen ihnen und dem Callovien eine einige Meter dicke Zwischenzone nicht anzunehmen ist.

Was nun aber die das Callovien und Bathonien verbindenden Gesteine anbetrifft, die MICHALSKI von Kłobucko und Pierzchno erwähnt, so meint er damit wohl die unteren, an sandigtonigen Zwischenlagen reichen Schichten des unteren Callovien, weil eine Auflagerung des Callovien aufs Bathonien in dieser Gegend von niemandem beschrieben worden und auch nirgends zu sehen ist.

Wir haben aus der bis jetzt gemachten Darlegung gesehen, daß Oolithbildungen und sogar echte Oolithe mehr oder minder in verschiedenen Zonen vorkommen, so daß das Auftreten des Eisenooliths im oberen Teile der *serrigera*-Zone keines neuen lithologischen Prozesses bedurfte, sondern bloß eine Verschärfung des schon vorhandenen zum Ausdruck bringt.

Anderseits sind diese obersten Oolithbänke durch die Tonschichten über, zwischen und unter ihnen an den weiter nach unten folgenden Ton-Komplex gebunden. Allerdings kommen in den die Oolithe begleitenden Tonen Oolith-Körner und sogar Klümpchen vor, aber dies gibt uns noch nicht das Recht, diese Tone als verwiterte Teile eines einheitlichen Oolithkomplexes anzusehen. Erstens widerspricht solcher Annahme der stellenweise Ersatz des Ooliths in Ogradzieniec durch nichtoolithische Tone, zu denen dort auch die Schicht zwischen den beiden Oolithbänken gehört. Anderseits aber könnte die Verwitterung unmöglich so regelmäßig schichtweise vor sich gehen, sondern müßte viel mannigfaltiger auftreten.

Ich nehme daher eine ursprüngliche Ablagerung von loserem und härteren oolithischen (und dazwischen auch nichtoolithischen) Absätzen an, wie solche nach WALTHER¹⁾ noch jetzt im Roten Meere zu beobachten sind, und sehe, alles in allem, die Oolithe der *serrigera*-Zone nur als untergeordnete Glieder der erzführenden Tone an.

¹⁾ WALTHER, J.: Einleitung in die Geologie, S. 699 u. a. m.

Gehen wir jetzt zu einer topographischen Übersicht der Fundorte der *serrigera*-Zone über.

Die nördlichsten Aufschlüsse sind die vorher erwähnten an der südlichen Grenze von Wieluń und nördlich von Gaszyn.

Südwestlich davon sehen wir den oberen Abschnitt der *serrigera*-Zone in denselben steilen Ufern des Flusses Pyszna, wo wir den unteren Abschnitt gesehen haben. Es gibt hier mehrere Profile, von denen bloß eins vom linken Ufer angeführt sein möge mit einiger Berücksichtigung eines anderen vom rechten Ufer.

- 8) ca. 0,60 m Postpliocän (unerreichbar).
- 7) 0,20 m Gelber Ton (auf dem rechten Ufer dunkelgrau).
- 6) 6,10 m Bank von dunkelgrauem, sandigem Sphärosiderit, der zu den Oberflächen noch sandiger und graubraun wird. Enthält stellenweise Anhäufungen von feinen weißen Oolithkörnern (rechtsuferisch 0,15 m dick, rostig, stellenweise von graurostigem Sande unterbrochen).
- 5) 0,80 m Gelber Ton (rechtsuferisch 0,70 m dunkelgrau mit Rosteinschlüssen).
- 4) 0,10 m Bank von Sphärosiderit wie Nr. 6, doch bräunlich werdend, zu den Oberflächen noch mehr sandig, zahlreichere Oolithkörner-Anhäufungen aufweisend.
- 3) 1 m dunkelgrauer Ton, je tiefer, desto sandiger und loser, zuletzt in Sand übergehend (rechtsuferisch bloß Ton, 0,48 m dick).
- 2) 0,55 m Nester von dunkelgrauem Sandstein in ebensolchem Sande (rechtsuferisch 0,90 m, also Nr. 2 und 3 zusammen an beiden ungefähr gleich mächtig).
- 1) 0,15 m Dunkelgrauer Sand (am rechten Ufer ist dieses Niveau schon vom Wasser eingenommen).

Wasserspiegel.

Oberhalb des rechtsuferischen Profils, ca. $3\frac{3}{4}$ m über dem Wasser, wurden im Dorfe drei je 0,12—0,15 m starke Bänke von grauem Sandstein gewonnen. Sie sollen von gelbem Ton durch- und überlagert werden. Der ganze Komplex soll ca. 0,80 m dick sein. Der Sandstein, den ich nur ausgebrochen gesehen habe, ist demjenigen aus dem Mühlenbrunnen bei Wieluń (Nr. 3) ganz ähnlich.

Ich glaube annehmen zu dürfen, daß das Profil von Krzyworzeka eine Fortsetzung des Wieluner Profils nach unten ist; dann könnten die beiden oolithischen Erzbänke den unteren Grenzschichten des oberen Abschnitts von Teofilów und Pierzchno, und die großen Sandsteinknollen, die schon in den unteren Abschnitt zu rechnen sind, denjenigen von Teofilów entsprechen, zu welcher Annahme die gegenseitigen Entfernungen der Schichten in beiden Fällen genügend passend sind.

Leider habe ich weder aus Sphärosideriten noch Sandsteinknollen von Krzyworzeka charakteristische Formen.

SIEMIRADZKI erwähnt von Krzyworzeka nach ZEUSCHNERS Sammlung *Oppelia biflexuosa* (?) und *Per. aurigerus*.

Nördlich von den Profilen sieht man ein Sandsteinnest oberhalb des Uferrandes am Wege lagern, doch in demselben Horizont wie in den Profilen. Höher kommt dunkelgrauer (mit gelbem) Ton zum Vorschein, und schließlich, etwa 3 m über dem Nest, ein Aufschluß von sandigem Schiefer-ton, der aus braunen und gelben Schichten besteht und auch grauen Ton und weißen Glimmer enthält. Es ist wahrscheinlich das Gestein, welches SIEMIRADZKI als „gelben Schiefer“ von Krzyworzeka und Turów erwähnt; beim letzteren habe ich ihn übrigens nicht finden können.

Vielleicht ist dieser sandige Ton ein Analogon der aus Sand und Tonlagen bestehenden Schicht Nr. 1 von Gaszyn. In den Ufern der Pyszna sind an einigen Stellen sowohl solcher Ton als auch Sandsteinnester in unpassender (zu niedriger) Lage zu sehen, was wohl durch Uferrutschungen am einfachsten zu erklären ist.

Dunkelgraue Tone mit Limonitbruchstücken sieht man in Löchern am Fuße des zu Krzyworzeka von SO her herantretenden Hügels. Rostiger, von dunkelgrauem Ton unterlagertes Sandstein ist an der höchsten Stelle des Weges zwischen Gaszyn und Krzyworzeka zu sehen. Dies alles gehört wohl auch dem oberen Abschnitte der *serrigera*-Zone an.

Im Walde westlich vom Gutshofe Ożarów soll man graue erzführende Tone gefunden haben, wobei das Erz viele kleine Versteinerungen führte. Näheres unbekannt.

Die nächsten sicheren Aufschlüsse des oberen Abschnittes haben wir erst bei Teofilów und Pierzchno. Doch gibt es dazwischen noch Vorkommnisse von erzführenden Tonen, deren Alter nicht sicher feststellbar ist (Pontnow, Jaworzno, Krzepice), sowie solche, deren Angehörigkeit zum oberen Abschnitt der *serrigera*-Zone wahrscheinlich ist (Juliampol, Zajonczi).

Über Pontnow vergl. PUSCH: Geogn. Beschreibung von Polen 2, S. 301. Ich habe dort bloß Spuren eines verhältnismäßig neuen Probe-Schachtes gesehen, konnte aber im Dorfe keine Angaben darüber erhalten.

Bei der Ziegelei an der Ansiedlung Mostki, nördlich von Jaworzno sollen die erzführenden Tone 15 m tief lagern, dagegen südwestlich von Jaworzno fehlen¹⁾.

Östlich vom Vorwerke Juliampol (südöstlich von Jaworzno) und nicht über 1 km davon entfernt fand ich an der Waldgrenze als Reste von Erzgewinnung große Stücke von dunkelgrauem, z. T. bräunlichem, äußerlich rostigem sehr sandigem Sphärosiderit, der stellenweise Anhäufungen von feinen braunen Oolithkörnern zeigt. Er enthält auch bis walnußgroße Gerölle und viele Zweischaler sowie nicht näher bestimmbare Oppelien und Perisphincten. Trotz des Fehlens von Zonen-Indizien erinnert das Gestein und die Fauna ihrem Habitus nach an Pierzchno.

Ca. 2 km weiter nach Osten kommen wir zu dem an der RÖMERSCHEN Karte angegebenen Fundort auf dem Wege von Zajonccki nach Parzymiechi. In einem alten Tagbau sowie Weggräben habe ich noch einige Zweischaler und *Rhynch. varians* gefunden.

Auch am westlichen Ende des Dorfes Zajonccki hat mein Sammler in einer zufälligen Auswaschung am Wege Sphärosideritstücke, Limonitknollen und Sandsteinstücke — letztere mit *Rhynch. varians* und einigen anderen Fossilien — gefunden.

Es ist möglich, daß die Fundorte um Zajonccki, ebenso wie Juliampol, zum oberen Abschnitte der *serrigera*-Zone gehören.

Dagegen läßt sich nichts Näheres sagen über die grauen, z. T. erzführenden Tone, die um Krzepice herum, z. T. in Ziegeleien, z. T. auf Feldern, entblößt sind.

Dasselbe gilt leider auch von den zwischen Krzepice und Klobucko liegenden Probeschächten, die bei Opatów, Zlochowice und an allen vier Ecken des Dorfes Walenczew angelegt wurden. Ihrer nordöstlichen Lage nach müßte hier oben die *serrigera*-Zone vorhanden sein; da es aber Schächte sind, so könnten darin auch tiefere Zonen vorkommen²⁾.

Über Teofilów ist genügend gesagt worden.

In Pierzchno, außer der Grube, findet man noch auf den Äckern Stücke von Limonit mit *Rhynch. varians* und anderen

¹⁾ Auf der Karte zu SIEMIRADZKI: Spraw. z bad. geol. w dorzeczu Warty i Proсны ist das Bathonien ringsum das Dorf Jaworzno angegeben.

²⁾ SIEMIRADZKI zitiert nach ZEUSCHNERS Sammlung *Opp. fusca* von Walenczew.

Fossilien. Es ist wohl derselbe Ton wie der auf der Grube vorkommende; doch der Eisen-Oolith der *serrigera*-Zone tritt nirgends auf.

Der nächste Fundort des oberen Abschnitts dieser Zone ist in Lisieniec, ca. 1 km nordwestlich von Czenstochau gelegen, wo man nordöstlich und unterhalb vom Hügel-Gipfel im Acker rostige Oolithstücke findet, wogegen höher nur Callovien- und noch mehr Oxfordiengesteine, ebenfalls im Acker, stückweise auftreten, und am anderen Abhange bloß Callovien¹⁾.

v. SIEMIRADZKI zitiert nach ZEUSCHNERS Sammlung eine Oolith-Insel von Gnaszyn. Dies wird um so eher Gaszyn sein sollen, als auch in MICHALSKIS polnischem Artikel an der Stelle über die Entdeckung des Bathonien-Oolithes derselbe leidige Druckfehler vorhanden ist.

Jetzt kommt das schon besprochene Profil von Czenstochau an die Reihe, sodann der südlich davon gelegene Aufschluß bei Ostatni Grosz. Hier, im unteren Teile des westlichen Abhanges eines Hügels, der von Westen an den südlichen Teil der Ansiedlung herantritt, habe ich ein nicht mehr existierendes, etwas über 6 m messendes Profil gesehen, das mit seinen 4 Sandstein- und ebensoviel Sand- bzw. Tonschichten²⁾ an das Profil der Jasna Góra (Schichten Nr. 2 bis einschließl. 7) äußerst erinnert, um so mehr, als die Gesamtmächtigkeit passend ist und ich oberhalb davon, auf dem Hügelgipfel, außer Callovien und Oxfordien-Grus auch ein Stück Eisen-Oolith mit *Oppelia* sp. (Abdruck) und im Profil selbst *Astarte cordata* und viel *Rh. varians* gefunden habe. Trotzdem die Dicken der einzelnen Schichten mit denjenigen der Jasna Góra nicht übereinstimmen, glaube ich die beiden Profile parallelisieren zu dürfen. Der Unterschied mag durch Unbeständigkeit der Sandsteine (die am Jasna Góra durch Auftreten von Knollen sich kundgibt) erklärt werden.

Spuren des oberen Abschnitts der *serrigera*-Zone wurden von KORONIEWICZ zwischen Bleszno und Raków (Bathonien-Callovien-Grenze) und von mir beim Dorfe und Gute Bleszno (kleine Entblößungen mit Sandsteinen und Sanden) konstatiert. KORONIEWICZ fand im Steinbruch bei Wrzosowa unter dem Callovien den seitdem nicht mehr sichtbaren Eisen-Oolith mit *Macr. Canizzaroi* GEMM.

Weiter nach Süden geht die *serrigera*-Zone nicht. Südöstlich tritt sie in ihren beiden Abschnitten in Choroń auf.

¹⁾ Das Callovien ist hier zuerst von KORONIEWICZ festgestellt worden.

²⁾ Übrigens gibt es hier zwei je 1,50 m hohe Unterbrechungen des Profils, so daß die Zahl der Schichten auch größer sein kann.

Außer dem schon angeführten Profil wurde hier die Grenze des Bathonien und Callovien beim Anlegen eines Brunnens im Pfarrhofe durchteuft, und zwar wurden, nach den Angaben des Brunnenmeisters zu urteilen, mergeliger weißer Kalkstein (Oxfordien), ca. 2 m braunroten, sandigen Kalksteins mit Zwischenlagen von grünem Ton (Callovien) durchbrochen, worauf tiefer, grauer, sandiger Ton mit Eisen-Oolith in seinem oberen Teile folgte. Große Stücke der verschiedenen Gesteine lagen noch vor.

Es ist interessant, daß die untere, tonige Bank des Callovien, die nur zerstreute weiße und braune Oolithkörner aufwies, stellenweise Einschlüsse von hellgrauem, hartem, sandigem Kalkstein enthielt, mit bedeutender Menge von rostigen Oolithkörnern. Aus solch einem Neste habe ich *Macr. cf. macrocephalus* herausgeschlagen, aus dem Eisen-Oolith *Rhynch. varians*.

In Przybyńów habe ich den Eisen-Oolith bloß auf sekundärer Lagerstätte im Diluvium gefunden. Dagegen stehen Sandstein und Tone des oberen Abschnitts der *serrigera*-Zone an der Dorfstraße bei den Brunnen an¹⁾.

In Wysoka Lelowska gibt es im Dorfe außer dem schon beschriebenen Profil auch andere Stellen, wo man etwas Oolith oder grauen Ton sehen kann.

An der südlichen Seite von Włodowice¹⁾, zwischen den zuerst west-, dann aber südwärts gehenden Windungen des Weges nach Rudniki, habe ich kleine Aufschlüsse in Oolith und grauem Ton gesehen. Da hier das Callovien oolithisch ist, so läßt es sich schwer entscheiden, ob Bathonien- oder Callovien-Oolith vorliegt, doch ist wegen der Nähe des grauen Tones das erstere wahrscheinlicher.

In dem großen Steinbruche der Firma Hultschinski bei Łośnice ist das Callovien selten und schlecht, das Bathonien erst beim Nachschürfen zu sehen; daher ist hier die Grenze zwischen den Oolithen schwer festzustellen. Doch scheinen sie auch hier von einer Ton-Zwischenlage getrennt zu sein. Unter dem Oolith kommt sandiger Ton mit weißem Glimmer, zuerst gelb- und braungrau, kalklos, dann dunkelgrau, kalkhaltig. Beim Ausgraben dieses Tones (unter Grus von weißem Kalkstein und Oolith) habe ich darin 0,22 m tief zerstreute kleine (0,02 m) Knollen von gelbem Oolith liegen sehen und nach weiteren 0,12 m Ton größere (0,08—0,14 m), ebenfalls zerstreute Knollen von grauem sandigem Kalkstein mit weißem Glimmer, worunter wieder Ton war.

¹⁾ Auf diese Aufschlüsse bin ich von KORONIEWICZ aufmerksam gemacht worden.

Über und an diesem Steinbruche wurden von derselben Firma elf Probeschächte angelegt, von denen die acht westlicheren durch die ganze Dicke des Kalksteins (dem auch der Oolith zugerechnet wurde) gingen, wobei die meisten sich auch ins Bathonien vertieften; in den drei östlichen dagegen fingen die Bathonientone entweder direkt an der Oberfläche oder unter einer 0,50—5,75 m starken aus Kalksteingrus bestehenden Decke an.

Aus dem Vergleich von Protokollen sieht man, daß in vier dieser Schächte ca. 4 m unterhalb des Kalksteins (des Ooliths) eine Erzbank liegt, worunter 1 m tiefer in zwei derselben (Nr. 4 u. 8) noch eine zweite Bank folgt, und in einem (Nr. 4) noch eine dritte, 2,70 m tiefer als die zweite, wogegen im anderen (Nr. 8) diese dritte Bank fehlt. In den beiden weniger tiefen Schächten, die nur eine Bank aufweisen (Nr. 9 u. 10), liegt dieselbe näher als sonst zum Kalkstein (1,50 bzw. 2,50 m)¹⁾.

Auf Halden Nr. 3, 7 u. 8 waren zu finden große Stücke von sehr sandigem, kalkhaltigem, braunem, mehr oder minder feine dunkelbraune oder rostige Oolithkörner enthaltendem Sphärosiderit, der an die Grenzbank der beiden Abschnitte der *serrigera*-Zone erinnert. Er muß wohl aus der ca. 4 m vom Kalkstein entfernten Erzbank stammen, weil zwei von diesen Schächten bloß diese eine Bank enthalten. Ich fand darin *Perisph. cf. evolutus* und *Cosm. aff. contrarius* ORB., wieweil letzteren ich auch im Oolith von Gaszyn gefunden habe.

Am Schachte Nr. 10 wurde grauer, harter sandiger Kalkstein mit einer der *Oppelia serrigera* nahestehenden Form gefunden. Da gerade dieser Schacht nur die dem Kalkkomplex nahe (1,50 m) liegende Bank enthält, so ist es sehr möglich, daß dieser von den Arbeitern als Erz bezeichnete sandige Kalkstein ihr entammt, und daß sie vielleicht den Kalksteinknollen des Łośnicer Steinbruches entspricht. Dadurch wäre auch ihre Unbeständigkeit in den Schächten erklärlich.

Über die tiefer als 4 m unterhalb des Kalksteins liegenden Erzbänke habe ich keine Angaben. Die unterste davon scheint unbeständig zu sein, weil sie bloß in einem der beiden tiefsten Schächte angegeben ist.

Nehmen wir die 4 m tief liegende Bank für die Grenzschicht des oberen Abschnitts der *serrigera*-Zone an, so ist dieser Abschnitt hier nur um die Dicke der zwischen der unteren

¹⁾ In dem tieferen dieser letzten Schächte könnte die zweite Bank schon, aber knapp, vorhanden sein; es ist daher möglich, daß sie entweder etwas tiefer liegt oder überhaupt fehlt.

Fläche des Bathonien-Ooliths und dem Callovien liegenden Schichten mächtiger als ca. 4 m, also im ganzen nicht mal 5 m dick.

Die unteren Erze wären dann dem unteren Abschnitte zuzurechnen.

Da auf alten Halden der Grube Łośnice derselbe graue Kalkstein wie an den Probeschächten oberhalb des Steinbruches zu finden ist, ist es wahrscheinlich, daß die oberen Schichten der Gruben Łośnice und Kromołów (z. B. „Friederika“) denjenigen Schichten der *serrigera*-Zone entsprechen, welche von den eben erwähnten Probeschächten durchteuft wurden.

Im Dorfe Bzów finden wir unterhalb eines mitten in der Dorfstraße stehenden Brunnens einen Aufschluß, wo man Calloviensandstein, bunten (gelben und grünen) Ton mit dessen Bruchstücken, gelben Ton mit Oolithstücken und, tiefer, an einer Quelle, dunkelgrauen sandigen, weißglimmerigen Ton sehen kann. Callovien-Sandstein und Bathonien-Ton sind auch unterhalb des gleichnamigen Gutshofs und in seiner Nähe sichtbar.

Ob die dunkelgrauen sandigkalkigen, weißglimmerigen Tone, die in einer in das Dorf vom Süden her einmündenden Schlucht in der Nähe vom in letzterer gelegenen Brunnen entblößt sind und an einem Probeschacht in der Nähe des Gutshofs die Halde bilden, hierher gehören, bleibt ungewiß, obgleich ihre hohe Lage (der erste Aufschluß liegt höher als die Aufschlüsse im Dorfe) dafür spricht. In beiden Fällen wurden Knollen von dunkelgrauem weißoolithischen Sphärosiderit sowie von dunkelgrauem, weißglimmerigem Eisenkalk gefunden.

Über den oberen Abschnitt der *serrigera*-Zone bei Ogradzieniec ist schon gesprochen worden. Sie mag daselbst noch in den obersten Ziegelei-Gruben vertreten sein.

In Anschluß an die obige Darstellungen über die Grenze zwischen Bathonien und Callovien sei hier noch das Verhältnis derselben bei Pierzchno angegeben.

SIEMIRADZKI gab in seiner vorläufigen Mitteilung von 1901¹⁾ an, es stehe westlich von diesem Dorfe Bathonien mit *Opp. aspidoides*, östlich davon Eisenoolith mit *Macr. macrocephalus* und *Cosmoceras Jason* an.

Da ich im Jahre 1902 sämtliche Aufschlüsse des Callovien und Bathonien zwischen Kłobucko und Czenstochau untersucht hatte, erlaubte ich mir 1903²⁾ darauf hinzuweisen, daß bei

¹⁾ SIEMIRADZKI, J. v.: a. a. O. 1901.

²⁾ REHBINDER: a. a. O. 1903.

Pierzchno kein Callovienoolith anstehe, umsomehr, als ich dachte, es handle sich um eine neue Entdeckung von v. SIEMIRADZKI an Ort und Stelle.

Meine Bemerkung rief in demselben Jahre eine scharfe Entgegnung von ihm hervor¹⁾, aus der es sich erst herausstellte, daß es sich nicht um neues Material, sondern um die alte Sammlung ZEUSCHNERS handelt.

In seinem Buche wiederholt er dieselben Angaben, wobei die Meinung, das obere Bathonien stehe westlich von Pierzchno an, irrtümlich MICHALSKI zugeschrieben wird. MICHALSKI hat aber so was nie gesagt, und liegt der bekannte Aufschluß im oberen Bathonien nicht westlich, sondern südöstlich von Pierzchno.

Was den Callovien-Oolith von Pierzchno anbetrifft, so habe ich mich bei Besichtigung der ZEUSCHNERSchen Sammlung vergewissern können, daß darin von Pierzchno tatsächlich in typischem Eisenoolith erhaltene Ammoniten vorhanden sind, doch bloß *Macr. macrocephalus* (?), *Macr. tumidus* Sow. und *Perisphinctes tenuis* SIEM.; wogegen *Cosm. Jason* und verschiedene andere Ammoniten anderes Gestein zeigen.

Es ist daher am wahrscheinlichsten, daß die oolithischen Ammoniten von Pierzchno aus den untersten Schichten des Callovien stammen, die in den Steinbrüchen nicht zu sehen sind und, etwa wie bei Choroń, mehr oder minder oolithisch ausgebildet sein mögen.

Callovien-Oolith aus Pierzchno wurde noch von ZEUSCHNER beschrieben, doch gibt er ihn über dem braunen *Macrocephalus*-Kalk an, zwischen diesem und dem weißen Oxfordien-Kalk. Es handelt sich aber wohl nicht um Eisenoolith, wie solcher im Süden des Gebietes im Callovien auftritt, aber von mir in keinem der bei Pierzchno gelegenen Steinbrüche gefunden werden konnte, sondern wahrscheinlich um die sog. Glaukonitschicht, die das Callovien zuoberst abschließt. Denn ZEUSCHNER spricht nicht von einem normalen Oolith, sondern von einem dunklen und undeutlichen, und die Ammoniten seiner Sammlung sind z. T. gerade im Gestein der Glaukonitschicht enthalten; dazu kommt noch, daß diese Schicht in Pierzchno nicht grün wie sonst ist und daher als solche auch verkannt werden konnte, und daß ihr Gestein ein Oolithkörner führender Stromatolith ist (vgl. S. 213).

¹⁾ SIEMIRADZKI, J. v.: Über Jura in Polen. Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. 1903.

²⁾ SIEMIRADZKI, J.: Geol. ziem polskich I. 1903. S. 317, 318, 340, 341.

³⁾ ZEUSCHNER, L.: a. a. O. 1870.

v. SIEMIRADZKI gibt nach der ZEUSCHNERSchen Sammlung an, man könne Gesteinproben so wählen, daß ein allmählicher Übergang von den unteren, einen stark eisenhaltigen, in rotbraunen Eisensandstein übergehenden Oolith vorstellenden, bis zum typischen hellgelben Oolith zustande kommt, wobei die ersteren Cornbrash-Formen, letztere aber zahlreiche Callovien-Ammoniten (*Cosm. Jason* usw.) enthalten.

Dieser Übergang (soweit es sich nicht auch um Proben des Eisenooliths des obersten Bathonien handelt, das jetzt nirgends in Pierzchno, sondern erst in Teofilów aufgeschlossen worden ist) muß natürlich bloß petrographisch, und nicht als unmittelbar in der Natur vorhanden verstanden werden, weil die untere Grenzschrift des oberen Abschnittes der *serrigera*-Zone, zu der der bekannte Bathonien-Aufschluß von Pierzchno gehört, ca. 10 m von der unteren Callovien-Grenze entfernt sein muß (vgl. Teofilów).

B. Das Bajocien und Bathonien im Gebiete des Überganges von ihrem nördlichen Typus zum südlichen.

Nachdem wir den nördlichen Typus mit seiner Einteilung in Zonen kennen gelernt haben, werden wir uns auch im Übergangstypus, wo infolge der Mächtigkeitsschrumpfung das Unterscheiden der Horizonte erschwert wird, orientieren können.

Die Gegend, wo er auftritt, ist mehrmals Gegenstand von geologischen Untersuchungen gewesen, sogar gute Profile (wie z. B. das Profil ZEUSCHNERS für Wysoka Pilecka) sind gegeben worden; doch hat es bis jetzt, mangels systematischen Sammelns und Bestimmens der Fossilien, an richtiger Deutung der Ablagerungen gefehlt.

Ich habe diesen Typus an folgenden Orten konstatieren können: Ciengowice, Wysoka Pilecka, Łazy, Rokitno, Niegowonice, Hutki Kanki, Błojec und Żary bei Rodaki; außerdem wurde er von KORONIEWICZ in Rodaki selbst gefunden. Diese Orte bilden zusammen den westlichen Seitenzweig am südlichen Ende des Gebiets der erzführenden Tone.

Der ganze Komplex des Bajocien und Bathonien zerfällt hier in einen oberen, durch ebensolche graue erzführende Tone mit Eisen-Oolith zu oberst wie im Norden eingenommenen, und einen unteren, ganz eigenartig entwickelten Abschnitt, der sich mit keiner Abteilung des nördlichen direkt vergleichen läßt und auch selber, je nach den Fundorten, faziell verschieden ist.

Der obere Abschnitt ist am besten an der Zement-Fabrik Wysoka-Pilecka zu sehen, wo ich im Eingange zum Steinbruch folgendes Profil notiert habe:

- | | | |
|-----|-------------|---|
| 16) | 0,80 m | Bank von Eisen-Oolith mit Callovien-Fauna. |
| 15) | 0,05 m | Gelber Ton. |
| 14) | 0,08 m | Bank von Eisen-Oolith mit <i>Rhynch. varians</i> (Bathonien). |
| 13) | 0,05 m | Gelber (im Steinbruche grauer mit gelbem) Ton. |
| 12) | 0,06 m | Bank von gelbbraunem, kalkigtonigem Eisensandstein. |
| 11) | 0,90—1,80 m | Dunkelgrauer kalkigsandiger Ton. |
| 10) | 0,20 m | Bank von gelblichgrauem, weichem kalkigtonigen Sandstein. |
| 9) | 2,70 m | Dunkelgrauer kalkiger Ton, weniger sandig als Nr. 11. |
| 8) | 0,50 m | Ein von einem Schienenweg eingenommener Zwischenraum. |
| 7) | 0,20 m | Gelbgrauer kalkigsandiger Ton. |
| 6) | 0,10 m | Knollen von rostiggelbem Eisenmergel, z. T. mit gleichfarbigen Oolithkörnern. |
| 5) | 0,30 m | Gelbgrauer schwachkalkiger sandiger Ton. |
| 4) | 0,10 m | Knollen von rostiggelbem, in ockerigen Limonit übergehendem Eisenmergel. |
| 3) | 0,05 m | Graugelber kalkigsandiger Ton. |
| 2) | 0,05 m | Knollen von rostgelbem Eisenmergel. |
| 1) | 1,80 m | Graurostiger sehr sandiger Ton. |

Die Neigung der Schichten ist wohl nicht unter 20° (die Schichten sind wellig), im Steinbruche ist Oolith und Oxfordien 30° geneigt. Die Fallrichtung ist nach NO 35°.

Etwas weniger als $\frac{1}{2}$ km westlich vom Steinbruche und zugleich niedriger gelegen befindet sich am südlichen Abhang desselben Hügels eine Tongrube derselben Fabrik, in deren Wänden ca. 9 m dunkelgrauen kalkigen Ton zu sehen sind. Darin kommen mehr oder minder große (bis $0,20 \times 0,50$ m) Knollen von dunkelgrauem kalkigem Sphärosiderit bzw. Eisenkalkstein, von außen gelblich und bläulich, und außerdem kleinere ($0,06 \times 0,10$ m) Knollen vor, die aus dunkelbraungrauem Eisensandstein bestehende Kerne in Limonitschalen enthalten. Die großen Knollen enthalten Fossilien, von denen *Astarte cordata* am wahrscheinlichsten auf die *serrigera*-Zone deutet; von den übrigen, keine stratigraphische Bedeutung besitzenden

Formen sind in derselben Zone häufige *Cucullaea concinna* sowie *Posidonomya Buchi* und die von anderen Fundorten unseres Gebiets gar nicht bekannte *Solenomya (Voltzi) Roem.?* am zahlreichsten.

Ob die Knollen zerstreut oder schichtweise lagern, ist angesichts des verfallenen Zustandes der Wände nicht zu entscheiden.

Es ist leider schwer, zu sagen, ob das Profil des Steinbruchs direkt auf das Profil der Grube zu liegen kommt.

Aber viel tiefer als in der Grube geht der jurassische Ton kaum, weil zu beiden Seiten der Grube in tieferen Niveaux schon bunte Gesteine aufgeschlossen sind, z. T. oberflächlich (graue, bläuliche, violettgraue Tone), z. T. in Schächten (Braunkohle führende Tone, rote und blaue Tone, hellgraue Breccie), von denen die letzteren schon sicher der Trias angehören. (Über die ersteren vgl. S. 325).

Und in der Tat, am Wege vom Dorfe Wysoka Pilecka nach Ciengowice ist zu sehen, daß die erzführenden Tone keine größere Mächtigkeit, als eben angegeben, haben und von einem den unteren Abschnitt darstellenden sandigen Limonit unterlagert werden.

Dieser untere Abschnitt war am besten zu sehen in der früheren Tongrube der Zementfabrik Łazy, die ca. 2½ km östlicher als die Fabrik Wysoka Pilecka östlich von der Warschau—Wiener Eisenbahn liegt. Die erwähnte Grube befand sich dicht an der Ostseite der Fabrik.

In der Mitte ihres Bodens habe ich folgende Schichten gesehen:

- 3) 0,35—0,43 m Bank von gelbbraunem, eisenhaltigem sandigem oolithischem Mergel; Körner auch gelbbraun. Enthält Adern und Nester von Limonit. Die untersten 0,02 m sehr sandig und mürbe.
- 2) 0,15—0,22 m Bank von weißem quarzitähnlichem Sandstein, z. T. mit Limonit durchschichtet. Wird stellenweise durch weichen Sandstein mit ebensolcher Durchschichtung ersetzt.
- 1) 0,90 m Weißer Sand mit zahlreichen eisenhaltigen Durchschichtungen.

Im südwestlichen Teile der Grube war dieser Sand in deren Wand 4—5 m hoch zu sehen, und in der Ziegelei von Jüngster, nördlich der Bahnstation Łazy, lagert er auf graugrünem Ton, mit dem er an ihrer Grenze wechsellagert.

Die eisenhaltigen Sandschichten sind in der neuen Grube derselben Fabrik durch in einzelne Knollen sich lösende Lagen von sandigem Limonit ersetzt.

Die Mergelbank liegt, wie es in derselben Grube zu sehen war, direkt unter dem grauen Ton des oberen Abschnitts. Sie enthält viele Versteinerungen, worunter *Bel. giganteus* (alte und neue Grube) und *Park. compressa* (alte Grube) die maßgebendsten sind. Auch *Park. cf. Parkinsoni* habe ich hier gefunden.

Um eine andere Facies des unteren Abschnittes zu sehen, müssen wir uns viel östlicher nach Hutki Kanki wenden. Hier kommt aus dem westlichen Abhang des Berges Chełm ein nach dem Dorfe fließender Bach heraus, der an einer Stelle einen kleinen Wasserfall bildet. In und an demselben ist in senkrechter Richtung folgendes zu sehen:

- 0,15 m Sand mit Stücken von weißem Oxfordien-Kalkstein.
- 0,10 m Blasser, graugelblicher kalkiger Ton.
- 0,18 m Rostbrauner Eisen-Ton.
- 1,25—1,50 m Dunkelgrauer kalkiger Ton.
- 0,15 m Hellgelbbrauner konglomeratartiger kalkiger Sandstein mit Adern von dunkelbraunem Limonit.

Tiefer Derselbe, zertrümmert.

Weiter stromabwärts sieht man viele Stücke quarzitähnlichen Sandsteins (wie in Łazy) liegen, der aus der Nähe stammen muß. Hinter dem Dorfe, am Wege nach Grabowa (über die Mühle Centuria) steht schon roter Trias-Ton an.

Noch östlicher, im unteren Teile des südwestlichen Abhangs des Berges Żary (zwischen Hutki Kanki und Rodaki), im Walde, sah ich ein ähnliches Bild:

Unterhalb einer aus Oxfordien-Kalk bestehenden kuppelartigen Erhöhung ist der Abhang von Stücken dieses Kalksteins besät, und noch weiter nach unten kommt eine sandige Fläche, die eine kleine Grube mit folgendem Profil enthielt:

- 0,43 m Sand mit Kalkstein und Feuersteinstücken.
- 0,19 m Braungrauer Ton.
- 0,03 m Knollen von sandigem ockerigen Limonit in Limonit-Schalen.
- 0,30 m Bräunlichgrauer Ton.

Etwas weiter hinab ist eine niedrige Stufe zu sehen, aus der Klötze von konglomeratartigem Sandstein (wie in Hutki Kanki) hervortreten. Auch ein Stück quarzitartigen Sandstein habe ich in der Nähe gefunden. Noch tiefer hinab kommt sandiger Boden, an einer Stelle war weißer toniger Sand zu sehen.

Etwas südlicher und in tieferer Lage als der konglomeratartige Sandstein war 1906 noch ein alter Schurf vorhanden, in dem zuoberst weißer toniger, unten rosafarbiger loser Sand zu sehen war. Auf der Halde habe ich bunten (grünlichgrau, gelb, rot) Ton (Trias), Limonit-Stückchen, Kies und je 1 Stück von gewöhnlichem grauem und von konglomeratartigem Sandstein gefunden. Der Höhenunterschied zwischen dem oberen Rande der sandigen Fläche (auf der sich der Aufschluß des erzführenden Tones befand) und dem oberen Rande des Schurfes beträgt ca. 5 m. Im konglomeratartigen Sandstein ist eine Fauna enthalten, die durch *Cosmoceras Garantianum* und *Park. compressa* charakterisiert wird.

Aus dem Vergleich des vorhin Gesagten sehen wir, daß der Eisensandmergel und der konglomeratartige Sandstein in gleicher Lage — zwischen grauem Ton und weißem Sande — sich befinden und Fossilien führen, die in beiden Fällen auf dieselben Zonen — des *Cosm. Garantianum* und der *Park. compressa* — deuten. Weiter unten werden wir sehen, daß man in Rokitno einen petrographischen Übergang dazwischen findet. Wir können daher die beiden Bänke für einander äquivalent und dem unteren Teile der erzführenden Tone im Norden entsprechend halten.

Sodann sehen wir, daß die Mächtigkeit der erzführenden Tone im Süden rasch abnimmt. In Wysoka Pilecka ist sie wohl nicht unter 10 m anzunehmen¹⁾, in Hutki Kanki erreicht sie nicht mal 2 m. Diese Abnahme harmoniert sehr gut mit dem immer klarer werdenden litoralen Charakter des die Tone unterlagernden Gesteins — augenscheinlich geht hier eine mit Annäherung zum Ufer verbundene Tiefenverminderung mit einem Ersatz feiner Sedimente durch immer gröbere Hand in Hand.

Daher muß die in dem als Strandfacies ausgebildeten Teile des Bajocien und Bathonien enthaltene Zonenzahl nicht überall die gleiche sein, sondern von Norden her nach Süden zu immer wachsen, bis keine Zone mehr durch Tone vertreten ist.

Und in der Tat, etwas südlicher, südlich von der Ansiedlung Błojec, zwischen dem Walde und dem Hügel Bucza Góra finden wir auf den Feldern keine Tone mehr, sondern nur sandigen Boden mit Stücken von konglomeratartigem und quarzitartigem Sandstein (in letzteren sind Spuren von Steinbohrern zu finden), während an und auf dem Hügel schon Trias-Gesteine (bunte Tone und Konglomerat) anstehen.

¹⁾ ZEUSCHNER (Pam. Fyzjogr. 4, S. 113) gibt gerade eine passende Mächtigkeit (30 Fuß) für den „schwarzen“ Ton der Hügel von Wysoka Pilecka und Ciengowice.

Wir sahen vorhin, daß in Wysoka Pilecka, Łazy und Żary schon mindestens 3 Zonen von der Strandfacies ergriffen sind¹⁾. Das Vorhandensein (in der Sammlung von KONTKIEWICZ) eines *Macrocephalites* sp. *indeterm.* (wahrscheinlich neue Art) von Rokitno, der aus der diese Zonen enthaltenden Bank (vgl. S. 323) stammt, gibt einen Wink für die Annahme, daß wohl auch höhere Horizonte in derselben vertreten sind, so daß vielleicht der Ton die *serrigera*-Zone allein vertritt.

Dagegen scheint es mir wahrscheinlicher, daß die schon im Norden als Sande und Sandsteine gestaltete *Humphriesi*-Zone in den Tonen nicht enthalten ist, sondern auch im Süden in gleicher Facies wie im Norden, vielleicht im quarzitartigen Sandsteine vertreten ist, und daß die früher²⁾ für Keuper gehaltene weißen Sande mit eisenhaltigen Durchschichtungen den Kostzelitzer Sanden und Sandsteinen entsprechen; ihre Wechselagerung aber mit grüngrauen Tonen und letztere selber, sowie auch die weißen und rosa Sande von Żary erinnern an die Łysiec-Siedlecer und Hellewalder Schichten.

Daß in Wysoka Pilecka vom Westen her statt der Sande helle Tone so nahe an die dunklen jurassischen herantreten, ist wahrscheinlich auf eine fazielle Änderung des Liegenden der letzteren zurückzuführen; diese Tone wären ein Äquivalent der Sande. Daß aber zugleich bei Wysoka Pilecka auch solche Sande wie diejenigen von Łazy vorhanden sind, beweist der aus losem Sande mit vielen Limonitstückchen bestehende Boden östlich unterhalb des Steinbruchs. Diese Sande kommen auch noch östlicher vor. Ihr nächster Aufschluß befindet sich auf einer Ziegelei westlich von der Bahnstation Łazy (vgl. unten S. 321).

Wir gehen jetzt zu einer Beschreibung der einzelnen Fundorte in topographischer, von NW nach SO gerichteten Reihenfolge über.

Am und um den Hügel, auf dem Ciengowice steht, ist an mehreren Stellen die durch Oolith angegebene obere Grenze des Bathonien zu sehen bzw. zu sehen gewesen, und zwar: an einer Quelle im Dorfe, auf dem Wege nach Poremba Mrzygłodska, an einer Quelle auf dem Wege nach Zazdrość, an der südwestlichen Ecke des Gutshofes und etwas unterhalb der gleich-

¹⁾ Es ist als sehr wahrscheinlich anzunehmen, daß in der die Zonen des *Cosm. Garantianum* und der *Park. compressa* enthaltene Bank auch die *Parkinsoni*-Zone inbegriffen ist. Leider habe ich keine unzweifelhafte *Park. Parkinsoni* oder *Park. neuffensis* darin gefunden, sondern bloß zu denselben womöglich passende Bruchstücke (zur ersten in Łazy, zur zweiten in Rokitno).

²⁾ ZEJSZNER, L.: a. a. O., Pam. Fizyogr. 1884, S. 113. KONTKIEWICZ (russisch) 1892, S. 34 u. ff.

gerichteten Ecke des Kirchenzaunes. Grauer Ton — auf dem oberen Teil des Weges von Ciengowice nach Łazy und, mit Erzknohlen, in einem Graben in der Nähe des Weges, der vom Gutshofe um den südlichen Abhang des Hügels herum zur Kirche geht; auf dem Wege von Ciengowice nach Zazdrość verraten die Felder mit dunklem, tonigem feuchtem Boden seine Gegenwart westlich und bergab vom Oolithaufschluß. Sande mit Limonitstückchen bilden einen erhöhten, mehr oder minder W—O gerichteten Streifen unterhalb der Oolith- und Ton-Aufschlüsse der südlichen Hügelseite an deren Fuße, und rotbrauner Eisensandstein (etwa von Kostczelitzer Typus) wurde in einem Loch am Wege nach Zazdrość westlich der Tonfelder gewonnen. Sande mit Limonit sieht man auch, unterhalb der Tone, am Wege Ciengowice—Łazy.

Am Grunde zwischen den Hügeln von Ciengowice und Wysoka Pilecka und nach dem Wege Ciengowice—Łazy zu, sowie an diesem Wege sind Reste von Tagbauen zu sehen, die wegen ihrer niedrigen Lage schon zu tieferen Horizonten gehören müssen. Über die westlichsten habe ich von einem in der Nähe wohnenden Bauern gehört, daß dort Erz in bunten Tonen gewonnen wurde. Ähnliches gilt wohl von den Tagbau- und Schächte-Resten, die nördlich und unterhalb des Ciengowicer Hügels zu sehen sind.

Wenden wir uns zum Nord-Abhange des Wysoka-Pilecka-Hügels, so sehen wir im Wege, der dahin von Ciengowice führt, zuunterst rostiggrauen Ton, dann Sand mit Limonitstückchen. Etwas höher sieht man anstehenden rostbraunen, dunkelgeaderten sandigen Limonit, voll von Zweischalerkernen (hauptsächlich *Astarte* und *Modiola*), aber auch Reste von *Rhynchonella*, eines Ammoniten usw. enthaltend, darüber mehrere Meter dunkelgrauen Ton; oberhalb des letzten ist der Weg von Oxfordien-Kalksteingruß verdeckt. Der Limonit ist sicher dem Eisensandmergel von Łazy äquivalent. Bei einem Rundgang um diesen Hügel habe ich an mehreren Stellen Oolithstücke, tonige, zwischen Kalksteingrus oben und Sanden unten gelegene Felder und auch alte Tonlöcher gesehen. Im oberen Teile des Weges von Wysoka Pilecka nach Chruzcobrod habe ich in einem Graben denselben Limonit wie am Nordabhange gefunden.

Zwischen Oxfordien und Bathonien (wie es scheint, oberhalb des Ooliths) treten an diesem Hügel mehrere Quellen heraus; solche können daher in dieser Gegend diesen Horizont aufsuchen helfen.

Am Walde hinter den letzten Häusern westlich der Station Łazy, den Fußpfad nach Wysoka Pilecka kreuzend, fließt ein

Bach, in dem ich hier wieder den Limonit vom Wysoka-Pilecka-Hügel gefunden habe, und näher an Łazy, in einer Ziegeleigrube sieht man weiße (mit rostigen) Sande mit Limonit-Stückchen. Ringsherum sind auch oberflächlich ähnliche Sande mit und ohne Limonit verbreitet.

Dieselben treten auch an und längs dem Schienenweg von Wysoka Pilecka nach Łazy auf. Hier sind auch Reste einer alten Ziegelei und eines Probeschachtes zu sehen, beide in grauen, z. T. kalkigen Tonen mit Sphärosiderit-Knollen.

Östlich der Warschau—Wiener Bahn, zwischen Dorf und Zementfabrik Łazy einerseits und dem Gutshof Łazy andererseits, sowie nördlich des letzteren sind an mehreren Stellen Sande mit Limonit zu sehen. Sie bilden erhöhte parallele Streifen, die mit feuchten (tonigen) Wiesenstreifen abwechseln.

Geht man vom Gutshof Łazy nach demjenigen von Rokitno auf dem baumbepflanzten Wege, so sieht man zwischen diesem und dem nördlich stehenden Walde einen W-O gezogenen länglichen Buckel und darauf Reste einer Ziegeleigrube. Der Ton scheint hier bunt (violettgrau?) gewesen zu sein. Westlich davon ist der Boden sandig, mit viel Limonitstücken¹⁾.

Dagegen östlich von der Grube ist der Acker von Stücken eines eisensandigen oolithischen Mergels bedeckt mit *Park. cf. neuffensis*, *Rhynch. sublacunosa* und anderen Fossilien, sowie von wahrscheinlich aus ihm stammenden Limonitstücken. Er geht hier z. T. in echten grobkörnigen Sandstein über und enthält bis erbsengroße Quarzgerölle, bildet also einen direkten Übergang zwischen dem Mergel von Łazy und dem konglomeratartigen Sandstein weiter nach Osten.

Östlich und nördlich vom Buckel ist der Boden sandig, östlicher und höher bergauf tonig, mit Stücken von Eisenoolith und von weißem Oxfordien-Kalkstein; noch östlicher ist er weniger tonig, nur mit weißem Kalkstein.

Auf dem Hügel südlich vom baumbepflanzten Wege steht oben Oxfordien-Kalkstein an. An dessen Südabhang, weiter nach unten, fand ich auf dem Acker Stücke von braunem Callovien-Kalkstein und von Eisenoolith, am Fuße des Hügels in einem Graben ein größeres, einer Bank entstammendes Stück von kalkigem Eisensandstein mit Gastropodenresten und am Acker-rande kleinere Bruchstücke von eisenhaltigem, etwas oolithischem sandigem Kalkstein mit undeutlichen Fossilien, sowie von schaligem Limonit mit *Aricula Münsteri*, — Gesteine, welche denjenigen von vorher und denen von Łazy erwähnten entsprechen. Am südlichen

¹⁾ Vgl. über Tone u. Sande bei Wysoka Pilecka, S. 316.

Fuße dieses Hügels liegt zuerst ein Wiesenstreifen, dann, noch südlicher, ein Streifen dunklen tonigen Ackers, und auch östlich vom Gutshofe Rokitno sowie längs des Weges vom Dorfe Rokitno nach Ogrodzieniec sieht der Boden danach aus, daß hier dunkelgraue Tone lagern.

Zwischen dem Gutshofe Rokitno, dem Gutshofe und Dorfe Łazy und der Ansiedlung Młynek habe ich 4 alte Probeschächte der Huta Bankowa gesehen, von denen 3 seinerzeit von KONTKIEWICZ¹⁾ beschrieben wurden.

Der nördlichste, „Nr. XII“, liegt auf dem vorhin erwähnten Wiesenstreifen am südlichen Fuße des eben beschriebenen Hügels. Von den zwei westlichen liegt einer in der Nähe (67 Schritt nordnordwestlich) von der Kreuzung der Wege Dorf Łazy—Dorf Rokitno und Gutshof Łazy—Ansiedlung Młynek, der andere noch westlicher, 170 Schritt nördlich vom ersten Wege, ungefähr gegenüber dem Steinbruche der Zementfabrik Łazy. Schließlich liegt der vierte, südlichste, in der Nähe der vorhin erwähnten Wegkreuzung, aber südöstlich davon, an einem sich bald östlich von der Kreuzung abzweigenden Graben, 300—350 Schritt vom Wege entfernt.

Der nördlichste Schacht lieferte das beste Profil, das nach dem Grubenprotokoll aus folgenden Schichten besteht:

- | | | |
|----|------------|--------------------------------------|
| 7) | 4 m | Dunkelgrauer Ton (oben gelb). |
| 6) | 0,05 m | Eisenerzbank. |
| 5) | 0,08 m | Ton. |
| 4) | 0.25 m | Erzbank. |
| 3) | 1 m | Nicht notiert (wahrscheinlich Ton?). |
| 2) | ca. 0,75 m | Gelber Sand. |
| 1) | ca. 10 m | Grauer Sand ²⁾ . |

Der Ton der Halde ist dunkelgrau. Darauf lag noch eine *Astarte cordata*.

Das am Schachte gefundene Stück von grauem (mit rotem) oolithischem (Körner weiß, rot, rostig) Kalkstein (mit *Avicula* cf. *Münsteri* und *Waldheimia* cf. *carinata*) und das Gestein an den Fossilien der KONTKIEWICZschen Sammlung lassen keinen

¹⁾ KONTKIEWICZ, St., a. a. O., 1890-92.

²⁾ KONTKIEWICZs Profil weicht davon ab durch Fehlén von Nrn. 2, 3, 5, und die Mächtigkeit von Nr. 1 ist zu 13 m angegeben. Er bezeichnet Nr. 1 als sehr sandigen feinschieferigen Ton, Nr. 4 als dunkelgrauen eisenhaltigen, etwas körnigen Kalkstein. Die aus Nr. 4 stammenden Versteinerungen seiner Sammlung führen als Gestein gelben mürben und braungrauen resp. graubraunen dichten sandigen Kalk, Limonit und Haematit. Der dichte Kalk enthält stellenweise Oolithkörner derselben Farbe, wie er, oder geht auch in schwarzkörnigen Oolith über.

Zweifel darüber aufkommen, daß Nr. 4 die uns bekannte, die unteren Zonen umfassende Bank vorstellt. Dann paßt auch das ganze Profil gut zu denen von Łazy und Wysoka Pilecka.

Daß KONTKIEWICZ in Nr. 4 einen *Macrocephalites* gefunden hat, und die Bedeutung dieses Fundes wurde schon vorhin erwähnt (S. 319)¹⁾.

Aus dem für einen („Nr. VI“) der beiden westlichen Schächte notierten Protokoll ist zu sehen, daß die von KONTKIEWICZ beschriebene sandig-kalkige Bank 0,80 m stark war und unter einer 3 m starken Schicht sich befand, die oben aus Sand, dann aber aus „schwarzem“ und grauem Ton bestand. Unter der Bank sind 9 m gelber Sand notiert, mit einer dünnen Erzlage im oberen Teile. An den Halden dieser Schächte ist jetzt nichts als grauer Ton zu finden. In KONTKIEWICZS Sammlung paßt das Gestein der Versteinerungen aus der Bank des Schachtes VI sehr gut zu demjenigen Schicht Nr. 4 des Schachtes XII.

Am südlichsten Schachte habe ich dunkelbraungrauen weißglimmerigen Ton, eine kleine Sphärosideritknolle und *Pecten lens* in rostigem, tonigem Gestein gefunden.

Im ganzen sehen wir, daß hier überall dieselbe Schichtenfolge vorhanden ist wie bei Łazy und Wysoka Pilecka.

Auf der Verlängerung des jurassischen Streifens, der sich in östlicher Richtung von Wysoka Pilecka nach Łazy hinzieht, steht östlich von der Warschau—Wiener Bahn eine Ziegelei. Hier, am nordwestlichen Abhang des kleinen Hügels, auf dem ein Wohnhaus steht, ist Oxfordien und Oolith beider Etagen (im ganzen ca. 1 m Oolith) zu sehen; tiefer eine 2 m starke Masse aufgegrabenen dunkelgrauen Tones, daneben ein Haufen von Sphärosideritknollen in Limonitschalen, sowie Stücken von grauem kalkigem Sandstein. Tiefer liegt eine Grube, wo am westlichen Ende der nordwestlichen Wand ein unvermitteltes Aufliegen des dunkelgrauen Tones auf graugrünem vorhanden ist. Es ist wohl eine Verwerfung, deren Fläche nach Osten mit 10° einfällt. Der graugrüne Ton nimmt die südwestliche und zum kleinen Teil die südöstliche Wand der Grube ein,

¹⁾ Zwar führt KONTKIEWICZ aus Nr. 4 auch *Opp. latilobata* an, es ist aber eine der *Opp. subinflexa* Gross. ähnliche Form, die ich aus der *compressa*-Zone von Wilczy-Dół besitze. Seine *Opp. fusca* aus derselben Bank paßt, wie er es auch auf der Etikette notiert hat, nicht zur typischen, sondern der zweifelhaften, bei WAAGEN auf Taf. 16 (1) F. 7 abgebildeten Form.

der dunkelgraue die übrigen. Beide sind in vertikaler Richtung ca. 5 m stark, also ist der dunkelgraue im ganzen mindestens 7 m mächtig. Auch hier war ein Haufen Knollenerz (ohne Limonitschalen) vorhanden.

In anderen, südlicheren Gruben derselben Ziegelei gibt es keine erzführenden Tone mehr. In der östlichen sieht man oben eine Wechsellagerung von weißen Sanden mit graugrünem Ton, in der westlichen steht letzterer oben an, tiefer kommt, von ihm durch eine Kieslage getrennt, grauer Ton, der aber wohl nicht mehr jurassisch ist (vgl. S. 316 u. 319).

Die Zementfabrik Łazy befindet sich etwas östlicher als diese Ziegelei. Nördlich dessen alter Tongrube ist auf einer Erhöhung ein Steinbruch vorhanden. 1906 wurde darin, um die Mächtigkeit des Kalksteins zu erfahren, ein Probeschacht bis in den erzführenden Ton gemacht. Auf der Halde fand ich Stücke von Eisenoolith, augenscheinlich nicht nur des Callovien, sondern auch des Bathonien (mit *Rhynch. varians*), sowie dunkelgrauen sandigen Ton mit Belemniten- und Austerbruchstücken.

In der südöstlichen Wand der Tongrube sieht man ca. 4,50 m grauen kalkigen Ton unter ca. 2 m Postpliocän. Er enthält große (bis $0,22 \times 0,80$ m) mergelige Konkretionen (die von außen grünlich-hellgrau, innen dunkelgrau mit eisenschüssigen Adern sind) und Knollen von braungrauem Sphärosiderit, die z. T. eine nierenförmige Oberfläche zeigen.

Die südwestliche Wand sowie, soweit es vor Abfällen zu sehen ist, mindestens der daranstoßende Teil der nordwestlichen, bestehen aus dem vorhin erwähnten weißen, rostig durchschichteten Sand, der ca. 4—5 m hoch zu sehen ist.

Auf dem Grunde der Grube von NO nach SO gehend, sieht man der Reihe nach streifenweise zuerst grauen Ton, dann Eisensandmergel (über dem ursprünglich ebensolcher Ton gelagert hat), weißen Sand, Eisensandmergel, grauen Ton, und in der südwestlichen Wand, wie eben gesagt, wieder weißen Sand. Solche Mannigfaltigkeit in einem Horizont kann nur durch mehrere parallele Verwerfungen erklärt werden (vgl. S. 340).

Im Jahre 1909 war statt dieser Grube eine neue im Gange, die sich im westlichen Winkel der Kreuzung einer von der Fabrik gehenden Allee mit dem Wege nach Młynek befindet. Die NW-, NO- und SO-Wände zeigten bis 2 m mächtigen grauen Ton, die SW-Wand, soweit sie rein war, weißen Sand mit mehreren aus kleinen Limonitknollen bestehenden Durchschichtungen. An der südlichen Ecke sieht man beide Gesteine in gleichem Niveau — also ist hier auch eine Verwerfung vorhanden.

Am Grunde der Grube kam Eisensandmergel zum Vorschein; auch Knollen und Konkretionen (wie in der alten Grube) aus dem Ton waren vorhanden.

In der nordöstlichen Wand waren zwei dünne (0,05 m) Lagen von rostigem Sphärosiderit zu sehen, voneinander 0,80 m entfernt und nach NW 295 mit einem Winkel von 15° einfallend; die Limonitlagen in weißem Sande fallen mit 20° nach NW 290 — das Aufeinanderliegen kann also als konkordant angesehen werden.

In der Nähe der Fabrik (nördlich davon) und südlich von der neuen Grube sind oberflächlich Sande mit Limonitstückchen vorhanden.

Auf der RÖMERSCHEN Karte sind die erzführenden Tone weiter südöstlich bei Młynek verzeichnet. Nach den Aussagen der Bauern soll hier grauer Ton ziemlich oberflächlich lagern. Doch da grauer Ton auch im Keuper vorkommt (z. B. die kohleführenden Tone der Schächte bei Wysoka Pilecka, an der Ziegelei nördlich der Station Łazy u. a. m.), bin ich nicht sicher, um was es sich hier handelt.

Dagegen finden wir unsere Schichtenfolge bei Niegowonice wieder, und zwar dort, wo der den Hügel umzingelnde Weg nach Westen und zugleich abwärts abbiegt. Vor der Abbiegung sieht man im Wege etwas Callovien-Sandstein und Oolith, weiter nach unten grauen (mit gelbem) Ton und Reste einer Ziegelei-Anlage. Der Ton scheint sehr wenig mächtig zu sein. Tiefer, sowohl nördlicher als westlicher, sind Reste von Tagbauen zu sehen, auf dem Felde westlich findet man Limonitstückchen.

Gegen SW und S von der erwähnten Wegabbiegung findet man auf den Feldern und in einem kleinen Hain Quarzgeröll und z. T. sehr große Stücke von ziemlich grobem (Gerölle bis 0,05 m) Quarzkonglomerat und Sandstein, die aber mit dem konglomeratartigen jurassischen Sandstein durchaus nicht ident, kalklos und wohl älter sind. Wenigstens passen sie zu denjenigen, welche in Błojec im Streifen zwischen den jurassischen und den triassischen Aufschlüssen vorkommen.

Südlich vom Hügel, am Walde, fand ich jedoch ein Stück rostgelben, eisenkalkigen Sandstein, der kleine Quarzgerölle und rostige Oolithkörner enthält, mit *Ter. Bentleyi*, *Lima duplicata*, *Cidaris bathonica* usw. Das ist wieder die untere Bank des erzführenden Komplexes, deren Vorhandensein bei Niegowonice seinerzeit von KONTKIEWICZ in einem von zwei Schürfen am südlichen Fuße des Hügels, westlich vom Dorfe, konstatiert worden ist. Er beschreibt ein zerstörtes gelbbraunes, feinkörniges, in Kies zerfallendes Quarzkonglomerat mit *Terebratula* und

verwitterten gelbbraunen tonigkalkigen Sandstein mit *Rh. varians* und einer großen, der *Park. ferruginea* am meisten ähnlichen *Parkinsonia* — diese beiden Fossilien fehlen leider in seiner Sammlung. Diese Schürfe waren bei meinem Besuch nicht mehr zu ermitteln.

Wir sehen also, daß die Hügel von Ciengowice, Wysoka Pilecka, Rokitno (Gut), Łazy und Niegowonice unten von einem äquivalenten Bajocien-Bathonien-Gürtel umzingelt sind, und zwar in ungefähr gleicher Höhe (in Łazy etwas tiefer).

Weiter nach Osten sind die erzführenden Tone auf der RÖMER'schen Karte längs dem südlichen Rande des Hügels östlich von Grabowa verzeichnet. Nach den Aussagen der Bauern sollen sie hier tatsächlich vorhanden sein, doch ist nichts mehr davon zu sehen. Hingegen habe ich am südlichen Rande des Dorfes einen Schacht gesehen, der eine Abwechslung von weißem und rotem Stein geliefert haben soll (also wohl Trias).

Weiter nach NO kommen wir nach Hutki Kanki, wo außer dem schon beschriebenen Profil etwas östlicher ein ca. 1 m hoher Aufschluß des konglomeratischen Sandsteins sich befindet, der unter dem Namen „Wickowa Skala“ (Wicek's Fels) von ZEUSCHNER¹⁾ als grobkörniger Callovien-Sandstein beschrieben wurde. Er liegt mehr als 3 m höher als dasselbe Gestein im Bache, und östlich von ihm gibt es noch einen ca. 1 m hohen Aufschluß, der wieder um denselben Betrag höher liegt. Hier müssen Verwerfungen vorhanden sein. Die Fauna des Sandsteins enthält keine Zonenfossilien, ist aber derjenigen von Żary ganz ähnlich. Nach Beobachtungen von KORONIEWICZ umzingelt der Sandstein den Berg Chełm.

Die von mir am Berge Żary gefundenen Profile sind vorhin beschrieben worden.

Weiter nach Osten ist die Gegend von KORONIEWICZ untersucht²⁾. Die dunkelgrauen Tone hat er a) zwischen Żary und Rodaki nördlich vom Wege Hutki Kanki—Rodaki an einer nach SO zum Vorwerke Sowidól gehenden Schneise, b) n. ö. von derselben und c) bei Rodaki selbst, wo die Wege Rodaki—Bzów und Rodaki—Hutki Kanki auseinander gehen, feststellen können, in allen drei Fällen in kleinen Versuchsgruben, die von einem erzsuchenden Steiger angelegt waren.

Am zweiten Fundorte wurden auf der Halde mannigfache Gesteine gefunden: kleine Knollen von grauem Sphärosiderit,

¹⁾ ZEJSZNER, L.: a. a. O. 1864.

²⁾ Wird mit freundlicher Erlaubnis Herrn KORONIEWICZS hier zuerst veröffentlicht.

Limonit, braunem Eisenmergel, grauem Eisenkalk, Plättchen von braungrauem Sandkalk-Schiefer und Stücke von braungrauem Mergel und vom konglomeratartigen Sandstein. Der Sphärosiderit ist mehr oder minder oolithisch, z. T. pyritös und erinnert an einige Erze von Łośnice, Bzów u. a. m. Die Mergel und der Schiefer sind weißglimmerig, letzterer z. T. pyritös. Eine Eisenkalkknolle zeigte Bohrspuren, eine Limonitknolle lieferte *Pholad. cf. ovulum*, der braungraue Mergel enthielt, außer viel Schalendetritus, auch einzelne Schalen, worunter *Astarte cordata* aufs obere Bathonien deutet. Den jurassischen Konglomerat-Sandstein fand er sowohl an beiden letzten der drei erwähnten Stellen als auch südlich vom Berg Marusieniec und vom Wege Hutki Kanki—Rodaki, in der Nähe des Weges nach Chechło. Auch ältere Gesteine wurden in der Nähe gefunden, und zwar Eisensandstein, bläulichweißer Ton, Konglomerat zwischen Żary und Rodaki, Eisensandstein, Konglomerat, blauer und bunter (rot und blau) Ton in und an einem Graben in der Nähe der erwähnten Gruben in Rodaki.

Im ganzen sehen wir, daß die Verhältnisse zwischen Hutki Kanki und Rodaki dieselben sind wie bei Hutki Kanki selber. Dem scheinen aber einige Angaben zu widersprechen.

ZEUSCHNER¹⁾ erwähnt von Rodaki konglomeratartigen Sandstein und, tiefer, braunen, schwarzen und roten Ton. Auch der oben erwähnte Steiger, der alle zuletzt erwähnten Gruben angelegt hatte, behauptet, der konglomeratartige Sandstein liege auf dem grauen Ton. Leider waren in keiner Grube beide Gesteine zugleich zu sehen.

Jedoch betrifft die Angabe ZEUSCHNER's kein einheitliches Profil, weil der konglomeratartige Sandstein im oberen Teile des Feldes, der rote dagegen am unteren Ende des Dorfes, hinter der Kirche, an der Schmiede hervortreten soll (wo er noch jetzt zu sehen ist).

Liegt aber der graue Ton tatsächlich nicht nur unterhalb konglomeratartigen Sandsteins, was durch Verwerfungen erklärlich wäre, sondern direkt unter demselben, so ist, da eine tektonisch verursachte verkehrte Reihenfolge hier kaum vorhanden ist, am ehesten anzunehmen, daß dieser graue Ton nicht mehr zum Komplex der erzführenden jurassischen Tone, sondern älteren Schichten, womöglich schon der Trias, angehört.

Nachdem wir sämtliche Aufschlüsse des Übergangstypus des Bajocien und Bathonien kennen gelernt haben, sehen wir,

¹⁾ ZEJSZNER, L.: a. a. O. 1864.

daß sein Gebiet sehr klein ist, da seine Grenze im Norden kaum nördlicher als Ogradzieniec liegt und im Süden von Niegowonice nach Rodaki in WSW-ONO-Richtung verläuft, und weil er nicht viel westlicher als Ciengowice und nicht östlicher als Rodaki bekannt ist. Wie schon oben erwähnt wurde, haben wir hier mit einer Küstenlinie zu tun, in deren Nähe infolge der Tiefenverminderung alle Zonen dünner werden und zugleich, von unten her anfangend, allmählich aus der Ton-Facies in eine Strandfacies übergehen. Wir haben also hier durchaus keine Transgression der oberen Tone über die unteren, wie sie von RÖMER und KONTKIEWICZ angenommen wurde.

Wir sehen auch, daß in unserem Gebiet die Meinung MICHALSKI's¹⁾, die Quarzkonglomerate (konglomeratartiger Sandstein) des Südens entsprächen dem Bathonien-Oolith des Nordens, nicht giltig sein kann, weil letzterer ganz deutlich auch im Süden ausgebildet ist; nur ist er hier bloß durch eine Bank statt zweier vertreten. Da diese Sandsteine mehrere Zonen von der *Garantianum*-Zone aufwärts enthalten, so kann der dichte Quarzsandstein darunter unmöglich den *Parkinsoni*- und *fusca*-Zonen entsprechen, sondern muß er bedeutend älter sein (vgl. S. 319).

Zum Schluß des beschreibenden Teils möchte ich noch erwähnen, daß die meisten der darin und auf der beigegebenen Karte verzeichneten Fundorte auch auf den Karten von F. ROEMER, J. v. SIEMIRADZKI und A. MICHALSKI (letztere befindet sich im Druck) vorhanden sind. Außerdem wird ein Teil der auf diesen Karten fehlenden Fundorte in den Schriften von ZEUSCHNER, KONTKIEWICZ, SIEMIRADZKI usw. erwähnt. Natürlich fallen die unter demselben Namen in verschiedenen Schriften stehenden Entblößungen bei weitem nicht stets zusammen, liegen aber meist nicht weit voneinander. Nirgends bisher erwähnt sind eigentlich folgende Fundorte: Juliampol, Rybno, Młynisko, Teofilów, Kalej, Scharlejka, Wydra, Przysieka, Gorzelnia, Łojki, Kawodrza (Dolna und Gorna), Lisieniec, Sabinów, Poraj, Przybynów, Ostrów, Józefów, Łazy, Żary und Błojec²⁾.

Andererseits sind auf der Karte von ROEMER (z. T. auch bei anderen Autoren) verschwundene Entblößungen angegeben, die nicht mehr geprüft werden konnten. Sie liegen aber fast alle

¹⁾ MIHALSKY (MICHALSKI), A.: Aperçu géol. d. la partie sud-ouest du gouv. de Piotrkow. Bull. Com. géol. de St. Petersbourg 1886 (russisch mit französ. Resumé).

²⁾ Błojec ist auf der ROEMER'schen Karte bloß als Callovien-Fundort verzeichnet.

in der Nähe der vorhandenen und sind daher kaum zu bezweifeln (abgesehen von einigen, auf deren Unrichtigkeit in vorliegendem Texte schon hingewiesen wurde¹⁾).

IV. Zusammenfassung.

Nachdem wir an vielen Profilen und Fundorten die mitteljurassischen erzführenden Tone kennen gelernt haben, können wir jetzt die dabei gewonnenen Resultate zusammenfassen.

Direkt unter dem sein Hangendes bildenden Callovien anfangend und davon klar genug geschieden, kann dieser Komplex in folgende Zonen zerlegt werden:

7) Zone der *Oppelia serrigera* WAAG., in der zwei Abschnitte unterschieden werden können: ein oberer, mit Vorwalten der typischen *Opp. serrigera*, die von *Opp. latilobata* WAAG. und *Opp. biflexuosa* ORB. begleitet wird und ein unterer, mit Vorwalten der *Opp. serrigera* var. *heterocostata* n. var. in Begleitung der *Opp. aff. latilobata*.

6) Zone des *Macrocephalites aff. Morrisi* OPP.

5) „ „ *Perisphinctes tenuiplicatus* BRAUNS.

4) „ „ der *Parkinsonia compressa* QUENST.

3) „ „ *Parkinsonia Parkinsoni* SOW. und *Parkinsonia neuffensis* OPP., charakterisiert durch häufiges Auftreten dieser Ammoniten, wogegen dieselben in 2) viel seltener und in wenig typischen Formen vorkommen.

2) Zone des *Cosmoceras Garantianum* ORB., charakterisiert, außer diesen Ammoniten, durch *Parkinsonia discrepans* BEHR. mscr. und *Belemnites giganteus* SCHL.

1) Das Liegende wird durch Sande und Sandsteine gebildet, welche die Zone des *Stepheoceras Humphriesi* und vielleicht noch ältere Schichten des Doggers enthält.

Der Bestand der Fauna und ihre Verteilung nach Zonen sind aus den Tabellen am Ende dieser Schrift ersichtlich.

Ohne mich hier in eine ausführliche Analyse dieser Fauna und ihrer Bedeutung für einen Vergleich mit anderweitigen Vorkommen desselben Zonen-Komplexes, was dem paläonto-

¹⁾ Es sei noch hier erwähnt, daß die von ROEMER in Zazdrośc (westlich von Ciengowice) angegebenen Tone nicht festgestellt werden konnten, sondern es gibt dort bloß Eisensandstein führende Sande und Trias. Auf seiner Karte sind jurassische erzführende Tone auch zwischen Ciengowice und Poremba Mrzygłodska angegeben. Hier fand ich nur Reste von einem Tagbau mit Limonitstücken. Westlich von dort befindet sich die Keuperkohle-Grube „Józef“, nördlich — bunte Keupertone. Das jurassische Alter des von ROEMER angegebenen Fundortes konnte also nicht festgestellt werden.

logischen Teile vorbehalten sein muß, einzulassen, will ich hier doch einige Bemerkungen anknüpfen.

Im allgemeinen kann man der Meinung MICHALSKI's bestimmen, daß die polnischen mitteljurassischen erzführenden Tone am meisten ähnlich sind den gleichzeitigen Ablagerungen von Nordwestdeutschland. Dies gilt sowohl petrographisch als auch paläontologisch.

Dieser Forscher nahm daher eine direkte Meeresverbindung zwischen Polen und Nordwest-Deutschland für diese Epoche an.

Doch kann auch gleich ein Unterschied angeführt werden: einige der charakteristischen Cephalopoden zeichnen sich bei uns dem Westen gegenüber durch kürzere geologische Lebensdauer aus.

So ist *Belemn. giganteus* bei uns nur aus einer, der *Garantianum*-Zone bekannt (und könnte höchstens noch tiefer vorkommen), wogegen er in der westeuropäischen Literatur sowohl tiefer als bedeutend höher zitiert wird.

Die Parkinsonien steigen dort bis ins Cornbrash, bei uns sterben sie mit dem Ende der *compressa*-Zone aus, und zwar ist in dieser Zone *Park. compressa* zugleich als der einzige und letzte Vertreter der Gattung vorhanden.

Abgesehen von Zonen-Ammoniten und einigen seltenen Fossilien, kommen die meisten, allerdings nicht immer in gleicher Häufigkeit, in mehreren Zonen vor; ja, es gibt Formen, die im ganzen Komplex bekannt sind, z. B. *Pholadomya Murchisoni* und *Phol. ovulum*. Andererseits sind die ihre Zone charakterisierenden *Park. Parkinsoni* und *neuffensis* nicht ausschließlich ihrer Zone eigen, und die sonst für einen Zonen-Ammoniten geltende *Oppelia fusca* geht bei uns die Zonen Nr. 3, 4 und 5 durch.

Der allgemeine Charakter der Fauna ist für alle Zonen ungefähr gleich. Es ist trotz der großen Anzahl von Ammoniten eine Fauna der Flachsee mit Vorwiegen der Schlammfacies, weshalb Korallen darin so schwach vertreten sind. Anzeichen der Flachsee sind nicht nur für die den Tonen untergeordneten Sande, Sandsteine, Oolithe oder die litoralen Äquivalente der Tone im südlichen Teile des Gebiets — deren petrographische Zusammensetzung allein den Gedanken an tiefes Wasser ausschließt —, sondern auch für die Tone selber vorhanden, so daß das Gegenüberstellen durch MICHALSKI des nördlichen Teiles des Gebiets dieser Tone als Tiefsee dem südlichen als Flachsee nur relativ verstanden werden muß.

Die Austern kommen, nach den Tabellen von WALTHER, im allgemeinen (mit Ausnahme der Tiefsee-Form, *Ostrea cochlearis*) in Tiefen nicht über 82 m vor.

Nun kommen Austern bei uns sowohl in Tonen als auch anderen Gesteinen in allen Zonen vor, oft sehr häufig, auch ganze Bänke bildend — Wrenczyca, Łojki (*Parkinsoni-Zone*), Truskolasy (*compressa-Zone*).

Manchmal sind sie an Holzstücke angeheftet. Treibholz ist in allen Zonen und Ablagerungen vorhanden und z. T. recht häufig; seine Stücke, z. T. noch berindet, erreichen die Größe von ca. 0,25 m¹).

Die Tone enthalten häufig Schalendetritus²), auch in harten Gebilden kommen zerbrochene Muscheln nicht selten vor.

Nicht selten sind Spuren von Steinbohrern, z. B. in der *Parkinsoni-Zone* westlich von Poraj.

Schließlich kommen Quarzgerölle vor, und zwar nicht nur in litoralen konglomeratartigen Sandsteinen, wo sie einen normalen Bestandteil des Gesteins ausmachen, sondern z. T. auch in feinkörnigen Sandstein, im Sphärosiderit (besonders häufig bei Włodowice, Zone des *Cosm. Garantianum*) sowie schließlich in den Tonen selber (ein von Bryozoa bewachsenes, glattes, eiförmiges Geröll von etwa dreifacher Erbsengröße von Rudniki bei Kromolów in der Sammlung KONTKIEWICZ's). Meist übersteigen diese Gerölle die Erbsengröße nicht und haben eine unregelmäßig gerundete Form; doch haben wir soeben ein größeres gesehen, und bei Jastrzomb (Grube Józef), Kamienica Polska und Kalej (westlicher Schacht der Huta Bankowa) sind bis 0,08 m große, flach-eiförmige quarzartige Gerölle gefunden worden. In beiden letzten Fällen sind sie leider auf und in den Halden von Schächten gefunden, aber was Jastrzomb anbetrifft, so behaupten die Grubenbeamten, daß solche Gerölle im Sandsteine (der *Garantianum-Zone*) vorkommen.

Doch war, beim allgemein flachen Charakter, die See nicht immer und nicht überall gleichwenig tief. So scheinen diejenigen Tone der *Parkinsoni-Zone*, welche nur Knollenerz führen, den Tonen anderer Zonen und auch den ihnen gleichaltrigen Tonen mit Erzbänken gegenüber Absätze eines tieferen (aber kaum an und für sich tiefen) Wassers zu sein. Sie sind plastischer, weniger Sand und Detritus führend, Versteinerungen sind hauptsächlich in den Erzen enthalten, es sind meist nur

¹) Allerdings sind Funde von Treibholz auch auf dem Grunde eines tiefen Meeres bekannt geworden (vergl. WALTHER, J.: a. a. O. S. 954), aber das häufige und überall verbreitete Vorkommen von Treibholz in unseren Tonen kann solchen Einzelfällen nicht gleichgestellt werden.

²) Auch werden wir S. 347 sehen, daß sie zerbrochene und gerollte Foraminiferenschalen führen.

Cephalopoden; die Erze sind nicht oolithisch. Doch kommen Holzstücke auch in diesen Tonen vor.

Dagegen, abgesehen von den rein litoralen Ablagerungen im Süden des Gebietes, gibt es in den Tonen Sande, Sandsteine, Mergel und Oolithe, die wohl im großen und ganzen aus seichterem Wasser als die Tone selbst stammen; dies gilt auch für einen Teil der Erzbänke, besonders diejenigen, welche Gerölle oder viele zerbrochene Schalen führen.

Allerdings muß man auch mit dem Umstand rechnen, daß die Verschiedenheit der petrographischen Beschaffenheit auch in gleicher Tiefe eintreten kann, falls das Meer andere Gesteine zu abradieren anfängt; dies ist namentlich für örtliche, nicht durchgehende Bildungen abweichender Art anzunehmen.

Doch müssen die durchgehenden Schichten genannter Art häufigen, aber nicht zu lange dauernden Schwankungen der Meerestiefe entsprechen — denn sie werden nirgends mächtig.

Es gibt aber auch Spuren von solchen Niveauveränderungen, durch die ein Teil der schon verfestigten Absätze noch während des Absatzes der nächsten Zone (bezw. Zonen) bloßgelegt worden zu sein scheint.

So habe ich im Tone der Halden in Zwierzyniec, an Schächten, wo nur Erze der *compressa*-Zone gewonnen wurden, ein Stück von feinflöcherigem hellen gelblichen Kalkstein gefunden (den Kalksteineinschlüssen der *Parkinsoni*-Erze in Lojki ähnlich), von Bohrtieren angebohrt und *Park. Parkinsoni* enthaltend. Aus gleichem Kalksteine bestehen auch lose daselbst gefundene Bruchstücke von *Park. neuffensis* und *Schlönbachi*, wobei der erste Bohrspuren ähnliche Vertiefungen trägt. Der andere hat allerdings noch Perlmutterreste auf sich, dies kann aber dadurch leicht erklärt werden, daß der betreffende Ammonit aus dem Gestein nicht im Meere, sondern erst auf der Halde herausgefallen ist.

Ob die in *Parkinsoni*-Tonen westlich von Poraj nicht seltenen stark durchbohrten Kalksteinstücke ihrem Ursprung nach ebenfalls dem Dogger angehören, kann mangels an Fossilien, nicht nachgewiesen werden.

In der alten Tongrube der Zementfabrik Łazy fand ich auf der Eisenmergelbank liegend flache, augenscheinlich gerollte und angefressene Stücke desselben Gesteins, die wohl aus den darüber gelegenen, aber abgeräumten Tonen stammen mußten.

Man braucht jedoch nicht gleich einen Hiatus zwischen der Bildung des Mergels und der Tone anzunehmen, sondern viel eher eine Uferhebung, durch die der Mergel weiter südlich

trockengelegt und durch Landgewässer oder auch Brandung z. T. zerstört und dem Meere zugeführt wurde. Ähnlichen Prozeß halte ich auch für Zwierzyniec wahrscheinlicher als eine Transgression.

Jedenfalls konnten einigermaßen verbreitete Transgressionen im Gebiete der erzführenden Tone bis jetzt nicht nachgewiesen werden.

Wir haben aus dem beschreibenden Teil folgern können, daß die erzführenden Tone sich paläontologisch gut horizontieren lassen, doch konnten wir uns zugleich überzeugen, daß eine petrographische Horizontierung, über deren Versuche wir in der Literaturübersicht berichtet haben, nicht möglich ist.

Allerdings kann man sagen, daß der obere Abschnitt der *serrigera*-Zone an sandigen und oolithischen Bildungen am reichsten ist; daß in der aff. *Morrisi*- und *serrigera*-Zone die sandigen und dunklen Tone mehr als sonst verbreitet sind. Doch sobald man sagt, die unteren Tone sind fett und hell, die oberen sandig und dunkel, die Oolithbildung fängt erst im oberen Bathonien an, — so verfällt man sofort in Widersprüche. Die *Garantianum*-Tone sind z. T. auch recht sandig und dunkelfarbig, die *Parkinsoni*-Tone von Łojki lassen sich in bezug auf dunkle Schattierung den dunkelsten Tönen der oberen Zonen an die Seite stellen usw.

Noch schlimmer steht es in dieser Hinsicht mit der Form des Erzauftretens: es gibt absolut keine Regel, in welcher Zone knollenförmige und in welcher bankförmige vorkommen sollen — ebenso wie Tone verschiedener Farbe kommen auch Erze verschiedener Gestalt auch in einem und demselben Horizont vor. Daß Perlmutter an den Fossilien nicht in irgendeiner bestimmten Zone vorkommt, daß Fossilien nicht nur in Erzen, sondern auch in Tönen enthalten sind, daß es keine blauen¹⁾ Tone unter den mitteljurrassischen erzführenden Tönen gibt, daß sie alle in feuchtem Zustande dunkel, sogar direkt schwarz erscheinen, im trockenen aber bloß verschieden dunkelgrau mit z. T. brauner und grünlicher Schattierung (abgesehen von brauner, gelber und rostiger Verwitterungsfarbe) sind, haben wir auch zur Genüge gesehen.

Doch bemerkt man bei längerem Studium im Felde und zu Hause an den Gesteinen einige Details, die, allerdings nicht an sich allein, sondern sonstige passende Verhältnisse vorausgesetzt, zu einer Parallelisierung von stummen Profilen bei einem Vergleich mit fossilführenden verhelfen.

¹⁾ Vgl. S. 187.

Besonders interessant sind die in Tonen und seltener in Sanden auftretenden bankförmigen Schichten von Sphärosiderit (bzw. daraus durch Oxydation entstehendem Limonit), Oolith, Eisenmergel und verschiedenen Sandsteinen. Knollenschichten derselben Gesteine haben fast stets bloß eine geringe horizontale Verbreitung und halten sich selten an bestimmte Horizonte fest; sie können daher beim Vergleich von Profilen nur hie und da und für kurze Entfernungen angewendet werden. Dagegen haben die Bänke nur z. T. eine lokale Bedeutung, andere aber lassen sich manchmal trotz gewisser Unterbrochenheit und sogar Übergang in Knollenschichten, auf sehr bedeutende Entfernungen, ja durch das ganze Gebiet, wo die betreffende Zone bekannt ist, verfolgen.

Als solche konstanten Schichten treten auf:

1. Eisenoolithbänke (zwei im Norden, eine im Süden) im obersten Teil der *serrigera*-Zone; von Wieluń bis Wysoka Pilecka nachgewiesen, also auf dem ganzen Gebiete;

2. feinoolithischer sandiger Sphärosiderit, der die unterste Schicht des oberen Abschnittes dieser Zone bildet; in Pierzchno und Teofilów nachgewiesen, ist er sehr wahrscheinlich als eine der oberen Bänke von Łośnice anzunehmen;

3. zwei Sphärosiderit-Sandstein-Bänke des unteren Abschnittes der *serrigera*-Zone; die obere von Rybno bis Choróń nachgewiesen, die untere ab Rybno wahrscheinlich, von Kalej bis Skalka nachgewiesen; es ist sehr möglich, daß sie auch in Łośnice-Kromoków vorkommen;

4. zwei Schichten von Sphärosiderit mit *Macroceph.* aff. *Morrisi*, bald als Bänke, bald als Knollenschichten auftretend; schon in Zwierzyniec (bei Krzepice) wahrscheinlich, von Grodzisko bis Skalka nachgewiesen (ihr Vorhandensein in Łośnice-Kromoków ist auch sehr möglich);

5. eine aus mehreren (2—4) Schichten (meist Bänken) von Sphärosiderit (z. T. Oolith und Sandstein) bestehende Gruppe der *compressa*-Zone; schon in Zwierzyniec (bei Krzepice) wahrscheinlich, von Truskolasy bis Wysoka Lelowska nachgewiesen;

6. eine aus 1—3 Sphärosideritbänken bestehende Gruppe der *Garantianum*-Zone; von Przystajń bis Włodowice nachgewiesen (vielleicht auch bis Skalka);

7. die in verschiedener Fazies auftretende untere Bank des erzführenden Komplexes im Süden unseres Gebietes.

Diese Schichten helfen nicht nur bei der Parallelisierung von Profilen, sondern auch bei der Bestimmung der Absatzmächtigkeit. Wir haben zwar gesehen, daß infolge von tauben Grenzsichten die Mächtigkeit für keine Zone genau zu er-

mitteln ist, daß man aber ungefähre Maße erhalten kann. Durch Summieren dieser Ziffer erhalten wir eine ebenfalls ungefähre Mächtigkeit des ganzen Komplexes. Sie wird für die Umgebung von Czenstochau folgendermaßen berechnet:

1. oberer Abschnitt der <i>serrigera</i> -Zone, von der Calloviengrenze oben bis zur unteren Fläche seiner Grenzbank unten ¹⁾	12 m
2. unterer Abschnitt derselben Zone, von der erwähnten Grenzbank ab bis zur unteren Fläche der unteren Erz-Sandstein-Bank ²⁾	etwa 25 m
3. von dieser Bank bis zur oberen Bank mit <i>Macro. aff. Morrisi</i> ³⁾	14 m
4. zwei Bänke mit <i>Macro. aff. Morrisi</i> samt Zwischenraum ³⁾	
5. von der unteren dieser Bänke bis zur Bank in der <i>tenuiplicatus</i> -Zone ⁴⁾	11 ¹ / ₂ m
6. von dieser Bank bis zur oberen <i>compressa</i> -Bank ⁵⁾	15 m
7. mehrschichtige <i>compressa</i> -Gruppe ⁶⁾	2 m
8. Zone der <i>Park. Parkinsoni</i> mangels genauer Ziffern, kann ungefähr veranschlagt werden auf ⁷⁾	25 m
9. Zone des <i>Cosmoceras Garantianum</i> ⁸⁾	5 m
	im ganzen ca. 110 m

Diese Ziffer ist wohl geringer als die wirkliche Mächtigkeit, weil die *Parkinsoni*-Zone vielleicht, der untere Teil der *serrigera*-Zone aber sehr wahrscheinlich mächtiger sind, als oben angenommen wurde.

Was die Mächtigkeit weiter nach Süden anbelangt, so haben wir gesehen, daß die Mächtigkeit des erzführenden Komplexes in Kromolów bloß ca. 40 m beträgt, in Wysoka Pilecka ca. 11 m, in Hutki Kanki kaum mehr als 3—4 m; also keilt er deutlich aus.

Die Auskeilung scheint erst südlich von Wysoka Lelowska deutlich zu werden und geht nicht gleichmäßig vor sich, die unteren Zonen nehmen schneller an Mächtigkeit ab, als die oberen. So sind bei Czenstochau die Zonen 2—5 und

1) Vgl. Teofilów und Jasna Góra.

2) Vgl. Kalej.

3) Vgl. Kalej und Grodzisko.

4) Vgl. Przysieka.

5) Vgl. Łojki.

6) Vgl. Łojki usw.

7) Vgl. Liska Dolna, Poczesna, Osiny, Borek usw.

8) Przystajń, Konopiska, Poczesna usw.

6—7 ungefähr gleichmächtig, in Kromołów sind 6—7 ca. 3mal, in Wysoka Pilecka 10mal mächtiger als 2—5.

Südlich von Kromołów oder Bzów fängt eine allmähliche Umwandlung der Facies an, von unten her, aus einer tonigen in eine litorale sandige.

Bei Wysoka Pilecka beträgt diese untere Facies ca. $\frac{1}{10}$ der Gesamtmächtigkeit, bei Hutki Kanki ca. $\frac{1}{2}$, bei Błojec hat sie sich des ganzen Komplexes bemächtigt.

Was die topographische Verbreitung der Zonen anbetrifft, so haben wir sehen können, daß, im großen und ganzen, die Regel F. ROEMERS über das Auftreten von immer jüngeren Zonen, wenn man von Westen nach Osten geht, richtig ist; die einzelnen Zonen bilden mehr oder minder parallele, NW-SO gerichtete Streifen, was einem gleichgerichteten Streichen und dazu senkrechtem, nach NO gerichtetem Fallen entspricht.

Solches Fallen wird auch unmittelbar durch Beobachtung bestätigt, obgleich infolge von Ausbiegungen der Schichten und anderen Störungen das Fallen an einzelnen Stellen recht verschieden und sogar nach entgegengesetzten Seiten gerichtet sein kann. Außerdem ist es wegen seiner geringen Größe nicht immer leicht zu beobachten. Im ganzen beträgt es kaum mehr als 5—7°; größere Winkel werden an Hügelabhängen beobachtet (Wysoka Pilecka 30°, Łazy 20°).

Natürlich ist auch der Verlauf der Zonenstreifen nicht immer regelmäßig. Er wird durch das Relief und durch tektonische Störungen abgeändert.

Das jetzige Relief des Gebiets der erzführenden Tone ist im ganzen schwachwellig, so daß seine Einwirkung verhältnismäßig gering ist. Nur im Süden kommen größere Hügel vor.

Das diluviale Relief scheint schärfer gewesen zu sein, weil die Verbreitung der Tone vielfach durch tief unter die Erde reichende Sande unterbrochen wird. Dazu gehören die sich wenig erhebenden Sandhügel beim Vorwerke Gorzelnia, zwischen Łojki und Gnaszyn, beim Dorfe Wielki Bor in der Nähe von Czenstochau usw. In Gnaszyn wurde am Fuße des Hügels bis 20 m im Sande gebohrt, ohne auf ursprüngliches Gestein zu treffen, bei Gorzelnia und Wielki Bor soll 23—55 m tief auf Tone gebohrt worden sein, ohne es erreicht zu haben.

Diese Erscheinung scheint nicht allein durch Ausfüllung tektonischer Gräben gedeutet werden zu können; denn es gibt auch deutliche Spuren von Auswaschung.

So findet man auf der Grube „Glückauf“ bei Wrenczyca Wielka tatsächlich Grabenausfüllung durch Sand, doch in diesem Sande findet man aus den erzführenden Tonen stam-

mende Erzknollen; also hier hat auch eine Auswaschung stattgefunden.

Ein den Grubenprotokollen von Łojki entnommenes Profil aus einer Stelle der Konzession „Stanisław“, wo die Erzbänke unterbrochen sind, zeigt deutlich die Zerstörung entsprechender Schichten.

- | | | |
|------|---|---|
| 6 | m | Sand. |
| 2 | m | Grauer toniger Schwimmsand („Mulek“), wasserführend. |
| 2,50 | m | Derselbe, trocken, mit hartem schwarzen Tone vermischt. |
| 1,50 | m | Fetter grauer Ton mit gleicher Beimengung. |
| 1 | m | Harter schwarzer Ton mit Durchschichtungen von Sand. |
| 0,18 | m | Erzknollen in gleichem Tone. |
| 0,22 | m | Gleicher Ton ohne Erz. |
| 0,50 | m | Gleicher Ton mit Erzstücken. |
| 0,50 | m | Gleicher Ton ohne Erz. |
| 2 | m | Weicherer dunkler Ton mit Sand. |

Von unten kommt Wasser mit Schwimmsand („Kużawka“) herauf.

Doch hauptsächlich werden die Abweichungen in der topographischen Zonen-Verteilung durch tektonische Störungen verursacht, und zwar durch Verwerfungen¹⁾.

Diese können sowohl streichende als quere und schiefe sein. Als Beispiel einer mehr oder weniger queren kann die Verwerfung durch die Mitte der Jasna Góra bei Czenstochau dienen, die ich seinerzeit beschrieben habe²⁾.

Wiederholte Querverwerfungen gibt es auf der Grube „Glückauf“ bei Wrenczyca Wielka. Hier habe ich 5 Verwerfungen konstatiert, eine ungefähr durch die Mitte der Grube am Pulverhaus vorbeigehend, eine andere in der südöstlichen Ecke der Grube verlaufend. Beide sind fast SW—NO gerichtet. An die südöstliche reißen sich 3 noch südöstlichere geringe, sehr nahe aneinander liegende Verwerfungen an. Nach dem Grubenplan

¹⁾ Tektonische Erscheinungen faltigen Charakters sind in den erzführenden Tonen kaum vorhanden. Die Ausbiegungen der Schichten, ihre Welligkeit, der einige Grubenbeamten eine Regelmäßigkeit zuschreiben (die Wellenaxen sollen dem Krakau—Wielauer Zuge parallel sein), wogegen andere solche verneinen, sind eher durch die tonige Beschaffenheit des Komplexes zu erklären; — Zug-Erscheinungen sind in Łojki zu bemerken als geborstene Erzbänke und Belemniten.

²⁾ REHBINDER a. a. O. Die von BUKOWSKI (a. a. O.) beschriebene Längsverwerfung bestätigt sich bei Berechnung von Höhenlagen und Entfernungen nicht.

sind noch zwei Verwerfungen ungefähr gleicher Richtung vorhanden, eine in der nordwestlichen Ecke der Grube, die andere zwischen ihr und der nordwestlichsten von den durch mich konstatierten.

Die Fallrichtung ist hier auf dem Plane NO $36\frac{1}{2}^{\circ}$ verzeichnet.

Abgesunken sind bald südwestliche, bald südöstliche Schollen, sodaß im ganzen keine besondere Änderung der Relief-form entstehen konnte. Die Tiefe des Absinkens soll nach NO zunehmen und von $\frac{1}{2}$ bis 12 m betragen.

Ein ähnliches Bild zeigen, nach dem Grubenplan zu urteilen, die Gruben Juljusz und Helena bei Kamienica Polska. Die Richtung von 2 Hauptverwerfungen soll hier NO 15° sein.

Eine mehr oder minder in der Streichrichtung (d. h. NW—SO) verlaufende Längsverwerfung wurde zwischen der Grube Konopiska (an der Station) und der nördlicher liegenden „Marja“ beobachtet. Hier ist der südwestliche Flügel abgesunken.

Viele Verwerfungen (wie z. B. die oben angeführten Querverwerfungen auf den Gruben von Wrenczyca und Kamienica Polska) haben nur örtliche Bedeutung. Aber die allgemeine Bedeutung der Verwerfungen ist im Gebiete der erzführenden Tone eine zweifache:

1. Infolge von wiederholten Querverwerfungen mit Absinken des nordwestlichen Flügels sehen wir eine ständige Vertiefung der Gegend von SO nach NW, wobei, trotz dieser Neigung, Aufschlüsse einer und derselben Zone in der Streichrichtung immer wieder auftreten, sich also in immer tieferen Niveaus über dem Meere befinden. Ohne eine Annahme eines solchen Verwerfungssystems wäre diese Erscheinung unerklärlich.

Gelegentlich kommt es aber zum Absinken entgegengesetzter Flügel mit dazwischen verbleibenden Horsten, die später abgetragen werden. Dann haben wir plötzliche Unterbrechungen der Zonen mit Auftreten von älteren Schichten in gleichem Niveau.

Das beste Beispiel dafür liefert das von mir bei Wieluń entdeckte¹⁾ Zusammentreffen von oberem Jura (weißer Kalkstein) mit oberer Trias (bunte Tone), das eine Verwerfung von mehr als 100 m vertikaler Höhe voraussetzt. Nördlich von der Trias, näher zu Kalisz, gibt es wieder Aufschlüsse im oberjurassischen weißen Kalkstein.

¹⁾ REHBINDER: Roches bigarrées aux environs de Wieluń. Bull. Com. géol. de St. Petersburg 26, 1907. Russ. mit franz. Résumé.

Als anderes Beispiel kann das Unterbrechen der *Garantianum*-Zone zwischen Przystajú und Dzbów durch Sande, in denen Kostzelitzer Sandsteine auftreten, angeführt werden.

2. Infolge von Längsverwerfungen mit Absinken des südwestlichen Flügels bei nordöstlichem Einfallen und in Verbindung mit einer Abtragung bis zu einer mehr oder minder horizontalen oder dem Einfallen widersinnigen Fläche wird die oberflächliche Verbreitung des durch diese Prozesse getroffenen Schichtenkomplexes, z. B. einer Zone, durch einen breiteren Streifen, als es sonst sein sollte, vertreten.

Ein Beispiel mag dies erklären.

Bei Konopiska ist der von der *Garantianum*-Zone eingenommene Streifen bis 3,5 km breit (von Konopiska bis Dźbów), was weder durch die Mächtigkeit dieser Schichten noch durch die Größe und Richtung (nach NO) ihres Einfallens bzw. Tiefenlage an verschiedenen Punkten (nördlich der Kirche von Konopiska an der Oberfläche, auf der Grube „Marja“ ca. 25 m tief) gerechtfertigt wird. Setzt man aber hier eine Längsverwerfung mit Absinken des südwestlichen Flügels voraus — und eine solche, wie wir S. 338 gesehen haben, ist hier tatsächlich vorhanden — so wird die Sache klar.

In der Tat nehmen wir an, die Abtragung der Gegend habe noch nicht stattgefunden. Dann müßte infolge seiner Düntheit und seiner Neigung nach NO der am nordöstlichen Rande des Streifens in seinem jetzigen Niveau über dem Meere vorhandene Schichtenkomplex der *Garantianum*-Zone nach SW zu sich schon bald über die jetzige Oberfläche erheben, also später abgetragen sein. Nun kam aber diese Schichtenfolge auf dem südwestlichen Flügel infolge seines Absinkens in eine tiefere Lage als die jetzige Oberfläche zu liegen, wurde von der Abtragung verschont und konnte mit dem nordöstlichen Vorkommen derselben Zone einen zusammenhängenden verhältnismäßig breiten Streifen bilden.

Dieser Prozeß wirkt der allgemeinen Niveauerniedrigung nach SW in dem Sinne entgegen, als diese dem Einfallen widersinnige Erniedrigung die Breite der Zonenstreifen enger zu machen strebt, als sie sein sollten.

Führen wir noch ein Beispiel an.

Ohne Annahme einer beträchtlichen Verwerfung (mit Absinken des südwestlichen Flügels) zwischen dem Krakau-Wiener Zuge und dem Viereck Ciengowice—Wysoka-Pilecka—Niegowonice—Rokitno—Ciengowice bleibt es ganz unverständlich, auf welche Weise auf diesem Viereck dieselbe jurassische Schichtenfolge vorkommen kann, wie am südwestlichen Abhang

des Zuges bei Bzów und Ogrodzieniec, wo doch diese zwei Orte 18—30 km nordöstlich (d. h. im Sinne des Einfallens) von den vorerwähnten entfernt und etwa 50 bis 60 m höher als sie gelegen sind.

Doch muß es auch innerhalb des genannten Vierecks tektonische Störungen geben, sonst ist das Befinden eines und desselben Horizontes in verschiedener und verschiedener Horizonte in gleicher Lage nicht zu erklären.

Solche Verwerfungen haben wir in den Tongruben der Zementfabrik Łazy gesehen, und zwar in mehr oder minder nordwest-südöstlicher Richtung verlaufend; sie sind daher im Sinne des örtlichen Streichens Quer-, im Sinne des allgemeinen Streichens der erzführenden Tone als Längsverwerfungen aufzufassen. Allein um die Mannigfaltigkeit der verschieden alten und doch in einem Niveau der alten Tongrube der Zementfabrik gelegenen Schichten zu erklären, müssen 4 solche Verwerfungen angenommen werden.

Wohl von einem System ähnlicher Verwerfungen hängt die streifenweise Abwechslung von Tonen und Sanden auf dem Wege vom Dorfe Łazy zum gleichnamigen Vorwerke ab.

Nach dem Gesagten ist natürlich klar, daß die Meinung älterer Autoren, die jurassischen Hügel, die die Dörfer Cięgowice, Wysoka Pilecka, Łazy, Rokitno und Niegowonice tragen, seien einfach durch Denudation abgetrennte Teile des Krakau-Wieluner Zuges, nicht aufrecht erhalten werden kann.

Überhaupt ist die Tektonik des südlichen Teiles des Gebiets der erzführenden Tone viel komplizierter als die des nördlichen, was durch die Existenz eines isolierten Flecken dieser Tone mitten in der Trias bei Poremba Mrzygłodzka schlagend bewiesen wird. Doch ist zu einer genauen Aufklärung dieser Verhältnisse das alleinige Studium des Doggers nicht hinreichend, und geht sie daher aus dem Rahmen meiner Arbeit heraus.

Zum Schlusse sei einiges über die Entstehung der jurassischen Erze gesagt, soweit es aus meinen Untersuchungen gefolgert werden kann.

Das Vorhandensein in den erzführenden Tonen von Erzbänken, die auf viele Kilometer wiedererkannt werden können; die Gruppierung der Erzknollen in Schichten, die manchmal durch Zusammendrängen der Knollen schon an Bänke erinnern; das häufige Auftreten von Oolithbildungen in den Erzen; das Vorwiegen von Eisenoxydul in den Erzen und das augenscheinliche Entstehen des Oxyderzes durch nachträgliche Oxydation des ersteren (an Spalten, Oberflächen, beim Auskeilen

an der Tagesoberfläche); die meist sehr gute Erhaltung der Fossilien — dies alles spricht gegen eine epigenetische Bildung, etwa wie sie seiner Zeit für die Entstehung der Eisenoolithe (Ausdrängen des kohlensauren Kalkes durch Eisenlösung bei gleichzeitigem Verwandeln der kalkigen Körner in solche von Limonit) vorgeschlagen wurde. Auch gibt es in den die erzführenden Tone zudeckenden Schichten—Diluvium, höhere Jura-Horizonte, — keine nennenswerten Eisenvorräte, und doch könnte man sich eine epigenetische Entstehung fast horizontaler Eisenerz-lager kaum anders als durch Eindringen der Eisenlösung von oben vorstellen (etwa in der Art der Lößkindel-Bildung).

Im Gegenteil, es gibt Eisenvorräte genug, die einen Zufluß von Eisen ins Doggermeer sichern konnten. Wir sahen, daß im Süden seines Gebietes der jurassische erzführende Komplex einen immer ausgesprochenen Strandcharakter erhält, bis er an den augenscheinlich das Ufer des entsprechenden Meeres bildenden Trias-Ablagerungen endigt. Unter solchen Umständen konnten als Eisenquelle die eisenreichen Schichten der Trias, vielleicht auch die des weiter südlich gelegenen Palaeozoicums dienen.

Diese Voraussetzung wird dadurch bestätigt, daß die jurassischen Erze oft (obgleich nicht in großen Mengen) Zinkblende und, viel seltener, Bleiglanz enthalten, und es ist doch bekannt, daß die polnische Trias gerade an diesen Erzen reich ist.

Indem wir also eine sedimentäre Bildung von Erzen der jurassischen Tone annehmen, müssen wir diese am ehesten diagenetisch und nicht syngenetisch denken. Diesen letzteren Weg müssen wir für die Oolithkörner annehmen, doch für Erzknollen ist es viel natürlicher, sich eine Bildung durch Konzentration der Lösung in dem schon abgesetzten (aber wohl noch nicht erhärteten) Meeresschlamme vorzustellen. Dasselbe gilt auch von den Erzbänken, die mit den Erzknollen durch Übergänge verknüpft sind. Es gibt nämlich unregelmäßig auftretende Knollen, solche, die in einer Fläche zerstreut liegen, solche, die aneinander mehr oder minder und sogar ganz dicht aneinander angereiht sind; andererseits gibt es aber in den Erzbänken durch taube Partien erfüllte Unterbrechungen, auch gehen manche Bänke in ihrem Verlaufe in Knollenschichten über. Dabei kommen Oolithbildungen in beiden Arten der Erze vor, und zwar bestehen die Körner meist aus einer anderen Substanz als das Erz selbst (kohlensaurer Kalk, Limonit); also mußte sich das Erz in beiden Fällen nicht nur später, sondern auch in anderen Verhältnissen als diese Körner gebildet haben.

Der Oxydulcharakter von sedimentären Erz-Ablagerungen wird oft durch ihren Absatz im tiefen Wasser ohne Luftzutritt erklärt, entgegengesetzt zur Bildung von Oolithkörnern, die bei Luftzutritt in der Brandungszone entstehen sollen. Doch da unsere Erze in flacher See entstanden sein müssen, und zwar z. T. sogar sehr nahe an der Küste, so möchte ich die Ursache ihres Oxydulcharakters hauptsächlich in der beträchtlichen Menge der im Meeresschlamm vorhandenen organischen (vegetabilischen und tierischen) Reste (viel Holz und später in Fossilien umgewandelter Meerestiere) sehen, dank welchen eine Fällung des Eisens schon aus wenig konzentrierter Lösung vor sich gehen konnte. Die Bildung der Sulfide (Pyrit bzw. Markasit in größerer, Zinkblende und Bleiglanz in kleinerer Menge) wird wohl auch durch gleiche Ursache begünstigt worden sein.

Was die Zusammensetzung der Erze anbelangt, so sind Analysen davon bei BOGDANOWITSCH¹⁾ angeführt. Dies sind jedoch alles Erze der *Garantianum*- und der *Parkinsoni*-Zone. Zur letzteren gehört auch das Erz von Wrenczyca („Glückauf“) mit 30% Fe. Die Erze der *compressa*-Zone sind geringer (Łojki 21%, Gorzelnia 25½%). Die *tenuiplicatus*-Zone enthält so geringe Erze, daß sie nirgends gewonnen werden. Die Erze der aff.-*Morrisi*-Zone sind wieder besser (Kalej 25—30%). Die untere Erzsandsteinbank der *serrigera*-Zone nähert sich den Erzen der unteren Zonen (Kalej 30—35%, Młynisko 32,2%), die obere ist je nach Sandsteingehalt verschieden gut (Kalej 33%, Młynisko 15,7%). Die unterste Bank der oberen Abteilung der *serrigera*-Zone ist sehr schlecht (Pierzchno 8—10%). Die Knollen der *serrigera*-Zone können sehr eisenhaltig sein (Młynisko 34%), liegen aber viel weiter auseinander als in den unteren Zonen und werden daher nur gelegentlich der Tongewinnung ausgegraben und an Hütten verkauft.

Zum Schluß seien noch ein paar Worte über den Gipsgehalt der eisenerzführenden Tone gesagt. Daß Gips darin nicht selten ist, darauf ist schon von früheren Autoren hingewiesen worden, und ich habe ihn bei den Profilbeschreibungen an ein paar Stellen in situ vermerkt: Skalka (Konzession Żel), Konopiska (Schächte an der Station), Bzów (Tagebau der Firma „Hultschinski“). Außerdem habe ich längs dem Schienenwege zwischen der Warta-Brücke bei Poraj und der Grube Józef bei Jastrzomb eine dünne aus großen Krystallen bestehende

¹⁾ BOGDANOWITSCH, K.: a. a. O. 1910.

Schicht in den Tonen des hohen Wegrandes aufgeschlossen gesehen. Anhäufungen von Gips gibt es auch in Poczesna und Mlynek, von wo ich viele bis 2 Zoll lange, schön ausgebildete Gipskrystalle erhalten habe.

Größere Krystalle habe ich auch von den Halden in Skotnica, kleinere von den Halden in Rozterki und Jackowisna.

Wahrscheinlich hat das Vorkommen von Gipskrystallen in den verwitterten Haldentonen SIEMIRADZKI¹⁾ den Anlaß zur Meinung gegeben, der Gips der erzführenden Tone sei in denselben als Verwitterungsprodukt entstanden. Mag der Gips z. T. auch so entstanden sein, so ist doch diese Entstehungsweise für tieflagernde und besonders schichtartige Vorkommen kaum anzunehmen. Vielmehr müssen sich solche Gipskrystalle noch im austrocknenden Meeresschlamm ausgebildet haben.

VI. Verzeichnis der zitierten Literatur.

1. ALTH: Rzecz o belemnitach krakowskich. Sprawozd. Kom. fizyogr. Akad. Umiejętn. w Krakowie. 9, 1875.
3. BENECKE, E.: Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen u. Luxemburg. Abh. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothr. N. F. Heft 6, 1905.
4. BEYRICH, E.: Das Flözgebirge Oberschlesiens. Karstens Archiv. f. Miner. usw. 18, 1844.
5. BLÉSSON: Über Magnetismus u. Polarität d. Toneisensteine u. üb. deren Lagerstätten in Oberschlesien u. in d. baltischen Ländern. 1816.
6. BLOEDE, G. v.: Nachtr. z. Schrift: Übergangsformat. im Kgr. Polen. Neues Jahrb. f. Miner. usw. 1833.
7. — Die Formationssysteme v. Polen u. d. angrenzend. Landstriches. Verhandl. Russ. Kais. Miner. Ges. 1845—1846.
8. BOGDANOWITSCH, K.: Die Eisenerze Rußlands in: The Iron Ore Resources of the World“. 11ter Geolog. Intern. Kongreß, Stockholm. 1910.
9. BUCH, L. v.: Geognost. Übersicht von Neu-Schlesien. 1805. — Gesamm. Werke 1, 1867.
10. BUKOWSKI, G.: Über Bathonien, Callovien u. Oxfordien in d. Jura-rücken zwischen Krakau und Wieluń. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1887.
11. — Über d. Jura-Bildungen von Czenstochau in Polen. Beitrag z. Paläont. Österreich-Ungarns 5, 1887.
12. CARNALL, R. v.: Geognost. Vergleich zwischen den nieder- u. ober-schlesischen Gebirgsformationen und Ansichten über deren Bildung. Karsten's Archiv für Mineralogie usw. 4, 1832.
13. — Entwurf eines geologischen Bildes v. Oberschlesien. Bergmänn. Taschenbuch 1844.
14. — Niveau und Lagerungsverhältnisse der ober-schlesischen Gebirgsformationen. Bergmänn. Taschenbuch 1845.
15. — Der Kalkstein d. Lublinitzer Kreises in Oberschles. Ebendas. 1846.

¹⁾ SIEMIRADZKI, J.: Geologia ziem polskich I.

16. CARNALL, R. v.: Das oberschlesische Toneisensteingebirge. Bergmänn. Taschenbuch 1847.
17. — Geognostische Karte von Oberschlesien, 1te Aufl. 1844, 2te Aufl. 1858.
18. — Oberschlesiens Gebirgsschichten oder Erläuter. zu der geognostischen Karte von Oberschlesien. Jahrb. d. Schles. Ver. f. Berg- u. Hüttenwesen **2**, 1860.
19. CZARNOCKI, S.: Skizze der Eisenerzfundorte im westl. Rußland u. im Kgr. Polen. Bull. d. l'Institut d. Mines **1**, 1908 (russisch).
20. DEGENHARDT, O.: Der oberschlesisch-polnische Bergdistrikt. Zusammengest. n. d. geogn. Karte v. Oberschlesien v. F. ROEMER mit Weglassen des Diluviums.
21. GÖPPERT, H. R.: Über d. fossil. Cycadeen usw. Arbeit d. Schles. Ges. f. vaterländ. Kultur 1843—44.
— Über die foss. Flora der mittl. Jura-Schichten in Oberschlesien. Ebendas. 1844—45.
22. GÜRICH, G.: Geol. Übersichtskarte von Schlesien m. Erläuterungen. 1890.
23. HAUG, E.: Traité d. Géologie **2**, 1910.
24. KARSTEN, D.: Mineralogische Tabellen. 2te Aufl., 1808.
25. KONKIEWICZ, St.: Zbiory geologiczne, pozostałe po L. Zejsznerze. Pam. Fizyjoğr. **1**, 1881.
26. — Badania geol. w pasmie form. Jura m. Częstochowa a Krakowiem. Pam. Fizyjoğr. 1890.
— Rech. géol. d. l. form. jurass. entre Cracovie et Czenstochowa. Ebendas. (Resumé).
27. — Brauner Jura i. s. w. Teile von Russisch-Polen. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1891.
28. — Bericht üb. geolog. Forschungen im westl. Bergdistrikt d. Kgr. Polen. Verh. d. Russ. Kais. Miner. Ges. (2) **29**, 1892 (russisch).
29. LABECKI, H.: Górnictwo w Polsce. 1841.
30. LEWINSKI, J.: Explor. géol. d. l. région, trav. par l. chem. d. fer Varsovie-Kalisz. Bull. d. Com. Géol. d. St. Petersbourg **21**, 1902 (russisch mit franz. Resumé).
31. MENZEL, HANS: Der Galgenberg bei Hildesheim. Neues Jahrb. für Miner. usw. 1901.
32. MICHAEL, R.: Über die Entwickl. d. braunen Jura in Polen und Oberschlesien. Jahrb. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1894.
33. MICHALSKI, A.: Der polnische Jura. Bull. d. Com. Géol. d. St. Petersbourg **4**, 1885 (russisch).
— Formacyja jurajska w Polsce. Pamiętn. Fizyjoğr. **5**, 1885.
34. MIHALSKY (MICHALSKI), A.: Aperçu géolog. d. l. partie d. sud-ouest d. gouvern. de Piotrkow. Bull. d. Com. Géol. d. St. Petersbourg **5**, 1886 (russisch mit franz. Resumé).
35. MOESCH, C.: Monographie der Pholadoınyen. Abh. d. Schweiz. Pal. Ges. **1**, 1874.
36. MÜHLBERG, M.: Vorläuf. Mitt. über d. Stratigraphie d. braun. Jura im nordschweizer. Jura-Gebirge. Ecl. geol. Helvet. **6**, 1900.
37. OEYHNSHAUSEN, K. v.: Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien. — Mit Karte. — 1822.
38. PUSCH, G.: Bemerkungen üb. Herrn v. OEYHNSHAUSENS Versuch einer geognost. Beschreib. v. Oberschlesien. Mineralogisches Taschenbuch 1823, H. 4.
39. — Über d. geogn. Konstitution d. Karpaten u. d. Nord-Karpatenländer. Karstens Archiv für Mineralogie usw. **1**, 1829.

40. PUSCH, G.: Krótki rys geognostyczny Polski i Karpat północnych. *Sławianin* **1** u. **2**, 1830.
41. — Geognostische Beschreib. v. Polen. 1831—36. Mit Atlas (1837).
42. — Polens Paläontologie. 1837.
43. — Über d. geogn. Verh. v. Polen nach neuer. Beobacht. *Karstens Archiv f. Miner. usw.* **12**, 1839.
44. — Nachtr. z. Geogn. Polens. *N. Jahrb. f. Min. usw.* 1840.
45. — Neue Beitr. z. Geogn. Polens. *Ebendas.* 1844.
46. — Nowe przyczynki do geologii Polski. *Pamiętn. Fizyjograt.* 1881—85.
47. REHBINDER, B. v.: Gliederung des braunen Jura in Polen. *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.* 1902.
48. — Untersuchungen im braunen Jura in der Umgeb. von Czenstochau. *Zeitschrift (Monatsbericht) d. Deutsch. Geol. Ges.* 1903. Nr. 1.
49. — Über den sog. Glaukonitmergel d. Callovien i. südwestl. Polen. *Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges.* 1904. Nr. 2.
50. — Roches bigarrées aux environs de Wieluń. *Bull. Com. géol. d. St. Petersbourg* **26**, 1907 (russisch mit franz. Résumé).
51. ROEMER, FERD.: Die Nachweis. des Keupers in Oberschlesien und Polen. *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.* 1862.
52. — Weitere Beobacht. üb. d. Verbreit. u. d. Gliederung d. Keupers in Oberschlesien. *Ebendas.* 1863.
53. — Neuere Beobachtung. üb. d. Gliederung d. Keupers u. d. ihn zunächst überlagernd. Abt. d. Juraform. in Ober-Schlesien und den angrenz. Teilen von Polen. *Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges.* 1867.
54. — Geognostische Karte v. Oberschlesien mit Erläut. z. d. Sektion. Gleiwitz, Königshütte, Loslau u. Pleß. 1867.
55. — Geologie von Oberschlesien. Mit Atlas u. Profilen. 1870.
56. SCHULTZ, W.: Bemerkungen über d. Vorkommen des Bleiglanzes, Brauneisensteins u. Galmey's bei und um Tarnowitz in Oberschlesien (1807) 1813.
57. SIEMIRADZKI, J.: Formacya Jurajska w Polsce. *Kosmos* 1888.
58. — Über d. Gliederung u. Verbreit. d. Jura in Polen. *Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst.* 1889.
59. — Sprawozdanie z badań geologiczn. w dorzeczu Warty i Prosn. *Pamiętn. Fizyjogr.* **9**, 1889.
— Explor. géol. d. terr. compris entre les rivières: Warta, Widawka et Proсна. *Ebendas.* (Résumé).
60. SIEMIRADZKI i DUNIKOWSKI: Skic mapy geologicznej Królestwa Polskiego etc. *Pamiętn. Fizyjogr.* **11**, 1891.
61. SIEMIRADZKI, J.: Sur la faune des argiles plastiques de l'oolithe inférieure du royaume de Pologne. *Bull. d. l'acad. d. sc. d. Cracovie. Sc. math. et natur.* 1901.
62. — Geologia ziem polskich. **1**, 1903.
63. STASZIC, ST.: O ziemiorodztwie Karpatów i innych gór i rownin Polski. 1815.
64. TERQUEM, O.: Les Foraminifères et les Ostracodes du Fullers-Earth des environs de Varsovie. *Mém. Soc.-Géol. d. Fr.* (3) **4**, 1886.
65. WAAGEN, W.: Die Formenreihe des Amm. subradiatus. *Geognost. paläont. Beitr. v. E. BENECKE* **2**, 1868.
66. WALTHER, J.: Einleitung i. d. Geologie. 1893—94.
67. WOJCIK, K.: Bat, kelowej i oksford okręgu krakowskiego. *Rozpr. Ak. Umiej. w Krakowie. Wydz. matem. przyrodn.* (3) **10** B. 1910 (1911).

68. ZARECZNY: Atlas geologiczny Galicyi, zeszyt III, 1894, p. 140.
69. ZEUSCHNER, L.: Geologia do łatwego pojęcia zastosowana. 1856.
70. — Opis geol. ogniw form. Jura, rozprost. w zachodn. stronach Polski. Bibl. Warszawska **3**, 1864.
71. — Poszukiw. geol. dokonane w p. z. okolicach Król. Polskiego (1864) Pam. Fizyjoğr. **4**, 1884.
72. ZEUSCHNER, L.: Brief an Beyrich. Zeitschrift der Deutsch. Geol. Ges. 1861.
73. — Entwicklung d. Jura-Form. i. westl. Polen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1864.
74. — Über die roten und bunten Tone u. d. ihnen untergeordneten Glieder i. s.-w. Polen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1866.
75. — Über d. verschied. Format., auf denen sich d. poln. Jura abgesetzt hat. Neues Jahrb. f. Miner. usw. 1866. — Verh. d. Russ. Kais. Miner. Ges. zu St.-Petersburg (2) **3**, 1868.
76. — Gruppen u. Abteil. d. poln. Juras. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1869.
77. — Über die Fauna d. grauen Tones von Czenstochau usw. Neues Jahrb. f. Miner. 1869.
78. — Über das Brauneisenerzlager von Konopiska. Neues Jahrb. f. Miner. 1870.
79. — Einige Bemerkungen üb. d. geognostische Karte v. F. ROEMER. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1870.
80. ZIETEN, C. v.: Die Versteinerungen Württembergs. 1832.

Anhang zu Tabellen IV bis V.

1. *Foraminifera*. Die Foraminiferen der mitteljurassischen erzführenden Tone der Gouv. Piotrkow und z. T. Kielce wurden seiner Zeit von TERQUEM¹⁾ untersucht.

Von den 30 ihm von ZEUSCHNER eingesandten Ton- und Mergelproben haben 8 (worunter 3 rote, augenscheinlich triasische, und 1 mit lebenden Mollusken) keine, die anderen aber viele Foraminiferea geliefert. Diese verteilen sich auf 29 Gattungen, zusammen 126 Arten, die TERQUEM zumeist ausführlich beschreibt und abbildet.

Diese Proben stellten meist graue und „schwarze“ (dunkelgraue) Tone und Mergel (unter letzteren wurden wahrscheinlich kalkige Tone verstanden), einige braune und bräunliche, zwei blaue (hellgraue?) und eine — gelben Ton vor. Die Tone sind z. T. sandig, bituminös, glimmerig, gipsführend. Sie kommen von folgenden Fundorten her: Strojec bei Praszka; Jeleniec bei Krzepice; Kostrzyna; Konopiska; Wyrzów bei Czenstochau; Rudniki bei Skalka; Góra bei Rudniki (entweder als ein Berg bei Rudniki oder wahrscheinlicher als das nicht sehr weit nördlich davon gelegene Dorf Góra Włodowska zu verstehen); Blanovice, Wysoka Pilecka bei Chruszczobrod; Rodaki bei Olkusz²⁾.

Auf Grund der Ähnlichkeit der in diesen Proben gefundenen Microfauna mit derjenigen von Fontoy, Dep. Moselle, Frankreich, und der von ZEUSCHNER mit den Proben als charakteristische Arten eingesandten Fossilien, welche von FISCHER als *Park. Parkinsoni*, *Pholad.*

¹⁾ TERQUEM, O.: Les Foraminifères et les Ostracodes du Fullers Earth des environs de Varsovie. Mém. Soc. Géol. d. Fr. (3) **4**, 1886.

²⁾ Ich gebe diese Namen in korrigierter Form wieder, bei TERQUEM sind viele davon verzerrt, z. T. kaum erkennbar. Wyrzów figurirt sogar doppelt — als Wyrzow und als Wepazow.

Murchisoni und *Phol. Vezelayi* bestimmt wurden, rechnet TERQUEM die betreffenden Tone dem Fullers-Earth, der *Parkinsoni*-Zone zu. Doch ist aus dem Fundortverzeichnis zu ersehen, daß die Proben aus mehreren Zonen stammen mußten.

Die *Garantianum*-Zone ist für Konopiska wahrscheinlich, obgleich die entsprechende Probe auch der *Parkinsoni*-Zone entnommen sein könnte.

Die *Parkinsoni*-Zone ist für Strojec, Kostrzyzna und Wyrazów anzunehmen. — Die *compressa*-Zone — oder auch höher — für Jeleniec. Höhere Zonen für Wysoka Pilecka und Rodaki. Was Blanowice und Rudniki anbetrifft, so ist es schwer, darüber etwas bestimmtes zu sagen, weil dort verschiedene Zonen abgebaut werden.

Wir können jedenfalls uns den Schluß erlauben, daß *Foraminiferen* in allen Zonen des erzführenden Komplexes verbreitet sein müssen.

Für die *Ostracoden* können wir leider keinen solchen Schluß machen; denn obgleich TERQUEM davon 13 Gattungen mit 40 Arten aus denselben Tönen anführt, gibt er die Fundorte dabei nirgends an, so daß man über die Zonen, aus denen sie stammen, keine Vermutung aussprechen kann.

Außer *Foraminiferen* und *Ostracoden* fand TERQUEM in den Tönen noch Reste von *Spongien*, *Holothuriern*, *Ophiuren* sowie embryonale Molluskenschalen und Otolithe.

Für die *Parkinsoni*-Zone ist das Vorhandensein von *Foraminiferen* und *Ostracoden* auch durch eine von Herrn BÖRLING für mich gemachte Schlemmung von Tönen aus Wyrazów und Łojki nachgewiesen. Außerdem kamen darin junge Molluskenschalen, Crinoiden-Stielglieder sowie verschiedenartiger Detritus vor.

Aus einer Zusammenstellung der Mengen von vorwiegend flachseeischen Formen (*Quinqueloculina*) mit vorwiegend tiefseeischen (*Biloculina*) stellt TERQUEM einen litoralen Streifen in Wyrazów und einen tieferen Streifen in Jeleniec und Rudniki fest.

Ebenso spricht der zerbrochene und gerollte Zustand der meisten *Foraminiferen* sowie die Detritusmenge in meinen Proben für die Küstennähe bei Wyrazów und Łojki.

Anmerkungen zur Tabelle Tafel IV u. V.

Diese Tabellen stellen kein vollständiges Verzeichnis der betreffenden Flora und Fauna dar. Sie sollen hauptsächlich die Verteilung derselben nach Zonen veranschaulichen, weshalb alle Fossilien und Fundorte, deren Zugehörigkeit zu einer bestimmten Zone aus irgendwelchen Gründen nicht feststehend ist, fortfallen mußten, darunter leider auch manche sehr fossilreichen Fundorte, wo jedoch die Fauna nur als ein auf den Halden durcheinander geworfenes Gemenge gesammelt werden konnte. Eine Ausnahme in dieser Hinsicht wurde nur für Włodowice und Bzów gemacht, weil ihre Fauna sehr originell und der Zweifel über ihre Zugehörigkeit zu den entsprechenden Zonen nur gering ist.

Die hier nicht zur Geltung gekommenen Arten sollen in den Verzeichnissen des paläontologischen Teils berücksichtigt werden.

Um die Tabellen nicht übermäßig lang werden zu lassen, wurden weniger wichtige Fundorte weggelassen, und beim Vorhandensein von gleichwertigen, oft dicht aneinander stoßenden Fundorten wurden je mehrere zu Gruppen zusammengezogen. Einzelne, nur selten zu erwähnende Fundorte wurden in diese Gruppen nicht aufgenommen, aber in Anmerkungen verzeichnet. Die Bedeutung der Gruppen ist folgende:

Zone d. *Cosm. Garantianum*:

Konopiska u. Umgebung — Konopiska, Dzbów („Alexander“), Wygoda, Jackowizna, Wonsosz.

Poczesna u. Umgebung — Poczesna, Bargły, Osiny.

Zone d. *Park. Parkinsoni*:

Nördliche Gruppe — Kowale, Rosterk, Skotnica, Strojec, Ceglówka, Zytniów, Podłężę Królewskie, Kostrzyna, Przystajń

Gnaszyn u. Umgebung — Gnaszyn, Wyrazów, Liska Dolna, Dzbów.

Poczesna u. Umgebung — Poczesna, zwischen Sobuczyna u. Młynek, Huta Stara, Osiny.

Zone d. *Park. compressa*:

Łojki u. Umgebung — Łojki, Gorzelnia, Gnaszyn.

Zone d. *Opp. serrigera*:

Untere Abteilung.

Czenstochau u. Umgebung — Czenstochau, Gnaszyn, Kawodrza Dolna, Lisieniec, Zacisze.

Bleszno u. Umgebung — Bleszno, Brzeziny, Wrzosowa.

Choroń u. Umgebung — Choroń, Przybynów, Wysoka Lelowska.

Obere Abteilung.

Czenstochau u. Umgebung — Czenstochau, Ostatni Grosz, Wrzosowa.

Choroń u. Umgebung — Choroń, Przybynów, Wysoka Lelowska.

Die Fossilien des Liegenden, der Zone *Steph. Humphriesi*, siehe S. 217—218.

1) Dieses ist zu Coniferen gestellt, weil alle bisher untersuchten Holzproben unserer Formation sich als Coniferenholz erwiesen haben. Vgl. GOTHAN, W.: Foss. Hölzer a. d. Bathonien v. Russ. Polen. Verh. d. Russ. Kais. Mineralog. Ges. (2), **44**, 1906. Darin sind sämtliche in dieser Tabelle erwähnten Holzarten beschrieben.

2) Es sei noch an dieser Stelle betont, daß die Zugehörigkeit von Włodowice u. Bzów zu den entsprechenden Zonen allein nicht absolut sicher ist.

3) Wurden in GOTHAN, W., a. a. O., auf Grund meines Artikels von 1903 dem unteren Bathonien zugerechnet.

4) Sämtliche Zweischaler dieser Kolonne nur von Jackowisna.

5) Nur Gnaszyn.

6) Hier ist, statt Poraj, Huta Stara vermerkt.

7) Huta Stara.

8) Nur Gorzelnia.

9) Auch Poraj.

10) Nur Poraj.

11) Nur Szarlejka.

12) Nur Wieluń.

13) Die Sterne bedeuten das Vorkommen im obersten Teile (Oolithbänke u. sie begleitende Tonschichten).

14) Oolith.

15) Die Sterne bedeuten das Vorkommen oberhalb der unteren Bank, wobei das Vorkommen im Oolith noch extra vermerkt ist.

16) Ton u. Oolith.

17) Nur Konopiska.

18) Nur Jackowisna.

19) Nur zw. Sobuczyna u. Młynek.

20) Nur zwischen Sobuczyna und Młynek und bei Huta Stara.

21) Nur Huta Stara.

22) Nur Gnaszyn.

23) Auch Huta Stara u. Wysoka Lelowska.

24) Nur Gorzelnia.

25) Auch Poraj.

26) Auch Bleszno.

27) Nur Szarlejka.

28) Nur Wrzosowa.

6. Mitteilungen über Wirbeltierreste aus dem Mittelplicän des Natrontales (Ägypten).

1. Affen.

Von Herrn ERNST STROMER in München.

(Hierzu Taf. VII—IX.)

Über Wirbeltierreste aus dem fluviomarinen Mittelplicän¹⁾ des Natrontales habe ich nach STUDERS (1898) und ANDREWS' (1902) Vorgang hauptsächlich auf Grund eigener Aufsammlungen schon in den brieflichen Mitteilungen dieser Zeitschrift (1902) und ausführlicher in den Abhandlungen der Senckenbergischen Gesellschaft (1905) publiziert. Auf meiner dritten Reise nach Ägypten, im Winter 1910 bis 1911, konnte ich bei nur eintägigem Aufenthalt im Tale zu den Beobachtungen über seine Geologie, die ich in letzteren veröffentlichte, keine Nachträge machen, außer daß ich unten am Südwesthange, ein wenig westlich von Dêr Amba Bischoi in einem für die Natronfabrik betriebenen Steinbruch unter einer Bank von gut erhaltenen *Ostrea cucullata* etwa 2 m grauen Sandstein, 1 m graugrünen salzhaltigen Ton und mindestens 1,5 m rein weißen, sehr weichen Kreidekalk fand. Ich ließ aber mit gütiger Erlaubnis der Salt and Soda Co., der ich ebenso wie dem Survey of Egypt für wiederholtes Entgegenkommen sehr zu Dank verpflichtet bin, den tüchtigen Sammler MARKGRAF mit mehreren Arbeitern in dem weißen Sand am Fuße des Garet el Muluk vier Wochen lang graben.

Das Ergebnis war leider insofern ein unbefriedigendes, als sich fast nur einzelne Zähne, bezahnte Kiefertteile und Knochen-

¹⁾ Den durch BLANCKENHORN (diese Zeitschr. 1910, Bd. 62, S 426 ff.) erneuten Versuch, die pontische Stufe dem Obermiocän, die bisherige oberste Pliocänstufe dem ältesten Diluvium zuzurechnen, halte ich für unpraktisch, denn er erhöht nur die Verwirrung in der Literatur. Man sollte doch im Auge behalten, daß unsere Formationseinteilungen stets ein zur gegenseitigen Verständigung dienendes Schema sein werden, in das sich die mannigfaltigen Verhältnisse der Natur nie ohne einen gewissen Zwang einfügen lassen werden. Übrigens hat SCHLOSSER (Neues Jahrb. f. Mineral. 1907 II, S. 30 ff.) mit sehr guten Belegen aus der Säugetier- und Konchylienfauna der Binnenablagerungen West-Europas die Beibehaltung der pontischen Stufe bei dem Pliocän vertreten.

bruchstücke, wenn auch in vorzüglicher Erhaltung fanden. Die Vermutung STUDERS (a. a. O. S. 73), daß Raubtiere die Reste zertrümmerten, erscheint mir nun gerechtfertigt. Ich glaube, daß es vor allem Krokodilier waren, welche die Knochen zerbrachen; denn in einem Beinknochen eines jungen Paarhufers sieht man noch deutlich die Eindrücke ihrer Zähne. Sie haben wohl die zur Tränke kommenden Landsäugetiere an den Platz, wo sie ihre Beute zu verzehren pflegten, geschleppt.

Die Fauna, die im wesentlichen die einer Süßwasserablageung ist, erscheint trotz ihrer Unvollständigkeit als ziemlich mannigfaltig. Ich erwähne nur das Wichtigste nach vorläufiger Sichtung. Am häufigsten sind Welsreste (besonders *Synodontis*), ein Haifisch ist durch einen Lamnidenzahn, der Lungenfisch *Protopterus* aff. *anectens* OWEN durch einen Palatoquadratzahn vertreten. Dürftige, aber nicht seltene Reste von *Crocodylia* gehören nach einer gütigen Mitteilung Herrn LORENZ MÜLLERS, dem ich sie zur Bearbeitung übergab, z. T. sicher zu einem sehr großen kurzschnauzigen *Crocodylus*, z. T. vielleicht auch zu einer kleineren langschnauzigen Form. Süßwasserschildkröten sind häufig; nach den Bestimmungen Herrn Dr. DAQUÉS (1912), dem ich sie anvertraute, zu *Sternothaerus Dewitzius* v. REINACH und *Trionyx* spec. indet., z. T. aber auch zu *Ocadia* spec. indet. gehörig. Große Schlangen, mittelgroße Vögel, auch der Strauß sind äußerst dürftig vertreten, die meisten Reste gehören aber Säugetieren und überwiegend dem kleinen *Hippopotamus hippopotamensis* GAUDRY an. Auch die Reste von etwa drei Antilopen-genera sind nicht selten. Weitere *Artiodactyla*, vor allem ein großer Suide der *Ferrucosus*-Gruppe, auch ein kleines *Mastodon* sind, jedoch sehr spärlich, vertreten. Endlich kommen sehr dürftige Raubtierreste vor, dabei ein *Lutra*-Unterkieferstück, und besonderes Interesse verdienen die zunächst zu beschreibenden zwei Schädelreste von *Semnopithecinae*.

Schädel A.

Der einzige Schädel, der sich im Natrontal fand, war vollständig und ganz unverdrückt in dem lockeren mittelkörnigen Sande erhalten, wurde aber leider durch den Eingeborenen, der ihn ausgrub, zertrümmert, und es gelang nicht, alle Stückchen zu finden und sämtliche gefundenen zusammenzufügen. Immerhin ist das Stück neben *Mesopithecus* der besterhaltene Schädel aller fossilen Affen und verdient deshalb eine genaue Beschreibung. Wie die Abbildungen (Taf. VII, VIII) zeigen, gingen die Krone des rechten C, die Spitze des linken C, der hintere Innenhöcker des rechten M 3, ein Stückchen des vorderen Innen-

höckers des linken M 3, die rechte Choanenwand, der Vomer, die Nasenmuscheln wie die Vorderwand der Hirnhöhle, große Teile der Umgebung des Foramen magnum, des linken Parietale, der Wände der Augenhöhlen, der Jochbögen sowie die Vorderenden der Nasalia verloren. Für einige Stücke, wie die Petrosa und das rechte Exoccipitale, fehlt leider der Anschluß, so daß ich sie nicht einfügte. Da die in Gips ergänzten Teile in ihrer Farbe deutlich von den bräunlichen festen Knochen abweichen, ist über die sonstige Vollständigkeit des Schädels und über die ausgezeichnete Erhaltung der grünlichschwarzen Zähne nichts weiter zu erwähnen, wohl aber muß eine Krankheitserscheinung erörtert werden.

Offenbar wurde nämlich das Tier in früher Jugend stark verletzt, so daß ein Knochenbruch hinter dem rechten C und in der Mediannacht der Praemaxillae entstand. Durch den Zug der Muskeln der Oberlippe wurde dann die ausgebrochene rechte Praemaxilla nebst der Eckzahnalveole nach vorn etwas vor die linke geschoben und verheilte infolge des Spieles der Lippenmuskeln in den Bruchstellen so glatt, daß nur ein ovales Loch in der oberen Außenwand jener Alveole, die unten asymmetrische Umgrenzung der Apertura pyriformis und der anomale Abstand des C von dem vordersten P die ehemalige Verletzung deutlich anzeigen. Leider ist infolge des Verlustes dieser Eckzahnkrone die Art ihrer Abkautung unbekannt, der Umstand aber, daß die vorgelagerten rechten zwei J zwar viel weniger als die linken, jedoch merkbar abgekaut sind, spricht dafür, daß auch die Symphysenpartie des Unterkiefers anomal war.

Die Stärke der C, die deutliche Abkautung der Zähne, die Höhe der Schädeldachkämme und die nicht völlige Verwachsung der Knochennähte beweist, daß der Schädel einem ausgewachsenen, aber nicht sehr bejahrten Männchen eines Affen etwa von der Größe eines Seidenschwanzaffen (*Colobus guereza* RÜPPEL) angehörte. Die Maße in mm sind folgende:

- | | |
|--|-----------|
| 1. Schädelbasis, linke J—For. magnum | 100,5 ca. |
| 2. Gaumen, linke J—Hinterrand | 53,5 ca. |
| 3. Abstand der Außenseiten der beiden M 3 | 33 |
| 4. größte Jochbogenbreite | 90 ca. |
| 5. Abstand der beiden Proc. postglenoidales | 51 ca. |
| 6. Glabella—Crista occipitalis | 93 |
| 7. Glabella — linker J 1 | 52 ca. |
| 8. Abstand der Innenränder der äußeren Orbita-
Ränder | 45 |
| 9. Orbita, größte Breite | 24 |
| 10. Orbita, größte Höhe | 24—25,5 |

11. Breite des Nasenrückens	6	
12. Nasenloch, größte Breite	16	ca.
13. Nasenloch, größte Länge (Höhe)	28	ca.
14. Länge der Backenzahnreihe rechts und links	33,7 u.	34
15. Länge der Molarreihe rechts und links .	22,7 u.	23,5
16. Länge der Prämolarrreihe rechts und links	11	u. 11
17. Länge des P 3 (vordersten P) rechts und links	5,5 u.	5,6
18. Länge des P 4 (hintersten P) rechts und links	5,5 u.	5,6
19. Länge des M 1 rechts und links	7,4 u.	7,2
20. Länge des M 2 rechts und links	7,5 u.	7,5
21. Länge des M 3 rechts und links	8	u. 8,5
22. Breite des P 3 rechts und links	5,5 u.	5,2
23. Breite des P 4 rechts und links	5,5 u.	5,9
24. Breite des M 1 rechts und links	6,4 u.	6,5
25. Breite des M 2 rechts und links	6,8 u.	7
26. Breite des M 3 rechts und links	7	u. 7
27. Länge der Basis des C rechts und links .	10,5 u.	10
28. Breite der Basis des C rechts und links .	8,5 u.	8,5
29. Höhe der Krone des C	22	ca.
30. Länge der Krone des J 2 rechts und links .	5	u. 4,9
31. Länge der Krone des J 1 rechts und links .	5,2 u.	5,1

Da die Abbildungen und Maße über die wichtigsten Verhältnisse genügend Aufschluß geben, braucht hier nur auf einiges besonders Bedeutungsvolle hingewiesen zu werden.

Die kleinen J, die Querjoche der opponierten, innen etwas halbmondförmigen Höcker der M, das Fehlen einer Kerbe und eines Hamulus trochlearis oben innen am Orbitarand, auch der Umstand, daß das verloren gegangene Lacrymale ganz innerhalb der Orbita lag, deren Unterrand nur von der Maxilla gebildet wird, verweisen unsere Form unzweifelhaft zu der Unterfamilie *Semnopithecinae* der *Cynopithecidae*. Die äußerst schmale, im Profil steile und eingesattelte Nase und die relativ lange Schnauze sind aber *Cynocephalinae*-artig.

Der Gesichtswinkel, d. h. der Winkel zwischen der Verbindungslinie des Ohrlochs mit dem Unterrande der Orbita und der Linie, welche die Naht der Stirn- und Nasenbeine mit der Praemaxilla am linken J 1 verbindet, beträgt 51 Grad. Die Maxilla grenzt wahrscheinlich an das Nasenloch, doch ist das wegen der Unsichtbarkeit der Naht zwischen ihr und dem Nasale nicht sicher. Das Hinterhaupt ist stark geneigt, es ist nur je ein Foramen condyloideum vorhanden sowie hinten innen am Processus postglenoidalis ein Foramen postglenoidale.

Außen von der Mündung des äußeren knöchernen Gehörganges ist hinter diesem Fortsatz eine relativ große fast vertikale Fläche ausgebildet, und endlich scheint der Vertikaldurchmesser der Choanen ziemlich hoch zu sein.

Besonders hervorzuheben ist auch die Stärke der Crista occipitalis und sagittalis und der über der Nasenwurzel nicht unterbrochenen Tori supraorbitales. Ferner ist auffällig, daß die Vorderflächen der Außenränder der Orbitae fast gar nicht seitlich sehen, und daß die Ebene der Orbitae, die ebenfalls nach vorn sehen, schräg nach unten vorn geneigt ist; endlich ist die Apertura pyriformis groß, und die Processus alveolares der Kiefer springen gegen die Gaumenfläche, die bis hinter die M 3 reicht, nur wenig nach unten vor. Ein niederes Merkmal ist schließlich der relativ kleine Gehirnschädel mit einer nur median ein wenig gewölbten Stirne, wonach speziell die Frontallappen des Großhirns wohl schwach entwickelt waren.

Von den Zähnen ist hervorzuheben, daß die Reihe der Molaren, wie meistens bei *Semnopithecinae*, etwas über zweimal so lang ist als die der Prämolaren, und daß wie bei langschnauzigen Affen die M etwas länger als breit sind. Die J 1 sind etwas größer als die J 2, das kleine Diastema zwischen J 2 und C ist beiderseits ausgebildet und der C ist sehr schlank. Die Außenwand aller Backenzähne steht ziemlich vertikal, der hintere Außenhöcker des M 2 und M 3 ist ein wenig schwächer als der vordere, und bei sämtlichen läuft von den Außenhöckern eine quere Kante nach innen. Die Innenhöcker neigen alle etwas zur Halbmondform, weil von jedem vorn und hinten je eine Kante nach außen basalwärts zieht, um sich an der Vorderseite des vorderen und der Rückseite des hinteren Außenhöckers gegen deren Spitze zu etwas zu heben. Jeder Backenzahn hat also vorn und hinten ein Cingulum, am rechten M 3 ist es aber hinten außen viel schwächer als am linken, woraus sich die verschiedene Kronenlänge der beiden M 3 ergibt. Doch sind beide die längsten Backenzähne, während z. B. bei *Mesopithecus* der M 2 am längsten ist. Dieser Gattung gleicht übrigens der Innenhöcker des P 3 in seiner guten Ausbildung gegenüber *Colobus*, wo er stets sehr schwach ist. Schmelzrunzeln und Nebenhöckerchen fehlen endlich den Zähnen völlig, nur der C zeigt vertikale Schmelzstreifung.

Was die systematische Stellung des Schädels anlangt, so konnte ich unter freundlicher Unterstützung des Konservators Prof. Dr. LEISEWITZ eine große Anzahl der Schädel von *Semnopithecinae* der hiesigen zoologischen Sammlung vergleichen. Er unterscheidet sich danach von sämtlichen rezenten Ange-

hörigen der Unterfamilie deutlich durch die geringe Entwicklung der Hirnhöhle, die sehr schmale, steile und eingesattelte Nase, die nach vorn sehenden Außenränder der Orbitae und endlich durch die Schnauzenstreckung. Auch ist bei *Colobus* der obere M 3 so lang oder kürzer und nie länger als der M 2, bei *Semnopithecus entellus* zwar kaum kürzer, aber schmaler.

Von fossilen *Cynopithecidae* (= *Cercopithecidae*) stand mir in gewohnter Liberalität das an *Mesopithecus*-Resten reiche Material der hiesigen paläontologischen Sammlung zum Vergleiche zur Verfügung. In der Literatur ist seit den ausgezeichneten Zusammenfassungen SCHLOSSERS (1887, S. 16 ff. und 1888) natürlich ein Fortschritt zu verzeichnen, weshalb ich die neuere in meinem Verzeichnis mit kurzen Inhaltsangaben vollständig bringe.

Vor allem beschrieb RISTORI (1890) die fossilen Formen Italiens, wozu GAUDRY (1891) einige Bemerkungen machte, und L. SEGUENZA (1902 und 1908) sowie MERCIAM (1907) Ergänzungen veröffentlichten. Leider lassen aber bei diesen italienischen Abhandlungen die Abbildungen an Deutlichkeit sehr zu wünschen übrig. Ferner beschrieb DEFÉRET (1890) die mit unseren Resten gleichalterigen Schädel und Kiefer von *Dolichopithecus ruscimensis* von Roussillon (Südwest-Frankreich). Sonst wurden nur mehr oder minder dürftige *Macacus*- und *Inuus*-Reste durch DENINGER (1910), HARLÉ (1892), HEDINGER (1891), HINTON (1908) und POMEL (1896) aus dem Pliocän und Diluvium der alten Welt beschrieben. Endlich hat PILGRIM (1910) Mitteilungen über Primatenreste aus den Siwalik-Schichten veröffentlicht. Was derartige wissenschaftlich unbrauchbare vorläufige Beschreibungen rechtfertigt, ist aber in diesem Falle unerfindlich. Zum Schlusse ist noch der von SCHLOSSER (a. a. O) übersehene PH. THOMAS (1884) zu erwähnen, der auf einen unteren M 3 aus dem Oberpliocän Algiers eine neue *Cynocephalus*-Art aufstellte.

So unvollkommen fast alle fossilen Reste sind, so ist jedenfalls die neuerliche Bemerkung OSBORNS (1910, S. 320), *Macacus florentinus* aus dem Oberpliocän Italiens sei der jüngste Affenrest Europas, nach den Funden HARLÉS und HEDINGERS in Höhlen und HINTONS im oberen Forest Bed irrig.

Da ich nun leider keine Skelett- und Unterkiefer-Reste von Affen im Natrontale fand und nur aus der Länge der oberen Molarreihe schließen kann, daß die untere, die stets etwas länger ist, etwa 24 mm lang war, kann ich nur wenige fossile Reste vergleichen. *Oreopithecus*, der nach LASKAREW (1908, S. 2) neben *Mesopithecus Pentelici* auch im obersarmatischen Kalk Südrußlands vertreten ist, zeigt in seinem

Gebiß Merkmale von *Cynopithecinae* und anthropomorphen Affen, ist also von unserer Form stark verschieden. *Mesopithecus Pentelici* ist nach den hiesigen, aus Pikermi stammenden Resten und nach dem Gipsabguß eines Unterkiefers von Baltavar in Ungarn kleiner als sie, sein oberer M 3 ist kürzer und schmaler als der M 2, und vor allem unterscheiden von ihm die auf S. 353 gegenüber den *Semnopithecinae* hervorgehobenen Merkmale des Schädels. *Semnopithecus monspessulanus* GERVAIS ist zwar nach seinen unteren Zähnen ziemlich gleich groß, der einzige obere M 2, den SEGUENZA (1902, S. 148, Taf. 5, Fig. 29—31) dazu rechnet, ist aber deutlich kleiner und mehr längsgestreckt (6,8 : 5,6 mm), während die ungenügenden Abbildungen keine Details erkennen lassen. *Semnopithecus palaeindicus* LYDEKKER und *Dolichopithecus rusciniensis* DEPÉRET wiederum sind deutlich größer, ebenso der pliocäne *Aulaxinus florentinus* COCHI, der überdies zwar nach GAUDRY (1891) Merkmale von *Semnopithecinae* zeigt, aber doch *Cynopithecinae* näher steht.

Im Schädel ist neben *Mesopithecus* nur jener *Dolichopithecus* vergleichbar, weil von den anderen Formen nichts davon oder doch zu geringe Bruchstücke bekannt sind. Unzweifelhaft steht nun *Dolichopithecus*, der ja ebenfalls mittelpliocän ist, unserer Form am nächsten. Leider ist aber wegen Verdrückung sein Hirnschädel, der Außenrand der Orbitae und manches andere bei DEPÉRETS ungenügenden Beschreibungen und Messungen nicht vergleichbar. Da anscheinend infolge chauvinistischer Gesinnung eines Teiles der französischen Fachgenossen für mich als Reichsdeutschen der Versuch, von DEPÉRET über gewisse Einzelheiten schriftlich Auskunft zu erhalten, als aussichtslos erscheinen mußte, kann ich zu meinem Bedauern über manches Wichtige keine Entscheidung fällen. Jedenfalls ist die Nase von *Dolichopithecus* breiter, der P 3 nach DEPÉRETS Fig. 2a, Taf. 4 auffällig groß, das Cingulum hinten am M 3 ein wenig stärker, er aber trotzdem kürzer als der M 2; auch ist nach S. 13 a. a. O. innen am Quertale der Molaren ein Höckerchen angedeutet, und endlich nach Fig. 1 bis, Taf. 5 der obere C weniger schlank.

Es gehört also der vorliegende Schädel nach dem jetzigen Stande der Kenntnisse keiner beschriebenen Form und ziemlich sicher einer neuen Gattung an, die ich *Libypithecus Markgrafi* nenne. Sie ist vor allem charakterisiert durch eine Bezahnung, die von der des *Mesopithecus Pentelici* wenig abweicht, außer daß der obere M 3 länger und ebenso breit als der M 2 ist, durch einen relativ kleinen Gehirnschädel, eine vorspringende Schnauze, eine sehr schmale, steil abfallende und im Profil eingesattelte Nase und endlich durch kaum nach außen sehende

Vorderflächen der äußeren Ränder der Augenhöhlen, welche letztere wenig von denen des *Mesopithecus* verschieden sind.

Stammesgeschichtliche Betrachtungen lassen sich auf Grund der so unzureichenden fossilen Reste von *Cynopithecidae* nur in dem bescheidensten Maße anstellen. Beachtenswert ist jedenfalls, daß nach GAUDRY (Animaux fossiles et géologie de l'Attique, 1862) *Mesopithecus* im Schädel und Gebiß zu den *Semnopithecinae* gehört, im Skelett aber mehr Anklänge an *Cynocephalinae* hat, und daß der vorliegende Schädel wie der von *Dolichopithecus* zwar auch im Gebiß sich völlig den *Semnopithecinae* anschließt, in der Schnauzenstreckung aber wie der Nasenaffe eher der anderen Unterfamilie, mit der *Libypithecus* vor allem noch die Ausbildung der Nase gemein hat. Man kann dies wohl als Andeutungen eines gemeinsamen Stammes beider Unterfamilien auffassen, der allerdings weiter in der Vergangenheit zurückliegen müßte. Die von SCHLOSSER (1911) beschriebenen Affen aus dem Oligocän Ägyptens erlauben leider keine brauchbaren Vergleiche, weil sie nur in Resten von Unterkiefern bekannt sind. Zu einer Ableitung des *Libypithecus* von dem ein wenig älteren *Mesopithecus* würde seine wenig beträchtlichere Größe gut stimmen, und das Gebiß würde außer in der Länge des oberen M 3, einem primitiven Merkmal, auch keine Schwierigkeiten bereiten. In der Schnauzenstreckung und vor allem in der geringeren Entwicklung der Hirnhöhle sehe ich aber primitive Merkmale der nordafrikanischen Form, die es verbieten, jenen als direkten Ahnen anzusehen.

Was das Verhältnis zu dem gleichaltrigen *Dolichopithecus* Frankreichs anlangt, der neben *Mesopithecus* allein in zum Vergleiche notdürftig genügenden Resten bekannt ist, so scheint er mir in seiner beim Männchen stärkeren Schnauzenstreckung tiefer, in den Backenzähnen aber ein wenig höher zu stehen.

Bei der Größe von *Libypithecus* irgendeine rezente Gattung der *Semnopithecinae* von ihm abzuleiten, möchte ich schließlich nicht wagen.

Oberkiefer B.

Ein linkes Oberkieferstück, das zusammen mit dem Schädel des *Libypithecus* sich fand, zeigt, wie aus den Figuren 2a, b auf Taf. VIII zu sehen ist, die Rückwand der Eckzahnalveole, die ganze Reihe der wohl erhaltenen aber bis auf den M 3 stark abgekauten Backenzähne, einen Teil der Gaumenfläche, außen den untersten Ansatz des Jochbogenfortsatzes und oben einen Abschnitt des Bodens der Nasenhöhle. Die Maße der Zähne in mm sind folgende:

1. Länge der Reihe der Backenzähne 35,2
2. „ „ „ der P 9

3.	Länge	der	Reihe	der	M	26,7
4.	"	des	P3			4,6
5.	"	"	P4			4,6
6.	"	"	M1			7,4
7.	"	"	M2			9,3
8.	"	"	M3			9,3
9.	Breite	"	P3			6,2
10.	"	"	P4			6,5
11.	"	"	M1			7
12.	"	"	M2			8
13.	"	"	M3			8

Das Tier war demnach fast so groß wie *Aulaxinus florentinus Cochi* aus dem Pliocän Toskanas und wohl kurzschnauzig; denn die P sind nicht nur durch Abkautung etwas breiter als lang und der M 1 wenig länger als breit und kleiner als der gleich lange M 2 und M 3, die deutlich länger als breit sind, so daß in ungewöhnlicher Weise die Reihe der M fast dreimal so lang als die der P ist. Nach den Zahnformen handelt es sich unzweifelhaft um einen *Semnopithecinen*. Es finden sich Querjoche auf den relativ hohen Kronen, der M 3 zeigt hinten und vorn neben seinen Außenhöckern je ein deutliches Cingulum, am M 2 sind infolge von dessen Abkautung, ebenso wie hinten auf dem P 4, Schmelzinselchen vorhanden. Der Schmelz endlich ist glatt, und Nebenhöckerchen sind nicht zu sehen. Die Gaumenfläche reichte wahrscheinlich bis hinter den M 3, da erst neben dessen hinterer Wurzel der Rest eines Foramen palatinum zu sehen ist, und der Processus alveolaris ist relativ sehr hoch.

Libypithecus Markgrafi ist etwas kleiner, sein Gaumen zwar auch lang, der Processus alveolaris aber niedriger, auch kann sein P 4 durch Abkauten keine Schmelzinsel erhalten, und das Cingulum vorn am M 3 und rechts auch hinten an ihm ist schwächer. Vor allem ist sein M 3 länger als der M 2, auch sind der M 1 und besonders die P relativ länger, so daß, wie meistens bei *Semnopithecinae*, die M-Reihe nur etwas über zweimal so lang als die der P ist.

Bei *Mesopithecus*, der um ein Drittel kleiner ist, endet bei den 5 Münchener Exemplaren der Gaumen schon am Hinterteile des M 3 und der Alveolarfortsatz ist nieder. Der M 1 ist etwas länger als breit, der M 3 kürzer und schmaler als der M 2 und hat vorn ein nur schwaches, hinten meist kein Cingulum. Endlich ist seine M-Reihe etwas über zweimal so lang als die der P.

Dolichopithecus ist nach DEPÉRET (1890) erheblich größer und hat anscheinend einen niederen Alveolarfortsatz. Sein P 3

erscheint ungewöhnlich groß, die P sind relativ länger, die M sollen innen an der Talmündung ein Höckerchen besitzen, und der M 3 ist zwar nach Figur 2a, Tafel 4 a. a. O. ähnlich, jedoch kürzer als der M 2.

Von sonstigen fossilen *Semnopithecinae* kennt man nur von *Semnopithecus monspessulanus* einen von SEGUENZA (1902, Taf. 5, Fig. 29—31) schlecht abgebildeten oberen Zahn, einen M 2, der viel kleiner ist.

Bei drei Exemplaren von *Colobus guereza* ist der Gaumen auch lang und der Alveolarfortsatz hoch, aber die Reihe der M, die ein im buccalen Teil erweitertes Kronental haben, ist nur zweimal so lang als die Reihe der P. Das letztere gilt auch von 12 Exemplaren von rezenten *Semnopithecus*, bei welchen überdies der M 1 so lang oder wenig kürzer als der M 2, der M 2 so lang oder wenig länger als der M 3 ist, das Cingulum hinten am M 3 schwächer ist, der Gaumen endlich am Hinterteile des M 3 endet und fast stets nur einen niederen Alveolarfortsatz zeigt.

Nach allem scheint auch dieser Rest nicht nur einer neuen Art, sondern einer neuen Gattung anzugehören, ich überlasse aber den Ruhm, einen so unvollständigen Rest zu benennen, denjenigen, die den Mut haben, sogar auf einzelne Zähne neue Gattungen zu begründen, trotz allem, was über Variabilität der Zähne gerade in der Ordnung der Primaten infolge der zahlreichen Vergleiche von Menschen- und Affenzähnen bekannt ist.

All die so zufälligen und allermeist dürftigen Funde pliocäner *Semnopithecinae* gestatten natürlich nicht, irgendwelche tiergeographischen Schlüsse zu ziehen. *Libypithecus* und der beschriebene Oberkiefer eines größeren kurzschnauzigen *Semnopithecinen* aus dem Pliocän der nordöstlichen libyschen Wüste beweisen einstweilen nur das eine, daß die Unterfamilie damals in Nordostafrika schon gut vertreten war, wie dies auch für die südliche Region Europas gilt. Jetzt leben nach ANDERSON (1902, S. 1) nördlich des 20. Grades n. Br. und des 25. Grades ö. L., also in Ägypten und in den umgebenden Wüsten, überhaupt keine Affen, im Süden nur die schon von den alten Ägyptern abgebildeten *Cynopithecinae* *Cercopithecus* und *Papio*, in Nordwestafrika nur *Jnuus*; lediglich ein *Semnopithecine*: *Colobus guereza* RÜPPEL reicht im Osten der äthiopischen Region, in Abessinien, wenigstens an die Grenzen des ägyptischen Sudâns heran, während andere *Colobus*-Arten erst im Uëlle-Gebiete vorkommen. In Asien sind keine *Semnopithecinae* westlich von Indien und Kaschmir, wo sie bis 4000 m Meereshöhe, also auch im kalten Klima, vorkommen, bekannt. Wie SCHLOSSERS

(1911) und meine Befunde beweisen, waren demnach einst die höheren Primaten in Nordafrika reicher vertreten als jetzt. Die Vermutung, die FORSYTH MAJOR (1896, S. 436) schon vor längerer Zeit aussprach, die *Cynopithecidae* wie die anthropomorphen Affen stammten aus Afrika, gewinnt so an Wahrscheinlichkeit. Wir stehen aber in bezug auf die einstigen Säugetierfaunen Afrikas noch ganz im Anfange unserer Forschungen, und selbst mit unserer jetzigen Kenntnis der ägyptischen tertiären Affen ist nur ein erster Schritt zu positivem Wissen getan.

Literatur über die Geologie des Natrontales.

- BLANCKENHORN, M.: In dieser Zeitschr., Bd. 53, 1901, S. 310 ff., Zeitschr. Ges. Erdkunde, Berlin 1902, S. 706 ff. und Sitz.-Ber. math. phys. Kl. kgl. bayer. Akad. Wiss., München 1902, Bd. 32, S. 419 ff.
 STROMER, E.: In Abhandlung. Senckenberg. naturf. Ges., Frankfurt a. M. 1905, Bd. 29, S. 77 ff.

2. Literatur über fossile Wirbeltiere aus dem Natrontale.

- ANDREWS, CH.: A pliocene Vertebrate fauna from the Wadi Natrûn, Egypt. Geolog. Magaz., London 1902, Dez. 4, Vol. 9, S. 433 ff.
 DACQUÉ, EDG.: Die fossilen Schildkröten Ägyptens. Geol. u. paläont. Abhandl., Jena 1912, N. F., Bd. 10, S. 52 ff.
 REINACH, A. v.: Schildkrötenreste aus dem ägyptischen Tertiär. Abhandl. Senckenberg. naturf. Ges., Frankfurt a. M. 1903, Bd. 29, S. 47 ff.
 STROMER, E.: Wirbeltiere aus dem mittleren Pliocän des Natrontales und einige subfossile und rezente Säugetierreste aus Ägypten. Diese Zeitschr. Bd. 54, 1902, briefl. Mitteil., S. 108 ff.
 STROMER, E.: Nematognathi aus dem Fajum und dem Natrontale in Ägypten. N. Jahrb. f. Miner. usw., Stuttgart 1904, I, S. 2.
 STROMER, E.: Fossile Wirbeltierreste aus dem Uadi Fâregh und Uadi Natrûn in Ägypten. Abhandl. Senckenberg. naturf. Ges., Frankfurt a. M. 1905, Bd. 29, S. 108 ff.
 STUDER, TH.: Über fossile Knochen vom Wadi Natrûn, Unterägypten. Mitteil. Naturf. Ges., Bern 1898, S. 72 ff.

3. Neuere Literatur über fossile Cynopithecidae.

- ANDERSON, J.: Zoology of Egypt. Mammalia, S. 1 ff. (Über Mumien Ägyptens mit Fig.). London 1902.
 DENINGER, K.: Über einen Affenkiefer aus den Kendingeschichten von Java. Z.-Blatt f. Miner. usw., Stuttgart 1910, S. 1 ff. 2 Fig. (Bezahnte Unterkieferhälfte von *Juuus nemestrinus* nov. mut. *saradana* aus dem Altdiluvium.)
 DEPÉRET, CH.: Les animaux pliocènes du Roussillon. Mem. Soc. géol. France, Paléont. III, Paris 1890, S. 11 ff., Taf. 1, 2. (Schädel, Unterkiefer, Zähne und Extremitätenknochen von *Dolichopithecus ruscinensis* nov. spec. aus dem Mittelpliocän.)
 GAUDRY, A.: Remarques sur quelques fossiles du musée de Florence. Bull. Soc. géol. France, Paris 1890 bis 1891, Ser. 3, Vol. 19, S. 228 ff. (Über *Aulaxinus florentinus* Cochi aus dem Oberpliocän des Arnnotales.)
 HARLÉ, E.: Une mandibule de singe du repaire de Hyènes de Montsaunès (Haute Garonne). Bull. Soc. d'hist. natur. Toulouse 1892, compt. rend., S. 1 ff., 3 Fig. (Unterkieferstück mit Backenzähnen von *Macacus tolosanus* nov. spec., diluvial).

- HEDINGER, A.: Über den pliocänen Affen des Heppenloches. N. Jahrb. f. Miner. usw., Stuttgart 1891, I, S. 167 ff., 1 Taf. (Bezahnte Oberkieferstücke von *Inuus suevicus* nov. spec. aus einer Knochenbreccie Württembergs.)
- HINTON, M.: Note on the discovery of a bone of a monkey in the Norfolk „Forest beds“. Geol. Magaz., London 1908, Dec. 5, Vol. 5, S. 440 ff., 1 Taf. (Untere Ende des Humerus eines *Macacus* aus dem oberen Forest bed.)
- LASKAREW, W.: Recherches géologiques dans les environs de Tiraspol. Mitteil. Neuruss. Naturf. Ges., Odessa 1908, Bd. 33, S. 1, 2. (Russisch. Nur Gebißreste von *Oreopithecus* spec. und *Mesopithecus Pentelici* WAGN. aus obersarmatischem Kalk Südrußlands erwähnt.)
- MAJOR, FORSYTH: Preliminary notes on fossil monkeys from Madagascar. Geolog. Magaz., London 1896, Dec. 4, Vol. 3, S. 436. (Nur afrikanische Abstammung der *Cynopithecidae* vermutet.)
- MERCIAI, G.: Sopra alcuni resti di Vertebrati miocenici delle Ligniti di Ribolla. Atti Soc. toscan. sci. natur., Pisa 1907, Mem. Vol. 32, S. 5 ff., 1 Taf. (Bezahnte Kiefer von *Oreopithecus Bambolii* GERV. aus dem Obermiocän Toskanas.)
- OSBORN, H. F.: The age of Mammals, New York 1910, S. 307 ff. (Bemerkungen über europäische pliocäne Affen.)
- PILGRIM, G. C.: Notices on new mammalian genera and species from the tertiaries of India. Records geol. Survey India, Calcutta 1910, Vol. 40, S. 63 ff. (Vorläufige Bemerkungen über Zähne und Gebißreste von *Sivapithecus* nov. gen. nov. spec., *Dryopithecus* nov. spec. und *Sennopithecus* nov. spec. aus den Siwalik-Schichten.)
- POMEL, A.: Singe et Homme. Monogr. paléont. carte géol. de l'Algérie, Nr. 12, Alger 1896, S. 1 ff., 2 Taf. (Nur Extremitätenknochen von *Macacus trarensis* = *proinnuus* nov. spec. aus quartärem Phosphat von Traras bei Ain Mafta in Alger.)
- RISTORI, G.: Le scimmie fossili italiane. Boll. R. comit. geol., Roma 1890, S. 1 ff., 2 Taf. (Gebißreste und Zähne von *Oreopithecus Bambolii* GERV. aus dem Obermiocän Toskanas, von *Sennopithecus* cfr. *monspessulanus* GERV. aus dem Unterpliocän von Mte. Cassino und von *Inuus* (*Aulaxinnuus*) *florentinus* Cochi aus dem Oberpliocän des oberen Arnoteles.)
- SCHLOSSER, M.: Die Affen, Lemuren etc. des europäischen Tertiärs. Beitr. Paläont. Österr. usw., Wien 1887, Bd. 6, S. 16 ff. (Kritische Zusammenfassung des damaligen Wissens über fossile *Cynopithecidae* Europas.)
- SCHLOSSER, M.: Die fossilen Affen. Archiv f. Anthrop., Bd. 17, Braunschweig 1888, S. 279 ff., 1 Taf. (Dasselbe über sämtliche fossile.)
- SCHLOSSER, M.: Beiträge zur Kenntnis der oligocänen Landsäugetiere aus dem Fajum (Aegypten). Beitr. Paläont. u. Geol. Oesterr. usw., Wien 1911, Bd. 24, S. 58 ff., 1 Taf. (Über Unterkieferreste von *Parapithecus Fraasi* nov. gen. nov. spec. und *Moeripithecus Markgrafi* nov. gen. nov. spec. fragliche Vorläufer der *Cynopithecidae*.)
- SEGUENZA, L.: I Vertebrati fossili della provincia di Messina II. Mammiferi e geologia del piano pontico, und Nuovi resti di Mammiferi pontici di Gravitello presso Messina. Boll. Soc. geol. ital., Roma 1902 und 1908, Vol. 21, S. 147 ff., 1 Taf. und Vol. 26, S. 92 ff., 1 Taf. (Bezahnte Kieferstückchen und Zähne von *Sennopithecus monspessulanus* GERV. aus dem Unterpliocän Siziliens.)
- THOMAS, PH.: Recherches stratigraphiques et paléontologiques d'eau douce de l'Algérie. Mem. Soc. géol. France, Paris 1884, Ser. 3, T. 3, S. 14, 1 Fig. (Ein unterer M 3 aus dem Oberpliocän von Ain Jourdel als *Cynocephalus atlanticus* nov. spec. beschrieben.)

2. Raubtiere.

Die dürftigen Raubtier-Reste vom Gareth el Muluk und Fundort C des Natrontales, die ich in den Abhandlungen der Senckenbergischen Gesellschaft Bd. 29, 1905, S. 121, 122 nur kurz beschrieb, um glücklicheren Findern Hinweise zu geben, haben leider trotz der ausgiebigen Ausgrabungen nur einen sehr geringen Zuwachs erhalten. Da so die Hoffnung auf gute Kenntnisse jungtertiärer Raubtiere Ägyptens für absehbare Zeit vernichtet erscheint, wenn nicht Funde an bisher unbekanntem Orten, vielleicht auch Grabungen am Profil C neues Material ergeben, so bleibt nichts übrig, als aus den spärlichen vorliegenden Resten möglichst viel zu machen. Herrn Dr. DREVERMANN habe ich dabei für erneute Überlassung des Materials des Senckenbergischen Museums zu danken.

Pristiphoca aff. *occitana* P. GERVAIS.

(Taf. IX, Fig. 2a, b und Fig. 3.)

Das von mir (1905, S. 121, Taf. 20, Fig. 10) schon kurz beschriebene Unterkieferstück vom Gareth el Muluk ist natürlich zunächst mit dem einzigen jetzt im Mittelmeergebiet lebenden Phociden *Monachus albiventer* BODD. zu vergleichen, umsomehr, als diese Form in relativ vollständigen Resten von UGOLINI (1902) aus dem Pliocän Toscanas beschrieben ist. Leider fehlen unter letzteren Teile des Unterkiefers fast völlig und die rezenten Vertreter sind so selten, daß ich weder aus dem hiesigen noch aus dem Stuttgarter oder Frankfurter Museum Vergleichsmaterial erhalten konnte. Durch die Güte Herrn Direktors LORENZ VON LIBURNAUS und Herrn Dr. K. TOLDTS erhielt ich aber aus dem Wiener Hofmuseum von der Südküste Kretas stammende Unterkiefer. Während der zweite Backenzahn in der Größe kaum, in der Form fast nur dadurch abweicht, daß er außen weniger runzelig, innen am Cingulum gleichmäßiger konvex ist und eine dickere vordere Wurzel hat, und während der Abstand von ihm bis zur vorderen Wurzel des letzten Backenzahnes sowie die Stellung der Zähne genau die gleiche ist, weicht der Kiefer darin stark ab, daß seine Symphyse bis unter die vordere Wurzel des dritten Backenzahnes reicht und daß er dicker (über 16 mm) und über 35 mm hoch ist. Bei meinem Stück endet die Symphyse ein wenig weiter vorn, und vor allem ist der Kiefer viel niedriger und speziell am zweiten Backenzahn innen nicht für die Symphyse verdickt.

Zu anderen rezenten Pinnipedia bestehen auch kaum nähere Beziehungen, und von fossilen ist überhaupt auffallend wenig

und speziell von Unterkiefern nur ganz selten etwas gefunden worden, wie aus TOULAS (1898) sorgfältiger Zusammenstellung ersichtlich ist.

Der Unterkiefer von *Palaeophoca Nysti* van BENEDEK (1877, Taf. 10, Fig. 1—5) aus dem Pliocän Antwerpens gleicht in seiner Größe und Form sehr dem von *Monachus albiventer*. Das schlecht erhaltene hintere Unterkieferstück, welches gleichfalls relativ hoch ist, und die wohl dazu gehörigen mit mehreren Nebenspitzen versehenen Backenzähne von *Phoca rugosidens* OWEN, die ADAMS (1879, S. 524, Taf. 25, Fig. 1, 2) und COOKE (1895, S. 215) aus dem Miocän Maltas beschrieben, unterscheiden sich ebenfalls deutlich von meinem Stück. Dagegen ist der Unterkiefer von *Pristiphoca occitana* P. GERVAIS (1859, S. 272 bis 273, Taf. 82, Fig. 4, 4a) aus dem Pliocän von Montpellier, den ich auch nach einem Gipsabguß in der hiesigen paläontologischen Sammlung vergleichen kann, meinem Stück in allem Wesentlichen gleich. Er ist nur ganz wenig kleiner, innen platter, außen mit anders verteilten Foramina mentalia versehen, und der zweite, außen ebenfalls runzelige Backenzahn ist basal innen nicht so verbreitert und sein Cingulum vorn und hinten schwächer; endlich war bei meinem Stück für den vordersten Backenzahn wohl weniger Platz vorhanden als bei jenem, denn seine Eckzahnalveole ist unter dem zweiten schon sehr groß. Die Unterschiede sind also so gering, daß man mein Stück bei dem jetzigen Stand des Wissens zu dem gleichaltrigen Genus stellen muß und im Zweifel sein kann, ob eine neue Art vorliegt. Denn speziell bei den Zähnen von Robben ist eine ziemlich große Variabilität anzunehmen, da sie in Reduktion begriffene Organe sind.

Von *Monachus albiventer* unterscheidet sich GERVAIS' vollständigeres Original übrigens in den Zähnen fast gar nicht, in der etwas kürzeren Symphyse, in der anscheinend geringeren Höhe sowie in dem sehr langsam ansteigenden Vorderrand des Kronfortsatzes und hauptsächlich in der großen Schlankheit des Kieferastes aber sehr deutlich.

Ob der kleine Eckzahn vom gleichen Fundort, den ich in Fig. 3 abbilde, als unterer rechter Milcheckzahn zu derselben Art gehört wie das Kieferstück, kann ich nicht entscheiden. Er hat eine verhältnismäßig lange und spitz zulaufende, innen platte Wurzel und eine stark aufgebogene, innen und außen konvexe, vorn und hinten aber kantige Krone, und die vordere Kante biegt sich, unten stärker werdend, nach hinten außen.

Lutra libyca nov. spec.

(Taf. IX, Fig. 1a—c.)

Ein linker Unterkiefer, dem das Vorderende bis hinter die Eckzahn-Alveole, die Krone des M 2 und der größte Teil des Kronfortsatzes fehlt, ist im übrigen, speziell auch in seinen etwas abgekauten Backenzähnen vorzüglich erhalten.

Das Hintereck seines Unterrandes ist kurz, die Masseter-Grube nach vorn zu verflacht, unten aber von einer sehr scharfen, nach außen vorspringenden Kante begrenzt, und der Kieferunterrand ist hier unten abgeplattet, davor etwas konvex. Der Vorderrand des Kronfortsatzes erhebt sich sehr steil unmittelbar hinter dem M 2, dessen Alveolenrand nach innen konvex vorspringt, während außen neben ihm eine bis 4 mm breite Fläche vorn am Kronfortsatz nach vorn und etwas außen, weniger nach oben sieht. Das Foramen dentale inferius liegt kaum unter dem Niveau des Kieferoberberrandes, das untere Symphysenende unter dem P 3, von den Foramina mentalia liegt eines unter dem P 4, zwei unter und hinter dem P 2, endlich ist der Kiefer relativ hoch, nämlich unter dem M 1 höher als dieser lang ist.

Die drei P, wohl auch der M 1 sind zweiwurzellig, der M 2 aber ist einwurzellig und etwas schräg nach vorn geneigt, offenbar in Reduktion. Der Schmelz ist glatt, ein Cingulum hinten am P 2—4 deutlich, vorn schwach, innen und außen am P 3 und P 4 nur angedeutet. Der P 4 hat den Umriß eines schmalen Längsovales und besitzt eine mäßig hohe Spitze mit einem Höckerchen über der Mitte ihres Hinterrandes und mit der Andeutung eines Höckerchens auf ihrer Innenseite. Der M 1 ist wie der P 4 doppelt so lang als breit, aber über anderthalbmal so lang als er und hat seine größte Breite in der Vorderhälfte des Talonid. Dieses ist kürzer als der Vorderteil des Zahnes, schüsselförmig und niedrig, und sein Rand besitzt hinten und besonders außen ein Höckerchen. Der Vorderhöcker des Zahnes ist schmal und außen mit einem schwachen Cingulum versehen und war vor der Abkautung kaum niedriger als der Außenhöcker, dessen steile Hinterseite unten eine scharfe steile Kante besitzt. Der hinten platte, innen gewölbte Innenhöcker endlich ist ein wenig kleiner und erhebt sich innen kaum hinter jenem.

Die Maße in mm sind folgende:

1. P 2 Vorderrand bis Kieferende 54
2. " " " M 2 Hinterrand ungefähr 32,5
3. P 2 bis P 4 18

4.	M 1 und M 2	ungefähr 15
5.	Länge des P 4	7,2
6.	„ „ M 1	11,6
7.	„ „ Talon des M 1	4
8.	Breite des P 4	3,5
9.	„ „ M 1	6
10.	Höhe des P 4 und M 1	5
11.	Kieferhöhe unter dem P 3	12,5
12.	„ „ „ M 1 Hinterende	13

Die Unterschiede des Kiefers von denen der gewöhnlichen Fischotter sind so gering, daß es sich ziemlich sicher um den Angehörigen der Gattung *Lutra* handelt. Von rezenten stehen mir zum Vergleich außer zahlreichen Unterkiefern von *Lutra lutra* L., wohl aus Deutschland, je einer von *L. leptonyx* HORSE. aus Sumatra, von *L. canadensis* KERR aus Nordamerika und von *L. paranensis* RENGG. aus Brasilien und je zwei von *L. brasiliensis* ZIMM. (*Sambachii* GRAY) aus Südamerika sowie von *L. inunguis* F. CUVIER aus Kapland und Kamerun zur Verfügung. Alle sind deutlich bis etwas größer, ihr Kiefer hat nie eine so breite Fläche neben dem M 2, und ihr M 1 ist länger als der Kiefer unter ihm hoch, nur bei *L. inunguis* ebenso lang. Die relativ große Länge des M 1 ist durch die größere seines Talonid bedingt, das meist die Hälfte der Zahnlänge mißt, höher ist und fast nie ein Höckerchen am Hinterrand zeigt. Der Außenhöcker des M 1 besitzt in der Regel hinten unten ein kleines Eckchen, und der Vorderhöcker ist gewöhnlich dicker. Abgesehen von diesen Unterschieden ist der Kiefer von *L. paranensis* am ähnlichsten.

Die Unterschiede von allen *L.-lutra*-Kiefern machen es so gut wie sicher, daß unser Stück auch von *L. angustifrons* LATASTE der Atlasländer in gleicher Weise abweicht. Denn diese Art wird von den neueren Autoren wohl mit Recht nicht von jener getrennt, weil LATASTE (1885, S. 168) als Unterschied außer der Kürze des Schwanzes nur die Schmalheit des Schädels in der Augenregion angab, ein Merkmal, das bei den mir vorliegenden Schädeln von *L. lutra* stark variiert. Die fossilen *Lutra*-Arten sind meistens noch sehr unvollkommen bekannt, so daß *L. clairmontensis* CROIZET, *L. Bravardi* P. GERVAIS, *L. Campanii* MENEGH. und *L. sivalensis* FALC. et CAUTLEY nicht in Unterkiefern vertreten, also nicht vergleichbar sind. Von den übrigen unterscheiden sich *L. dubia* BLAINV. (1864) von Sansans, *L. bathygnathus* LYD. (1884) aus den Siwaliks, *L. hessica* LYD. (1890) von Eppelsheim und *L. brachygnathus* SCHLOSSER (1903) aus Nordchina außer in andern Merkmalen

schon durch ihre beträchtliche Größe; erstere drei haben aber auch einen relativ hohen Unterkiefer und alle ein nicht sehr langes Talonid des M 1.

Am nächsten scheint nach LYDEKKER (1884, S. 192 bis 193, Taf. 27, Fig. 2, 2a) *L. palaeindica* FALC. et CAUTLEY zu stehen. Der Kiefer hat aber keine so scharfe Kante unter der Masseter-Grube und keine Fläche neben dem M 2, ist niedriger und vorn auffällig stark nach oben gebogen, auch hat der allein erhaltene abgekaute M 1 zwar anscheinend ein ähnliches Talonid, aber eine breitere Vorderpartie.

Von den übrigen europäischen Resten ist *L. affinis* P. GERVAIS (1859, S. 344) aus dem Pliocän von Montpellier nur ganz kurz beschrieben und danach in der ein wenig geringeren Größe sowie in der Kürze des M 1 und seines Talonids dem vorliegenden Stück ganz ähnlich, soll aber einen geraderen Unterrand als *L. lutra* haben. Das Unterkieferstück mit P 2—M 1 aus dem Obermiocän von Grive-St.-Alban, auf das FILHOL (1881, S. 59 ff., Taf. 4, Fig. 20—22) *L. Lorteti* gründete, ist auch eben kleiner und relativ hoch, es soll aber ein P 1 vorhanden sein; der P 4 ist hoch und sein Hinterrand einfach, der M 1 niedriger, relativ länger und schmaler und sein Vorderhöcker niedriger sowie sein Talonid kleiner. Die gleichalterigen unteren P 4 und M 1 von Günzburg, die SCHLOSSER (1887, S. 123, Taf. 8, Fig. 29, 36, 39, 40) dazu rechnete, kann ich nach Vergleich der hier befindlichen Originale unmöglich zu dieser Art, ja kaum zu *Lutra* stellen; denn das Talonid des M 1 ist nicht schüsselförmig und noch kleiner, der Innenhöcker klein und etwas hinter dem äußeren gelegen, und der P 4 besitzt hinten unten eine so hohe Spitze, wie ich sie bei *Lutra* überhaupt nie sah.

Der Unterkiefer von *Lutra oppoliensis* WEGNER (1913, S. 231, Taf. 12, Fig. 10, 11) aus dem Obermiocän von Oberschlesien unterscheidet sich durch die gleichmäßige Krümmung seines Unterrandes, seine relativ geringere Höhe und die abweichenden Proportionen seiner Backenzähne.

Das Unterkieferstück mit M 1 aus dem Red Crag Englands, das E. T. NEWTON (1890, S. 444 ff., Taf. 18, Fig. 1) zu *L. dubia* BLAINV. rechnete, gleicht in der Größe *L. lutra*, in der relativen Höhe aber dem vorliegenden. Sein M 1 hat aber vorn außen einen konvexen Umriß, einen innen platteren und zurückgerückten Innenhöcker und ein höheres und längeres Talonid. Der rechte untere M 1 aus dem Norwich Crag endlich, das Original von *L. Reevei* NEWTON (1890, S. 446, Taf. 18, Fig. 2) gleicht am meisten dem von *L. capensis* und

ist in seinen Proportionen, den niederen Höckern und dem großen Talonid völlig von meinem Stück verschieden.

Dieses ist nach allem der Vertreter einer neuen Art, die ich *Lutra libyca* nenne, und die sich außer durch die auf S. 364 erwähnten Merkmale des M 1 vor allem durch die Fläche neben dem M 2 auszeichnet. Die relativ geringe Größe des Talonid und die Höhe des Kiefers aber hat sie mit manchen fossilen Formen gegenüber rezenten gemein.

Die Oberhälfte einer linken Ulna von dem Fundorte C des Natrontales, die ich (1905, S. 121) zu *Lutra* rechnete, ist zu groß, um zu der neuen Art zu gehören, und läßt sich bei ihrer Erhaltung nicht einmal ganz sicher zu *Lutra* zählen, und der ebenda erwähnte Unterkieferrest gehört sicher nicht zu der Gattung.

Hyaenide

(Taf. IX, Fig. 5).

Bei näherem Vergleich des 1905, S. 121 von mir mit Vorbehalt einem Caniden zugeschriebenen Oberendes einer rechten Ulna vom Garet el Muluk mit der von Hunden und Hyänen, speziell mit *Hyaenea striata* aus Ägypten komme ich zu der Überzeugung, daß es zu einem *Hyaeniden* gehört, da es sich von jener kaum in der Größe und nur in der geringeren Dicke der Hinterseite des Olecranon-Endes unterscheidet. Gegenüber Canidae hat das kurze Olecranon einen geraden statt eines konkaven Vorderrandes, die Gelenkfacette für den Radius ist äußerst schmal, und die innen am Schaft hinter der Fossa sigmoidea beginnende Längskante für den tiefen Zehenbeuger (*Musculus flexor digitorum profundus*) liegt nicht dicht an dieser Gelenkfacette, sondern in einigem Abstände von ihr.

Machaerodus aff. *aphanistus* KAUP

(Taf. IX, Fig. 4a–c).

Zu meiner Beschreibung und Abbildung des linken Unterkieferstückes vom Garet el Muluk (1905, S. 122, Taf. 20, Fig. 9) ist nur wenig nachzutragen. Infolge des Fehlens der Vorderwände ihrer Alveolen läßt sich die relative und absolute Größe der drei J und des C leider nicht genau feststellen, nur waren sie sicher dicht aneinander gedrängt, und die Kante des Diastemas, die etwas nach innen zu konvex ist und sich nach hinten stark senkt, ist so lang, daß der obere C gewiß sehr groß war. Es braucht deshalb aber nicht der Kiefer eines Männchens vorzuliegen, denn bei den jetzigen Felinae sind die weiblichen Tiere, die bei Löwen angriffslustiger sind

(Schillings 1910, S. 173), anscheinend nicht mit schwächeren Eckzähnen versehen als die männlichen. Die Symphyse ist sehr kurz und der Kiefer-Unterrand fast gerade, doch ragt von seiner Außenseite der charakteristische Fortsatz ziemlich weit abwärts, wobei sein sehr schräger gerader Hinterrand schon unter dem P 3 beginnt.

Unter den altweltlichen, meist sehr dürftigen *Machaeodus*-Resten hat sich nach dem Vorgange von SCHLOSSER (1887, S. 435 ff.) und FABRINI (1890) BOULE (1901) bemüht, Ordnung zu schaffen, wobei er aber leider fast nur die oberen Eckzähne berücksichtigte. Deshalb lohnt es sich wohl, die beschriebenen Unterkiefervorderhälften mit meinem Stück zu vergleichen.

Von dem aus diluvialen Höhlenablagerungen Europas bekannten *M. latidens* OWEN sind leider nur Zähne beschrieben, obwohl z. B. in Hundsheim in Niederösterreich nach FREUDENBERG (1908, S. 206, 207) vollständigere Reste gefunden wurden. Auch *M. horridus* SCHLOSSER (1903, S. 37) aus dem Pliocän (?) Chinas ist nur in einzelnen Zähnen bekannt und nach der Größe des unteren P 4 (25—27 mm) so groß wie meine Form. *M. sivalensis* FALCONER et CAUTLEY aus den Siwalik-Schichten des Punjab unterscheidet sich aber nach den von LYDEKKER (1884, S. 335, Textfig. und Taf. 44, Fig. 4) beschriebenen Unterkiefern deutlich von ihr. Denn der Kiefer ist unter dem P 3 zwar ziemlich gleich nieder und das Kinn vertikal, aber der viel steilere Hinterrand seines unteren Fortsatzes beginnt vor dem kleinen P 3, das Diastema ist kürzer und mehr horizontal und auch der P 4 kürzer. Der Unterkiefer von *M. palaeindicus* BOSE (1880, S. 125, Taf. 6, Fig. 1—4 und LYDEKKER 1884, S. 341, 342, Taf. 43, Fig. 8) aus den gleichen Schichten ist in Größe und Form meinem Stück sehr ähnlich. Das Diastema ist aber kürzer als der P 3 und P 4 zusammen oder als die Kieferhöhe vor dem P 3, wobei allerdings die relativ größere Kieferhöhe und bedeutendere Länge des P 3 dieser Art zu beachten ist. Endlich fehlt das Foramen mentale unter dem P 3, der untere Kinnfortsatz ist niedriger und vorn unten mehr abgerundet, und die Kinnbreite ist ein wenig größer.

M. nestianus FABRINI (1890, S. 39 ff., Taf. 6, Fig. 7) aus dem oberen Arnotal Toskanas unterscheidet sich wiederum leicht durch den für die Gattung ganz ungewöhnlichen Abstand des P 3 und P 4, durch das kürzere und weniger nach vorn steigende vordere Diastema und das nicht so steile Kinn. *M. crenatidens* FABRINI (1890, S. 30 ff., Taf. 5, Fig. 4 und 6,

Fig. 5) verdrückte Kiefer vom gleichen Fundort, wozu auch ein Unterkieferstück aus dem Forest Bed von Suffolk gehört (BACKHOUSE 1886, S. 309 ff., Taf. 10, Fig. 1, 2) ist in Größe und Form wiederum meinem Stück nicht unähnlich, aber das Kinn ist nicht so steil, das Diastema kürzer, obwohl bei dem Kiefer von Suffolk der P 3 fehlt, endlich auch der P 4 ein wenig kürzer und nach dem Suffolker Rest das Kinn breiter.

Bei *M. cultridens* CUVIER (= *megathereon* BRAVARD) aus dem Ober-Pliocän der Auvergne und des Arnotales ist nach dem von CROIZET et JOBERT (1828, S. 200, Chats, Taf. 1, Fig. 1) abgebildeten bezahnten Ast das Kinn zwar auch steil, sein unterer Fortsatz aber höher, kürzer und hinten steilrandig, das Diastema viel kürzer und der P 3 relativ länger.

M. Schlosseri WEITHOFER von Pikermi ist nach BOULE (1901, S. 569) mit *M. orientalis* WEITHOFER von Maragha und *Felis ogygia* KAUP von Eppelsheim identisch und eine Felis-Art, was mit der von unserer völlig abweichenden Form des Unterkiefers übereinstimmt. Endlich gehört nach BOULE (1901, S. 557) zu *M. aphanistus* KAUP von Eppelsheim das schöne hier befindliche Schnauzenstück des *M. leoninus* ROTH et WAGNER (1854, S. 30 ff., Taf. 9, Fig. 4) von Pikermi. Danach gleicht diese Art im Diastema, dem fast ebenso niederen Kieferast, im Besitz eines Foramen mentale auch unter dem P 3, in der Steilheit des Kinnes und in der Größe meinem Stück. Wenn der P 3 relativ viel länger ist, so scheint das keine große Bedeutung zu haben, denn nach GAUDRY (1862, S. 109) ist er bei einem Stück nur 18 mm lang und 66 mm hinter dem Kinn gelegen. Dieser Zahn ist eben bei *Machaeodus* in Reduktion begriffen (MATTHEW 1910, S. 294), und derartige Organe pflegen in Größe und Form stark variabel zu sein. Ein weiterer Unterschied scheint aber in dem Kinnfortsatz zu liegen, der bei allerdings sehr dürftiger Erhaltung bei *M. aphanistus* erheblich kleiner war als bei meinem Stück, und dessen Hinterrand jedenfalls erst vor dem P 3 begann.

Schluß.

So dürftig die beschriebenen Reste sind, so bieten sie doch als die ersten von jungtertiären Raubtieren Ägyptens Interesse. Während jetzt im dortigen Nil auffälligerweise Fischotter fehlen¹⁾, ist nunmehr das einstige Vorkommen der Gattung *Lutra*

¹⁾ Eine Stelle in Herodots Euterpe (Buch 2, Kap. 67) wurde so übersetzt, daß danach im alten Ägypten der Fischotter heilig war: diese Annahme ist aber durch keine Funde oder sonstige Berichte bestätigt (KELLER, O.: Die antike Tierwelt, Leipzig 1909, Bd. 1, S. 173).

erwiesen, *Machaerodus* aber ist überhaupt der erste bekannte Vertreter der Unterfamilie aus Afrika. Bei seiner Ähnlichkeit mit *M. aphanistus* KAUP, der im Unterpliocän Europas weit verbreitet war, könnte er wohl von dieser ein wenig kleineren Art stammen, bei der Dürftigkeit der vergleichbaren Reste und dem ganzen Stand unserer Kenntnisse über altweltliche *Machaerodontinae* läßt sich aber nur diese Vermutung äußern. Der *Hyaenide*, *Lutra* und *Machaerodus*, auch *Pristiphoca* sprechen übrigens für einen Zusammenhang Ägyptens mit dem pliocänen Europa und wohl auch Asien.

Was endlich *Machaerodus* speziell anlangt, so hat GRAY (Proc. zool. Soc. London 1867, S. 265) auf die Ähnlichkeit von *Felis nebulosus* GRIFFITH (= *macroscelis* HORSF. = *brachyurus* SMITH) mit *Smilodon*, also mit *Machaerodontinae* hingewiesen. Sie besteht tatsächlich in der Vorderfläche des Kinnes, der höheren Lage der Alveolen der unteren Vorderzähne gegenüber den Backzähnen und in der Größe des hinten kantigen oberen Eckzahns, aber der untere Eckzahn ist relativ größer als bei *Machaerodontinae*, und in der sonstigen Form des Unterkiefers, in der Schädelbasis usw. sind diese rezenten Formen, die vom Himalaya bis Java und Formosa verbreitet sind, echte *Felinae*, Verwandte des Serval und Ozelot.

Das vollständige Aussterben der *Machaerodontinae* wurde nun von DÖDERLEIN (1888, S. 396) und anderen damit begründet, daß die zuletzt übermäßige Vergrößerung der oberen Eckzähne sie beim Fressen hinderte. MATTHEW (1910, S. 306 bis 307), der zu beweisen suchte, daß die Tiere das Maul entsprechend weit aufreißen konnten, hat das meiner Ansicht nach mit Recht bestritten. Ich möchte nämlich hinzufügen, daß jedenfalls ein Hindernis beim Fressen nicht bestand; denn die im Gebiß so ähnlichen Katzen nehmen die Nahrung nicht vor, sondern hinter den Eckzähnen in das Maul und schneiden mit ihren Backenzähnen wie mit einer Scheere Stücke davon ab, die sie verschlingen. Das konnten die *Machaerodontinae* selbst mit riesigen Eckzähnen genau so gut tun. MATTHEW (a. a. O.) meinte nun, die großen oberen Eckzähne seien eine Anpassung an das Leben von den im Tertiär so häufigen Pachydermen gewesen, zu deren Niederreißen und Zerfleischen sie dienten, und mit deren Rückgang hänge der Niedergang der *Machaerodontinae* zusammen. Er übersah dabei, daß durch meinen Fund das einstige Vorhandensein der Säbelzähner auch in Afrika erwiesen ist, wo sie wohl auch noch in südlicheren Gegenden nachgewiesen werden. Dort ist ihre angebliche Hauptnahrung, Nashörner, Elefanten, Flußpferde und Suidae, noch heute reichlich vertreten

und deshalb nicht einzuschen, warum sie auch hier sowie in Vorder-Indien ausstarben, wo überdies auch nicht Klima-Änderungen, ein starker Temperatur-Rückgang wie am Ende des Pliocäns in Europa, sie verdrängt haben können. Jedenfalls wäre wichtig, Genaueres über die Lebensweise der oben genannten Felinae, die im Gebiß ihnen am ähnlichsten sind, zu erkunden, wenn ich auch nicht glaube, daß damit die so schwierige Frage nach den Gründen des Aussterbens der Säbelzähler eine Lösung erfährt. Daß sie nicht durch den Menschen der diluvialen Steinzeit ausgerottet wurden, hat neuerdings DIENER (1912, S. 215, 219 und 224) überzeugend nachgewiesen, ihr Verschwinden erscheint also noch ziemlich rätselhaft.

Verzeichnis der benutzten Literatur außer der über das Natrontal im ersten Teil auf S. 360 genannten.

- ADAMS LEITH: On remains of Mastodon and other Vertebrata of the miocene beds of the Maltese Islands. Quart. Journ. geol. Soc., London 1879, Vol. 35, S. 517 ff.
- BACKHOUSE, J.: On a mandible of Machaerodus from the Forest bed. Ebenda 1886, Vol. 42, S. 309 ff.
- BENEDEN J. van: Description des ossements fossiles des environs d'Anvers. I. Pinnipèdes ou Amphitheriens. Ann. Mus. R. d'hist. natur. Belgique. Brüssel 1877, T. 1.
- BOSE, P. N.: Undescribed fossil Carnivora from the Sivalik hills in the collection of the British Museum. Quart. Journ. geol. Soc., London 1880, vol. 36, S. 119 ff.
- BOULE, M.: Révision des espèces européennes de Machaerodus. Bull. Soc. géol. France, Paris 1901, Sér. 4, Vol. 1, S. 551 ff.
- COOKE, J.: On the occurrence of Phoca rugosidens Owen in Maltese strata. Geol. Magaz., London 1895, Dec. 4, Vol. 2, S. 215 ff.
- CROIZET et JOBERT: Recherches sur les ossements fossiles du département du Puy-de-Dôme. Paris 1828.
- DIENER, C.: Der Anteil des prähistorischen Menschen an der Verarmung der pleistocänen Tierwelt. Mitteil. geol. Ges., Wien 1912, S. 201 ff.
- DÖDERLEIN, L.: Phylogenetische Betrachtungen. Biolog. Zentralblatt, Erlangen 1888, Bd. 7, S. 391 ff.
- FABRINI, E.: I Machaerodus (Meganthereon) del Valdarno superiore. Boll. Comit. geol. Roma 1890, S. 1 ff.
- FILHOL, M. H.: Notes sur quelques Mammifères fossiles de l'époque miocène. Arch. Mus. d'hist. natur., Lyon 1881, T. 3, S. 1 ff.
- FREUDENBERG, W.: Die Fauna von Hundsheim in Niederösterreich. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1908, Bd. 58, S. 197 ff.
- GAUDRY, A.: Animaux fossiles et géologie de l'Attique. Paris 1862.
- GERVAIS, P.: Zoologie et Paléontologie française, 2. édit. Paris 1859.
- KAUP, J. J.: Description d'ossements fossiles de Mammifères. Darmstadt 1832.
- LATASSE, F.: Etude de la faune des Vertébrés de Barbarie. Actes Soc. linn. de Bordeaux, Vol. 39, S. 129 ff. Bordeaux 1885.
- LYDEKKER, R.: Siwalik and Narbada Carnivora. Palaeont. indica. Mem. geol. Survey India. Calcutta 1884, Ser. 10, Vol. 2, Part. 6, S. 178 ff.

- LYDEKKER, R.: On a new species of Otter from the lower Pliocene of Eppelsheim. Proc. zool. Soc., London 1890, S. 3 ff.
- MATTHEW, W. D.: The Phylogeny of the Felidae. Bull. Amer. Mus. natur. hist., New York 1910, Vol. 28, S. 289 ff.
- NEWTON, E. T.: On some new Mammals from the Red and Norwich Crag. Quart. Journ. geol. Soc., London 1890, Vol. 46, S. 444 ff.
- ROTH, J., und WAGNER, A.: Die fossilen Knochenüberreste von Pikermi in Griechenland. Abhandl. Bayer. Akad. Wiss., math. phys. Kl., München 1854, Bd. 7, Abt. 2, S. 1 ff.
- SCHILLINGS, C. G.: Mit Blitzlicht und Büchse im Zauber des Elelescho. Kleine Ausgabe. Leipzig 1910.
- SCHLOSSER, M.: Die Affen, Lemuren, Chiropteren, Insektivoren, Marsupialier, Creodonten und Carnivoren des europäischen Tertiärs. Beitr. Paläont. und Geol. Österr. usw., Wien 1887, Bd. 6, S. 1 ff.
- SCHLOSSER, M.: Die fossilen Säugetiere Chinas. Abhandl. Bayer. Akad. Wiss., II. Cl., München 1903, Bd. 32, Abt. 1, S. 1 ff.
- TOULA, Fr.: *Phoca vindobonensis* n. sp. von Nußdorf bei Wien. Beitr. Paläont. und Geol. Österr. usw., Wien 1898, Bd. 11, S. 47 ff.
- UGOLINI, R.: Il *Monachus albiventer* Bod. del Pliocene di Orciano. Palaeont. ital, Pisa 1902, Vol. 8, S. 1 ff.
- WEGNER, R. N.: Tertiär und umgelagerte Kreide bei Oppeln (Oberschlesien), Palaeont., Stuttgart 1913, Bd. 60, S. 175 ff.
-

7. Beiträge zur Kenntnis der alttertiären Evertebraten-Fauna Ägyptens.

Von Herrn R. v. KLEBELSBERG in München.

Von seiner letzten ägyptischen Reise (Winter 1910/11) hat Herr STROMER v. REICHENBACH neben der sonstigen paläontologischen Ausbeute auch einige Kollektionen alttertiärer Evertebraten mitgebracht, die er mir zur Bearbeitung übergab. Die Aufsammlungen erfolgten zwar nur gelegentlich und z. T. flüchtig, da sie aber teils Spezies enthalten, welche für die betreffenden Fundorte neu sind, teils für einzelne Gebiete einen besseren Nachweis der entsprechenden Schichten gestatten als er bisher möglich war, sind die Bestimmungen vielleicht der Mitteilung wert, wenn schon sie nichts prinzipiell oder wesentlich Neues bringen. Die bezüglichen geologischen Daten wurden mir von Herrn v. STROMER in entgegenkommendster Weise zur Verfügung gestellt.

Die Fossilien stammen aus fünf verschiedenen Hauptgebieten; einmal dem Mokattam bei Kairo, dann von der Höhe Kibli el Ahram südlich der Gise-Pyramiden (südwestlich von Kairo), aus der Gegend des Gebel Homra es Schaijebûn (östliches Nil-Ufer gegenüber Aschment), dem Wadi Rajân und Bahr el Uâh; letztere beiden Gebiete durchwanderte v. STROMER zweimal (hin und zurück) gelegentlich seines Besuches der Oase Baharije von Fajûm aus. Im Anschluß soll noch ein Fund des Sammlers MARKGRAF aus dem Bereiche des Kerûn-Sees (Fajûm) mitgeteilt werden. Alles erwähnte Fossilmaterial befindet sich in der Kgl. Bayrischen Paläontologischen Staatssammlung zu München.

Am Mokattam bei Kairo lieferte die tiefste aufgeschlossene Stufe, der Steinbruch bei der altbekanntesten Lokalität Gamia Tingîje (Grabmoschee; vgl. u. a. SCHWEINFURTH 1883, S. 733, Stufe A I e, Loc. XII; BLANCKENHORN 1900, S. 419¹⁾), eine Faunula, die neben gewöhnlichen Vorkommnissen, wie

Cidaris cf. *Itala* LAUBE (vereinzelt),

Porocidaris Schmiedelii MÜNST. (in Menge),

Ostrea (Gryphaea) spez. aus der Gruppe der *G. pharaonum*

OPPH. (mehrfach),

¹⁾ Literatur-Verzeichnis am Schluß.

- Fistulana* cf. *Aegyptiaca* (MAY.-EYM.) OPPH. (mehrfach),
Calyptraea spez. indet. (3 Steinkerne),
Natica longa BELL. (3 Steinkerne),
Turbinella frequens MAY.-EYM. (1 Ex.),
Ranina Bittneri LOERENTHEY (1 Ex.),
Lobocarcinus Paulino - Württembergensis H. v. MEYER
 (mehrfach),
Palaeocarpilius simplex STOLICZKA (2 Ex.),
 „ *macrocheilus* DESM. (mehrfach),
Cancer Fraasi LOERENTHEY (1 Ex.),

zwei Gastropodenspezies enthielt, welche für das ägyptische Tertiär neu erscheinen:

Capulus Dubusi COSSM. et PISS. (1 Ex.; s. die paläontolog. Bemerkung im Anhang),

Pirula tricarinata LK. (1 Ex.; s. paläontolog. Bemerkung).

Als Vertreter von *Fistulana* cf. *Aegyptiaca* (MAY.-EYM.) OPPH. wurden zylindrische Gebilde von 7—12 mm Durchmesser angesprochen, die nach Form und Skulptur am besten mit den Röhren dieser Bohrmuschel zu vergleichen sind¹⁾. *Natica longa* BELL. ist der Name für jene Steinkerne, die das Urbild des Ammonshorns vorstellen sollen (vgl. FOURTEAU 1899, S. 12). Die vertikale Verteilung der Faunula betreffend, treten die Krabben in unteren Lagen des Steinbruchs auf, die Bohrmuschelröhren und der Großteil der übrigen Spezies in oberen; den Oberrand bildet eine Bank mit *Nummulites Gizehensis*; aus letzterer stammt die *Ostrea (Gryphaea)*.

Von der als Fossilfundstätte gleichfalls schon bekannten Lokalität Kibli el Ahram (vgl. BLANCKENHORN 1902, S. 375; Profil) und zwar aus einer Mergelschicht nahe unter dem Gipfel liegen vor:

- **Spondylus Aegyptiacus* NEWTON (1 kleines Ex.),
Ostrea spez. aus der Gruppe der *O. Reili* FRAAS (mehrere Bruchstücke),
 **Scalaria (Acrilla) nilotica* OPPH. (1 Ex.),
Mesalia Locardi COSSM. (mehrere Ex.),
Rimella cf. *duplicicosta* COSSM. (1 Ex.).

Die mit * bezeichneten Arten erscheinen für das Fundgebiet (im weiteren Sinne) neu. Ein Urteil, ob die Schicht dem unteren oder oberen Mokattam angehört, lassen die Formen nicht zu; BLANCKENHORN schließt aus stratigraphischen Gründen auf Ober-Mokattam-Alter.

¹⁾ Nicht zu verwechseln mit den pliocänen *Pholas*-Bohrlöchern.

Die Funde aus der Gegend des Gebel Homra es Schaijebûn (vgl. BLANCKENHORN 1900, S. 427, 442, 473) verteilen sich auf mehrere Einzel-Lokalitäten und verschiedene stratigraphische Niveaus; einmal die dreigipfelige Höhe jenes Namens selbst, dann einen ungefähr gleich hohen Plateauberg nordöstlich davon und die etwa 150 m tiefer gelegenen Talränder des nördlich von beiden gelegenen Wadi Suårke, aus dessen flachem Boden nahe dem Nil der „Melaniahügel“ BLANCKENHORNS (Sheet 14, Report, 1897, Station XVII, nicht publiziert; briefliche Mitteilung an Prof. v. STROMER) aufragt.

Die beiden Tafelberge, Gebel Homra und der unbenannte, bauen sich zum größten Teil aus Mokattamschichten auf und zwar, in ähnlicher Gliederung wie bei Kairo, einer unteren lichten („Weißer“) und einer oberen gelblichbraunen („Brauner“ Mokattam) Abteilung. Die obere Abteilung ergab am Gipfel des unbenannten Plateauberges:

- Plicatula pyramidarum* FRAAS (3 Ex.),
- **Spondylus Aegyptiacus* NEWTON (1 kleines Ex.),
- **Anomia tenuistriata* DESH. (Neu für das ägyptische Tertiär; 2 Ex.; s. paläont. Anm.),
- **Ostrea* spez. aus der Gruppe der *O. Reili* FRAAS (1 Ex.),
- * „ *multicostata* DESH. var. (1 Ex.),
- Corbula harpaeformis* OPPH. (1 Ex.),
- **Natica (Ampullina)* cf. *Newtoni* COSSM. et PISS. (2 Ex.),
- **Turritella Pharaonica* COSSM. (3 Ex.);

15 m unterhalb:

- **Echinolampas Africanus* LOR. (1 Ex.),
- **Schizaster Africanus* LOR. (4 Ex.),
- **Cypraea bullina* OPPH. (1 Ex.),
- **Bulla (Scaphander) Cossmanni* OPPH. (1 Ex.),
- **Harpa mutica* LK. (1 Ex.),

10 m unter dem Gipfel des Gebel Homra es Schaijebûn:

- Plicatula pyramidarum* FRAAS (18 Ex.; s. paläontolog. Anm.),
- **Ostrea Roncana* PARTSCH (3 Ex.; s. paläontolog. Anm.),
- **Turritella Pharaonica* COSSM. (1 Ex.),
- Mesalia Locardi* COSSM. (mehrere Ex.).

In tieferen Lagen, an den Talrändern des Wadi Suårke, südlich und nördlich vom Melaniahügel, streicht der harte, weiße Kalk der Unter-Mokattam-Stufe aus; er enthält eine *Lucina*-Bank mit reicher Fauna; zum Unterschied gegenüber den entsprechenden Schichten bei Kairo sind die Fossilien hier fast durchaus mit Schale erhalten.

- **Cardita Aegyptiaca* OPPH. (2 Ex.),
- * „ spez. aff. *Mokattamensis* OPPH. (3 Ex.),

- Lucina pharaonis* BELL. (8 Ex.; s. paläontolog. Anm.),
 „ *Blanckenhorni* OPPH. (12 Ex.),
 * „ spez. aff. *Fajumensis* OPPH. (1 Ex.),
 * *Solariella minutigranum* COSSM. (4 Ex.),
Natica spez. indet. (Winzige *Natica*-Steinkerne, zahlreich),
 * *Scalaria (Cirsotoma)* cf. *Beyrichi* (MAY.-EYM.) OPPH. (7 Ex.),
Turritella Boghosi COSSM. (mehrere Ex.),
Chenopus Artini MEY.-EYM. (6 Ex.),
 *cf. *Cancellaria (Bonellitia) Aegyptiaca* OPPH. (7 Ex.),
 * *Pleurotoma (Surcula)* spez. aff. *textiliosa* DESH. (1 Ex.),
 * „ (*Surcula*) spez. aff. *ingens* MAY.-EYM. (1 Ex.),
 * „ (*Trachelochaetus*) *bituberculata* COSSM. (1 Ex.),
Nautilus spez. (groß; 1 Ex.).

Die Obermokattam-Schichten der Plateauberge werden mit Zwischenschaltung einer kalkigen Konglomeratlage (wohlgerundete Gerölle von braunem Mokattam, kleine Nummuliten) überlagert von einem harten, splitterig brechenden, etwas löcherigen, rötlich bis rein weißen Süßwasserkalk (vgl. BLANCKENHORN 1900, S. 473), der am Gebel Homra neben verschiedenen, undeutlichen Fossilspuren ein fragmentarisches Exemplar von

Limnaeus spez.

lieferte. BLANCKENHORN hält die Bildung aus morphologischen Gründen für oligozän-miozän.

Eine lithologisch ähnliche, von BLANCKENHORN (1897 a. a. O. u. in litt.) damit parallelisierte Süßwasserbildung bedeckt in Form von Blöcken den Melaniahügel. Bei der ungemein spröden Beschaffenheit des Gesteins gelang es auch hier nicht, eine mit Sicherheit näher bestimmbare Fauna zu gewinnen. Den Fossilgehalt bilden, von problematischem Röhrenwerk (? Pflanzliche Negative) abgesehen:

Melania spez. aff. *tuberculata* MÜLL. (mehrere Exemplare, doch alle fragmentarisch),

Limnaeus spez. (1 Ex.),

Buliminus (Napaeus) spez. (2 Bruchstücke).

BLANCKENHORN, dem diese Süßwasserserie auch vorgelegen, verglich (in litt. 1911) den *Limnaeus* mit *L. Natalensis* KRAUSS und *L. ovatus* DRAP. den *Buliminus* mit *Napaeus obscurus* und stellte es bei dem Mangel sicher jüngerer Formen (besonders *Melanopsis*) nach wie vor als wahrscheinlich hin, daß die Süßwasserkalke des Melaniahügels mit denen der hohen Plateauberge zusammen gehören; diese Annahme setzt die weitere voraus, daß der Melaniahügel nicht an Ort und Stelle primär abgelagerte Sedimente repräsentiert, sondern ein Haufwerk

niedergebrogener Reste der überlagernden Decke darstellt, unter welcher der minder widerstandsfähige Mokattam rascher erodiert worden ist; die örtlichen Verhältnisse des Hügels würden eine solche Deutung zulassen; sonst hingegen müßte man aus der sehr beträchtlichen orographischen Niveaudifferenz zwischen den Süßwasserschichten am Gebel Homra und jenen des Melaniahügels für letztere auf ein viel jüngerer, vielleicht diluviales Alter schließen.

Weniger bekannt als die bisher behandelten Fundgebiete sind in faunistischer Beziehung jene am Weg von Fajûm zur Oase Baharije: Wadi Rajân (vgl. HUME 1911, S. 136, 140; BEADNELL 1905 passim; MAYER-EYMAR 1892, SCHWEINFURTH 1886, S. 20) und Bahr el Uâh (entspricht dem „Bahr belâ mâ“ nordöstlich von Baharije; vgl. HUME 1911, S. 140).

Am Ausgang des Wadi Rajân gegen Ghârak im Fajûm erhebt sich nordseitig der Hagar el Muschkîk; zwei Marschstunden südöstlich davon, an einem steilen Mergelhang, sammelte v. STROMER

**Vulsella crispata* FISCHER (5 Ex.),

**Ostrea elegans* DESH. und cf. *elegans* DESH. (5 Ex.),

* „ „ DESH. var. *exogyroides* (MAY.-EYM.) OPPH. (1 Ex.),

**Ostrea Stanleyi* MAY.-EYM. (1 Ex.).

Die Spezies deuten ebenso wie die im folgenden aus Rajân erwähnten Funde auf Mokattamalter, gestatten aber keine nähere Schichtbestimmung, da sie teils in OPPENHEIMS „Intermedius-Stufe“ durchgehen, teils (die *Vulsella*) schon in der Libyschen Stufe auftreten.

In einer basalen Terrasse am Süden des Rajân-Kessels fanden sich:

**Echinolampas* cf. *globulus* LAUBE (1 Ex.),

Ostrea elegans DESH. (2 Ex.),

* „ „ DESH. var. *exogyroides* (MAY.-EYM.) OPPH. (1 Ex.).

An der Öffnung des Rajân-Kessels gegen SW (Sieglintal) setzt über dem Plateaurand (große Nummuliten aus der *Gizehensis*-Gruppe) eine Bank weißen Gisortienkalkes ein, die sich weit nach SW verfolgen läßt und in dieser Richtung später von braunem Kies mit Kieselhölzern überlagert wird. Die Gisortien stimmen zu

Gisortia gigantea MÜNSTER (3 Ex.),

in ihrer Gesellschaft treten auf

**Spondylus Aegyptiacus* NEWTON (1 großes Ex.),

**Vulsella crispata* FISCHER (1 Ex.).

Dieses Gisortia-bed wurde zuerst durch MAYER-EYMAR (1892) aus dem Wadi Moëla, der südöstlichen Fortsetzung des Rajân-Kessels, bekannt und später von HUME (1911) für das Gebiet westlich des Nils in großer Verbreitung nachgewiesen (vgl. auch BALL & BEADNELL „Baharia Oasis“, Eg. Geol. Surv. Mem. 1903, S. 22). HUME parallelisiert damit jene Gisortiabank, welche BARRON (1907, Eg. Geol. Surv. Mem.) aus der Wüste zwischen Kairo und Suez beschrieben hat und nimmt dafür auf Grund eines nicht recht verlässlichen Vergleiches mit dem *Dictyoconus*-bed BLANCKENHORNS (unterer Mokattam bei Kairo I, 5; siehe BLANCKENHORN 1900, S. 445, 435) ein dem höheren Untermokattam entsprechendes Alter an.

Südöstlich am Gebel Hedahîd ($1\frac{1}{2}$ Tagmärsche südwestlich des Rajânkessels) lagen unter Wüstenkies in Gesellschaft großer Nummuliten (cf. *Gizehensis*):

Ostrea spez. aus der Gruppe der *O. Reili* FRAAS (1 Ex.),
* „ *recta* OPPH. (3 Ex.).

Die Hauptfundstätte im Bahr el Uâh liegt ca. 2 Marschstunden westlich des isolierten Garef et tâlha (= Gebel el Bahr) ASCHERSONS (s. ASCHERSONS Karte, Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1885), am sanften W-Hang des Tales. Die Fossilien fanden sich meist in weichen, gelbbraunen, ockerigen Schichten, die von einer Austernbank begleitet sind und nahe bei Gebel Ahmar Quarzit anstehen:

**Kerunia cornuta* MAY.-EYM. (6 Ex.).

Plicatula pyramidarum FRAAS (11 Ex., s. paläontolog. Anm.),

Ostrea Fraasi MAY.-EYM. (2 Ex.),

**Ostrea Stanleyi* MAY.-EYM. (4 Ex.),

**Ostrea* cf. *multicostata* DESH. (1 Ex.),

**Pectunculus* (*Axinaea*) *juxtadentatus* COSSM. (2 Ex.),

**Cardita* spez. aff. *paroxyta* OPPH. (3 Ex.),

**Corbula harpaeformis* OPPH. (1 Ex.),

Turritella cf. *Pharaonica* COSSM. (6 Ex.),

**Mesalia Locardi* COSSM. (mehrere Ex.),

**Clavilithes* spez. (1 Ex.),

**Tudicla umbilicaris* MAY.-EYM.

Etwas weiter westlich streichen am Gebel Mahlîke, der an einem Dünenzug aufragt, zwischen Ahmar Quarzit oben und Nummulitenkalk (cf. *Gizehensis*) unten gelbliche und weiße Kalke aus mit:

**Ostrea elegans* DESH. var. *cornigera* (MAY.-EYM.) OPPH. (1 Ex.),

* „ *Stanleyi* MAY.-EYM. (2 Ex.),

**Ostrea* cf. *multicostata* DESH. var. (1 Ex.),

**Turritella Pharaonica* COSSM. (6 Ex.),

**Mesalia Locardi* COSSM. (mehrere Ex.)

Beiderlei Kollektionen aus dem Bahr el Uáh deuten eher auf Ober- als Unter-Mokattam. HUMES stratigraphische Altersbestimmung (1911, S. 141) lautet ebenfalls auf Ober-Mokattam.

Die angeführten Fossilvorkommnisse gehören also mit Ausnahme der jüngeren Süßwasserbildungen am rechten Nilufer bei Aschment der Mokattamstufe an. Deren faunistischer Zusammenhang nach unten gewinnt durch das Ergebnis, daß einige Formen mehr aus der Libyschen Stufe in den Mokattam aufsteigen als bisher bekannt war (*Cardita Aegyptiaca*, *Cardita paroxyta*, *Scalaria Beyrichi*, *Cypraea bullina*). Im übrigen aber steht die weitgehende faunistische Einheitlichkeit des ganzen Mokattam im Vordergrund; trotz aller faziellen Unterschiede zwischen den reinen Kalken der unteren Stufe und den mit Tonen und Mergeln wechsellagernden unreinen der oberen; wo nicht stratigraphische Anhaltspunkte mit verwendet werden können, läßt sich bei Fossilkollektionen von geringer Artenzahl nur selten mit Bestimmtheit zwischen Ober- und Unter-Mokattam entscheiden.

Im Anschluß sei ein Fund MARKGRAFS erwähnt aus einer braunen, ockerigen Muschelschicht der Birket el Kerùn-Stufe im Nordosten des Sees, ca. 50 m über dem Seespiegel. Es handelt sich um eine Krabbe — solche waren bisher für Ägypten nur aus der Gegend von Kairo bekannt — und zwar um ein typisches Exemplar von *Palaeocarpilius macrocheilus* DESMAREST, var. *coronata* BITTNER. BITTNER (Sitzb. Ak. Wiss. Wien, 11. Nov. 1886) hat diese charakteristische Varietät aus (nach NICOLIS) ober-eocänen oder bereits unteroligocänen Schichten des veronesischen Alttertiärs beschrieben; eben dorthier beschrieb sie auch VINASSA DE REGNY (Riv. Ital. di Pal. Juni 1896) Indem die Kerùnstufe allgemein als Äquivalent tieferer Teile des Obermokattam gilt, hat der Fund für die Frage Interesse, ob der ganze Mokattam dem Mitteleocän (Lutetien oder Parisien) angehöre oder in höheren Lagen schon das Obereocän (Bartonien) vertrete; eine Frage, zu der sonst auf Grund des vorliegenden, doch immerhin recht beschränkten Materials nicht wohl Stellung genommen werden kann.

Paläontologische Bemerkungen.

Plicatula pyramidarum O. FRAAS.

Terebratella pyramidarum FRAAS 1867, Orient I, S. 136, Taf. III, Fig. 4.
Plicatula pyramidarum FRAAS, OPPENHEIM 1905, S. 59 (Abbildung 1901,
 Priabonaschichten, Taf. V, Fig. 4—5). (*P. polymorpha* aut.)

Diese charakteristische Form liegt in zahlreichen, z. T. sehr gut erhaltenen Exemplaren vor; namentlich zeigt sich auch, unabhängig von den 4—5 Radialfalten die feine Radialstreifung des apikalen, jugendlichen Schalenteiles sehr gut: an denselben schließt eine dickblättrige, austernartige Randpartie an, unter deren groben radialen Falten jene zwei dominieren, welche aus den zwei mittleren der Jugendschale hervorgehen. Einzelne Exemplare zeigen deutliche *Pecten*-artige Ohren hinter den Wirbeln und schwächere Ansätze, ähnlich wie bei *Spondylus* vor ihnen. Der Innenrand, ist abstehend punktiert, ähnlich wie dies DE GREGORIO (1890, Alabama, Taf. XXI, Fig. 7, 10) für *P. filamentosa* CONR. abbildet.

Anomia tenuistriata DESHAYES.

Anomia tenuistriata DESHAYES 1824, Env. de Paris I, S. 377, Taf. LXV, Fig. 7—11.

Anomia tenuistriata DESH., WOOD 1861, Eoc. Biv. England, S. 13, Taf. IX, Fig. 1.

Es liegen zwei linke (Ober-)Schalen vor, deren namentlich in der Wirbelpartie starke Wölbung die Zuteilung zur alten Pariser Art vielleicht etwas bedenklich erscheinen läßt; bei der bekannten Standortsvariabilität der Anomien überhaupt, wie dieser Spezies im besonderen, dürfte der Fehler aber kleiner sein, als wenn man auf solch graduelle Verschiedenheiten eine neue Spezies begründete. Die feine radialstreifige Skulptur, von bald mehr oder weniger verwischten, bald blättrig austretenden konzentrischen Anwachslineien unterbrochen, ist sehr gut ausgebildet; die subzentral vereinigten Muskeleindrücke sind sichtbar. Von den Woodschen Abbildungen kommt Fig. 1e am nächsten.

Die beiden Schalen stammen vom Gipfel des hohen, unbenannten Plateauberges nordöstlich des Gebel Homra es Schaijebûn (Ober-Mokattam). *A. tenuistriata* DESH. erscheint bisher aus dem ägyptischen Eocän nicht angeführt.

Ostrea Roncana PARTSCH.

Ostrea Roncana PARTSCH 1862 bei ZITTEL, Ob. Nummulitenformation in Ungarn, S. 394.

Ostrea Roncana PARTSCH, OPPENHEIM 1905, S. 34.

Wenn die vorliegenden drei Exemplare von „Riesenaustern“ mit dem Namen *O. Roncana* belegt werden, so geschieht dies weniger im Bewußtsein, damit einen prägnanten Arttypus zu verzeichnen, als der Konvention halber, nachdem der Name *O. Roncana* einmal für ähnliche Formen analoger Herkunft angewendet worden ist, von denen sich die vorliegenden nicht sicher trennen lassen; ebensowenig wie es OPPENHEIM möglich war, für einzelne seiner *Roncana*-Exemplare eine sichere Trennung gegenüber den oligozänen und miozänen Riesenaustern durchzuführen, gelingt dies bei den vorliegenden, die durch die Höhe der Bandgrube noch stärker an *O. crassissima* LAM. (vgl. HOERNES 1870, Wiener Becken S. 455, Taf. LXXXI—LXXXIV) erinnern als irgend eines der bisher beschriebenen ägyptischen Individuen. Infolge der praktischen Unmöglichkeit einer strikten systematischen Auseinanderhaltung der eo-, oligo- und miozänen Riesenaustern entbehren dieselben auch einer größeren stratigraphischen Kompetenz. Die Maßverhältnisse der vorliegenden Exemplare sind folgende:

Schalenhöhe	Breite (maximal)	Dicke (maximal)	Bandfeldhöhe	-breite
16 (unvollständig)	9—10	ca. 4	8	3,5 cm
18 (unvollständig)	9—10	ca. 4	6—7	3—4 cm
27 (vollständig)	12	ca. 5	7,5—8	5 cm

Das Vorkommen (10 m unter dem Gipfel des Gebel Homra es Schaijebûn; Ober-Mokattam) ist neu.

Lucina pharaonis BELLARDI.

Lucina pharaonis BELLARDI 1854, S. 22, Taf. II, Fig. 12.

„ „ „ BELL., OPPENHEIM 1905, S. 124, Taf. XIII, Fig. 1—2,
XV, Fig. 6.

Eine Reihe schöner, z. T. noch die obsolete Radialstreifung zeigender Exemplare, die in der Mehrzahl von der bei OPPENHEIM dargestellten Type dadurch etwas abweichen, daß sie ein wenig flacher und deutlich quer verlängert sind; das übrige Verhalten aber stimmt so gut überein, daß sie nur ev. als eine forma *transversa* von der Type abzutrennen wären.

Capulus Dubusi COSSMANN ET PISSARO.

1903, Cotentin II, S. 105, Taf. XIX, Fig. 14, 15.

Es liegt ein Schalenexemplar vor, daß durch die bezeichnenden Merkmale dieser Art genügend charakterisierbar ist. Die kurze,

elliptische, hohe und steile Mützenform mit der fast senkrecht über dem Hinterrand gelegenen Spitze verbindet sich mit einer lediglich durch unregelmäßige, starke Anwachswülste und -linien ornamentierten, sonst glatten Oberfläche.

Das Vorkommen von *C. Dubusi* (unterster weißer Mokattam, Steinbruch nächst der Tingîje-Moschee bei Kairo) ist für das ägyptische Eocän neu.

Pirula tricarinata LAMARCK.

Pirula tricarinata LAMARCK 1804, Ann. Mus. tome 2, S. 391, Nr. 3.

Pirula tricarinata COSSMANN 1897, Loire, S. 337, Taf. XIII, Fig. 5, 6.

„ „ COSSMANN et PISSARO 1900, Cotentin I, S. 138, Taf. XV, Fig. 7 (non *Ficula tricarinata* LAM. bei MAYER-EYMAR 1883, S. 73, Taf. XXIII, Fig. 5 = *F. Rai* OPPENHEIM 1906, S. 308, Taf. XXV, Fig. 23, 24).

Eine mittelgroße, zwar schlecht erhaltene (Spitze der Spira abgebrochen) Form läßt deutlich das Skulpturcharakteristikon dieser Art erkennen, das, am letzten Umgang, in 3 gut hervortretenden, immerhin aber zarten Spiralkanten besteht, zwischen welche je zwei schwächere eingeschaltet sind; die Spuren transversaler Skulpturelemente und der dadurch bewirkten Gitterung sind eben noch erkennbar.

P. tricarinata LAM. erscheint für das ägyptische Eocän neu; das einzige Exemplar stammt aus dem untersten Mokattam bei Kairo (Steinbruch nächst der Tingîje-Moschee, harte Bank unter dem *Nummulites-Gizehensis*-Horizont am oberen Rande).

Wichtigste ägyptische Literatur.

- BALL and BEADNELL, Baharia Oasis, Mem. Eg. Geol. Survey, Cairo 1903.
 BEADNELL, The Topography and Geology of the Fayum Province of Egypt. Survey Department Egypt. Cairo 1905.
 BELLARDI, Catalogo ragionato dei fossili nummulitici d'Egitto. Mem. Acad. Sci. Torino (II) 15. 1854.
 BLANCKENHORN, Neues zur Geologie und Paläontologie Ägyptens; II. Das Paleogen; III. Das Miocän. Z. D. G. G. 1900, 1901.
 BLANCKENHORN, Nachträge zur Kenntnis des Paläogens in Ägypten. Zentralblatt f. M. 1901.
 BLANCKENHORN, Neue geologisch-stratigraphische Beobachtungen in Agypten. Sitzber. Bayr. Ak. Wiss. München 1902. Bd. 32.
 COSSMANN, Additions à la Faune Nummulitique d'Égypte. Comm. Inst. Égyptien 1900. Cairo 1901.
 FOURTAU, Les environs des pyramides de Ghizeh. Bull. No. 4, Serie V, de la Soc. Khédiviale de Géogr. Kairo 1899.
 GREGORY, Collection of Egyptian Fossil Echinoidea. Geol. Mag. Dec. IV. 5. 1898.
 HUME, Secular Oscillation in Egypt. during the Cretaceous and Eocene Periods. Quart. Journ. 1911. LXVII.

- HUME, Explanatory Notes to accompany the Geological Map of Egypt. Ministry of Finance, Egypt. Survey Dep. Cairo 1912.
- LÖRENTHÉY, Beiträge zur Kenntnis der eocänen Decapodenfauna Ägyptens. Math. u. Naturw. Berichte aus Ungarn XXV. 1907. Deutsch Leipzig 1908.
- LORIOL, Monographie des Echinides contenus dans les couches Nummulitiques de l'Égypte. Mem. Soc. Phys. et d'Hist. Nat. Genève XXVII. 1re partie 1880.
- MAYER-EYMAR, Die Versteinerungen der tertiären Schichten von der westlichen Insel im Birket-el-Qerûn-See. Paläontogr. XXX. 1. 1883.
- MAYER-EYMAR, L'oasis de Moëleh. Bull. Inst. Egypt. 1892.
- MAYER-EYMAR, Description de coquilles fossiles des terrains tertiaires inférieurs. Journal de Conchyliologie (Paris). 1887, 1888, 1895, 1896, 1898, 1903.
- MAYER-EYMAR, in Vierteljahrsschrift Natf. Ges. Zürich. 1898, 1901, 1903.
- NEWTON, Notes on some Lower Tertiary Shells from Egypt. Geol. Mag., Dec. IV. 5. 1898.
- NEWTON, On the lower tertiary Mollusca of the Fayum Province of Egypt. Proc. Malacolog. Soc., vol. X., Part II, 1912.
- NOETLING, Über Crustaceen aus dem Tertiär Agyptens. Sitzber. Ak. Wiss. Berlin XXVI, 1885.
- OPPENHEIM, Zur Kenntnis alttertiärer Faunen in Ägypten. Palaeontogr. XXX, 3, 1905–1906.
- SCHWEINFÜTH, Über die geologische Schichtengliederung des Mokattam bei Kairo. Z. D. G. G. 1883, XXXV.
- SCHWEINFÜRTH, Reise in das Depressionsgebiet im Umkreise des Fajum im Januar 1886. Zeitschr. Ges. f. Erdk., Berlin 1886, Nr. 2.
- STROMER, Geologische Beobachtungen im Fajum und am unteren Niltale in Ägypten. Abh. Senckbg. Natf. Ges. XXIX, 1907.
- ZITTEL, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Lybischen Wüste. Palaeontogr. XXX, 1883.

8. Die Gliederung des französischen Pliocäns und Pleistocäns.

Von Herrn FRITZ WIEGERS in Berlin.

(Hierzu Tafel X und 5 Textfiguren.)

Die wissenschaftliche Erforschung des Quartärs in Frankreich hat bisher noch nicht den Erfolg gehabt, daß die diluvialen Bildungen links und rechts des Rheins miteinander in Beziehungen gebracht werden konnten.

Für das alpine Diluvium haben die glänzenden Untersuchungen PENCKs eine hernach durch vielfache Spezialuntersuchungen bestätigte Viergliederung ergeben, und in Norddeutschland haben die exakten Arbeiten besonders der Preußischen Geologischen Landesanstalt den Nachweis von drei Eiszeiten geliefert, die nach der heute gültigen Auffassung mit den drei letzten alpinen Eiszeiten parallelisiert werden.

Zu der Dreiteilung des französischen Diluviums, wie sie uns BOULE, LAPPARENT u. a. gaben, aber fehlt jede Verbindung. Es besteht allerdings in Frankreich eine große Schwierigkeit in der richtigen Bewertung des Quartärs, weil eine größere Vereisung und somit über einen größeren Raum verbreitete Glazialbildungen fehlen. Deswegen können die französischen Diluvialbildungen auch nur schwer aus sich heraus richtig gegliedert werden, sondern lediglich im engsten Hinblick auf die deutschen, bzw. die alpinen Eiszeitablagerungen.

Die vergleichenden Untersuchungen, die ich selbst im Frühjahr und Herbst 1912 in Frankreich angestellt habe, sind ausgegangen von der Absicht, für das geologische Alter des vorgeschichtlichen Menschen neue Anhalts- und Vergleichspunkte zu finden. Da jedoch die angeblich ältesten französischen Werkzeuge des vorgeschichtlichen Menschen bereits im Tertiär gefunden sein sollen, so möchte ich kurz auch auf die obere Abteilung dieser Formation eingehen.

Das Pliocän.

In Deutschland lassen wir das Pliocän beginnen mit limnisch-fluviatilen Ablagerungen, die eine reiche Säugetierfauna führen. In den Sanden von Eppelsheim in Rheinhessen und in den Dinotheriensichten von Ulm sind gefunden worden:

Dinotherium giganteum
Mastodon longirostris
Rhinoceros Schleiermachersi
Hipparion gracile u. a.

In Österreich gelten als unterstes Pliocän die brackischen Congerenschichten der „pontischen Stufe“, über der im Wiener Becken die sogenannten Belvedereschotter folgen, fluviatile Bildungen mit *Dinotherium*, *Mastodon*, *Rhinoceros* und *Hipparion*, einer Fauna, die der deutschen unterpliocänen Fauna von Eppelsheim sehr nahe steht.

Die französischen Geologen stellen die pontische Stufe noch in das obere Miocän; im Interesse einer einheitlichen europäischen Gliederung ist es aber ratsamer, das französische „Pontien“ vom Miocän abzutrennen und es als unterste Schichtenfolge des Pliocäns zu betrachten, zumal sich die geologischen Verhältnisse der Rhônesenke ganz ähnlich wie im Wiener Becken entwickelt zu haben scheinen. In Languedoc und in der Provence folgen über den marinen Schichten des oberen Miocäns (mit *Mastodon angustidens*) zunächst lacustre Bildungen mit *Hipparion gracile* und *Castor Jaegeri*. Darüber legt sich ein an Säugetierresten reicher roter Lehm, der am Mont Luberon bei Cucuron im Departement Vaucluse (Provence) stellenweise zu einer wahren Knochenbreccie wird, in der sich die charakteristischen Säugetiere von Pikermi vorfinden:

Dinotherium giganteum
Rhinoceros Schleiermachersi
Hipparion gracile
Machaerodus cultridens
Sus major
Helladotherium Dufrenoyi usw.

Kiese mit *Dinotherium giganteum* und *Hipparion gracile* finden sich ferner auf dem Plateau von Chambaran (zwischen Isère und Rhône in der Dauphiné).

Auch nördlich von Lyon, in der Bresse, hat sich eine im Tal des Ain 140 m mächtige Süßwassermolasse gebildet, in der Reste von

Rhinoceros Schleiermachersi
Hipparion gracile
Castor Jaegeri

sehr häufig sind.

Endlich lagern im Westen des Central-Massivs, im Cantal, über dem Oligocän fluviatile Sande und Kiese mit

Dinotherium giganteum
Mastodon longirostris

Rhinoceros Schleiermachi
Hipparion gracile
Tragocerus amaltheus
Gazella deperdita usw.

In die Bildungszeit dieser Schichten fällt der Beginn lebhafter vulkanischer Tätigkeit, so daß die Sande von den Laven und Tuffen über- und unterlagert, gelegentlich auch als Schollen eingelagert sind. In den fluviatilen Ablagerungen kommen nun, stellenweise sogar sehr häufig, Feuersteine vor, die durchaus den Eindruck machen, als ob sie von Menschenhand bearbeitet oder benutzt seien. VERWORN¹⁾, der sie sehr eingehend studiert hat, hat ihnen den Namen „Archäolithen“ gegeben, um sie dadurch von den jüngeren, diluvialen „Eolithen“ zu unterscheiden.

Aus der faunistischen Übereinstimmung des französischen Pontien mit den Belvedereschottern und den Eppelsheimer Sanden darf die Gleichaltrigkeit dieser Schichten geschlossen werden, so daß wir mit gutem Grunde das französische Pliocän mit den Dinotherien- (oder Hipparion-) Schichten beginnen können.

Die darauf folgenden Pliocänbildungen (d. h. Pliocän im gegenwärtigen französischen Sinne) werden von LAPPARENT²⁾ in drei Abteilungen gegliedert, in das Plaisancien, Astien und Sicilien, die der Piacentin-, Asti- und Arnostufe des italienischen Pliocäns entsprechen.

Zu Beginn des Plaisanciens bestand in Nord-Frankreich noch eine Landverbindung mit England, die die Nordsee vom Atlantischen Ozean trennte. Bretagne und Normandie, zwischen die sich heute der Golf von St. Malo einschiebt, bildeten eine zusammenhängende Landfläche, die die jetzigen normannischen Inseln mit umfaßte. Dafür erstreckte sich an der Südküste der Bretagne bis über die Loiremündung hinaus das Meer ein wenig landeinwärts. Auch vom Golf du Lion war nördlich der Pyrenäen von der Landschaft Roussillon über Montpellier bis zur Rhône ein Landstreifen vom Meer überflutet, das infolge einer weit nach Norden reichenden Depression des Rhône-tales auch in dieses bis Givors, südlich von Lyon, eindrang. Noch erheblich weiter, im Saône- und Doubsal aufwärts erstreckten sich lacustre Bildungen.

¹⁾ M. VERWORN: Die archäolithische Kultur in den Hipparion-schichten von Aurillac (Cantal). Abh. der Kgl. Ges. d. Wiss. Göttingen. 1905.

²⁾ A. de LAPPARENT: Traité de Géologie. 5 Aufl. Paris 1906.

Die aus diesen Meeresbedeckungen stammenden Ablagerungen werden als Unteres Pliocän oder Plaisancien bezeichnet.

Das mittlere Pliocän oder Astien beginnt mit einer Landhebung. Am Golf du Lion, in Roussillon und Languedoc entstehen Sande und Kiese mit

Mastodon arvernensis
Rhinoceros leptorhinus
Tapirus arvernensis
Hipparion crassum
Cercus australis.

In der Rhôneniederung überlagern Mastodonsande und -schotter die Congerienschichten des Plaisancien; ebenso finden sie sich in der Bresse und der Franche-Comté. In der letzteren erweist das Astien, daß in dieser Zeit der Rhein mit Benutzung der Täler des Doubs und der Allaine, zwischen Delle (östlich Montbéliard) und Dôle, sich in die Landschaft Bresse ergoß, die sich nördlich von Lyon in der Saôneniederung erstreckt. Der Rhein lagerte hier 15—20 m über dem heutigen Niveau der Täler eine aus Jura- und Vogesenkiesen bestehende Schichtenfolge ab.

In der Auvergne wird zum Astien gerechnet der untere Puddingstein von Perrier bei Issoire am Allierflusse, der aus Basalt, Quarz und Granitkieseln besteht und eine Fauna von

Mastodon arvernensis
Machaerodus cultridens
 Cerviden und Gazellen

enthält.

Im Zentralplateau waren die Vulkanberge bis zu 980 m Meereshöhe mit einer üppigen Vegetation bedeckt. Die Tuffe des Cantals enthalten Reste von

Fagus sylvatica pliocenica
Oreodaphne Heeri
Acer integrilobum
Acer polymorphum
Quercus robur pliocenica
Sassafras Ferretianum
Tilia expansa

und andere Arten, die heute z. T. in Europa ausgestorben sind.

Östlich vom Cantal, im Dep. Velay ist das mittlere Pliocän in Form von Sanden mit

Mastodon arvernensis
Mastodon Borsoni
Tapirus arvernensis

ausgebildet.

Am Golf du Lion sind die im Plaisancien vom Meere überfluteten Küstenstriche dauernd Festland geworden, so daß terrestre Bildungen überall das Pliocän abschließen. So kommen in Languedoc bei Montpellier u. a. O. bis 7 m mächtige Kiese mit *El. meridionalis* vor, die von den Franzosen für Oberpliocän (Sicilien) gehalten werden.

Die Rhônesenke ist zu einer Flußniederung geworden, in der zur gleichen Zeit Alluvionen aus alpinen Quarziten und Kalkkiesen mit *El. meridionalis* entstehen. Für gleichaltrig erachten die Franzosen die 30 m mächtigen Terrassen der Durance, die bei Gap 150—200 m über dem heutigen Flußniveau liegen und als Produkt einer ersten pliocänen alpinen Vereisung angesehen werden.

In der nördlichen Fortsetzung der Rhôneniederung, im Saônebecken, gelten die Paludinenmergel der Bresse für oberpliocän. Es werden unterschieden von oben nach unten:

2. Mergel und Sande von Châlons-sur-Saône und Saint-Cosme mit *Cervus megaceros* und *Trogotherium*¹⁾.

1. Sande und Kiese von Chagny mit *Elephas meridionalis*, *Equus Stenonis*; alpine Kiese mit *Mastodon arvernensis* und *M. Borsoni*. —

Auch in den Départements Doubs und Haute Saône sind Ablagerungen mit *Mastodon arvernensis* und *Borsoni* verbreitet.

In der Umgebung von Lyon werden von Delafond die Kiese mit *El. meridionalis*, die hauptsächlich aus Alpen-Gesteinen zusammengesetzt sind, auf eine Vereisung zurückgeführt, die, im mittleren Pliocän beginnend, im oberen Pliocän ihre größte Ausdehnung erreicht haben soll.

In der Auvergne liegen die Schichten mit *El. meridionalis*, *Hipp. major* und *Rhin. etruscus* usw. diskordant auf den alten vulkanischen Tuffen des Puy und werden ihrerseits von Basalt überlagert. An anderen Stellen, am Mont Dore und im Cantal, will BOULE Anzeichen für eine ausgedehnte pliocäne Vereisung in der Auvergne gefunden haben. Die berühmte Breccie von Perrier bei Issoire, die aus Arkosen, rotem Ton, vulkanischen Aschen und großen Trachytblöcken besteht und in einzelnen Schichten *El. meridionalis*, *Equus Stenonis* und *Gazella Julieni* enthält, wird von einigen Geologen für glazial gehalten, während andere ihre Entstehung auf vulkanische Ursachen zurückführen.

Bei der Verschiedenheit der Säugetierfaunen im französischen Oberpliocän liegt die Vermutung nahe, daß hier pliocäne

¹⁾ Diese Schichten werden von einzelnen Autoren für sicher quartär gehalten: Vgl. PENCK A. E. A., S. 667.

und quartäre Schichten zusammengezogen sind. Auch ist nicht recht ersichtlich, warum in der Rhônesenke z. B. die Schichten mit *Mastodon arvernensis* und *Borsoni* zu einem Teil als mittel-, zum andern Teil als oberpliocän gelten sollen. Es liegt näher, die Mastodonschichten zu einem Komplex zu vereinigen und statt der Dreiteilung eine Zweiteilung des Pliocäns vorzunehmen, wie sie in Deutschland üblich ist, wo die Schichten mit *Mastodon arvernensis*, *Mastodon Borsoni*, *Elephas meridionalis*, *Equus Stenonis* als Oberpliocän angesehen werden.

Läßt man die Gesichtspunkte der deutschen Gliederung auch für das französische Pliocän gelten, so vereinfacht sich letzteres ganz wesentlich:

	Deutschland	Frankreich
Ober-Pliocän = Sicilien z. T. und Astien	Mastodonschichten von Mittel-Deutschland mit <i>Mastodon arvernensis</i> , <i>Borsoni</i> , <i>Elephas meridionalis</i> , <i>Equus Stenonis</i>	Schichten mit <i>Mastodon arvernensis</i> in der Rhône-Senke, der Auvergne, der Franche-Comté usw. und pflanzenführende Tuffe des Cantal
Unter-Pliocän = Plaisancien und Pontien	Dinotheriensichten von Eppelsheim, Ulm usw. mit <i>Dinotherium giganteum</i> , <i>Mastodon longirostris</i> , <i>Aceratherium incisivum</i> , <i>Rhinoceros Schleiermachersi</i> , <i>Hipparion gracile</i>	Marine Schichten des Plaisancien. Dinotherien - (Hipparion-)schichten des Cantal Knochenschichten des Mont Luberon (Provence) mit <i>Dinotherium giganteum</i> .

Für die Abgrenzung des Pliocäns vom Quartär sind zwei gute Faktoren gegeben, indem einerseits die Mastodonten im europäischen Pliocän aussterben, andererseits etwa gleichzeitig die zunehmende Verschlechterung des Klimas eintritt, die zu der ersten Eiszeit führt. Begrenzen wir das Pliocän mit den Mastodontenschichten, beginnen wir das Quartär mit den Ablagerungen, die z. B. im südlichen England ein starkes Einwandern arktischer mariner Mollusken zeigen, so werden wir eine den natürlichen Verhältnissen entsprechende Scheidung vornehmen.

In England werden im Pliocän folgende Schichten unterschieden:

5. Forest beds von Cromer.
4. Crag von Weybourn, Sande und Kiese mit *Tellina baltica*.

4. Crag von Chillesford, Sande und Tone mit *Cardium edule* und *grönlandicum*, *Mya truncata* usw.
3. - - Norwich, Sande, Kiese und Lehme mit *Mastodon arvernensis*, *El. meridionalis* usw.
2. Roter Crag von Suffolk.
1. Weißer Crag.

J. GEIKIE zieht die Schichten 4 und 5 zum Quartär und parallelisiert die ersteren mit seiner ersten Eiszeit, während einige deutsche Autoren, wie H. Schroeder, C. A. Weber u. a. das Forest bed für präglazial halten.

Meines Erachtens deutet die starke Zunahme von nordischen und arktischen Fossilien in den marinen Ablagerungen, die bereits in dem roten Crag $\frac{1}{10}$ der Fauna ausmacht, daraufhin daß von Norden her sich glaziale Einflüsse geltend machten. Aus diesem Grunde scheint es mir angebracht, auch das englische Pliocän mit den Mastodonschichten des Norwich Crag abzuschließen, den Chillesford und Weybourn Crag als Äquivalente der ersten nordischen Vereisung aufzufassen und das Forest bed von Cromer als erstes Interglazial anzusehen. Allerdings zeigt die Fauna von Cromer einen gemischten Charakter, der auf Zusammenschwemmung zweier verschiedenartiger Schichten hindeutet. Wenn *El. meridionalis* und *antiquus*, *Rhin. etruscus*, *Trogonth. Cuvieri*, *Hippopotamus*, *Equus Stenonis* u. a. als Tiere einer warm-gemäßigten Zwischeneiszeit gelten müssen, so ist der Vielfraß, *Gulo borealis*, ein so nordisches Tier, daß es unmöglich mit der übrigen Fauna zusammen gelebt haben kann. —

Das Pleistocän.

Lapparent¹⁾ gliedert das französische Quartär in 3 Abteilungen:

1. Zeitalter des Renn. Vorherrschend Renn. Klima kalt und trocken, allmählich milder werdend.
2. Zeitalter des *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus*. Klima kalt und feucht.
3. Zeitalter des *Elephas antiquus*. Klima ziemlich warm: *Corbicula fluminalis*, die heute nur noch in den warmen Gegenden von Afrika und Asien vorkommt.

Dieser letzten Epoche ging eine Kältephase voraus, die unmerklich in die Kälteperiode des oberen Pliocäns übergeht.

¹⁾ A. DE LAPPARENT: Traité de géologie. 5. Aufl., Paris 1906.

Eine etwas ausführlichere, wenn im Grunde auch wenig von der obigen abweichende Gliederung hat MARCELIN BOULE¹⁾ gegeben (s. Tab. S. 392). Es ist auf den ersten Blick ersichtlich, daß es eine Verlegenheitsgliederung ist, die lediglich auf der Kenntnis der Faunen führenden Schichten beruht und zwischen diese die außerfranzösischen Eiszeiten einzuschieben sucht, ein Versuch, dessen Lösung nicht gerade glücklich ausgefallen ist.

Man wird zu einer ganz anderen Gliederung kommen, wenn man einerseits die nach Frankreich übergreifenden Vereisungen der Alpen und der Pyrenäen studiert, andererseits die nordfranzösischen Flußterrassen einer stratigraphisch-faunistischen Betrachtung unterzieht.

In drei Gegenden von Frankreich sind unmittelbare Ablagerungen von Vereisungen anzutreffen: im Süden in den französischen Pyrenäen, im Südosten, wo die Ausläufer der alpinen Vergletscherung sich nach Frankreich hinein erstrecken, und in der Auvergne, wo besonders das Zentralplateau eine zweifache selbständige Vereisung, wenn auch von geringem Umfange erlebt hat. —

Betrachten wir zunächst die alpinen Vergletscherungen, die uns durch die Untersuchungen von PENCK²⁾ nahegebracht sind.

Das Quartär der französischen Alpen.

Der Rhônegletscher ist in seiner Hauptausdehnung bis über Lyon hinaus an den Rand des Zentralplateaus gelangt und hat hier bedeutende Schotterablagerungen veranlaßt, die bei Lyon vielfach mit den Moränen verknüpft sind und sich mit Unterbrechungen an der Rhône abwärts verfolgen lassen. PENCK unterscheidet 3 Schottergebiete: die Schotterfelder bei Lyon, die Bièvre-Valloire-Schotter und die Isèreschotter. Die letzten beiden sind tief in die mit Pliocänschotter bedeckten Plateaus der Bas-Dauphiné eingesenkt, während die Schotter von Lyon deckenförmig auf den Pliocänschottern aufliegen. Das ist die Ursache, daß diese Schotter ebenfalls für Pliocän gehalten sind und infolgedessen die Theorie einer pliocänen Vereisung ausgesprochen wurde, die PENCK sehr überzeugend widerlegt. PENCK weist im Rhônegebiet (Rhône- und Isèregletscher) vier verschiedene Schotterterrassen nach, die sämtlich jünger als die jüngsten pliocänen Ablagerungen sind und den vier Schotterhorizonten auf der Nordseite der Alpen entsprechen.

¹⁾ M. BOULE: Essai de paléontologie stratigraphique de l'homme. Revue d'anthropologie. Paris 1889.

²⁾ A. PENCK u. BRÜCKNER: Alpen im Eiszeitalter. Bd. II und III.

Übersicht über das französische Quartär. Von M. BOULE.

	Fauna	Industrie	Klima	Nordfrankreich	Auvergne
Ob. Quartär	<p><i>El. primigenius</i> } Oberes Niveau <i>Rhin. tichorhinus</i> } mit überwie- <i>Cervus tarandus</i> } gendem Renn <i>Saiga tartarica</i> } <i>Myodes lemmus</i> <i>Helix hispida</i> } Unteres Niveau <i>Succinea elongata</i> } primigenius u. <i>Pupa muscorum</i> } Rh. tichorhinus</p>	<p>Jung- Palae- olithi- cum</p> <p><i>Magdalenien</i> <i>Solutreen</i> <i>Moustérien</i></p>	<p>Klima kalt u. trocken Ob. Höhlenschichten</p> <p>Klima kalt u. feucht Unt. Höhlenschichten Eiszeit (Extension glaciaire)</p> <p>Klima mild u. feucht</p>	<p>Löß versch. Niveaus Alluvionen a. Grunde der Täler Obere Schichten von Chelles, St. Acheul etc.</p> <p>Untere Schichten von Chelles u. St. Acheul Tuff von La Celle</p>	<p>Subbasalt. Schichten von Tartaret (Puy-de-Dôme)</p> <p>Moränen in den Tälern der Cère, Allagnon usw.</p> <p>Sande von Arpajon mit bearbeitetem Feuerstein</p> <p>Oberes Erraticum im Cantal.</p> <p>Obere Schichten von Perrier Subbasalt. Schichten des Cantal?</p> <p>Erraticum von Perrier</p>
Mittl. Quartär	<p><i>El. antiquus</i> u. <i>El. primigenius</i> <i>Rhin. Merckii</i> u. <i>Rh. tichorhinus</i> <i>Hippopotamus</i> <i>Corbicula fluminalis</i> <i>Bythinia marginata</i> <i>Paludina diluviana</i></p>	<p>Alt-Palaeolithicum oder Chelléen</p>	<p>Eiszeit</p>		
Unt. Quartär	<p><i>El. meridionalis</i> <i>Rhin. leptorhinus</i> <i>Rhin. etruscus</i> <i>Machaerodus</i> <i>Trogontherium</i> Zahlreiche Hirsche</p>		<p>Klima warm u. feucht</p> <p>Eiszeit</p> <p>Klima warm und gleichmäßig Perioded. Erosionen</p>	<p>Schotter von St. Prest</p>	
Ob. Pliocän	<p><i>Mastodon arvernensis</i> <i>Rhin. leptorhinus</i> <i>Rhin. etruscus</i> <i>Tapirus arvernensis</i> <i>Equus Stenonis</i> <i>Machaerodus etc.</i></p>				<p>Untere Schichten von Perrier</p>

Von besonderem Interesse ist das Saônebecken, das unvergletschert war, weil der Jura sich den aus den Alpen stammenden Eismassen wie ein Wall entgegenstellte und durch seine Kammhöhe ein Überschreiten verhinderte. Als sich nun der Rhône-gletscher über Lyon hinaus erstreckte, wurden Moränen und Schotter als ein breiter Wall von 280 m Höhe im Saône-tal abgelagert, und die Flußsenke wurde damit zu einem großen Stausee.

Zu den Ausfüllungen dieses Stausees gehören die Tone und Sande von Saint-Cosme bei Châlons-sur-Saône, deren Alter jedoch bis jetzt nicht einwandfrei feststeht. DELAFOND und DEPÉRET halten sie für pliocän, wegen der aus

Equus Stenonis
Trogontherium Cuvieri
Elephas sp. usw.

bestehenden Fauna. CHANTRE stellt diese Schichten hingegen ebenso wie PENCK in das Quartär. Während letzterer aber ein verhältnismäßig junges Alter annimmt, glaube ich, daß die Sande von St. Cosmes in das erste Interglacial gehören und gleichaltrig sind mit den Schichten von Saint-Prest und Cromer.

Jüngeren Alters sind fluviatile Sande und Kiese, die sich auf diese Seetone z. B. bei Villefranche-sur-Saône auflagern. Diese Terrasse, über die besonders von anthropologischer Seite vielfach gestritten ist, besteht von oben nach unten aus 2—3 m Löß, 3—4 m feinen diskordant geschichteten Sanden; darunter folgt grobes Geröll.

Die von den Autoren angegebene Fauna: *Rhin. Merckii*, *Rhin. tichorhinus*, *El. meridionalis*, *El. cf. antiquus*, *El. primigenius*, *Cervus elaphus*, *Cerv. megaceros*, *Cerv. tarandus*, *Castor fiber*, *Sus scrofa* und *Bison priscus*, ist eine Mischfauna, deren Reste auch einen verschiedenen Erhaltungszustand aufweisen sollen, jedoch scheinen *Cerv. tarandus*, *El. primigenius* und *Rhin. tichorhinus* den oberen Sanden, *El. meridionalis* und *Rhin. Merckii* der unteren Geröllschicht zu entstammen. In dieser letzteren haben sich auch Artefakte vom Typus des Moustérien gefunden. PENCK, der die Terrasse in die letzte Zwischeneiszeit gestellt hatte, ist deshalb besonders vom OBERMAIER angegriffen worden, da die französischen Archäologen kein warmes Moustérien mit *Antiquus*-Fauna anerkennen. PENCK hat mit seiner Altersbestimmung aber durchaus recht gehabt; denn das warme zwischen-eiszeitliche Moustérien ist von mir¹⁾ verschiedentlich in Südfrank-

¹⁾ F. WIEGERS: Die geologischen Grundlagen für die Chronologie des Diluvialmenschen. Diese Zeitschr. Monatsber. 1912, S. 578—606.

reich festgestellt worden, COMMONT hat es bei Amiens gefunden, und es tritt in der gleichen Form mit der gleichen Fauna auch in den Kalktuffen von Taubach auf.

An Rhône- und Isèregletscher schließen sich nach Süden die Gletscher der provençalischen Alpen, die ebenfalls von PENCK beschrieben worden sind. Sie haben nur eine geringe Ausdehnung gehabt, sie haben nirgend den Fuß der Alpen erreicht, und selbst der Durancegletscher, der größte von allen, hat seine äußersten Stirnmoränen nur bis an das Tor der Provence bei Sisteron geschoben.

Es lassen sich in den provençalischen Alpen drei Vereisungen nachweisen, deren Schotter PENCK als Deckenschotter, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter unterschied; die letzteren beiden sind mit Moränen verknüpft.

Von Wichtigkeit sind im Gebiet der provençalischen Südalpen die bei Mentone gelegenen „Grimaldigrotten“, die z. T. reiche paläolithische Funde geliefert haben, und zwar in den unteren Schichten ein warmes Moustérien mit der Antiquus Fauna, darüber in den oberen Schichten aber das Jungpaläolithicum der letzten Eiszeit mit Renn und anderen Vertretern einer arctoalpinen Fauna.

Das Quartär der Pyrenäen.

Bereits im Jahre 1883 hat A. PENCK¹⁾ eine zusammenfassende Darstellung und eine Karte der eiszeitlichen Gletscher der Pyrenäen gegeben. Er stellte fest, daß in den westlichen Pyrenäen die Spuren alter Gletscher gänzlich fehlen; zugleich auch die ausgedehnten Schotterterrassen, die den Tälern der mittleren Pyrenäen entströmen.

Die Firnlinie muß hier während der Eiszeit höher als 1400 m gelegen haben.

Das westlichste Vorkommen echter Moränen findet sich im Tal der Saison, wo bei St. Engrace deutliche Endmoränen mit gekritzten Geschieben in 581 m Talhöhe liegen. In dem östlich sich anschließenden Tal der Aspe gehen die eiszeitlichen Moränen bis 410 m herab, und der Fluß zeigt deutliche Aufschüttungsterrassen. In den Tälern vom Ossau, der Gave de Pau, der Neste nimmt die Gletscherentwicklung zu und wird am stärksten im Tal der Garonne; dort wo die Neste und die Garonne zusammenfließen, kurz vor Montréjeau, liegen die nördlichen Endmoränen des alten Garonegletschers, des größten

¹⁾ A. PENCK: Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitteilungen des Vereins für Erdkunde zu Leipzig. 1883.

Pyrenäengletschers. Der Gletscher der Saison hat nur eine Länge von 8 km erreicht, derjenige der Ossau eine solche von 40 km gehabt, der Gletscher von Argelès war 55 km lang, bei dem Garonegletscher aber betrug die Ausdehnung 70 km.

Nach Osten nahmen die Gletscher wieder langsam ab; der Ariège-Gletscher ist zwar noch 62 km lang, der östlichste Canigou-Gletscher aber nur noch 15 km. Der östlich anschließende Teil der Pyrenäen ist eisfrei geblieben. Von den drei größten Pyrenäengletschern breitet sich der westliche, der von Argelès, noch eine Strecke auf dem Vorlande aus, der östliche (Ariège) endet noch in den Vorbergen, während der in der Mitte liegende Garonne-Gletscher bis an den Fuß des Gebirges reicht.

Wie in den Alpen ist also auch in den Pyrenäen ein Ansteigen der Schneegrenze von West nach Ost zu konstatieren, entsprechend den heutigen Verhältnissen, da nach ZIRKEL¹⁾ infolge der Nähe des Mittelmeeres die Schneelinie von Ost nach West sich herabsenkt. In den Alpen war aber die Schneelinie während der Eiszeit tiefer herabgedrückt als in den Pyrenäen, dort um etwa 1500 m, hier nur um etwa 1100 m. Die Alpengletscher lagen infolgedessen bei ihrem Austritt aus dem Gebirge noch im Bereich des ewigen Schnees, während die Pyrenäengletscher mit mehr als der Hälfte ihrer Länge außerhalb des Firnmeeres lagen.

In den Pyrenäen lassen sich nicht wie in den Alpen unmittelbar mehrere Vereisungen nachweisen, da sich die Moränen fast durchweg auf älteres Gestein auflegen; wohl aber läßt sich indirekt die mehrfache Vergletscherung folgern aus den Schotterterrassen, die den Tälern entströmen. Wir wollen uns in unserer Betrachtung auf die wichtigsten, die der Garonne, beschränken.

Leider mußte PENCK seine Untersuchungen in den Pyrenäen vorzeitig abbrechen, so daß er die Garonneterrassen nicht mehr begehen konnte. Sie sind dann zum ersten Male von M. BOULE²⁾ studiert worden. BOULE stellt zwei diluviale Garonneterrassen auf, die Terrasse inférieure und die Terrasse supérieure und trennt sie ab von dem Plateau-Alluvium von Lannemezan, dem er ein pliocänes Alter zuschreibt. Die untere Terrasse BOULES liegt etwa 15 m, die obere Terrasse 50 m über dem Alluvium der Garonne.

¹⁾ Physiographische Skizzen aus den Pyrenäen. Ausland 1867, S. 291.

²⁾ M. BOULE: Le plateau de Lannemezan et les alluvions anciennes des hautes vallées de la Garonne et de la Neste. Bull. du serv. de la Carte géol. de la France 1894/95.

St. Gaudens liegt auf der oberen, die Bahnstation auf der unteren Terrasse, die sich flußaufwärts bis Montréjeau verfolgen läßt, wo sich die Neste mit der Garonne vereinigt. Die Terrasse wird hauptsächlich von etwa kopfgroßen Schottern gebildet, während Sande und Kiese nur eine untergeordnete Rolle spielen. Quarzit, Granit, Granulit, Schiefer und Kalkstein überwiegen; Ophit, der bei Toulouse sehr verbreitet ist, ist hier sehr selten. Die Granite sind im allgemeinen mehr oder weniger stark zersetzt. BOULE weist den Zu-

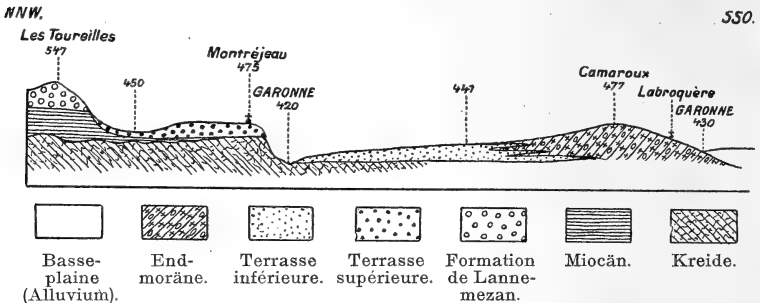


Fig. 1.

Profil von Les Tourelles nach Labroquère. Verbindung der Endmoräne mit der Terrasse inférieure.

(Nach M. BOULE: Le plateau de Lannemezan. Bull. Carte géol. de France 1895. Taf. IV, Fig. 7.)

sammenhang dieser Terrasse mit den Endmoränen von Labroquère nach, die er der letzten Vereisung der Pyrenäen zu rechnet und mit der Würmvereisung gleichstellt.

Die obere Terrasse von 50 m hat bei St. Gaudens die mittlere Höhe von 400 m; sie wird unterlagert von miocänen Schichten. Auf dem rechten Ufer der Garonne ist sie nur spärlich erhalten, während sie das linke Ufer der beiden Flüsse fast ununterbrochen begleitet. Vorzüglich ist sie bei Montréjeau entwickelt, wo sie eine Ebene von 465—480 m Meereshöhe bildet.

Die Schotter haben eine Mächtigkeit bis zu 15 m; ihre Farbe ist ein rötliches Gelb; ein eisenschüssiges Zement erhärtet die Kiese zuweilen zu einem festen Konglomerat. Die Korngröße ist sehr verschieden, und wenn auch gerollte Blöcke und Geschiebe vorherrschen, so ist doch oft eine Wechselagerung von Schotter, Kiesen und selbst Sanden zu beobachten. Blöcke von $\frac{1}{2}$ m Durchmesser sind nicht selten. Im Mittel

aber haben die Schotter dieselbe Größe wie die der unteren Terrasse und auch dieselbe petrographische Zusammensetzung; nur sind die Schiefer sehr zersetzt, die Granite sind völlig zerreiblich geworden und die Granulite fast immer kaolinisiert. Die Quarzite sind zahlreicher als in der unteren Terrasse.

Die obere Terrasse ist oft von Löß bedeckt, dessen obere Partie stark verwittert ist, eine bis zu lebhaftem Rot gehende Färbung zeigt, das Zeichen einer lang anhaltenden subaerischen Einwirkung. Von der unteren Terrasse kennt BOULE keinen

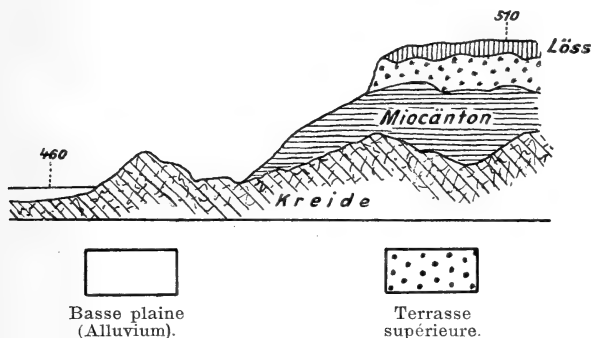


Fig. 2.

Die „Obere Terrasse“ bei Saint-Laurent-de Neste oberhalb Montréjeau. (Nach M. BOULE: Le plateau de Lannemezan. Bull. Carte géol. de France 1895, S. 455.)

sicheren Löß. Das Alter der oberen Terrasse hält er für unterstes Pleistocän.

Ausführlicher noch beschreibt BOULE die Alluvionen des Plateaus oder die Formation von Lannemezan. Das Plateau von Lannemezan beginnt auf dem linken Ufer der Neste, in der Nähe von Labastide in 685 m Meereshöhe, 150 m über der Neste, und erstreckt sich über Lannemezan nach Norden und nach Osten bis in die Nähe von St. Gaudens. Zahlreiche radial verlaufende Täler geben ihm ein merkwürdig gelapptes und zerrissenes Aussehen.

Das eigentliche Plateau, d. h. das Liegende der „Alluvionen“ besteht aus miocänen Tonen, die mehrfach, so bei Valentine bei St. Gaudens, bei Montréjeau, Saint-Laurent-de-Neste u. a. O., Säugetierknochen geliefert haben. Bei Valentine fand REGNAULT den Kiefer eines *Dryopithecus*; die übrigen Arten sind zum großen Teil dieselben, die für die Knochenschicht von Sansan (Gers) charakteristisch sind (*Mastodon angustidens*,

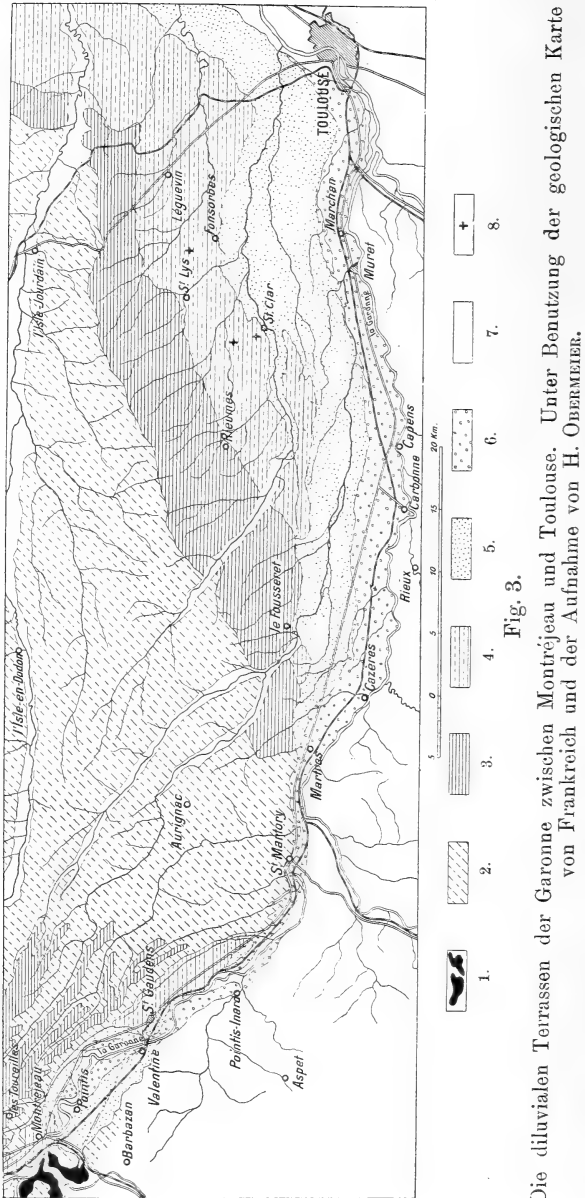


Fig. 3.

Die diluvialen Terrassen der Garonne zwischen Montréjeau und Toulouse. Unter Benutzung der geologischen Karte von Frankreich und der Aufnahme von H. OBERMEIER.

1. Endmoränen des Garonnegletschers, 2. Grundgebirge, 3. Älterer Deckenschotter, 4. Jüngerer Deckenschotter, 5. Hochterrasse, 6. Niederterrasse, 7. Alluvium (zwischen Montréjeau und Pointis-Inard und auf der linken Garonne-Seite bei Toulouse), 8. Acheuléenfundstellen (nach Obermeier).

M. turicensis u. a.), die dem mittleren Miocän (Vindobonien) angehört. Aber zwischen diesen knochenführenden Tonen und den „Alluvionen“ liegen noch bis 80 m mächtige Tone.

Bei Orignac, westlich von Lannemezan, ist in einer Tiefe von 40 m ein Braunkohlenflöz angetroffen mit Säugetierresten:

Dinotherium

Mastodon

Rhinoceros Schleiermachersi

Chalicotherium Goldfussi

Tapirus priscus

Hipparion

Hyoemoschus crassus

Cervus dicranocerus

Castor Jaegeri.

Nach dieser Fauna hält BOULE die Braunkohle für gleichaltrig mit den Eppelsheimer Sanden, die nach französischer Auffassung oberes Miocän, nach der deutschen Gliederung unteres Pliocän sind.

Da mithin die Plateauschötter jünger sind als das obere Miocän (untere Pliocän) und älter sein müssen als das unterste Quartär, so stellt BOULE sie in das Pliocän.

Auf den geschilderten Tertiärtonen liegt nun ein gelber eisenschüssiger Lehm mit mehr oder weniger großen Blöcken; der Lehm selbst ist durch die Verwitterung von Schottern entstanden, die völlig zersetzt sind mit Ausnahme der Quarzite. Dort, wo der Lehm ausgewaschen ist, liegen die Blöcke frei auf der Oberfläche; sie haben im Süden des Plateaus, bei La Bastide und Hèches über 1 m Durchmesser, ja, es kommen sogar Blöcke von 5—20 cbm vor, und nehmen nach Norden an Größe ab. Außer dem Blocklehm finden sich auch Schotter, mehr oder weniger feine Sandschichten und auch anscheinend unveränderte linsenförmige Tonlager.

BOULE nimmt eine fluvioglaziale Entstehung für den größten Teil dieser Schichten an, andere, besonders den an großen Blöcken reichen Lehm des südlichen Plateaus hält er für Moränen einer alten, pliocänen Vereisung.

Später¹⁾ hat BOULE auch den Schotterlehm der Forêt de Bouconne, westlich von Toulouse, als Fortsetzung der Plateauschichten von Lannemezan angesprochen, der in der petrographischen Zusammensetzung, dem Erhaltungszustande und der Höhenlage, wie OBERMAIER bestätigt, diesem durchaus entspricht.

¹⁾ Bull d. l. soc. géol. de France 1904, S. 345.

Auf den Blättern der geologischen Karte von Frankreich (St. Gaudens, Pamiers und Toulouse) sind folgende Terrassen an der Garonne ausgeschieden worden: BOULES höchste Terrasse mit Pliocänschottern, 4 quartäre Terrassen a¹a, a¹b, a¹c und a¹d und eine (resp. zwei) Alluvialterrasse a², die basse plaine. Leider ist auf den Blättern aber keine Einstimmigkeit in der Auffassung; die Pliocänschotter auf Blatt St. Gaudens sind auf Blatt Toulouse zu der obersten Diluvialterrasse gestellt, und die als „alluvial“ auf den Blättern Toulouse und Pamiers dargestellte Terrasse faßt VASSEUR auf Blatt St. Gaudens als diluviale Niederterrasse auf, und zwar mit vollem Rechte, denn wir müssen ihm beipflichten, wenn er sagt: „es ist in der Tat nicht möglich, eine Bildung als moderne Alluvion zu bezeichnen, die einige 20 m höher liegt (268 m Martres, 257 m Palaminy) als die wirklichen Garonne-Ablagerungen (244 m Martres, 236 m Palaminy)“.

Aus der geologischen Karte von Frankreich läßt sich mithin ein klares Bild der diluvialen Schotterströme des Garonne-tales nicht gewinnen.

Eine einheitliche Darstellung der Terrassen versuchte 1906 H. OBERMAIER¹⁾ zu geben. Er schied in den Tälern der Garonne und Ariège von Montréjeau bis Toulouse 4 Terrassen aus, die er als obere Decke (150 m), zweite Terrasse (100 m), dritte Terrasse (55—50 m) und vierte Terrasse (15 m) bezeichnete.

Die vierte Terrasse soll sich nach OBERMAIER im Mittel 15 m über der heutigen Talebene der Garonne erheben; diese heutige Talebene, die auf den Blättern Toulouse und Pamiers allerdings als Alluvium dargestellt ist, ist aber die Niederterrasse Vasseurs, die 15 bis über 20 m über dem heutigen Flusse liegt, gegen deren Auffassung als Alluvium PENCK²⁾ daher berechtigten Einspruch erhob. Auch OBERMAIERS petrographische Beschreibung der Schotter dieser Terrasse stimmt nicht ganz, wenn er von der großen „Frische und trefflichen Erhaltung“ der Granite usw. spricht.

Die dritte Terrasse OBERMAIERS entspricht der Terrasse supérieure von BOULE, die oben näher beschrieben worden ist. Die zweite Terrasse hat OBERMAIER zwischen Le Fousseret und Bonrepos neu abgegrenzt von der oberen Terrasse, die auf der geologischen Karte als a¹a bezeichnet ist. Die obere Decke

¹⁾ H. OBERMAIER: Beiträge zur Kenntnis des Quartärs in den Pyrenäen. Arch. f. Anthr. 1906. N. F., Bd. IV, S. 299—310, u. N. F., Bd. V, S. 244—262.

²⁾ Mitt. d. Geol. Ges. Wien III, 1908, S. 316, u. Z. f. Ethn. 1908, S. 398.

fällt zusammen mit dem oben geschilderten „Plateau-Diluvium von Lannemezan“.

OBERMAIER schloß aus dem Nachweis von 4 Schotterterrassen auf eine viermalige Vereisung der Pyrenäen, die er als gleichzeitig mit denen der Alpen annimmt. Eine weitere wichtige Folgerung OBERMAIERS ist die auf das Alter einer paläolithischen Industrie. Auf seiner dritten Terrasse ist bei Fonsorbes, Cambernard und St. Clar Acheuléen-Industrie gefunden worden, die OBERMAIER demnach für jünger als die dritte Eiszeit hält und in die letzte Zwischeneiszeit versetzt.

Was nun die obere Decke, die Schotter von Lannemezan betrifft, die BOULE und PENCK für pliocän halten, so teile ich die Auffassung OBERMAIERS, daß sie die älteste quartäre Terrasse darstellen. Nach der ausgezeichneten Schilderung BOULES kann es sich bei diesen Schottern nur um fluvioglaziale, in der Nähe des Gebirges wahrscheinlich auch um glaziale Gebilde handeln, die wir aber nicht dem Pliocän, sondern dem Quartär zurechnen.

Bezüglich der zweiten Terrasse schließe ich mich jedoch der Auffassung der französischen Geologen an, die diese Terrasse mit der oberen Decke vereinigen. Petrographisch stimmen beide, wie OBERMAIER betont, genau überein. Beide bestehen aus Lehm, der wesentlich durch Zersetzung der ursprünglichen Schotter entstanden ist und nur noch sehr patinierte Quarze und Quarzite enthält.

Als zweite Terrasse oder jüngeren Deckenschotter sehe ich die dritte Terrasse OBERMAIERS an, a¹b auf Blatt Toulouse und Pamiers, a¹a auf Blatt St. Gaudens (die Terrasse supérieure BOULES bei St. Gaudens und Montréjeau). Westlich von Toulouse, z. B. in dem Aufschluß der Ziegelei Beauregard an der route nationale nach Leguevin, ist der Schotter sehr stark zersetzt und fast völlig zu Lehm umgewandelt, in dem zahlreiche gerollte Quarze liegen.

In einem kleinen Straßeneinschnitt, 10 km südlich bei La Pichette, westlich Fonsorbes, waren unter braunem, steinigem, z. T. fettem Lehm 1½—2 m lehmiger, rötlichgefärbter stark gerollter Schotter aufgeschlossen. Auf den Weinäckern (von Weinbergen ist auf der völlig ebenen Terrasse nicht gut zu reden) tritt der steinige Verlehmungsboden der Terrasse sehr schön zutage, wie es die auf Taf. VI, Fig. 4, wiedergegebene Aufnahme beim bois de l'hôpital, westlich Fonsorbes zeigt.

Zweifellosten Löß oder Lößlehm, von dem OBERMAIER berichtet, habe ich hier auf dieser Terrasse nicht gefunden; südlich St. Clar, bei La Bourdette sah ich allerdings einen mageren,

feinerdigen, steinigen Lehm, der den Eindruck von unreinem Lößlehm machte, die Lößnatur war aber nicht sicher festzustellen. Auch der ältere Deckenschotter, der bei Pujaudran, im westlichen Verfolg der Straße Toulouse—Leguevin, den gleichen lehmigen Verwitterungszustand des Schotters zeigt wie der jüngere Deckenschotter, ist dort lößfrei.

Beide Deckenschotter sind nicht mehr lückenlos vorhanden, sondern auf größeren Strecken durch die Erosion gänzlich abgetragen. Der obere Deckenschotter bildet auf dem linken Ufer der Garonne vom Nordrand des Blattes Toulouse bis Martres eine ununterbrochene Terrasse, die bis Gratens, etwa 20 km nördlich von Martres, von der jüngeren Ebene begleitet wird. Zwischen Martres und Labarthe—St. Gaudens aber sind die beiden Terrassen nur noch auf der rechten Seite des Flusses vorhanden. Die größte Entwicklung zeigt die obere Decke auf dem Plateau von Lannemezan.

Die dritte oder Hochterrasse fällt ganz zusammen mit der vierten Terrasse OBERMAIERS; sie ist lößfrei.

Westlich von Toulouse in breiter Fläche vorhanden, keilt sie bei Martres aus, wo eine Talverengung beginnt, in der stellenweise nur die Niederterrasse erhalten geblieben ist. Sehr deutlich ist diese Terrasse zwischen St. Gaudens und Montréjeau auf beiden Ufern der Garonne, wo BOULE sie als Terrasse inférieure ausgeschieden und beschrieben hat.

Sie läßt sich bis an die Endmoränen des Garonnegletschers, die das Becken von St. Bertrand-de-Cominges und Labroquère abschließen, verfolgen, aber diese gehören nicht, wie BOULE annahm, der letzten, sondern der vorletzten, der Rißeiszeit an. Spricht dafür einerseits die Verknüpfung mit einer Terrasse, die als Hochterrasse aufgefaßt werden muß, da sie über einer sicher diluvialen unteren Terrasse liegt, so wird diese Annahme bestätigt durch den gleichmäßig stark verwitterten Zustand der Geschiebe, im besonderen der Granite in der Terrasse und in den Moränen. In verschiedenen Aufschlüssen zwischen Aventignan und der Grotte de Gargas, in dem Winkel zwischen Neste und Garonne, zeigt die Moräne sehr stark zersetzte, zuweilen schon zu Grus zerfallende Granite, die in dieser Verwitterung nur den Graniten der Hoch-, nicht aber denen der Niederterrasse entsprechen.

Die Hochterrasse ist frei von Löß, was nicht ausschließt, daß sie einmal eine Lößdecke getragen hat, die später wieder abgetragen ist.

Die Niederterrasse, die von OBERMAIER als die heutige Talebene angesehen wurde, trotzdem sie von VASSEUR und HARLÉ

bereits als diluvial erkannt war. liegt 15—25 m über der heutigen Garonne und erweist sich schon aus diesem Grunde als diluvial. In ihr verläuft in einem engen und tiefen Erosionstale von Martory bis über Muret hinaus die Garonne, deren Wasser selbst bei der größten Überschwemmung des Jahres 1875 noch 8—9 m unterhalb der Terrassenoberfläche geblieben sind. Auf Blatt Toulouse ist diese Überschwemmungsgrenze eingetragen, und sie fällt fast überall mit einem mehr oder weniger deutlichen Geländeanstieg zusammen, der die diluviale Niederterrasse anzeigt.

Fig. 5 Taf. VI zeigt das Garonnetal bei Marchan, 3 km nördlich von Muret. Auf der rechten Seite erstreckt sich die Alluvialfläche, nur wenig höher als der Fluß selbst, während links das Steilufer der Niederterrasse hoch aufragt.

Verschiedentlich sieht man zwischen Martres und Muret ausgezeichnete Profile an den Steilufern, so z. B. bei Capens.

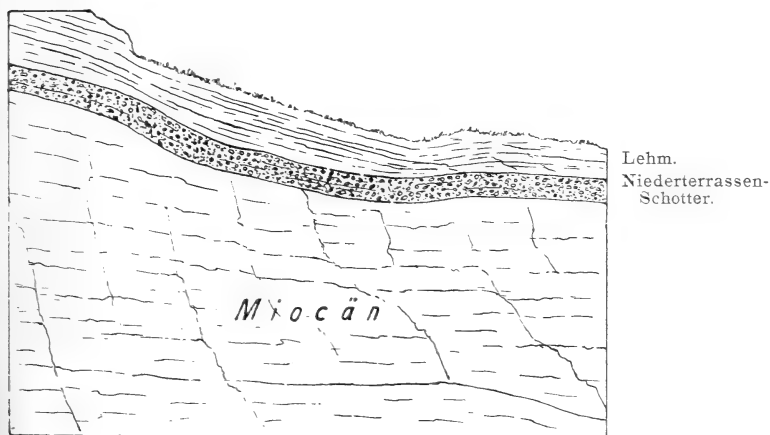


Fig. 6.

Steilufer der Garonne bei Capens.

Der Fluß hat sich hier ein 16—17 m tiefes Bett genagt: das linke Steilufer zeigt oberhalb der Brücke über die Garonne ca. 15 m miozäne geschichtete Tone und Feinsande, darüber legt sich 1 m Schotter, die Niederterrasse, die wiederum von 1—2 m feinsandigem, schwach kalkigem Schlick bedeckt ist. Der Schotter hat nicht überall die gleiche Mächtigkeit, sondern keilt gelegentlich aus. In den Schottern dieser wirklichen

Niederterrasse, die auch HARLÉ¹⁾ als solche erkannte, fand dieser verschiedentlich Reste von *Elephas primigenius*, so bei Capens, südlich Pinsaguel, in Toulouse selbst (Boulevard de Strasbourg, Jardin des plantes), bei Lalande nördlich von Toulouse und andern Orten flußabwärts. So wird stratigraphisch und faunistisch die Zugehörigkeit dieser Terrasse zum Diluvium erwiesen. Am besten ist die Niederterrasse zwischen Martres und Toulouse entwickelt, auf welcher Strecke sie eine Breite bis zu 3 km erreicht, während die Hochterrasse und die jüngeren Deckenschotter 6—8 km breit werden. Oberhalb Martres wird die Niederterrasse in dem ohnehin nur 1—2 km breiten Tale durch die postglaziale Erosion wesentlich reduziert. Gelegentlich ist auch eine zwischen ihr und dem Alluvium gelegene Zwischenterrasse von räumlich geringer Ausdehnung zu beobachten, so z. B. zwischen Martres und Palaminy. Auf der französischen geologischen Karte ist zwischen Montréjeau und St. Gaudens die ganze Ebene rechts der Garonne zum Alluvium gestellt worden, trotzdem sich durch scharfe Geländestufen drei verschieden hoch gelegene Ebenen unterscheiden lassen: 1. die Hochterrasse, zu der das etwas höher gelegene Gelände von Gourdan gehört, das von einer Schotterterrasse und nicht von einer Moräne gebildet wird, wie die Karte angibt; 2. die Niederterrasse, deren Grenze ungefähr an dem Feldwege von Pointis-de-Rivière nach Valentine entlang läuft, und 3. das Alluvium, das bei Camon mit einem etwa 5—6 m hohen Steilufer in die Niederterrasse eingeschnitten ist.

Höhenlagen der Garonneterrassen.

	Fluß- alluvium m	Nieder- terrasse m	Hoch- terrasse m	Jüngere Decke m	Ältere Decke m
Toulouse	130	140	151	180—200	260—280
Muret	147	168	180	214—220	270—310
Rieumes	165	180	196	230—240	280—332
Capens	172	189—198	207	246	—
Carbenne	190	205—210	220	257	300—350
St. Julien	216	231	246	—	300—370
Cazères	230	246	260	300	372
Martory	ca. 270	ca. 285	300	338	402
Pointis-Inard	—	337	fehlt	376	—
St. Gaudens	354	365	375	400	472
Montréjeau	ca. 405	420	430—440	475	547
LaBarthe deNeste	503	fehlt	—	560	638
Durchschn. Höhe über d. Alluvium		15	30	70	150

¹⁾ E. HARLÉ: Age de la plaine de la Garonne en amont et en aval de Toulouse. Bull. de la soc. géol. de France 1898, S. 413.

Die mittleren Höhen der vier Terrassen über dem Alluvium sind von verschiedenen Orten zwischen Toulouse und La Barthe de Neste in der vorstehenden Tabelle zusammengestellt und ergeben eine mittlere Höhe von 15, 30, 70 und 150 m.

In der folgenden Tabelle ist meine Auffassung der Garonne-terrassen derjenigen OBERMAIERS noch einmal gegenübergestellt.

H. OBERMAIER	m	F. WIEGERS	m
1. Terrasse	150	} Älterer Deckenschotter	150
2. „	100		
3. „	50–55	Jüngerer „	70
4. „	15	Hochterrassenschotter	30
Alluvium	—	Niederterrassenschotter	15

Der Verlauf der Terrasse ist flußabwärts lediglich auf Grund der geologischen Karten sehr schwierig, da das ganze Terrassenproblem nicht einheitlich behandelt worden ist. Es läßt sich jedoch soviel ersehen, daß die Hochterrasse (a¹c) auf dem nördlich an Blatt Toulouse anschließenden Blatt Montauban besonders auf dem rechten Ufer der Garonne sich in breiter Fläche fortsetzt und die gleichaltrige Terrasse des Tarn und des Aveyronflusses aufnimmt. Westlich von Montauban ist a¹c in zwei Terrassen geschieden, von denen die untere mit 89 m der Niederterrasse, die obere mit 105 m der Hochterrasse angehört. a¹b der Karte (146—208 m auf Blatt Lectoure) enthält die ältere und die jüngere Decke.

Auf Blatt Agen ist stellenweise auch die Niederterrasse ausgeschieden, der jüngere Deckenschotter scheint hier auszuweichen und a¹b entspricht dem älteren Deckenschotter, der auf Blatt La Réole ebenfalls zu enden scheint. Hier ist zwar nur noch eine diluviale Terrasse, die Terrasse ancienne, ausgeschieden, die aber zwei verschiedenaltrige Terrassen enthält: a¹b bei Fauguerolles 33 m, bei Conthures 26 m, bei Laugou—St. Macaire 16—26 m; a¹a an den letzten beiden Orten 68 und 47—56 m. Das Alluvium, das an Breite immer mehr zunimmt, liegt 12 bis 16 m hoch. Auf Blatt Bordeaux ist endlich nur noch eine einzige diluviale Terrasse von 6—15 m vorhanden, während das Alluvium eine Meereshöhe von 1—4 m hat. —

Wenn ich die vier Schotterterrassen der Garonne mit den vier Terrassen der Alpen vergleiche, so folge ich damit dem Beispiel PENCKs¹⁾, der 1908 die Nomenklatur der alpinen Vereisungen auch auf die Pyrenäen übertrug.

¹⁾ Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1908, S. 316.

Nun wird seit einiger Zeit versucht, die vier Terrassen anders als durch vier Vereisungen zu erklären, nämlich durch Hebungen und Senkungen des Landes. So versucht LEPSIUS die seiner Ansicht nach einheitliche alpine Vereisung zu erklären. Andererseits glaubt PASSARGE die vier Terrassen durch zwei Eiszeiten erklären zu können. Er gibt in seiner „Physiologischen Morphologie“¹⁾ eine Tabelle, nach der zwei Eiszeiten mit zwischenliegender Interglazialzeit vier Erosionsperioden und drei Aufschüttungsperioden und Terrassenbildungen zur Folge haben. Die drei Terrassenbildungen fallen in die jeweiligen Höhepunkte der beiden Vereisungen und der Zwischenzeit. Dieser theoretischen Deduktion entsprechen aber nicht die Tatsachen; denn in der Wirklichkeit ist die Zwischeneiszeit im allgemeinen keine Zeit der Terrassenbildung, wie PASSARGE annimmt. Die Erfahrungen im norddeutschen Flachlande zeigen, daß die sicheren interglazialen Gebilde in der Hauptsache aus Torfen, Kalktuff und Tonablagerungen bestehen; Flußterrassen sind dagegen nur unter besonderen Umständen entstanden, zu denen vornehmlich tektonische Bewegungen gehören. Im großen und ganzen ist die Interglazialzeit eine Periode der Erosion und Denudation. Nach dieser Berichtigung bleiben in der Ausführung PASSARGES nur die eiszeitlichen Terrassen bestehen, von denen jede je einer Eiszeit entspricht. Das ist aber dieselbe Auffassung, die PENCK seit langem aus seinen umfassenden alpinen Glazialuntersuchungen gewonnen hat.

Wenn in den Alpen in der Regel nur die Nieder- und die Hochterrasse mit Moränen verbunden sind, während sich für die Deckenschotter diese Verbindungen nur selten erweisen lassen, so ist für die Pyrenäen der glaziale bzw. fluvioglaziale Ursprung für die älteren Deckenschotter des Plateaus von Lannemezan durch BOULE erwiesen. Da auch der Zusammenhang der Hochterrasse mit den Endmoränen von Labroquère erwiesen ist, so wäre nur für die zweite und die vierte Terrasse eine andere als glaziale Entstehungsursache zwar möglich, aber nicht wahrscheinlich.

Das Quartär der Auvergne.

An verschiedenen Stellen der Auvergne, besonders am Puy-de-Dôme und im Cantal, sind Anzeichen einer früheren Vereisung gefunden worden.

Einige Autoren glauben an eine zweifache Vereisung des Puy-de-Dôme, nachdem JULIEN 1869 die obere Breccie von Perrier für glazialen Ursprunges erklärt hatte.

¹⁾ PASSARGE: Physiologische Morphologie. Hamburg 1912.

Diese Breccie ruht auf den fluviatilen oberpliocänen Mastodonschichten.

LAPPARENT hält, wie oben erwähnt, die glaziale Natur dieser Breccie, die ein vereinzelt Vorkommen darstellt, für keineswegs erwiesen, sondern glaubt sie vielmehr auf einen gewaltigen vulkanischen Ausbruch, wie wir ihn 1902 in Martinique erlebt haben, zurückführen zu müssen.

Im Cantal hat RAMES¹⁾ seit den 60er Jahren sich mit dem eiszeitlichen Problem beschäftigt. Er unterscheidet zwischen einer älteren Plateau- und einer jüngeren Talvergletscherung. Die erstere glaubt er daraus schließen zu können, daß in 700 bis 1000 m Meereshöhe die Plateaus mit großen, z. T. riesenhaften Blöcken besät sind. „Dieses Erratum ist von einer Alluvialformation von gerollten Kieselsteinen begleitet, die zuweilen eine große Mächtigkeit erreicht und niemals die Höhen verläßt (n'abandonnant jamais les hauteurs).“ Auf diese erste Vereisung ist nach Ansicht der Autoren eine Zeit sehr starker Erosion und Talbildung erfolgt.

In diesen Tälern, besonders denen der Allagnon, Jordanne und Cère, zeigt sich nun die jüngere Vereisung in Form von Seitenmoränen und Endmoränen, die, wie die schöne Stirnmoräne von Carnéjac im Cèretale, eine regelrechte Barre im Tal bildet. Diese Moränen sind ebenfalls mit Abschmelzterrassen eng verknüpft, die uns glücklicherweise einen Anhalt geben, das Alter dieser Vergletscherung festzustellen.

Die Ebene von Arpajon, südlich Aurillac, wo die Täler der Cère und der Jordanne sich vereinigen, wird von zwei breiten Terrassen gebildet, deren obere 15 m über der Alluvialebene liegt, in die der Fluß gegenwärtig sein Bett gegraben hat. In dieser Terrasse sind langovale Faustkeile gefunden worden, denen ähnlich, die in den „höheren Schichten“ des Sommetals vorkommen, also vom Typ des Acheuléen, dazu Knochen vom Mammut²⁾.

Die Terrasse von Arpajon läßt sich talaufwärts verfolgen bis Carnéjac, wo sie unter der Stirnmoräne verschwindet, die also gleichaltrig oder jünger sein muß als das Acheuléen. Da letzteres aber in die Periode von der vorletzten oder Mindel-Riß-Zwischeneiszeit bis zum Ende der Rißeiszeit fällt, so gehört mithin die jüngere Cantal-Vergletscherung mit aller Wahrscheinlichkeit der Riß-Eiszeit an.

Artefakte vom gleichen Typus sind zahlreich auf der Oberfläche des Bodens gefunden, aber nur in den Gebieten, die

¹⁾ J. B. RAMES: Géogénie du Cantal. Aurillac u. Paris 1873.

²⁾ RAMES: a. a. O., S. 53.

außerhalb dieser letzten Vergletscherung liegen, nicht selten im Gebiet der älteren Vergletscherung.

Dafür finden sich die Werkzeuge des Jungpaläolithikums, vom Moustérien bis zum Magdalénien, überall im Cantal, auch auf den eben besprochenen Reißmoränen. Das beweist aber, daß im Cantal zurzeit der alpinen Würmvereisung, die bekanntlich nicht die räumliche Ausdehnung der Reißvereisung gehabt hat, keine Gletscherbildung mehr stattgefunden hat. Der Würmeiszeit aber, zu der BOULE die jüngere Cantalvergletscherung rechnet, kann diese nicht angehören, da die auf der Oberfläche der Moränen gefundenen jungpaläolithischen Industrien zeitlich mit der letzten Eiszeit zusammenfallen.

Das Quartär des nördlichen Frankreichs.

Die Diluvialbildungen im nördlichen Frankreich sind beschränkt auf die Ablagerungen der Flüsse; aber es ist heute noch nicht möglich, diese nach den vorliegenden Untersuchungen der französischen Geologen nach einem einheitlichen Gesichtspunkt zu gliedern.

Im Stromgebiet der Seine und ihrer Nebenflüsse hat LEMOINE¹⁾ 1—2 Terrassen ausgeschieden, die er dem oberen Pliocän, dem Sicilien, zurechnet. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß diese Terrassen ganz oder teilweise altdiluvial sind.

Der wichtigste, von LEMOINE ebenfalls dem oberen Pliocän zugerechnete Fossilfundort sind die Sande von Saint-Prest im Euretal. In dem 30 m über dem Fluß gelegenen grobkörnigen bis kiesigen Sande sind gefunden worden:

Elephas meridionalis

Equus Stenonis

Trogontherium

Rhinoceros leptorhinus (oder *Merckii*)

Hippopotamus major

Megaceros cornutarum

Conodontes Boisioilletii.

BOULE hält die Sande von Saint-Prest für gleichaltrig mit Cromer und für eine Zwischenschicht zwischen Pliocän und Quartär.

Die Übereinstimmung der Fauna mit der von Cromer ist in der Tat sehr groß, und es ist zum mindesten sehr wahrscheinlich, daß beide ein gleiches Alter haben, und zwar möchte ich

¹⁾ P. LEMOINE: Géologie du Bassin de Paris. Paris 1911.

beide in das erste Interglazial stellen, worauf später noch zurückzukommen sein wird. —

Ausführlicher sind quartäre Terrassen von einem anderen nordfranzösischen Flusse, von der Somme, beschrieben worden. COMMONT in St. Acheul, einer Vorstadt von Amiens, ein äußerst gewissenhafter Diluvialprähistoriker, hat seit einer längeren Reihe von Jahren das Diluvium der Somme untersucht und seine Ergebnisse in verschiedenen Publikationen¹⁾ niedergelegt. Unter seiner freundlichen Führung konnte ich die Aufschlüsse bei Amiens selbst studieren.

COMMONT unterscheidet außer einer obersten, fossilfreien Terrasse, die er dem Pliocän zurechnet, drei diluviale Terrassen, die sowohl orographisch wie durch ihre Fauna und ihren Gehalt an paläolithischen Beimengungen charakterisiert werden. Sie seien hier zunächst kurz nach COMMONTS Veröffentlichungen geschildert:

1. Oberste Terrasse, 40 m bei Amiens.

Fluviatile Kiese mit groben Vorläufern der Faustkeile, (Praechelléen); bei Amiens ohne Fauna, bei Abbeville mit

El. Trogontherii
Rhin. Merckii
Rhin. etruscus
Rhin. leptorhinus affinis
Hippopotamus major
Machaerodus
Equus Stenonis
Cervus Solilhacus
Cervus Somonensis
Cervus sp.

2. Mittlere Terrasse, 30 m bei Amiens.

Zu unterst fluviatile Kiese mit einzelnen groben Vorläufern der Faustkeile und zahlreiche als Werkzeuge benutzte Absplisse (Praechelléen); darüber folgen Sande mit den charakteristischen Faustkeilen des Chelléen. Fauna:

El. antiquus, von sehr altertümlicher Form
Cervus elaphus
 Großes Pferd
 Großer Bovide.

¹⁾ V. COMMONT: Note préliminaire sur les terrasses fluviatiles de la vallée de la Somme. Ann. d. l. Soc. géol. du Nord. Lille 1910. — Les gisements préhistoriques de Saint-Acheul et de Montières. Amiens 1911. — Le quaternaire du Nord de la France. Ann. d. l. Soc. géol. du Nord. Lille 1912. — Comparaison des limons Belges et étrangers. Ann. d. l. Soc. géol. de Belgique. Liège 1912.

Das Hangende bildet ein sandiger Lehm (limon doux à points noirs) mit den Werkzeugen des unteren Acheuléen. Fauna:

El. antiquus
Cervus elaphus
 Großes Pferd
 Großer Bovide
Belgrandia marginata
Unio littoralis.

3. Untere Terrasse, 10 m bei Amiens.

Zu unterst fluviatile Kiese mit sehr spitzen und grob gearbeiteten triangulären Faustkeilen, die COMMONT als „Chelléen évolué“ bezeichnet. Fauna schlecht bestimmt: *Hippopotamus*. Darüber fluviatile Kiese und Sande mit typischem Moustérien und Fauna:

El. antiquus
Rhin. Merckii
Hippopotamus.

Diese drei Terrassen sind von Löß bedeckt, und zwar Terrasse 1 und 2 von älterem und jüngerem Löß, Terrasse 3 nur von jüngerem Löß.

Der ältere Löß der mittleren Terrasse enthält in seinem oberen, verlehnten Teil (limon rouge sableux = limon fendillé de Ladrière = lehm d'altération du Löß ancien) längliche Faustkeile der oberen Acheuléen. Fauna:

Elephas primigenius
Rhinoceros tichorhinus.

Der unverwitterte ältere Löß enthält Acheuléen-Werkzeuge nur vereinzelt. Fauna:

Cervus elaphus
Lepus cuniculus

Großes Pferd, verschieden von dem kleinen Moustérien-Pferde der Gegend

Großer Löwe.

Der jüngere Löß der Terrassen 2 und 3 enthält ein sehr schönes Moustérien, besonders in den schwach entwickelten Kieslagen des Löß (Rekurrenzzonen). Fauna:

El. primigenius
Rhin. tichorhinus
Cervus tarandus
Bison
 Kleines Pferd
Spermophilus
Lepus timidus
Canis lagopus.

Die Industrien des Jungpaläolithikums, vom Aurignacien bis zum Magdalénien, sind vereinzelt ebenfalls in dem jüngeren Löß gefunden worden.

COMMENT hat sich darauf beschränkt, an einer großen Zahl von Profilen diese geologischen Lagerungsverhältnisse der Terrassen festzustellen, mitsamt ihrem faunistischen und paläolithischen Inhalte. Von einer rein geologischen Bewertung und Gliederung hat er abgesehen. Nach der Auffassung, die ich mir im Sommetal bilden konnte, verhält es sich mit der Entstehung und dem Alter der Terrassen folgendermaßen.

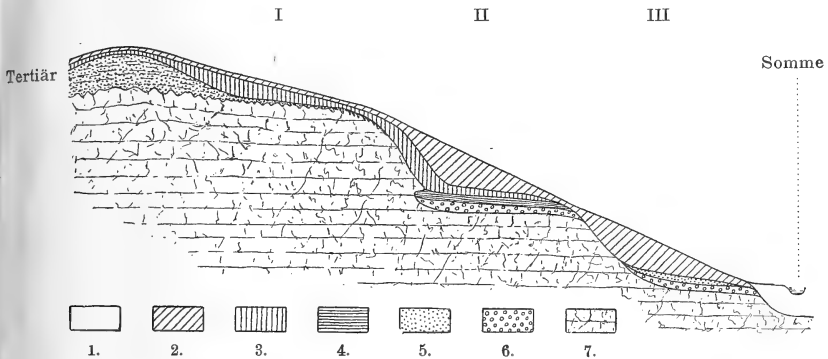


Fig. 7.

Profil durch die Terrassen der Somme bei Amiens (nach COMMENT).

1. Alluvium, 2. Jüngerer Löß, 3. Älterer Löß, 4. Lehm, 5. Sand, 6. Kies, 7. Kreide.

Die Sande und die ausschließlich aus Feuersteinen bestehenden Kiese der drei Terrassen liegen, wie Fig. 7 deutlich zeigt, in Erosionsrinnen der oberen Kreide. Der Ablagerung der Kiese geht also jeweils eine mehr oder weniger starke Ausfurchung der Kreidefelsen voraus, eine Erscheinung, die wir wohl sicher mit einer Hebung des Landes in Beziehung bringen können. Da nun die Kiese und Sande sämtlicher drei Terrassen eine gemäßigte Fauna enthalten ohne jede Beimengung arktischer Tiere, deren Charakter dem unserer deutschen Interglazialbildungen entspricht, so lege ich die Aufschüttung der Terrasse in eine jedesmalige Zwischeneiszeit. Die Erosionszeit fällt dann mit großer Wahrscheinlichkeit jeweils mit einer rechts-rheinischen Eiszeit zusammen.

An anderer¹⁾ Stelle habe ich nachgewiesen, daß der Löß nur

¹⁾ F. WIEGERS: Die geolog. Grundlagen. Diese Zeitschr. Bd. 64. Monatsber. 1912.

glazialer Entstehung sein kann, und daß der jüngere Löß ein Produkt der letzten oder Würm-Eiszeit, der ältere Löß ein Produkt der vorletzten oder Rißeiszeit ist. Betrachten wir von diesem Gesichtspunkte die drei von Löß bedeckten Terrassen, so ergibt sich folgende Gliederung:

IV. Würmeiszeit:	Jüngerer Löß, Erosion	{ Jung-Paläolithicum Kaltes (Renn-)Moustérien (II)
3. Zwischeneiszeit:	Untere Terrasse	
III. Riß-Eiszeit:	Älterer Löß, Erosion	Oberes Acheuléen (II)
2. Zwischeneiszeit:	Mittlere Terrasse	Unteres Acheuléen (I) Chelléen, Praechelléen
II. Mindel-Eiszeit:	Erosion	} Praechelléen
1. Zwischeneiszeit:	Obere Terrasse	
I. Günz-Eiszeit:	Erosion	

Diese Gliederung stimmt mit den deutschen Diluvialverhältnissen durchaus überein; denn das Jungpaläolithikum einschließlich des Renn-Moustérien korrespondiert mit den gleichaltrigen Industrien der Schwäbischen Alb, das warme Moustérien mit der gleichen Industrie von Taubach und Krapina, das obere Acheuléen mit dem im älteren Löß von Achenheim, das untere Acheuléen mit dem von Hundisburg¹⁾.

Andererseits aber widerlegt diese geologische Gliederung eine aus prähistorischen Gründen resultierende Schlußfolgerung

COMMONTS.

Nach COMMONTS müßte, da er am Grunde der unteren Terrasse ein Chelléen évolué annimmt, nach der Aufschüttung der unteren Kiese der Mittelterrasse (II) mit typischem Chelléen eine starke Erosion mit nachfolgender Aufschüttung der liegenden Kiese der unteren Terrasse mit dem „Chelléen évolué“ erfolgt sein. Danach hätte sich dann nur auf der mittleren, nicht aber auf der unteren Terrasse der sandige Lehm mit dem Acheuléen, und ebenso nur auf der mittleren, nicht auf der unteren Terrasse der ältere Löß mit dem oberen Acheuléen entwickelt. Es wäre ferner während der vorletzten Eiszeit auf der unteren Terrasse weder eine Erosion noch eine Akkumulation eingetreten, da sich zwischen die Schichten des „Chelléen évolué“ mit Hippopotamus und des warmen Moustérien mit der Antiquusfauna keinerlei kältere Fauna einschiebt.

Diese Annahmen sind aber ganz unwahrscheinlich, vielmehr liegt eine andere, doppelte Möglichkeit vor: entweder es handelt sich um Chelléen auf sekundärer Lagerstätte, oder es liegt ein

¹⁾ F. WIEGERS: a. a. O. S. 605.

ähnlicher Fall vor wie bei La Micoque, dessen Industrie von den Franzosen für Acheuléen gehalten wurde, während tatsächlich ein warmes Moustérien vorliegt¹⁾. Da nämlich mit den Faustkeilen auch lange Klingen²⁾ vorkommen, so ist es nicht ausgeschlossen, daß eine Übergangsindustrie vom Acheuléen zum warmen Moustérien vorliegt.

Der Fauna der altdiluvialen obersten Sommeterrasse entspricht die Fauna von Saint-Prest, so daß wir diese, wie auch die verwandte Fauna von Cromer, mit gutem Grunde in das erste Interglazial verweisen können. — Die in der folgenden Tabelle, S. 414/15 dargestellte Gliederung ergibt eine ausgezeichnete Übereinstimmung der quartären Bildungen nicht nur in ganz Frankreich, sondern auch eine solche mit den übrigen quartären Bildungen Mittel-Europas. —

In manchen Gegenden Frankreichs, wie z. B. in der Dordogne, werden die quartären Bildungen hauptsächlich oder fast ausschließlich durch die Kulturschichten des diluvialen Menschen vertreten. Hier ist die Fauna ein sehr wichtiges Mittel zur Altersbestimmung der Schichten. Bei den langjährigen Ausgrabungen, die O. HAUSER im Vézèretal unternommen hat, sind auch eine Menge von Knochen gesammelt, die von mir nach Deutschland gebracht und von Herrn O. THIESS sehr sorgfältig bestimmt worden sind.

Le Moustier, Station 44. Acheuléen. Rib-Eiszeit.

Ursus spelaeus
Bison priscus
Cervus elaphus
Equus caballus
Elephas primigenius.

La Micoque Station 1. Moustérien. Rib-Würm-Zwischeneiszeit.

Ursus spelaeus
Bison priscus
Rhinoceros Merckii
Cervus elaphus
Equus caballus.

La Rochette. Aurignacien, Würm-Eiszeit.

Rangifer tarandus
Cervus elaphus
 „ *giganteus*

¹⁾ F. WIEGERS: Studienreise zu den paläolithischen Fundstellen der Dordogne. Zeitschr. f. Ethn. 1913. S. 126—142.

²⁾ V. COMMONT: Les gisements préhistoriques de Saint Acheulée et de Montières, Amiens 1911, S. 155.

	Fauna	Industrie
IV. Würm-Eiszeit	<i>Elephas primigenius</i> <i>Rhin. tichorhinus</i> <i>Cervus tarandus</i> <i>Equus caballus</i> <i>Bison priscus</i> <i>Ovibos moschatus</i> <i>Antilope saiga</i> <i>Myodes lemnus</i>	Magdalénien Solutréen Aurignacien Moustérien II
3. Riß-Würm- Zwischeneiszeit	<i>El. antiquus</i> <i>Rhin. Merckii</i> <i>Hippopotamus</i> <i>Cervus elaphus</i> <i>Equus caballus</i>	Moustérien I
III. Riß-Eiszeit	<i>El. primigenius</i> <i>Rhin. tichorhinus</i> <i>Bison priscus</i> <i>Equus caballus</i>	Acheuléen II
2. Mindel-Riß- Zwischeneiszeit	<i>El. antiquus</i> <i>Rhin. Merckii</i> <i>Hippopotamus</i> <i>Belgrandia marginata</i>	Acheuléen I Chelléen
II. Mindel-Eiszeit		} Praechelléen
1. Günz-Mindel- Zwischeneiszeit	<i>El. Trogontherii</i> " <i>meridionalis</i> <i>Rhin. Merckii</i> " <i>etruscus</i> " <i>leptorhinus</i> <i>Hippopotamus major</i> <i>Equus Stenonis</i>	
1. Günz-Eiszeit		

Quartärs in Frankreich.

Nord-Frankreich	Auvergne	Saône- u. Rhône-Gebiet	Pyrenäen
Jüngerer Löß		Innere Jungmoränen Jsèretalterrasse Äußere Jungmoränen Niederterrasse Löß der Hochterrasse	Niederterrasse
Untere (10 m)-Terrasse der Somme		Terrasse von Villefranche (Moustierschicht der Grimaldigrotten bei Mentone)	Erosion
Älterer Löß	Jüngere Vereisung des Cantal. Terrassen bei Arpajon	Altmoränen Hochterrasse	Hochterrasse Endmoränen von Montréjeau und Labroquère
Mittlere (30 m)-Terrasse der Somme	Talerosion		Erosion
	Ältere Vereisung Breccie v. Perrier	Jüngerer Deckenschotter	Jüngerer Deckenschotter
Obere (40 m)-Terrasse der Somme. Sande von Saint-Prest		Tone und Sande von St. Cosme	Erosion
		Älterer Deckenschotter	Alterer Deckenschotter des Plateaus von Lannevezan u. d. Waldes v. Bouconne bei Toulouse



	Fauna	Industrie
IV. Wärm-Eiszeit	<i>Elephas primigenius</i> <i>Rhin. tichorhinus</i> <i>Cervus tarandus</i> <i>Equus caballus</i> <i>Bison prisicus</i> <i>Ovibos moschatus</i> <i>Antilope saiga</i> <i>Myodes lemmus</i>	Magdalénien Solutréen Aurignacien Moustérien II
3. Riß-Wärm- Zwischeneiszeit	<i>El. antiquus</i> <i>Rhin. Merckii</i> <i>Hippopotamus</i> <i>Cervus elaphus</i> <i>Equus caballus</i>	Moustérien I
III. Riß-Eiszeit	<i>El. primigenius</i> <i>Rhin. tichorhinus</i> <i>Bison prisicus</i> <i>Equus caballus</i>	Acheuléen II
2. Mindel-Riß- Zwischeneiszeit	<i>El. antiquus</i> <i>Rhin. Merckii</i> <i>Hippopotamus</i> <i>Belgrandia marginata</i>	Acheuléen I Chelléen
II. Mindel-Eiszeit		
1. Günz-Mindel- Zwischeneiszeit	<i>El. Trogontherii</i> <i>" meridionalis</i> <i>Rhin. Merckii</i> <i>" etruscus</i> <i>" leptorhinus</i> <i>Hippopotamus major</i> <i>Equus Stenonis</i>	Præchelléen
1. Günz-Eiszeit		

Nord- Frankreich	Auvergne	Saône- u. Rhône-Gebiet	Pyrenäen
Jüngerer Löß		Jüngere Jungmoränen Isèretal Terrasse Ältere Jungmoränen Niederterrasse Löß der Hochterrasse	Nieder- terrasse
Untere (10 m)- Terrasse der Somme		Terrasse von Villefranche (Moustierschicht der Grimadigrotten bei Mentone)	Erosion
Älterer Löß	Jüngere Vereisung des Cantal. Terra-rien bei Atpajou	Altmoränen Hochterrasse	Hochterrasse Endmoränen von Montrojeau und Labroquière
Mittlere (30 m)- Terrasse der Somme	Talerosion		Erosion
	Ältere Vereisung Breccie v. Perrier	Jüngerer Deckenschotter	Jüngerer Deckenschotter
Obere (40 m)- Terrasse der Somme. Sande von Saint-Prest		Tone und Sande von St. Cosme	Erosion
		Älterer Deckenschotter	Älterer Decken- schotter des Pla- teaus von Lunne- mezan u. d. Wal- des v. Bouconne bei Toulouse

Bison priscus
Bos primigenius
Canis lupus
 „ *lagopus*
Hyaena spelaea
Rupicapra pyrenaica
Colus saiga
Equus caballus.

Laugerie intermédiaire. Station 14. Solutrén Würm-Eiszeit.

Rangifer tarandus
Cervus elaphus
Bison priscus
Hyaena spelaea
Ursus spelaeus
Colus saiga
Equus caballus
Elephas primigenius.

Longueroche, Station 45. Magdalénien. Würm-Eiszeit.

Rangifer tarandus
Cervus elaphus
Bison priscus
Equus caballus
Elephas primigenius
Lagopus albus (?).

Bout du Monde. Magdalénien.

Bison priscus
Equus caballus
Rangifer tarandus
Colus saiga
Castor fiber
Lepus sp.
 Fischwirbel
 Vogelknochen.

Dieses sehr reichhaltige Material befindet sich jetzt, von wenigen Stücken abgesehen, die die Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin erworben hat, im Besitz der naturhistorischen Museen von Bremen und Magdeburg.

Die Faunenliste zeigt deutlich klimatische Unterschiede, die den verschiedenen Perioden des Quartärs entsprechen. Auf die gänzlich indifferente Fauna des jüngeren Acheuléens folgt eine wärmere Tierwelt mit *Rhinoceros Merckii* und darauf treten in Überzahl Tiere auf, die in Deutschland nur während

der Eiszeit vorhanden sind: Renttiere, Saiga-Antilope und sogar der Moschusochse, *Ovibos moschatus*, von dem etliche Skeletteile von LARTET und CHRISTY¹⁾ in der Höhle Gorge d' Enfer bei Les Eyzies gefunden worden sind. Diese Tiere, zu denen sich noch der Lemming (nach NEHRING bei Les Eyzies) und der Polarfuchs, *Canis Lagopus*, bei Raymondson bei Périgueux gesellen, beweisen, daß sich auch in diesem Teile Frankreichs Eiszeit und Zwischeneiszeit deutlich unterscheiden lassen.

¹⁾ LARTET und CHRISTY: Reliquiae Aquitanicae, London 1875.

9. Die Entstehung der Schollengebirge.

Von Herrn H. QUIRING in Charlottenburg.

Hierzu Taf. XI und 7 Textfiguren.

Inhaltsangabe.

	Seite
Terminologischer Überblick	418
Die bisherigen Ansichten über die Entstehung der Schollengebirge	420
A. Die „Senkungstheorie“	421
B. Die „Hebungstheorie“	427
Ergebnisse der literarkritischen Betrachtung	431
Die räumliche Lage der Sprünge	432
Die Bewegung der Schollen	436
Die Ursachen des Zerrungsvorgangs	443
Die Beziehungen zwischen Faltung und Zerrung	446
Terminologischer Stammbaum der tektonischen Krustenbewegungen und Störungen	450
Ergebnisse	451

Terminologischer Überblick.

Versuchen wir die Lageveränderungen, welche die Erdrinde in ihrer Gesamtheit oder in einzelnen Teilen im Laufe der geologischen Zeiten erfahren hat — soweit sie auf die Wirkung und den Ausgleich endogener Kräfte und Spannungen zurückgeführt werden können —, von theoretischen Gesichtspunkten aus zu ordnen, so haben wir zunächst zwei Hauptgruppen zu unterscheiden: es stehen die Lageveränderungen, die sich ohne Zerlegung eines Rindenteils in Schollen vollziehen, denen gegenüber, bei denen sich derartige Schollen ausbilden.

Die erste Gruppe begreift die Lageveränderungen der kontinentalen Hebung und Senkung sowie die Bewegungen, die unter plastischer Deformation einzelner stark beanspruchter Zonen zur Bildung von Falten und Flexuren geführt haben.

Zur zweiten Gruppe wären dagegen alle Krustenbewegungen zu zählen, bei denen unter Ausbildung von Einzelschollen eine Bewegung dieser Schollen gegeneinander auf Verschiebungsflächen (Störungen) eingetreten ist.

Nach ihren Beziehungen zu den durch sie getrennten Schollen und ihrer Wirksamkeit unterscheiden wir im einzelnen:

1. Sprünge: Störungen, auf denen eine vornehmlich vertikale Verwerfung der benachbarten Schollen gegeneinander stattgefunden hat.

2. Blätter¹⁾: Störungen, auf denen eine vornehmlich horizontale Verschiebung der Schollen eingetreten ist.
3. Überschiebungsflächen: Störungen, die eine Überschiebung einzelner Rindenteile übereinander und Auf-schiebung aufeinander vermittelt haben.

Ein Stammbaum der verschiedenen Lageveränderungen würde unter diesem Gesichtspunkt folgendes Bild zeigen:

1. Lageveränderungen ohne Schollenbildung.

Kontinentale
Bewegung

Faltung

Flexur

2. Lageveränderungen unter Schollenbildung und -verschiebung auf Störungen.

Vertikale
Verwerfung
auf Sprüngen

Horizontale
Verschiebung
auf Blättern

Überschiebung
auf Überschiebungsflächen

Abgesehen von den zahlreichen Übergängen entstehen durch das Zusammentreffen von Lageveränderungen verschiedener Art, z. B. von Faltung und Überschiebung, Reihen von Komplikationen, die in theoretischer Betrachtung nur unter Schwierigkeiten zu erfassen sind.

Wir können jedoch die Lageveränderungen noch einer zweiten Gruppierung unterwerfen, die unter dem Gesichtspunkt ihrer Entstehungsursache zu erfolgen hat.

¹⁾ Der in neuerer Zeit für „Blatt“ verwandte Ausdruck „Verschiebung“ dürfte sich schon aus dem Grunde zur präzisen Bezeichnung dieser Störungsgruppe nicht eignen, weil wir mit „Verschiebung“ den Bewegungsvorgang erfassen, nicht jedoch die Verschiebungsfläche selbst. Dasselbe gilt bezüglich der Bezeichnung „Verwerfung“ für „Sprung“. Es dürfte sich empfehlen, zur genaueren Bezeichnung der Verschiebungsflächen und -spalten im Gegensatz zur Bezeichnung der Schollenbewegung an sich, scharf zwischen beiden Größen zu unterscheiden und, wie das in vorliegender Arbeit geschehen, zur Bezeichnung der Flächen und Spalten die Ausdrücke Sprung, Blatt und Überschiebungsfläche, zur Bezeichnung der Schollenbewegung dagegen Vertikalverwerfung, Horizontalverschiebung und Überschiebung zu verwenden. Durch den sinnentsprechenden Gebrauch dieser Ausdrücke wird sicherlich das Verständnis tektonischer Arbeiten erleichtert und Verwechslungen vorgebeugt.

Auch hier erhalten wir zwei Gruppen. In der ersten können wir alle Lageveränderungen vereinigen, die als Ergebnisse eines horizontal gerichteten Bewegungsvorganges, also in der Hauptsache eines Faltungsprozesses, aufzufassen sind. Es sind das vor allem die Faltenbildung¹⁾ selbst, ferner die Schollenverschiebung auf Blättern und Überschiebungsflächen.

In der zweiten Gruppe würden alle diejenigen Lageveränderungen Aufnahme finden, die nach allgemeiner Anschauung das Resultat vertikaler Bewegungen der Erdrinde darstellen: die kontinentale Bewegung größerer Rindenteile und endlich die vertikale Schollenverschiebung auf Sprüngen.

Wenn wir einstweilen von den kontinentalen Bewegungen absehen, so umfaßt die zweite Gruppe diejenigen Lageveränderungen, die wir als Schollenverschiebungen im engeren Sinne bezeichnen, und die der ersten Gruppe, welche alle die Erscheinungen enthält, welche uns der tektonische Bau der Faltengebirge bietet, gegenüberzustellen ist.

Die Gebiete, in denen die vertikale Schollenverschiebung auf Sprüngen vorherrscht, sind — wie das bisher auch meist geschehen — als Schollengebirge zu umgrenzen.

Die bisherigen Ansichten über die Entstehung der Schollengebirge.

Den vielen Theorien, welche über die Entstehung der Faltengebirge entstanden sind, stehen keineswegs ähnlich zahlreiche über die Entstehung der Schollengebirge gegenüber. Wir besitzen über die allgemeine Entstehung der Schollengebirge oder auch nur der Sprünge, der „echten Verwerfungen“, wie sie auch wohl noch genannt werden, überhaupt keine umfassendere Einzeldarstellung. Die verschiedenen Ansichten, die über ihre Entstehung geäußert worden sind, finden sich in den verschiedensten Arbeiten verstreut und sind meist auf Grund der Verhältnisse einzelner mehr oder weniger gut aufgeschlossener Gebiete entstanden, so daß es sehr schwer hält, sich einen allgemeinen Überblick zu verschaffen.

Wäre es somit auch kein zweckloses Beginnen, eine Gesamtdarstellung der bisherigen und zurzeit herrschenden Ansichten über die Entstehung der Schollengebirge bzw. ihrer

¹⁾ Die Flexuren sind bei einer Gruppierung nach der Entstehungsursache nicht ohne weiteres einer der beiden Hauptgruppen zuzuteilen, da Flexuren sowohl durch eine Druckspannung wie durch senkende Bewegungen entstehen können. In vielen Fällen sind sie nur als Vorstufe von Störungen zu betrachten, so daß sie im einzelnen als Überschiebungsflexur, Blattflexur, Sprungflexur zu bezeichnen wären.

tektonischen Erscheinungen zu geben, vielleicht sogar auf literarkritischem Wege zu einer ausreichenden Erklärung der Schollenbildung und -verschiebung zu gelangen, so nötigt doch ein Umstand zur Zurückhaltung. Es muß nämlich ausgesprochen werden, daß fast unsere gesamte bisherige Literatur in bezug auf die terminologische Begriffsbestimmung der tektonischen Erscheinungen, insonderheit auf dem Gebiete der Unterscheidung der verschiedenen Störungsgruppen, nicht nur keine genügende Durchbildung, sondern sogar eine derartige Unzulänglichkeit, ja Verwirrung zeigt, daß es fast zwecklos erscheint, den Sinn mancher Darstellungen über tektonische Bewegungsvorgänge zu ermitteln. Nicht allein, daß Störung, Verwerfung, Sprung völlig synonym verwendet werden, nein, auch die Unterscheidung von Blatt und Sprung, ja selbst von Überschiebungsfläche und Sprung scheint auch neueren Autoren noch nicht ausreichend bekannt zu sein — ganz abgesehen von den immerhin verzeihlichen und manchmal allerdings auch unvermeidbaren Verwechslungen zwischen Falte und Flexur oder zwischen Überschiebungsfläche und listrischer Fläche¹⁾.

Trotz dieser Schwierigkeiten, die Ansichten eines großen Teils der Autoren zu erfassen, ist es dennoch notwendig, einen gedrängten historischen Überblick voranzuschicken, schon aus dem Grunde, um einen Ausgangspunkt für die nachfolgenden Betrachtungen zu gewinnen.

A. Die „Senkungstheorie“.

Die erste Erwähnung der Störungen und insbesondere der Sprünge finden wir naturgemäß in der bergmännischen Literatur; war es doch zuerst der Bergmann und vor allem der Kohlenbergmann, der beim Auffahren einer Lagerstätte auf Flächen und Klüfte traf, welche die Lagerstätte in die Tiefe oder die Höhe verwarfen. Lange bevor die wissenschaftliche Geologie überhaupt zur Erkenntnis dieser Erscheinungen gelangte, waren von Bergleuten, wie SCHMIDT²⁾, v. CARNALL³⁾, ZIMMERMANN⁴⁾ u. a.,

¹⁾ Gerade aus diesem Grunde erschien es mir nicht unangebracht, eine kurze terminologische Übersicht voranzustellen und am Schluß einen entsprechenden Stammbaum unter Berücksichtigung der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit folgen zu lassen. Bezüglich der „listrischen Flächen“ s. u.

²⁾ J. C. L. SCHMIDT: Theorie der Verschiebung älterer Gänge. Frankfurt a. M. 1810.

³⁾ v. CARNALL: Die Sprünge im Steinkohlengebirge. Karstens Archiv, Bd. IX, Berlin 1835.

⁴⁾ ZIMMERMANN: Die Wiederausrichtung verworfener Gänge, Lager und Flöze. Leipzig 1828.

die verschiedenen Störungsgruppen in der Hauptsache begrifflich unterschieden, geordnet und ihre Wirkungsweise sowie ihre bergmännische Ausrichtung beschrieben worden. Die Entstehung der Störungen, bzw. die Ursache zur Schollenbildung, wurde jedoch meist gar nicht von diesen bergmännischen Autoren berührt oder mit kurzen Worten abgetan. Man kam jedenfalls bezüglich dieser Fragen nicht über sehr unklare Vorstellungen hinaus.

Leider sind diese Vorarbeiten der älteren fachgeologischen Forschung entweder unbekannt geblieben oder von ihr nicht berücksichtigt worden, denn wir finden noch bis in die 70er Jahre des 19. Jahrhunderts hinein bei den Geologen, selbst zu der Zeit, als man die Entstehung der Faltengebirge bereits eifrig behandelte, eine heftige Abneigung gegen die Annahme jeglicher Störungslinien.

Für die Geschichte der Erkenntnis der Entstehungsursachen der Schollengebirge bildet das Jahr 1880 den ersten Markstein: in diesem Jahre erschien die Arbeit von G. KÖHLER „Über die Störungen im westfälischen Steinkohlengebirge und deren Entstehung“¹⁾. Neben einer sich an die ältere bergmännische Literatur anschließenden Beschreibung der Störungsgruppen gibt er eine wohlbegründete Deutung ihrer verschiedenen Entstehung. Während er Horizontalverschiebungen und Überschiebungen auf den tangentialen Faltungsdruck zurückführt, erklärt er die vertikale Schollenverschiebung auf Sprüngen durch verschieden starke Senkung einzelner Rindenteile infolge der Schrumpfung des Erdkerns. Die Ursache für die erste Anlage der Sprünge sucht er in seitlichen Druckkräften, deren Vorhandensein er in gewissem Sinne ebenso bei der Bildung der Sprünge voraussetzt, wie er dies für die Entstehung der beiden übrigen Störungsgruppen tut²⁾.

1) G. KÖHLER: Über die Störungen im westfälischen Steinkohlengebirge und deren Entstehung. Ztschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preußischen Staate. Berlin 1880. Vergl. auch G. KÖHLER: Die Störungen der Gänge, Flöze und Lager. Leipzig 1886.

2) Diese Deutungsweise der Entstehung der Sprünge bewegt sich ganz im Rahmen der damals herrschenden Anschauung von dem Ursprung und der ersten Umsetzung der gebirgsbildenden Kräfte, der Anschauung, die JAMES D. DANA in seiner „Origin of Mountains“ (American Journal of Sc. and A. New Haven 1873) in so glänzender und bestimmter Weise gefaßt hat: „Die zentripetale Kraft der nachsinkenden Erdkruste setzt sich in tangentielle Spannung um“. Diese „Kontraktionstheorie“, die zunächst nur die Erscheinungen der Faltengebirge erklären sollte, wandte KÖHLER somit auch auf die Entstehung der Schollengebirge an.

In außerordentlich bemerkenswerter Weise stimmen diese Anschauungen KÖHLERS mit denen überein, die E. Süss¹⁾ drei Jahre später im ersten Bande seines „Antlitz der Erde“ geäußert hat.

Auch Süss setzt die säkulare Schrumpfung des Erdkerns voraus und läßt hieraus sich zwei Folgerungen ergeben, zwei resultierende Spannungen, mit deren Hilfe sich seiner Ansicht nach alle irdischen Dislokationen erklären lassen²⁾.

Er unterscheidet:

1. tangentielle Spannung — horizontale, schiebende und faltende Bewegung —,
2. radiale Spannung — vertikale, senkende Bewegung —.

Nach ihm hat man daher die Dislokationen (tektonischen Lageveränderungen) „in zwei große Hauptgruppen zu trennen, von welchen die eine durch mehr oder minder horizontale, die andere durch mehr oder minder vertikale Ortsveränderung größerer oder geringerer Gebirgsteile gegeneinander erzeugt worden ist“. . . . „Es gibt weite Gebiete, in welchen die erste und andere, in welchen die zweite Gruppe vorherrscht, und es gibt auch Strecken, in welchen beide gemeinsam erscheinen und ein innerer Zusammenhang zwischen beiden erkennbar ist, in welchen daher die räumliche Zerlegung eine minder vollständige gewesen ist“.

Zu den Lageveränderungen durch tangentielle Bewegung rechnet er Faltenbildung, Überschiebung³⁾ und Horizontal-

¹⁾ E. Süss: Das Antlitz der Erde, I, Wien 1883.

²⁾ a. a. O. I, 143; III₂, 716.

³⁾ Die von Süss (a. a. O. III₂, 612) im Anschluß an Smeysters „seimes de chevauchement“ (Etude sur la constitution de la partie orientale de bassin houiller du Hainaut. Ann. des mines de Belg. 1900) als „listrische Flächen“ bezeichneten Störungen lassen sich als Auslösungen noch nach der Faltung vorhandener bzw. durch die Faltung neugeschaffener Spannungen betrachten. Ihre eigenartige, mit dem Abschwellen des Faltungsdruckes verknüpfte Entstehung ist die Ursache, daß sie meist im Streichen der gefalteten Schichten verlaufen, ihr Einfallen in Stärke und Richtung häufig ändern und daß sie nur selten in größere Teufen niedersetzen. Es sind nichts weiter als Risse in vorher stark durch Druck beanspruchten Schichten, in denen noch vorhandene örtliche Druck- und Zugspannungen sich nachträglich ausgleichen. Sie werden demnach bezüglich ihrer Wirkung in einzelnen Fällen den Überschiebungsflächen, in anderen Fällen den Sprüngen nahestehen, je nachdem die Bewegung der durch die listrische Fläche getrennten Schollen vor sich gegangen ist. In der Mehrzahl der Fälle besitzen diese Flächen die Wirkung von Überschiebungsflächen, so daß sich schon hieraus ihr enger Zusammenhang mit dem Faltungsvorgang, also dem Horizontaldruck ergibt. Allerdings ist zu berücksichtigen, wie von LACHMANN (Überschiebungen und listrische Flächen im westfälischen Carbon.

verschiebung, zu den Dislokationen durch Senkung zählt er — von den Flexuren abgesehen — die Schollenverschiebung auf Sprüngen. Bei ihm finden wir somit eine scharfe Scheidung der Erscheinungen der Faltengebirge von denen der Schollengebirge. Er sagt über die zweite Gruppe¹⁾: „Wo die tangentielle Bewegung fehlt, lassen sich die vorhandenen Dislokationen ungezwungen durch das Weichen der Unterlage und die Schwerkraft erklären.“

Bei bestimmten Senkungsfeldern unterscheidet er „radiale“ und „peripherische“ Sprünge. Ein Horst entsteht nach ihm dadurch, daß sich zwei Senkungsfelder mit ihren peripherischen Sprüngen einander nähern, wodurch zwischen ihnen ein Horst als trennender Rücken bleibt; Grabenversenkungen dementsprechend ebenfalls durch besondere Arten von peripherischen Sprüngen.

Über die Ursache zur Entstehung der Sprünge und die Gründe zur vertikalen Verschiebung einzelner Rindenteile gegeneinander äußert sich Süss ganz bestimmt bei Besprechung²⁾ der drei Senkungsgebiete von Wien, von Landsee und Graz: „Diese Einsenkungen sind aber die Zeichen eines Weichens der Unterlage unter einzelnen Teilen der bereits gefalteten Alpen.“ Die Sprünge und Schollengebirge entstehen somit nach ihm durch ungleichmäßige Senkung einzelner Schollen bei weichendem Untergrund. Eine Entstehung durch ungleichmäßige Hebung erklärt er für ausgeschlossen.

Diese Annahme Süss' führt notwendigerweise zu dem Schlusse, den der große Geologe auch anerkennt, daß die Ausbildung der Sprünge unter einem herrschenden Horizontaldruck vor sich gehen muß, oder vielmehr daß die Senkung der Rinde, d. h. ihre Annäherung an den Erdmittelpunkt, eine Zunahme der allgemeinen horizontalen Druckspannung zur Folge hat.

Glückauf 1910) ganz richtig bemerkt worden ist, daß bei den durch „Schaufelflächen“ getrennten Schollen weniger eine Aufwärtsbewegung (Aufschiebung) der hangenden Scholle auf die liegende — wie etwa bei einer Überschiebung — vorliegt als vielmehr eine Untersenkung (Unterschiebung) der liegenden unter die hangende. Wie in allen derartigen Fällen, werden wir jedoch nicht immer die positive Bewegung der einzelnen Schollen feststellen können, sondern uns begnügen müssen, lediglich die relative Versetzung gegeneinander zu bestimmen. Die Entscheidung, ob es in einem einzelnen Falle sich um eine Überschiebungsfläche oder eine listrische Fläche handelt, muß daher oft ausgesetzt werden. Daß auch für Schaufelflächen als Vorstufe Flexuren in Frage kommen können, braucht wohl nicht betont zu werden.

¹⁾ a. a. O. I, 165.

²⁾ a. a. O. I, S. 178.

Süss ist unter den Fachgeologen der erste gewesen, der eine eingehende Erklärung für die Entstehungsursache der Sprünge gegeben hat, und es ist zu verstehen, daß bis in die jüngste Zeit hinein seinen Anschauungen mit Glück Verfechter erstanden sind.

Wir müssen anerkennen, daß seine Theorie zur Entstehung der Schollengebirge, die ich kurz mit „Senkungstheorie“ bezeichnen möchte, mit gewissen Einschränkungen die Entstehungsursache eines Teils der Sprünge, wie wir später sehen werden, trifft, obwohl auch bei ihm eine geringe Durchbildung der Theorie der vertikalen Schollenverschiebung zu bemerken ist.

Nichtso weitgehend wie Süss und von der Süssschen Anschauung etwas abweichend, sprechen sich die amerikanischen Geologen POWELL¹⁾ und DUTTON²⁾ über die Entstehung von Schollengebieten aus. Die Bearbeitung eines der großartigsten Schollengebirge der Erde, das uns im Hochplateau von Utah, dem Wasatchgebirge, entgegentritt, wo Verwurfshöhen von über 2000 m zwischen einzelnen Schollen festgestellt werden konnten, hätte den Forschern Gelegenheit geben können, sich über das Problem der Schollenbildung und -verschiebung auszusprechen. Trotzdem äußern sie sich, wie Süss³⁾ hervorhebt, nur mit größter Zurückhaltung darüber, ob eine Scholle gegen die andere gesenkt oder gehoben sei, vielmehr verwahren sie sich ausdrücklich dagegen, daß aus den von ihnen gewählten Ausdrücken bestimmte Folgerungen gezogen würden. Lediglich bei Grabenversenkungen, welche mit sekundärer Zertrümmerung verbunden sind, wird von DUTTON ausdrücklich zugestanden und betont, daß es sich um gesunkene Blöcke handelt. Für die Gebirgsart, d. h. für die reinen Schollengebirge, ist nach der Anschauung der Amerikaner bezeichnend und bedingend die gänzliche Abwesenheit jeder horizontal wirkenden Kraft, welche Kettengebirge mit alpinen Merkmalen erzeugt. DUTTON ist sogar der Ansicht, daß der nördliche und stark gestörte Teil des Hochlandes, die Musinia-Zone, zwischen auseinandergezogenen Gebirgstteilen eingesunken sei.

Interessant ist in Rücksicht auf die spätere Erörterung die Tatsache, daß sich das Wasatchhochland bis über 3500 m über den Meeresspiegel erhebt und junge — kretacische — marine

¹⁾ J. W. POWELL: Rep. on the Geol. of the Eastern Portion of the Uinta Mountains. New York 1876. S. 16 ff.

²⁾ C. E. DUTTON: Rep. on the Geol. of the high Plateau of Utah. New York 1880. S. 25—54.

³⁾ a. a. O. I, S. 174.

Sedimente trägt, so daß also in sehr junger Zeit eine beträchtliche Hebung des Gebietes stattgefunden haben muß.

Süss bemerkt¹⁾, daß es sich in diesem Coloradogebirge nicht wie in den „enger umgrenzten Gebieten des mittleren Europas“ um peripherische bezw. radiale Linien handle, sondern vielmehr um Tafelbrüche, welche aus Flexuren hervorgegangen seien und einen Wechselverwurf zeigten. Die von den Amerikanern erwähnte Tatsache, daß augenscheinlich bei der Gebirgsbewegung des Hochlandes jede horizontale Druckspannung gefehlt habe, ja daß in gewissem Sinne eine horizontale Zerrung als Vorbedingung für die Senkung einzelner Schollen zu betrachten sei, bezeichnet Süss als „auffallend“²⁾.

Diese von DUTTON-POWELL zuerst hervorgehobene Schollenbildung und -verschiebung unter Druckentlastung oder selbst unter Auseinanderziehung eines Gebietes ist insbesondere in neuerer Zeit von verschiedenen Geologen auf Grund der Verhältnisse in einzelnen Schollengebieten mehrfach angenommen worden, allerdings ohne daß von ihnen irgendwelche allgemeinere Theorien über die Entstehung der Schollengebirge aufgestellt worden sind. So vor allem von RICHTHOFEN für die Inselbögen Ostasiens, russischen Geologen für die großartigen Disjunktivbrüche Innerasiens und endlich für die Gräben des afrikanischen Kontinents³⁾.

Wenn wir auch von der Reaktion absehen, die sich gegen einen Teil dieser Deutungen, namentlich gegen diejenige RICHTHOFENS, gewendet⁴⁾ hat, muß doch bemerkt werden, daß diese Anschauungen, die in gewissem Sinne der Theorie von Süss widersprechen, nicht ausgereicht haben, die Theorie von der Entstehung der Schollengebirge nach Süss zu erschüttern. Einerseits ist von den Forschern, welche die abweichenden Ansichten vertreten haben, kein Anspruch darauf erhoben worden, daß es sich bei ihren Beobachtungen um Erscheinungen eines

¹⁾ a. a. O. I, S. 169.

²⁾ a. a. O. I, S. 175.

³⁾ Das Auftreten von Zerrungen in der Erdrinde hat insbesondere E. KAYSER in seinem Lehrbuche der allgemeinen Geologie in sehr dankenswerter Weise gewürdigt und hervorgehoben. Vornehmlich unter dem Eindruck der obigen abweichenden Beobachtungen kommt KAYSER zu dem Schlusse, „daß Zerrungsspalten gewiß häufiger seien, als gewöhnlich angenommen werde. Wohl die Mehrzahl der Grabenversenkungen seien auf Dehnungen und Zerrungen der Erdrinde zurückzuführen“ (E. KAYSER, Lehrbuch, Stuttgart 1912, I, S. 725).

⁴⁾ Außer LORENZ hat sich auch OGAWA, Verh. des Intern. Geol. Kongr. Mexiko 1906, II, S. 1271 gegen RICHTHOFENS Zerrungsbögen ausgesprochen.

allgemeinen Prinzips handle, andererseits hat sich Süss selbst mit diesen Beobachtungen auseinandergesetzt und ist trotzdem nicht zu einer Änderung seiner Theorie gelangt. Endlich hat, wie gesagt, es niemals an Verfechtern der Süssschen Theorie gefehlt.

B. Die „Hebungstheorie“.

Wird von Süss und einer großen Zahl von Geologen die Entstehung der Schollengebirge auf Senkung in ursächlichem Zusammenhang mit dem Gravitationszuge zurückgeführt, so will eine andere Gruppe von Forschern die vertikale Verschiebung einzelner Schollen gegeneinander durch verschieden starke Hebung der betreffenden Schollen erklären.

Die oberrheinische Tiefebene ist von den älteren Autoren, so von ELIE DE BEAUMONT¹⁾ und Süss²⁾, als junger Grabeneinbruch, d. h. eine Einsenkung triadischer, jurassischer und tertiärer Sedimente zwischen den beiden alten Pfeilern (Horsten) des Schwarzwalds und der Vogesen gedeutet worden. Im Gegensatz hierzu behaupten DE LAPPARENT³⁾ und VAN WERWEKE⁴⁾, daß wohl das Rheintal im Alttertiär zwischen Vogesen und Schwarzwald eingebrochen sei, daß jedoch später eine ungleichmäßige Hebung eingesetzt habe, bei der Schwarzwald, Vogesen und Rheintal gehoben, die umliegenden Schollen, das schwäbische und das Pariser Becken, jedoch zurückgeblieben seien. Die Gründe der verschieden starken Hebung gibt LAPPARENT nicht weiter an, VAN WERWEKE führt sie auf seitlichen Druck zurück.

KESSLER⁵⁾ geht insofern noch weiter, als er auch das Rheintal gegen Vogesen und Schwarzwald bei der allgemeinen Hebung zurückbleiben läßt.

¹⁾ ELIE DE BEAUMONT: Notices sur les systèmes de montagnes, Tome III. Paris 1852.

²⁾ a. a. O. I, 482, 774. III, 71.

³⁾ DE LAPPARENT: Conférence sur les sens des mouvements de l'écorce terrestre. Bull. soc. géol. France 15 (1887) S. 215—238.

⁴⁾ VAN WERWEKE: Bericht über die 27. Versammlung des Oberrh. Geol. Vereins 1894. — Ders.: Hebungen oder Senkungen in Massengebirgen. Mitteilungen der Geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothr. VII. 1909 Seite 155—166. — Ders.: die Trierer Bucht und die Horsttheorie. Ber. über die Verh. des Niederrh. Geol. Vereins 1910. Ztschr. des Nat. Ver. f. d. Preuß. Rhld. und Westf. S. 12—37. — Ders.: Tektonische Vorgänge zur Zeit der Entstehung unserer Steinsalz und Kalisalzlagerst. Mitteil. der Philom. Ges. in Els.-Lothr. 1912, S. 575—582.

⁵⁾ KESSLER: Zur Entstehung der mittelh. Tiefebene: Ztschr. d. D. Geol. Ges. 1910 S. 361.

Folgerichtig haben endlich ANDREAE¹⁾ und SALOMON²⁾ unter Berücksichtigung der Theorie der Schollenbewegung durch seitlichen Druck die Ansicht vertreten, daß das Rheintal von beiden Seiten als überschoben betrachtet werden müsse.

Dagegen wendet sich nun wieder VAN WERWEKE³⁾, der feststellt, daß es sich auf der linken Rheinseite jedenfalls um Randspalten handele, die vom Gebirge weg einfallen, die somit eher Verwerfungen (Sprünge) und keine Überschiebungen seien.

Andererseits hält er jedoch, ohne näher auf die Art der Bewegung einzugehen, seine Ansicht von einem Aufsteigen von Vogesen und Schwarzwald durch seitlichen Druck über das umgebende Tafelland aufrecht.

Wir erhalten so die Annahme, daß Schollengebirge — als Schollengebirge müssen wir in der Hauptsache das Gebiet des Mittelrheintals und der benachbarten Tafelländer betrachten — durch verschieden starke Hebung einzelner Schollen unter seitlichem Druck entstehen können.

REGELMANN⁴⁾ spricht dies in der Weise aus, daß „nicht ein Zug der Tafelländer in die Tiefe die höhere Lage des Schwarzwaldes bedingt, sondern eine infolge seitlichen Druckes erfolgte Emporwölbung dieses Gebirges“. Allerdings verwischt er das Bild des Schollengebirges und stellt es in Parallele mit von alpinem Druck betroffenen Gebieten.

Gegen diese Anschauungen hat sich in einer ganzen Reihe von Aufsätzen am schärfsten KRANZ⁵⁾ gewendet, der die Auffassung SÜSS' von der Entstehung der Schollengebirge durch Senkung einzelner Schollen beibehält und ein Absinken des Rheintals und der Schwarzwald und Vogesen umgebenden Tafelländer an den alten Pfeilern und Horsten für allein richtig erklärt.

Wir sehen, welcher Widerstreit sich bei der Frage nach der Entstehung einzelner Schollengebirge erhoben hat, und wie

¹⁾ ANDREAE: Eine theoretische Reflexion über die Richtung der Rheintalspalte. Verh. des Med.-naturh. Vereins Heidelberg, N. F., 4, Seite 16—24 u. S. 47—55.

²⁾ SALOMON: Über die Stellung der Randspalten des Erbacher- und des Rheintalgrabens. Ztschr. d. D. Geol. Ges. 1903, S. 40.

³⁾ VAN WERWEKE: Mitt. der Philomathischen Ges. Els.-Lothr. 1905 S. 238 ff. —

⁴⁾ REGELMANN: Zur Tektonik der Schwäbischen Alb. Zentralblatt f. Min., Geol. u. Paläontol. 1910, S. 307 ff.

⁵⁾ U. a. KRANZ: Zentralblatt f. Min. 1907, S. 496 ff. — Ders.: N. Jahrb. f. Min. usw. 1908, Beilage, Bd. XXVI, S. 44 ff. — Ders.: Zentralblatt f. Min. 1908, S. 616 ff., S. 651 ff. — Ders.: Zentralblatt f. Min. 1911, S. 27 ff., S. 352 ff.

schwierig es sogar in der Einzelbetrachtung wäre, die richtige Ursache beim Studium der Literatur auszuwählen.

Wir wollen hiermit dieses besonders lehrreiche Schollengebiet verlassen und uns wieder mehr den allgemeinen Theorien über die Entstehung von Schollengebirge zuwenden.

Da ist es nun JOHANNES WALTHER¹⁾ gewesen, der diese Theorie von der Entstehung der Sprünge und der Schollengebirge durch Hebung einzelner Schollen unter seitlichem Druck zu einem allgemeinen Prinzip erhoben hat. In seiner Vorschule der Geologie²⁾ stellt er die Entstehung von Faltung und vertikaler Schollenverschiebung nebeneinander und führt beides auf Tangentialdruck zurück. Ausdrücklich sagt er³⁾: „Die Erdkugel muß also nach allgemeinen physikalischen Gesetzen beständig Wärme verlieren und sich hierbei langsam zusammenziehen. Dadurch aber wird, genau wie bei einem eintrocknenden Apfel, die Erdrinde für den Erdkern zu weit. Es entsteht eine Spannung (Seitenschub), welche dahin führte, daß einzelne kleine und größere Stücke emporgepreßt werden. Behalten dieselben hierbei ihren horizontalen Schichtenbau, dann nennt man sie Horste. Werden aber die ursprünglich horizontalen Schichten in vielen Biegungen zusammengeschoben, dann sprechen wir von einem Faltengebirge“. Daneben läßt WALTHER Senkung zwar bestehen, spricht sich aber über die Art, wie diese Senkung sich vollzieht, nicht genauer aus. Die von ihm zur Konstruktion der Vertikalstörungen vorgeschlagenen Vorrichtungen⁴⁾ bezwecken lediglich, die Bewegungen von Schollen längs Verwerfungen infolge von Seitendruck zu verdeutlichen.

Trotzdem bisher mit jedweder Kritik zurückgehalten wurde, da der 2. Teil vorliegender Arbeit bestimmt ist, mittelbar ein kritisches Licht auf die Vorgänger zu werfen, mag hier dennoch eine ganz kurze Betrachtung an diese Theorie WALTHERS angeknüpft werden, diese Theorie, die schon recht bedenklich weit von dem richtigen Wege abführt.

¹⁾ J. WALTHER: Geschichte der Erde und des Lebens, 1908, S. 61. — Ders.: Neue Zeitschr. f. Geol. u. Pal., 4, 1910, S. 55. — Ders.: Vorschule der Geologie, Jena 1910, S. 145.

²⁾ A. a. O. S. 127.

³⁾ Vorschule S. 128. Das von WALTHER Gesagte ist m. E. durchaus ernst zu nehmen und nicht etwa darauf zurückzuführen, daß W. einen allgemeinverständlichen Ton finden will. Dazu ist es wahrlich nicht nötig, seiner eigenen Ansicht Zwang aufzuerlegen und die Vorgänge anders darzustellen, als sie sich abgespielt haben. (Vgl. die scharfe Kritik durch KRANZ: Über Zusammenschub und Senkungen vom Horstgebirge. Ztrlbl. f. Min. 1911, S. 352ff.)

⁴⁾ Vorschule S. 144 und 145.

Mag auch für örtliche Verhältnisse, wie sie vielleicht im Rheintal vorliegen, wirklich eine überschiebungsähnliche Bewegung der Schollen infolge von Seitendruck, was allerdings sehr unwahrscheinlich ist, in Frage stehen, für den größeren Teil der Schollenbewegungen jedoch, sowie zur Erklärung der Entstehung der echten Sprünge, ist die Theorie WALTHERS ohne weiteres abzulehnen.

Nach WALTHER scheint es überhaupt keine echten Verwerfungen auf Sprüngen zu geben — Verwerfungen, bei denen die im Hangenden des Sprunges befindliche Scholle tiefer liegt als die Scholle im Liegenden des Sprunges —, vielmehr handelt es sich bei den von ihm gezeichneten Störungen, außer bei den senkrechtstehenden, um Überschiebungsflächen. Seine Horste und Gräben sind nicht von echten Verwerfungen, wie wir sie in jedem Lagerstättenprofil z. B. finden, begrenzt, sondern von Überschiebungen. Die Möglichkeit, daß eine vertikale Schollenverschiebung auf Überschiebungsflächen vor sich gehen kann, muß zwar zugegeben werden; so mag sich z. B. in gefalteten Gebirgen durch Abreißen der Schenkel einer von beiden Seiten gepreßten Mulde ein von Überschiebungsflächen eingefasster Graben bilden. Für Schollengebirge ist jedoch die Annahme von durch Seitendruck aufgepreßten Horsten und hinabgedrückten Gräben nur als Ausnahme von der Regel zu betrachten und nicht als allgemeine Erscheinung, wie WALTHER dies annimmt.

Die Verschiedenartigkeit der Anschauungen ergibt sich aus folgender Gegenüberstellung:

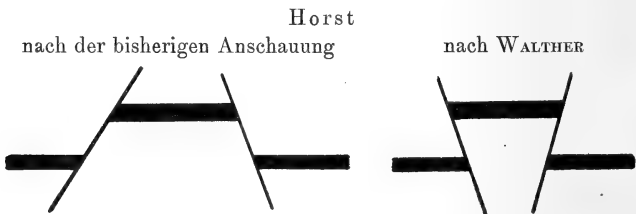


Fig. 1.

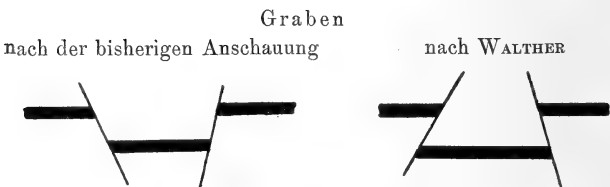


Fig. 2.

Wie weit WALTHER hier von der bisherigen Auffassung abweicht, ergibt sich auch durch Vergleichung seiner Profile mit den von KAYSER im Lehrbuche der allgemeinen Geologie¹⁾ gegebenen Skizzen über die Tektonik von Schollengebieten.

Ergebnisse der literarkritischen Betrachtung.

Überblicken wir das bisher Erörterte, so erkennen wir, daß es außerordentlich schwierig sein würde, aus der Fülle der geäußerten Ansichten über die Entstehung der Sprünge und die Ursache der vertikalen Schollenverschiebung die richtige oder auch nur die wahrscheinlichste auszuwählen. Der Einwand, daß es sich bei den gebrachten Theorien z. T. um längst überwundene Anschauungen handele, kann mitnichten erhoben werden. Ist doch gerade die auch für den unkritischen Beschauer absonderliche Ansicht von WALTHER in einem Lehrbuche aus dem 20. Jahrhundert abgedruckt.

Wenn wir die historische Entwicklung der Erkenntnis von der Entstehungsursache der Sprünge und Schollengebirge und die bisherigen Ansichten an unserem Auge vorüberziehen lassen, so erkennen wir weiter, daß die einzige eingehender begründete und für eine allgemeine Betrachtung verwertbare Anschauung die Deutung ist, die SÜSS von der Entstehung der Schollengebirge gegeben hat, und die in ähnlicher Weise bereits vorher von G. KÖHLER vertreten worden ist.

Beider Ansichten haben als Grundlage für die spätere tektonische Forschung gedient, und namentlich Süss hat den späteren Untersuchungen und Deutungen die Richtlinien gegeben. Man hat der Theorie von Süss allgemeine Gültigkeit zuerkannt und hat, wie wir gesehen haben, abweichende Anschauungen, die sich auf Grund der tektonischen Verhältnisse einzelner Gebiete ergeben haben, dadurch abzutun versucht, daß man ihnen, wenn man sie überhaupt gelten ließ, nur eine örtliche Bedeutung gab oder sie als Ausnahme behandelte, der eine weitergehende Einwirkung auf die Gültigkeit des allgemeinen Prinzips nicht zuzugestehen war.

Nach Süss ist keine allgemeine Theorie über die Schollenbildung und -verschiebung mehr aufgestellt worden. Auch die Ansichten, die KAYSER und WALTHER in ihren Lehrbüchern ausgesprochen haben, sind keineswegs ähnlich systematisch durchgearbeitet, wie das von der Theorie Süss gesagt werden kann.

¹⁾ KAYSER: Lehrbuch der Geologie, Stuttgart 1912, I, S. 204—211, S. 730.

Legen wir darum nochmals kurz die Basis fest, die Süss für die Entstehung der Schollengebirge gegeben, und von der die weitere Forschung auszugehen hat, so erhalten wir:

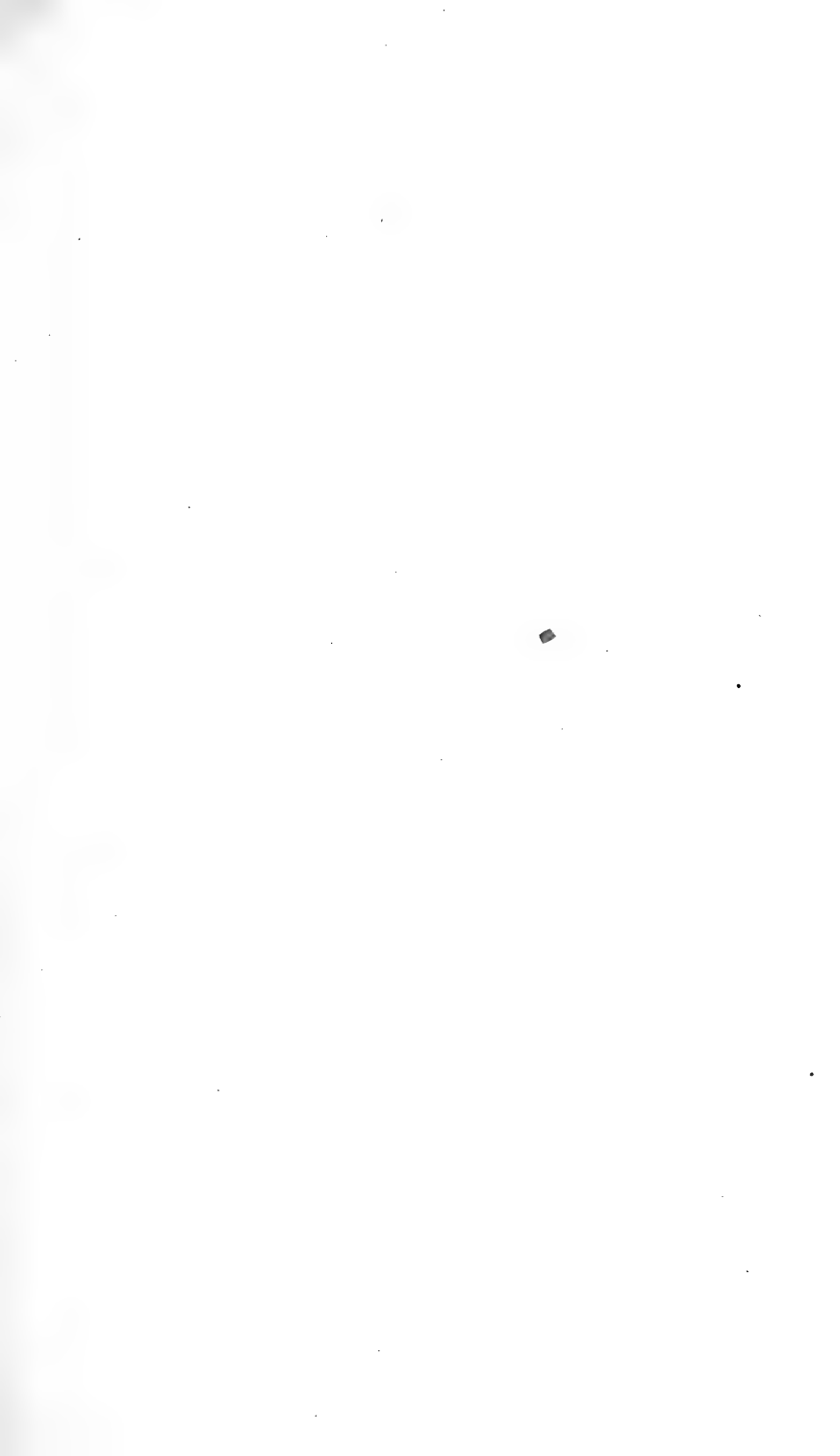
Die Sprünge und Schollengebirge entstehen durch ungleichmäßige Senkung einzelner Teile der Erdrinde bei weichender Unterlage unter der Einwirkung der Schwerkraft. Die Senkung ist als eine unmittelbare Folge der Schrumpfung des Erdkerns zu betrachten, die sich aus seiner allmählichen Abkühlung herleitet.

Die räumliche Lage der Sprünge.

Zur Erforschung der Wirkungsweise und der Entstehung der Sprünge empfiehlt es sich, Teile unserer Erdrinde heranzuziehen, in denen eine stärkere Schollenverschiebung eingetreten ist, also Gebiete, die als Schollengebirge zu bezeichnen wären. Sehen wir uns daraufhin die geologisch erforschte Erdoberfläche an, so finden wir, daß zwar eine ganze Reihe von Schollengebieten fast in allen Teilen der Erdrinde in Frage kommen könnte, daß jedoch nur wenige sich für die vorliegende Betrachtung eignen dürften. Bei dem weitaus größten Teile der Schollengebiete steht nämlich lediglich der Befund der topographischen Aufnahme zur Verfügung, der wohl gestattet, den oberflächlichen Verlauf der Sprünge festzustellen und zu verwerten, der uns jedoch keineswegs die Möglichkeit bieten würde, die viel wichtigere räumliche Lage der Sprünge, d. h. ihren Verlauf zur Tiefe zu erkennen.

Es bleiben demnach zu einer völlig einwandfreien Beurteilung nur die Schollengebiete übrig, die durch Bergbau aufgeschlossen sind, und in denen die Störungen in markscheiderischen Grubenbildern aufgenommen und auch in ihrer räumlichen Lage genau festgelegt sind.

Für die nachstehende Behandlung sollen vornehmlich zwei Schollengebiete Deutschlands als Unterlage dienen: das ober-schlesische und das niederrheinisch-westfälische Steinkohlenbecken. Sie eignen sich hierzu aus einer ganzen Reihe von Gründen. Neben ihrer vorzüglichen Erschließung weisen beide nicht nur sehr zahlreiche Sprünge auf, sondern sie sind auch völlig frei von Einwirkungen endogener Vorgänge nicht rein tektonischer Art, wie sie beispielsweise Schollengebiete des Harzes und des Waldenburger Gebietes zeigen. Andererseits aber besteht zwischen beiden Revieren ein Unterschied insofern, als in Westfalen die Sprünge ein älteres, gefaltetes Rumpfbirge betroffen haben, während von ihnen in Oberschlesien ein, wenn auch nicht völlig ungefaltetes, so doch einem Seiten-

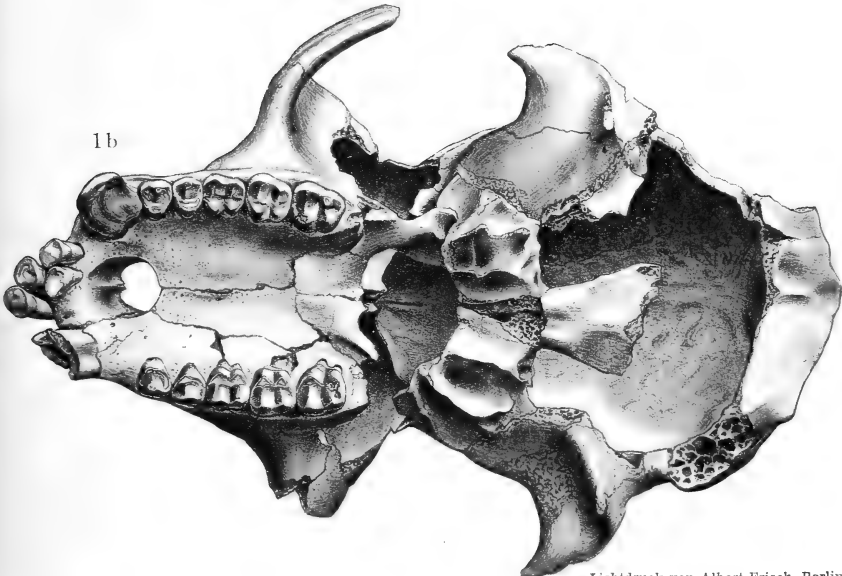
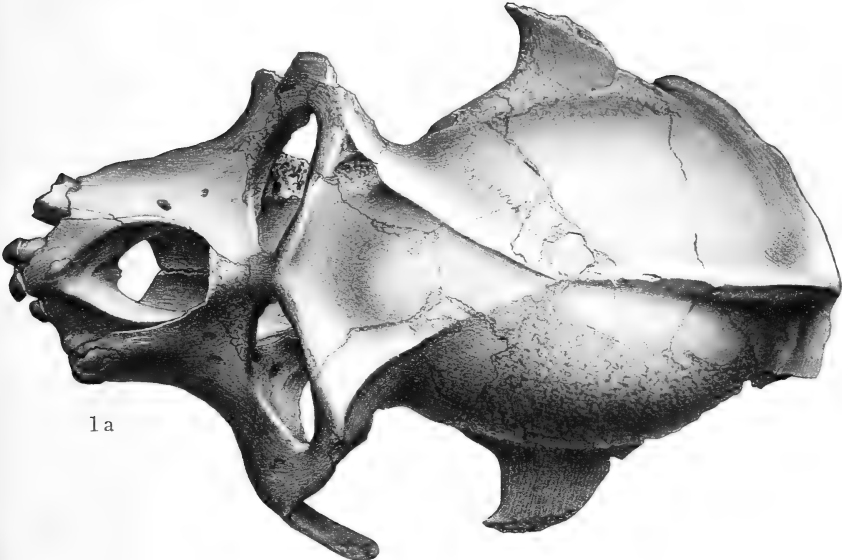


Erklärung zu Tafel VII und VIII.

Taf. VII. Fig. 1a und b. Schädel von *Libypithecus Markgrafi* n. g. n. sp. von oben und unten, ein wenig unter nat. Gr.

Taf. VIII. Fig. 1a und b. Schädel von *Libypithecus Markgrafi* n. g. n. sp. von links und vorn, ein wenig unter nat. Gr. Die Linie unter 1a ist der Gaumenfläche parallel und zeigt die Horizontale an, auf welche alle Zeichnungen des Schädels eingestellt sind.

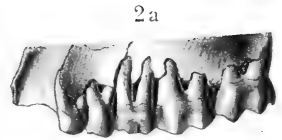
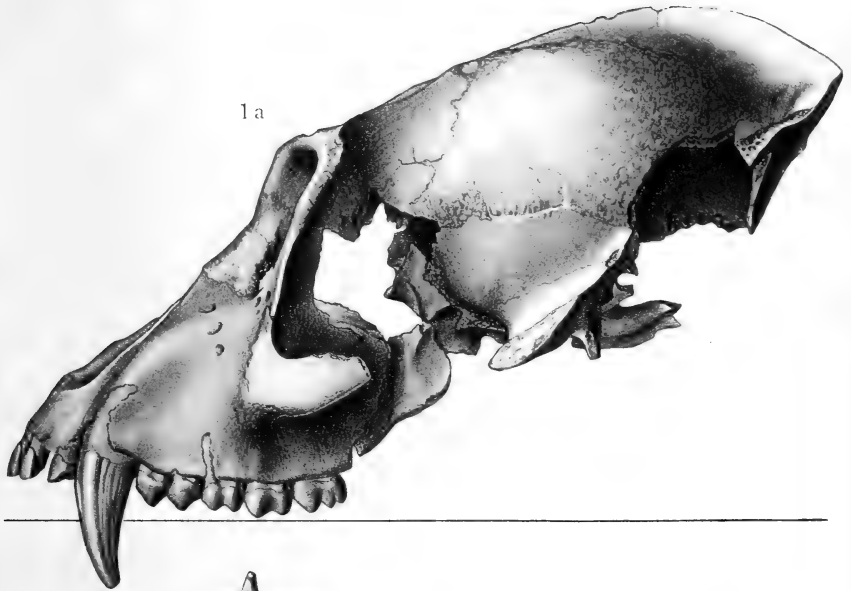
Fig. 2a und b. Linker Oberkiefer einer neuen Gattung der *Semnopithecinae* von außen und unten, ein wenig unter nat. Gr.



A. Birkmaier gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.







Erklärung zu Tafel IX.

- Fig. 1 a, b und c. Linker Unterkieferast von *Lutra libyca* n. sp. von oben, außen und innen, nat. Gr.
- Fig. 2 a und b. Mittelstück eines linken Unterkieferastes von *Pristiphoca* aff. *occitana* GERVAIS von oben und außen, nat. Gr.
- Fig. 3. Unterer rechter Milcheckzahn wahrscheinlich von *Pristiphoca* aff. *occitana* GERVAIS von außen, nat. Gr.
- Fig. 4 a, b und c. Vorderhälfte eines linken Unterkieferastes von *Machaerodus* aff. *aphanistus* KAUP von oben, vorn und innen, $\frac{1}{2}$ nat. Gr.
- Fig. 5. Oberende einer rechten Ulna von *Hyaena* sp. von außen, $\frac{1}{2}$ nat. Gr.

Sämtliche Originale zu Tafel VII, VIII und IX stammen aus dem Mittelplicän des ägyptischen Natrontales und befinden sich bis auf diejenigen zu Fig. 2, 4 und 5 der Tafel IX, die dem Senkenberg-Museum in Frankfurt a. M. gehören, in der paläontologischen Staatssammlung in München.

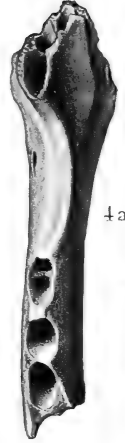
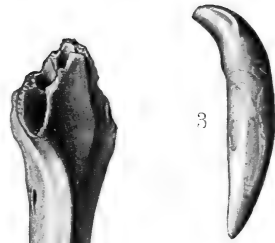
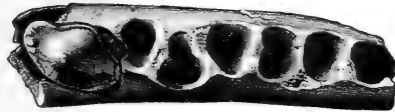
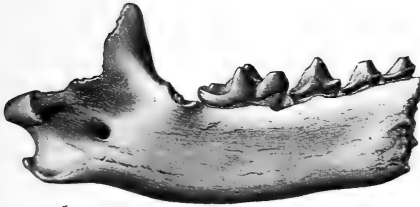
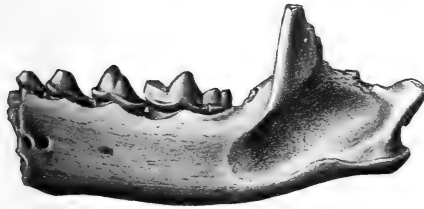






Fig. 4.

Terrasse beim Bois de l'hospital, westlich Fonsorbes. Jüngerer Deckenschotter.

Nieder-
terrasse.



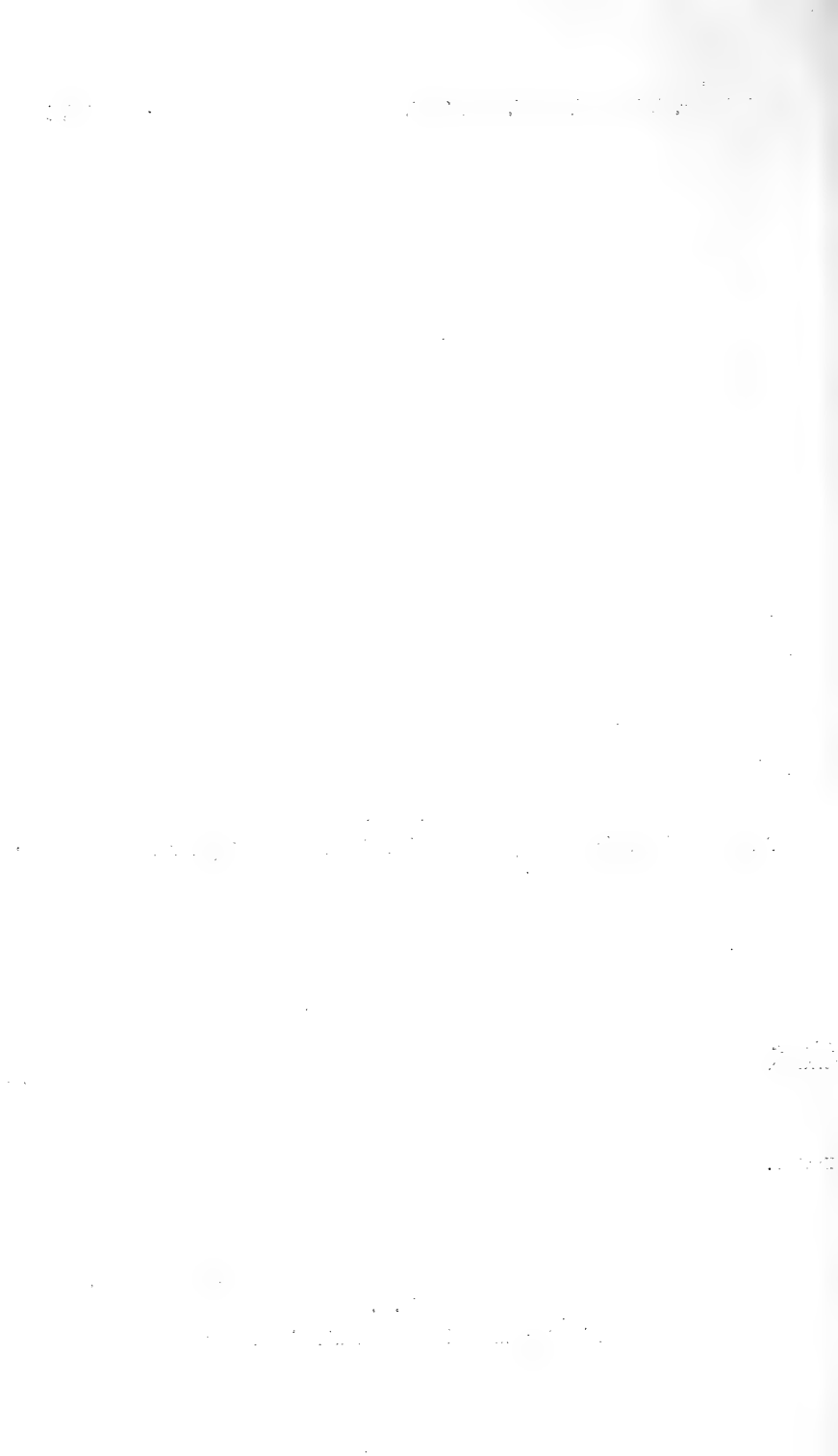
Alluvium.

Alluvium.

Wiegiers phot. 1912.

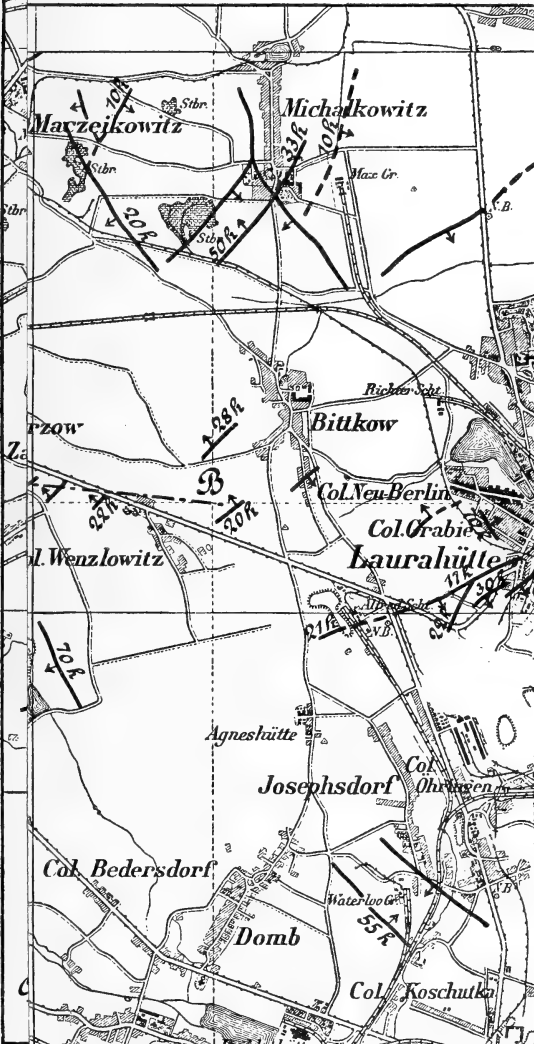
Fig. 5.

Die Garonne bei Marchan nördlich Muret.

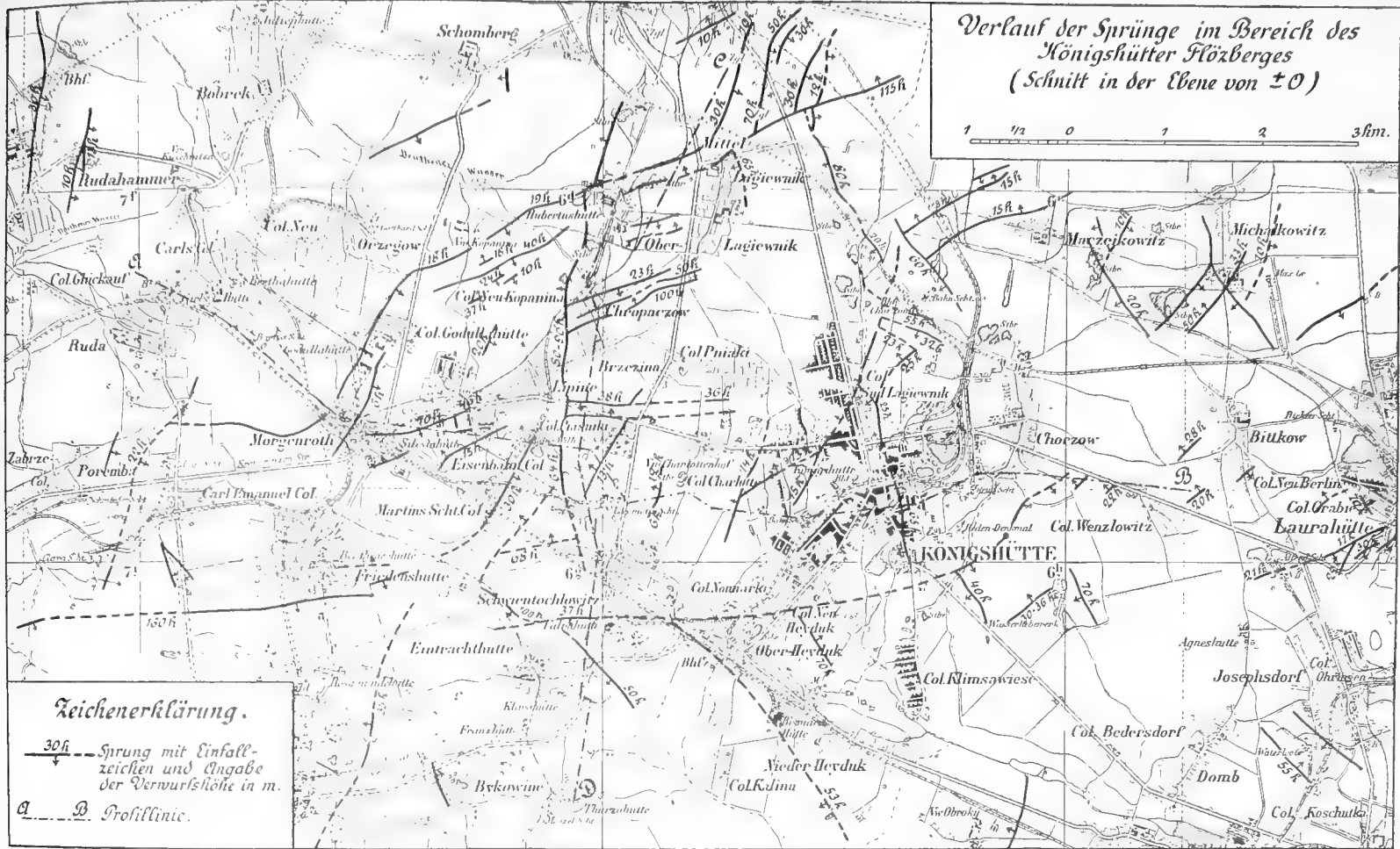


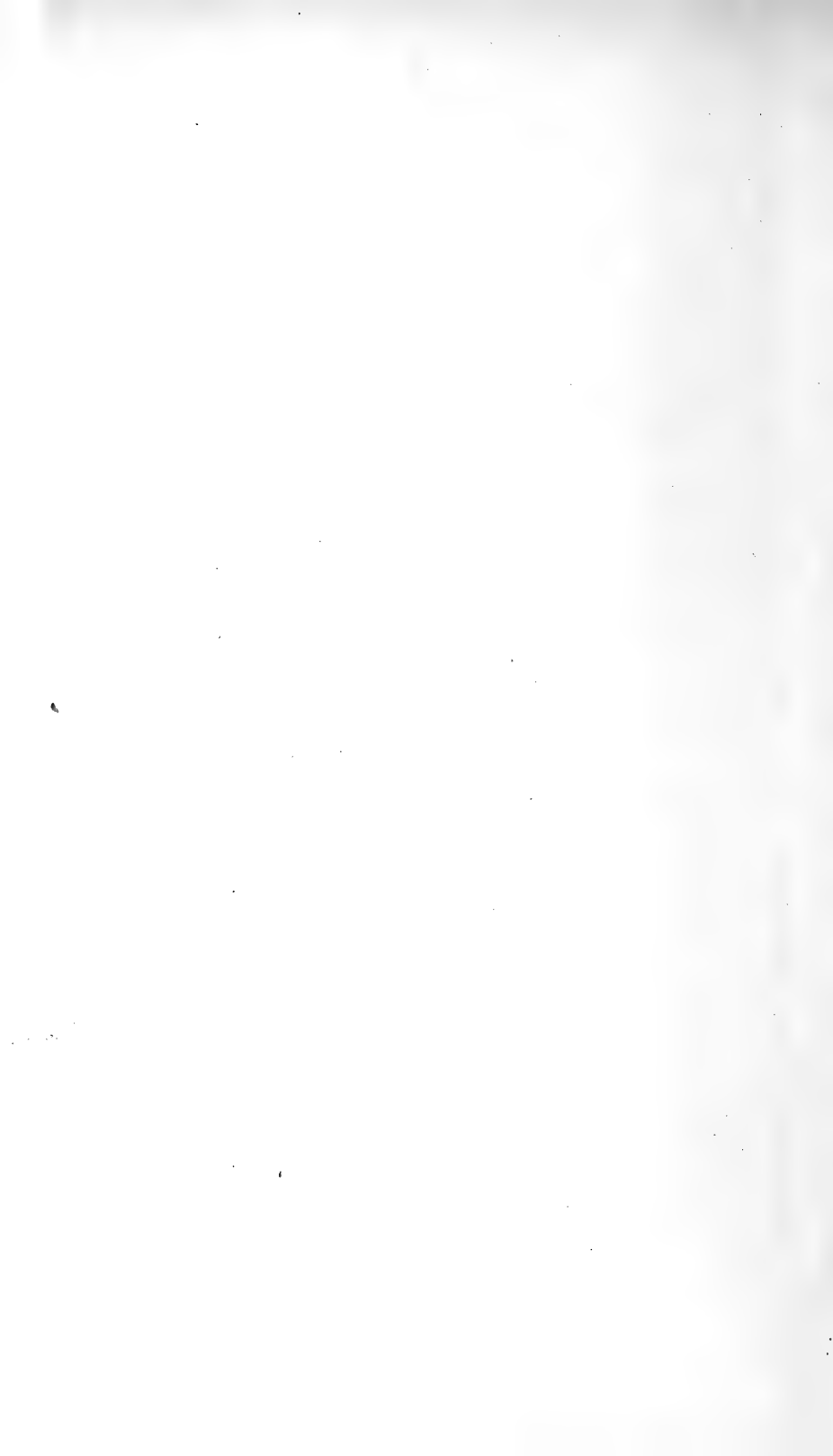
Der Sprünge im Bereich des
Königshütter Flözberges
mitt in der Ebene von ± 0)

0 1 2 3 km.









Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

4. Heft.

65. Band.

1913.

Oktober bis Dezember 1913.

(Hierzu Tafel XII—XX).

Berlin 1914.

Verlag von Ferdinand Enke,
Stuttgart.

INHALT.

Aufsätze:

9. QUIRING, HEINRICH: Die Entstehung der Schollen-
gebirge (Schluß) 433
10. FINCKH, L.: Die Gesteine der Insel Madeira und
Porto Santo 453
11. MEISTER, ERNST: Zur Kenntnis der Ammonitenfauna
des portugiesischen Lias (Hierzu Tafel XII-XV und
10 Textfiguren) 518
12. WEISE, E.: Beitrag zur Geologie der nordsächsischen
Grauwackenformation (Hierzu Tafel XVI und XVII) 587
13. HUMMEL, K.: Über *Ricnodon cf. dispersus* FRITSCH
aus dem böhmischen Obercarbon (Hierzu Tafel XVIII) 591
14. KUKUK, P.: Über den Fund eines Moschusochsen-
schädels im Diluvium des Emschertales (Hierzu
Tafel XIX u. XX) 596
- Rechnungsabschluß für 1912 601
- Zugänge der Bibliothek (Zeitschriften, Karten u. Kartentexte) 602
- Mitgliederverzeichnis 620

Inhaltsverzeichnis III

Druckfehlerberichtigungen VIII



Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender: Herr	WAHNSCHAFFE†	Schriftführer: Herr	BÄRTLING
Stellvertretende Vor-	„ BORNHARDT	„	HENNIG
sitzende:	„ KRUSCH	„	JANENSCH
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„	WEISSERMEL
Archivar:	„ SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1914

Die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monats Sitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden. Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages eingesandt sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres; nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine gröfsere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit zugänglich, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten **Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N.4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberberggrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburg-Str. 49 oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Rich. Michael**, Charlottenburg, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Berlin NW 7, Konto Nr. 16 071 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

druck erheblich weniger ausgesetzt gewesenes Gebiet beeinflußt worden ist. Wir sind infolgedessen in der Lage, durch Vergleich feststellen zu können, welche Beziehungen zwischen Faltengebirgen und Schollengebirgen bestehen, und wie die Anlage des Faltengebirges auf die Bildung und Form der Schollen und ihrer Begrenzungsflächen, der Sprünge, eingewirkt hat.

Gehen wir zunächst auf die einfacheren Verhältnisse des oberschlesischen Gebietes ein.

Das angeheftete Kärtchen (Taf. XI) bietet eine Übersicht über den Verlauf, das Einfallen und den Verwurf der im Gebiet des oberschlesischen Beckens zwischen Antonienhütte—Bismarckhütte und Bobrek—Beuthen aufgeschlossenen Sprünge.

Das Bild zeigt, wie ungeordnet die Sprünge diesen Teil des Beckens durchsetzen. Auch ihre Dichtigkeit und ihr im Vergleich zu westfälischen Verhältnissen nicht sehr bedeutender Verwurf ist großen Schwankungen unterworfen.

Dieser Regellosigkeit im oberflächlichen Verlauf der Sprünge steht jedoch eine außerordentlich gleichmäßige Wirkungsweise gegenüber.

Betrachten wir das umstehende Profil, das durch den Nordflügel des Königshütter Flözberges gelegt ist (Fig. 3).

Wir erkennen, daß die Flözlagerung im allgemeinen ruhig ist. Das geringe Einfallen der Schichten ist zum Teil auf die Einwirkung der Sprünge, zum anderen Teil auf eine für dieses Gebiet des oberschlesischen Beckens noch unbekannte Ursache zurückzuführen, da wir uns nicht verhehlen dürfen, daß die „Faltung“, welche das oberschlesische Becken aufweist, keineswegs als Faltung im allgemeingültigen Sinne anzusehen ist. Von einem gerichteten Horizontaldruck, der zur Ausbildung langgestreckter Mulden und Sättel führt, wie sie uns das westfälische Gebirge zeigt, kann in Oberschlesien, wenn wir einstweilen von dem westlichen Teil des Beckens absehen, jedenfalls nicht die Rede sein.

Die außerordentliche Einwirkung der Sprünge ist augenfällig. Andere Störungen, etwa Überschiebungen und Horizontalverschiebungen, sind im Profil nicht vorhanden. Überhaupt fehlen im oberschlesischen Becken bis auf wenige Fälle diese auf eine aktive Druckwirkung zurückzuführenden tektonischen Erscheinungen.

Welche Lage haben nun diese Sprünge?

Ausnahmslos besitzen sie ein mehr oder weniger steiles Einfallen, das unter Berücksichtigung des Umstandes, daß von dem Profil die Sprünge nicht immer genau senkrecht zu ihrem

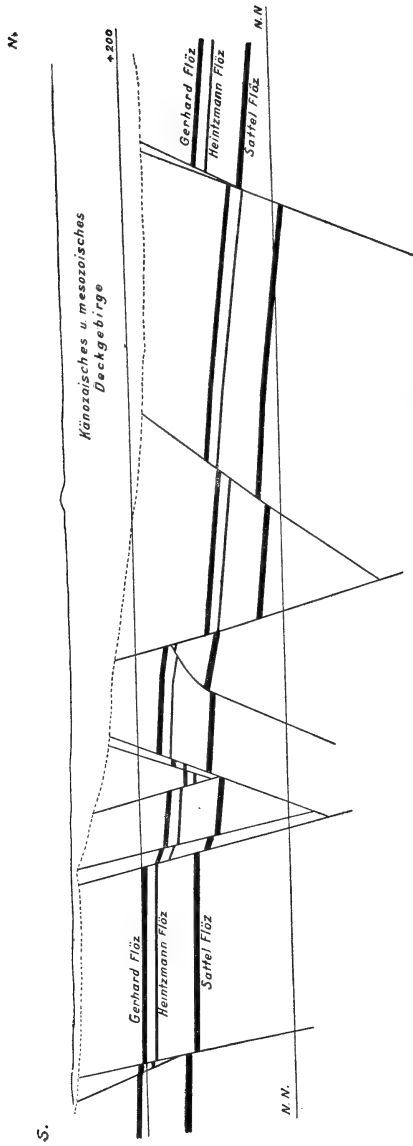


Fig. 3.

Profil von Süden nach Norden durch den Nordflügel des Königshütter Flözberges.
 Maßstab 1 : 10000.

Streichen geschnitten werden, im Mittel etwas steiler anzunehmen ist. Die Seigerstellung muß jedoch als Ausnahme betrachtet werden. Im allgemeinen bewegt sich das Einfallen der Sprünge zwischen einer Neigung von 60° und 80° gegen die Horizontale, so daß das mittlere Einfallen etwa 70° beträgt.

Ein nennenswerter Unterschied im Einfallen der Sprünge besteht zwischen den oberschlesischen und westfälischen Verhältnissen nicht. Auch für Westfalen ergibt sich eine mittlere Neigung der Sprünge gegen die Horizontale von 66° — 70° .

Eine dem Nichtbergmann sehr auffallende Erscheinung bedeutet die Tatsache, daß alle in den Profilen gezeichneten Sprünge, wie auch alle Sprünge, die auf dem beigegebenen Übersichtskärtchen eingetragen sind, ohne Ausnahme „echt“ im bergmännischen Sinne sind. Bei allen untersuchten Sprüngen dieses Teils des oberschlesischen Beckens ist die Scholle abgesunken, die im Hangenden des Sprunges liegt. Dieses Verhalten bildet so sehr die Regel, daß ich nur in den allerseltensten örtlichen Fällen — sagen wir etwa bei einem Falle unter hundert — eine Ausnahme zulassen möchte.

Daher hat auch von jeher der Bergmann diese Eigenart der Sprünge als Unterscheidungsmerkmal gegen die Überschiebungsflächen benutzt, bei denen im Gegensatz hierzu stets die Scholle im Hangenden der Störung als gehoben erscheint.

Wir sehen aber auch zurückblickend, wie unfaßbar sich für einen Bergmann die Anschauungen darstellen, die WALTHER in seiner „Vorschule der Geologie“ vertritt.

Über die einschlägigen Verhältnisse in Westfalen habe ich mich bereits an anderer Stelle¹⁾ ausgesprochen, so daß hier nur hervorzuheben ist, daß auch dort dasselbe Verhalten der Sprünge zu beobachten ist.

Fassen wir das bisherige Ergebnis zusammen, so können wir sagen:

Die Sprünge besitzen in der Regel ein mehr oder weniger steiles Einfallen gegen die Horizontale, das im Mittel 70° beträgt. Die Seigerstellung ist als Ausnahme zu betrachten. Bei allen Sprüngen ist eine Bewegung der durch sie getrennten Schollen in der Weise eingetreten, daß die zum Sprünge hangende Scholle eine tiefere Lage gegenüber der im Liegenden des Sprunges befindlichen Scholle angenommen hat.

¹⁾ QUIRING: Die Entstehung der Sprünge im rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge. Glückauf 1913, S. 477 ff.

Die Bewegung der Schollen.

Aus diesen beiden Beobachtungen ergibt sich eine wichtige Folgerung:

Die vertikale Verstellung der Schollen gegeneinander wird von einer horizontalen (divergierenden) Bewegung der Schollen begleitet. Betrachten wir eine schematische Zeichnung:

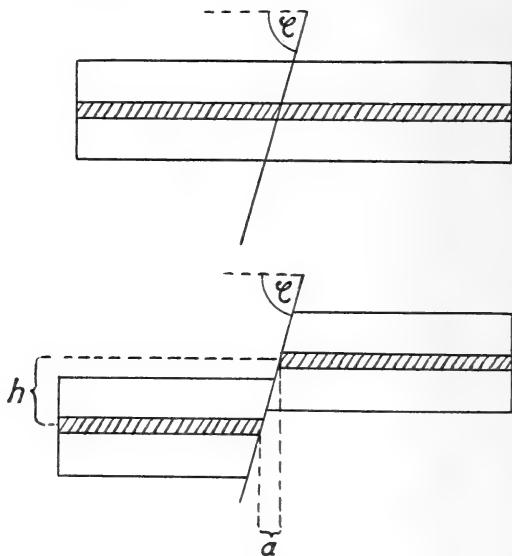


Fig. 4.

Schollenverschiebung bei Auslösung eines Sprunges. I.

Durch die Auslösung des Sprunges ist nicht nur ein lot-rechter Verwurf von der Höhe h eingetreten, sondern auch eine horizontale Verschiebung von der Länge a , und zwar in der Weise, daß das Schichtenpaket eine Verlängerung in horizontaler Richtung um a , senkrecht zum Sprunge, erhalten hat.

Bei einer zahlenmäßigen Darstellung der Verlängerung bzw. der Horizontalbewegung würde für normale Verhältnisse, d. h. bei horizontaler Flözlagerung

$$a = h \cdot \text{ctg } \varphi$$

sein, worin φ den Böschungswinkel des Sprunges (Neigungs- oder Einfallswinkel gegen den Horizont) bedeutet. Unter der Voraussetzung, daß ein Sprung einen bereits aus einer horizontalen Lagerung gebrachten Schichtenkomplex durchsetzt, würde sich

die gleiche Berechnungsformel ergeben, wie nachstehende Skizze zeigt, in der jedoch h nicht streng den seigeren Verwurf im bergmännischen Sinne darstellt:

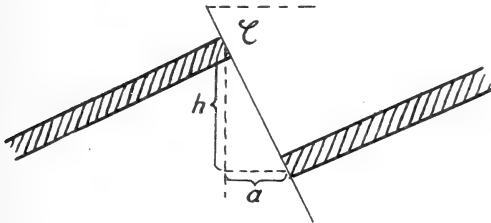


Fig. 5.

Schollenverschiebung bei Auslösung eines Sprunges. II.

Wird angenommen, daß die Vertikalbewegung sich auf die hangende Scholle beschränkt, so legt diese also neben dem vertikalen Weg auch einen horizontalen zurück.

Diese horizontale Bewegung ist für alle durch Sprünge getrennten Schollen bezeichnend und hat, da durch das Auftreten entgegengesetzt einfallender Sprünge im Profil nicht etwa eine Paralysisierung eintritt, zur notwendigen Folge, daß Schichtenkomplexe, die überhaupt von Sprüngen durchsetzt werden, nach der vertikalen Schollenverschiebung einen größeren Flächenraum, bezw. im Profil eine größere lineare Ausdehnung einnehmen, als sie vor Einwirkung der Sprünge besessen haben.

Wir erhalten somit das eigenartige Resultat, daß, während durch einen Faltungsprozeß ein gegebenes Rindenstück eine Zusammenpressung erfährt und auf einen kleineren Flächenraum zusammengedrängt wird, bei der Entstehung eines Schollengebirges genau die entgegengesetzte Erscheinung zu beobachten ist, daß nämlich ein gegebener Rindenteil sich über eine größere Fläche ausbreitet.

Hierzu mögen, vornehmlich um das Maß der Ausdehnung durch die Schollenverschiebung aufzuzeigen, einige tatsächliche Beispiele angeführt werden.

Legen wir das Profil (Fig. 3) zugrunde und denken uns die einzelnen Schollen in der Weise aneinandergelegt, daß die Flöze unzerbrochen erscheinen, so erkennen wir, daß die Auslösung der Sprünge eine Verlängerung des gesamten Schichtenkomplexes um etwa 55 m zur Folge gehabt hat. Diese Verlängerung bedeutet bei einer Profillänge von 1400 m nicht weniger als 4,1 Proz. der ursprünglichen Erstreckung. Auch wenn wir berücksichtigen, daß diese Ausbreitung des

Feldes durch die Verkürzung des Profils infolge der geneigten Lage der Schichten z. T. wieder ausgeglichen wird — diese Verkürzung beträgt noch nicht 1 Proz. — bleibt doch bestehen, daß das Feld der Gräfin-Laura-Grube, durch welches das Profil gelegt ist, in der Nordsüdrichtung eine bedeutende Verlängerung nach der Ablagerung der Sedimente erfahren hat.

Durch Zusammenstellung verschiedener Profile — meist im Maßstabe 1 : 1000 —, die mir vorgelegen haben, habe ich versucht, sowohl für einzelne Bergwerksfelder, als auch insgesamt für den Teil des oberschlesischen Beckens, der auf Tafel XI dargestellt ist, diese Ausdehnung durch die vertikale Schollenverschiebung zu ermitteln¹⁾.

So beträgt für das Feld des Steinkohlenbergwerks „Kons. Florentine“ bei Beuthen die Verlängerung in Ost-Westrichtung ($2\frac{1}{2}$ km) etwa 1,9 Proz., in Nord-Südrichtung (2 km) etwa 2,0 Proz. der Erstreckung vor Einwirkung der Sprünge. Für das Feld der „Kons. Schlesiengrube“ bei Lipine in Ost-Westrichtung ($2\frac{1}{2}$ km) 2,6 Proz., in Nord-Südrichtung (1 km) 2,5 Proz. Dagegen erreicht die ostwestliche Verlängerung auf dem Steinkohlenbergwerk „Vereinigte Mathilde“ bei Lipine (2,6 km) 6,25 Proz. und die nordsüdliche (2,3 km) 3,1 Proz.

Das Maß der Verlängerung in einer Richtung infolge der Wirkung der Sprünge schwankt somit außerordentlich. Werden nur Profile von mindestens 2 km Länge berücksichtigt, so bewegen sich die linearen Ausdehnungskoeffizienten für den auf Tafel XI dargestellten Teil des oberschlesischen Beckens in ostwestlicher Richtung zwischen 1,20 und 6,25 Proz., in nordsüdlicher zwischen 0,68 und 3,16 Proz. Diese Schwankungen sind jedoch ganz natürlich, da die Sprünge keineswegs gleichmäßig verteilt sind, sondern an einzelnen Stellen in ganz außerordentlicher Häufigkeit auftreten, wogegen andere Teile, wie insbesondere die inneren Teile der Binnenmulde, auf weite Erstreckung von Sprüngen ganz verschont sind oder nur solche geringen Verwurfs aufweisen.

Um dem Wert der mittleren Ausdehnung etwas näher zu kommen, habe ich durch den in Tafel XI wiedergegebenen Teil des oberschlesischen Beckens ein ostwestliches und ein nordsüdliches Profil zusammengestellt. Profil A-B (etwa von Ruda bis Bittkow bei Laurahütte) zeigt auf eine Entfernung von 11 km einen linearen Ausdehnungskoeffizienten von mindestens 2,68 Proz., Profil C-D (zwischen Beuthen und

¹⁾ Die nachstehenden Angaben bedeuten Mindestzahlen, da naturgemäß nur die größeren Sprünge berücksichtigt werden konnten. Bei genauer Einzeluntersuchung dürften sich die „Ausdehnungskoeffizienten“ noch wesentlich erhöhen.

Friedrichsdorf bei Antonienhütte) auf eine Entfernung von 7,5 km eine lineare Verlängerung von mindestens 2,01 Proz. der vor Einwirkung der Sprünge vorhanden gewesenen Erstreckung.

Es scheint also, als ob für diesen Teil des oberschlesischen Beckens die ostwestliche Verlängerung bedeutender ist als die nordsüdliche, doch darf diesem Befunde keine zu große Bedeutung beigemessen werden, da, wie wir weiter unten noch sehen werden, und wie Stichproben ergeben haben, in anderen Teilen des Gebietes genau die entgegengesetzte Beobachtung zu machen ist.

Als festgestellt kann jedoch angesehen werden, daß von einer horizontalen Verlängerung des oberschlesischen Beckens nur in einer Richtung infolge der Schollenverschiebung nicht gesprochen werden kann. Es stehen vielmehr, entsprechend dem oberflächlichen Verlauf der Sprünge, und wenn von einzelnen Teilgebieten abgesehen wird, sich Sprünge verschiedenster Richtung gegenüber. Die Verbreiterung des Beckens ist demnach in der Hauptsache gleichmäßig nach allen Richtungen hin erfolgt.

Diese Vergrößerung des oberschlesischen Schollengebietes, die in ostwestlicher Richtung z. B. etwa 3 Proz. der Erstreckung vor Einwirkung der Sprünge betragen mag, ist bedeutend geringer als die, welche ich an anderer Stelle für das rheinisch-westfälische Schollengebiet in ONO-WSW-Richtung ermittelt habe, und die dort im Zusammenhang mit der viel größeren Verwurfshöhe einen mittleren Wert von 6,4 Proz. erreicht; wir müssen jedoch berücksichtigen, daß die horizontale Verbreiterung des Schollengebietes in Westfalen im Gegensatz zu dem in Oberschlesien nur in dieser einen Richtung erfolgt ist.

Die Ursache der Schollenbildung und -verschiebung.

Diese horizontale flächenmäßige bzw. lineare Vergrößerung eines gegebenen Teiles der Erdrinde kann nur auf eine Ursache zurückgeführt werden: tangentielle Druckentlastung oder Zerrung in mehr oder weniger ausgedehnten Gebieten.

Da eine Druckentlastung allein zur Erklärung der auftretenden Erscheinungen der Schollengebiete nicht ausreicht, so muß im allgemeinen die Entstehung der Schollengebirge mit Zerrungen in Verbindung gebracht werden, die eine Zugspannung vornehmlich an der Oberfläche der Erde erzeugt, die Trennung der Rinde in Schollen bewirkt und die Möglichkeit der Bewegung der Schollen und einzelner ihrer Teile in

horizontalen bzw. vertikalen Richtung gegeben haben. Entsprechend der Erscheinung der flächenmäßigen Ausbreitung bzw. der horizontalen Verlängerung eines Schichtenkomplexes nur in einer Richtung, haben wir demnach ungerichtete und gerichtete Zerrung zu unterscheiden.

Betrachten wir den Durchschnitt durch einen echten, von Sprüngen begrenzten tektonischen Graben (die Zeichnung ist dem Profil eines oberschlesischen Steinkohlenbergwerks entnommen):

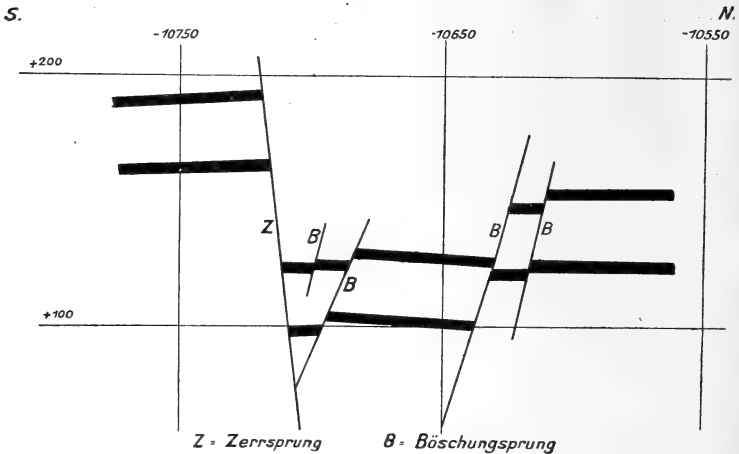


Fig. 6.

Profil durch einen tektonischen Graben. I.

Wir sehen, daß es sich um einen einseitigen Graben handelt, bei dem der südliche Randbruch, der etwa 70 m seigeren Verwurf besitzt, nicht nur die ganze nördliche Scholle, sondern auch ihre Teilstücke hat an sich absinken lassen. Wird die nördliche Scholle in ihrer Lage belassen und werden die den Graben ausfüllenden Gebirgskeile in Zusammenhang mit ihr gebracht, so erhalten wir nachstehendes Bild (Fig. 7).

Es ergibt sich, daß an Stelle des Grabens eine klaffende Spalte bestanden hat, die durch von der hangenden Scholle absinkende Gebirgskeile ausgefüllt worden ist.

Bei einem tektonischen Graben, der von Sprüngen begrenzt ist, haben wir somit stets, wenigstens im Bilde, die Entstehung einer oder mehrerer „Zerrspalten“ vorauszusetzen, obwohl es selbstverständlich zur Ausbildung derartiger „klaffender“

Spalten wohl nur in den seltensten Fällen¹⁾ gekommen ist, da naturgemäß sofort ihre Ausfüllung und Umbildung zum tektonischen Graben erfolgt sein muß. Lediglich die Lage und der Verlauf der tektonischen Gräben niedrigster Ordnung werden im allgemeinen die ideale Lage der „Zerrspalten“ angeben.

Wir erkennen weiter, daß zwar die südliche Randstörung des im Profil gezeichneten Grabens als „Zerrsprung“, wie ich

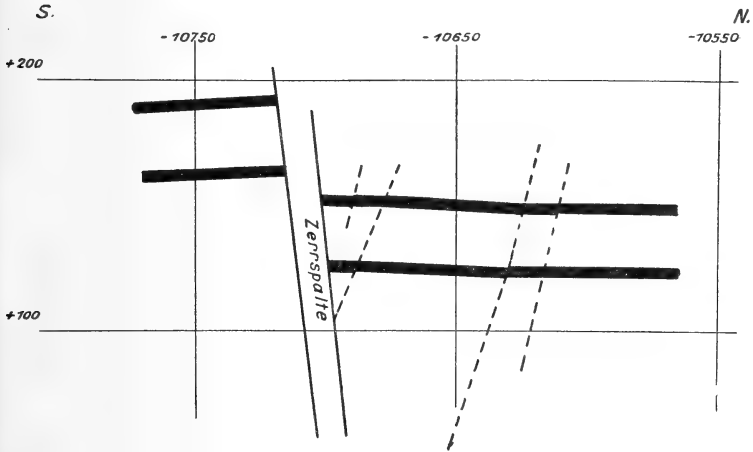


Fig. 7.

Profil durch einen tektonischen Graben. II.

diese Art von Sprüngen, die anscheinend durch den Zerrungsvorgang direkt gebildet worden sind, an anderer Stelle genannt habe, zu betrachten ist, daß jedoch die übrigen Sprünge „sekundäre Grabenrandbrüche“ darstellen, reine „Böschungsrisse“, die lediglich durch das Absinken seitlich nicht mehr unterstützter Teile der Schollen — im vorliegenden Falle

¹⁾ Durch die von mir hier vertretene Anschauung, daß nicht nur ein Teil, sondern alle echten Sprünge durch einen Zerrungsvorgang entstanden sind, findet auch die bisher noch nicht genügend geklärte Erscheinung ihre Deutung, daß nämlich die Sprünge — auch die Böschungssprünge — vielfach erzührend, also durch eine nachträglich hineingelangte Gangmasse gefüllt sind, während dies bei Überschiebungsklüften niemals der Fall ist. Dieser Unterschied beruht eben ohne weiteres auf der verschiedenen Entstehungsart. Druck erzeugt einen Riß (Überschiebung), der sich selbst unmittelbar verschließt, Zug dagegen eine Spalte (Sprung), die entweder durch nachsinkende Nebengesteinsmassen oder fremde Bestandteile geschlossen wird.

allein der hangenden Scholle — entstanden sind. Diese nicht unterstützten Schollenteile stürzen infolge des Gravitationszuges unter Ausbildung von der „Zerrspalte“ zufallenden, meist gestaffelten Randbrüchen in die „Zerrspalte“ hinab, füllen sie aus und erzeugen den Graben¹⁾. Ihrerseits ist aber auch die nördliche Scholle gegen diejenige südlich des Zerrsprunges abgesunken, wie ihre tiefere Lage beweist. Der Zerrsprung hat demnach noch einen Graben höherer Ordnung erzeugt, in dem die nördliche Scholle selbst liegt²⁾.

Zwischen den „Böschungssprüngen“ und den „Zerrsprüngen“ kann, theoretisch betrachtet, zwar ein Unterschied gemacht werden, der praktisch jedoch, da eine Unterscheidung sehr schwierig ist, keine größere Bedeutung besitzt. Wie wir im obigen Falle gesehen haben, ist der „Zerrsprung“ des Profils gleichzeitig auch „Grabenrandbruch“. Seine unmittelbare Entstehung durch die Zerrung ist jedoch, entsprechend der Lage der Zerrspalte, zweifellos als feststehend zu betrachten. Andererseits kann aber auch die Auslösung der reinen Böschungssprünge unmittelbar durch die horizontale Zugspannung und nicht erst durch die Wirkung der Schwerkraft bei bereits geschaffenen Bewegungsraum bewirkt worden sein. So dürften z. B. Böschungssprünge die ein verhältnismäßig flaches Einfallen besitzen, z. T. durch die Zerrung selbst ausgelöst worden sein, da die flache Lage anzeigt, daß die horizontale Zugkomponente die vertikale überwogen hat.

Wir haben demnach lediglich von theoretischen Gesichtspunkten aus zu unterscheiden:

1. Zerrsprünge,

2. Böschungssprünge (Grabenrandbrüche, Staffelsprünge).

Der Neigungswinkel der Böschungssprünge gegen die Horizontale wird bei Annahme idealer Verhältnisse dem Bruchwinkel (Böschungsbruchwinkel) des betreffenden Gesteins entsprechen. Da die weitaus größere Zahl der auftretenden Sprünge solche Böschungssprünge sind, ist es kein Zufall, daß der mittlere Fallwinkel der Sprünge 70° beträgt.

¹⁾ In keinem Falle haben wir nötig, zur Entstehung der Sprünge und der vertikalen Schollenverschiebung mit Süß eine weichende Unterlage unter größeren Rindenteilen als Ursache anzunehmen.

²⁾ Wie Gräben erster, zweiter usw. Ordnung unterschieden werden können, kommen auch Schollen mehrerer Ordnungen in Frage. So würde im vorliegenden Falle die südliche Scholle im Liegendem des Zerrsprunges als Scholle erster Ordnung zu bezeichnen sein, während die nördliche Scholle, von der die Keile abgesunken sind, etwa als Scholle zweiter Ordnung zu umgrenzen wäre. Die einzelnen Keile hätten entsprechend höhere Indices zu erhalten.

Bei Betrachtung der Entstehungsweise der Gräben ergibt sich die wichtige Folgerung, daß die stabileren Teile eines Schollengebirges die Horste darstellen, die Kerne der zwischen den Zersprüngen liegenden Schollen.

Die Lage der Grabenzonen niedrigster Ordnung, ihre Zahl, Breite, Tiefe und Entfernung voneinander ist, abgesehen von den später zu betrachtenden Einflüssen, abhängig von der Intensität der Zerrung, der Zugfestigkeit des beanspruchten Gesteins und der hieraus sich ergebenden Fähigkeit, die Zugspannung fortzupflanzen. Je widerstandsfähiger gegen Zerreißung durch Zug ein Gestein ist, auf umso größere Entfernung wird es auch eine Fortpflanzung der Zerrung gestatten. Die dabei entstehende größere Breite der Schollen wird durch die größere Breite und Tiefe der sich bildenden Gräben aufgewogen.

Die Ursachen des Zerrungsvorganges.

Suchen wir nun nach dem Grunde dieser allgemeinen Zerrung, die als Ursache der Entstehung sämtlicher echten Schollengebirge, d. h. aller Schollengebiete anzusehen ist, bei denen die Schollen durch Sprünge getrennt sind, so begeben wir uns aus dem Gebiete der empirischen Forschung in das Gebiet der spekulativen Betrachtung und verlassen den bisherigen sicheren Boden.

Es ist bekannt, welcher gewaltiger Meinungskampf sich bei der Frage nach der Bildungsursache der Faltengebirge erhoben hat, obwohl gerade für die Deutung des Problems der Faltenbildung die für jeden Geologen noch bis vor einiger Zeit einleuchtendste Erklärung, nämlich die Theorie von der Schrumpfung des Erdkerns und des durch die Verkürzung des Erdumfangs ausgelösten Tangentialdruckes, zur Verfügung stand.

Wieviel schwieriger erscheint es nun, die Zerrung, die wir uns nicht auf einzelne Zonen wie die Faltung beschränkt denken dürfen, sondern die wohl in allen Teilen der Erde mehr oder weniger energisch eine Schollenbildung und -verschiebung hervorgerufen hat, zu deuten. Vereint sich doch der Gedanke der Schrumpfung des Erdkerns, die sich im Faltungsvorgang ausprägen soll, schlechterdings nicht mit der Annahme, daß in größeren Teilen der Erdrinde, ja fast in allen, auch tangentiale Zerrspannungen auftreten sollen.

Wie die empirische Beobachtung jedoch zeigt, müssen wir mit beiden Spannungsarten, mit tangentialen, Druck- und Zugspannungen in der Erdrinde, rechnen, Spannungen, von denen die erste eine Zusammendrängung eines gegebenen

Rindenteils — unter Faltenbildung und Überschiebung - auf einen kleineren Flächenraum, die zweite dagegen — unter Schollenbildung und Auslösung von Sprüngen — eine Ausbreitung eines gegebenen Rindenteils auf eine größere Fläche bewirkt.

Es kann nun im folgenden nicht unsere Aufgabe sein, alle Möglichkeiten ins Auge zu fassen, die überhaupt eine horizontale Zerrung hervorrufen und damit zur Auslösung von Sprüngen führen können. Eine zahllose Menge solcher Möglichkeiten sind sicherlich in der Erdkruste vorhanden, von der Entstehung von Trockenrissen an bis zu den Einwirkungen weitender Lakkolithe. Diesen örtlichen Ursachen für die Schollenbildung und -verschiebung, die nur in örtlicher Betrachtung zu erfassen sind, dürfte, wie sich aus der Unzulänglichkeit der nachfolgend aufgestellten allgemeinen Theorie ergeben wird, in vielen Fällen eine ebenso große Bedeutung zukommen wie dem allgemeinen Entstehungsprinzip¹⁾.

Unsere Erdrinde bewegt sich in säkularen kontinentalen Schwankungen. Es ist nun sehr naheliegend, eine säkulare Hebungsphase als Ursache der Zerrung zu betrachten. Daß tatsächlich kontinentale Hebungen mit Zeiten bedeutender Schollenbildung und -verschiebung zusammenfallen, ist überdies bereits verschiedentlich mit Sicherheit nachgewiesen worden.

Bei einer kontinentalen Hebung ist der betreffende Rindenteil gezwungen, einen größeren Raum einzunehmen. Die hierdurch gleichmäßig verteilten tangentialen Zerrspannungen zerlegen zunächst den beanspruchten Rindenteil, entsprechend seiner Gesteinsfestigkeit, in Schollen, die durch Spalten begrenzt sind. Neben dem Aufbrechen der Zerrspalten geht die Auslösung der zu den Spalten hin fallenden Böschungssprünge her, und es erfolgt die Umbildung des Rindenteils zum Graben- und Horstgebirge. Als Hebung im ganzen und Senkung im einzelnen wäre demnach, kurz gefaßt, die Entstehungsursache der Sprünge und der Schollengebirge zu umgrenzen.

So einleuchtend diese Erklärung an sich auch ist, so reicht sie doch zur Deutung der Zerrungen im oberschlesischen wie im westfälischen Schollengebiete nur zum kleinsten Teile

¹⁾ Auch für das oberschlesische Becken ergeben sich eine solche Fülle von Besonderheiten, wie Beziehungen der Lagerungsverhältnisse, insbesondere der Anlage der Flözberge und Mulden, zum Verlaufe der Sprünge und zur Stärke der Schollenbewegung, daß wir zur Erklärung der dortigen Zerrung keineswegs der Annahme örtlicher Zerrungsursachen entraten können.

aus. Legen wir selbst eine allgemeine Hebung der Gebiete von 10 km — auch wenn wir berücksichtigen, daß in Oberschlesien sicherlich Hebungen von über 5 km in Betracht kommen, kann diese Zahl als sehr hoch angenommen werden — zugrunde, so erhalten wir erst eine lineare Ausdehnung von 0,157 Proz. der ursprünglichen Erstreckung, die somit keineswegs an das Maß heranreicht, das wir für beide Gebiete ermittelt haben.

Etwas näher kommen wir der Wirklichkeit, wenn wir neben der gleichmäßigen Hebung eines Rindenteils eine zonare Aufwölbung voraussetzen, bei der ein räumlich beschränktes Rindenstück sich in der Mitte höher erhebt als am Rande. Bei einer derartigen Aufwölbung, die auch unter einseitigem Tangentialdruck vor sich gehen kann, treten an der Oberfläche des sich wölbenden Teiles Zugspannungen auf, die eine hauptsächlich oberflächliche Zerlegung hervorrufen.

Wollen wir diese Ausdehnung der Oberfläche bei einer Aufwölbung rechnerisch umgrenzen, so ist von der Beziehung auszugehen, daß die Intensität der Zerrung bei einem bestimmten Gebiet mit der Wölbungshöhe wächst, und zwar im umgekehrten Verhältnis zu der Länge des Wölbungsradius. Die Aufwölbung einer Zone von 500 km Breite bis zu 5 km Höhe würde zwar nur 0,078 Proz. oberflächliche lineare Ausdehnung erzeugen, doch steigt diese Ausdehnung bei 200 km Breite auf 0,217 Proz., bei 100 km Breite auf 0,715 Proz. der ursprünglichen Erstreckung.

Auch wenn wir beide Ausdehnungsursachen, die kontinentale gleichmäßige Hebung und die zonare Aufwölbung, summieren, würde somit das ermittelte Maß der Zerrung nicht erreicht werden.

Große Schwierigkeiten bieten insonderheit die Gebiete, deren Schollenverschiebung an sich ohne weiteres durch eine Hebung oder Aufwölbung zu deuten wäre, die jedoch eine derartig intensive Zerrung erlitten haben, daß jeder Versuch einer Anwendung der Theorie der Hebung bzw. Aufwölbung auf diese Gebiete zur Voraussetzung von Hebungen führen müßte, die weitaus das Maß überschreiten würden, das uns die wirklichen Verhältnisse setzen.

Wollen wir trotzdem selbst die Schollenverschiebung der Gebiete der stärksten Zerrung, d. h. der Gebiete der großen Gräben, wie in Deutschland z. B. der Rheinalgräben und ihrer Randschollen, durch Hebung und Aufwölbung erklären, so bleibt nur eine Möglichkeit: die gleichmäßige Zerrung bei Hebung und Aufwölbung hat die Fähigkeit, sich zu potenzieren

durch Fortpflanzung über größere Gebiete geringerer Schollenverschiebung hinweg. Die großen Grabenzonen würden demnach die widerstandslosesten und infolgedessen am stärksten beeinflussten Stellen des beanspruchten Rindentails darstellen.

Wir gelangen damit zu der Annahme einer divergierenden Wanderbewegung größerer Schollen, d. h. einer sphärischen Ortsveränderung ausgedehnter Tafeln, Rumpfe und Horstgebiete, zwischen denen starke Zerrspannungen entstehen und bedeutende Grabenzonen¹⁾ sich ausbilden.

Hiergegen spricht jedoch nichts mehr als die Tatsache, daß auch dem festesten Gestein eine sehr geringe Zugfestigkeit innewohnt, die, wie bereits erwähnt, eine Fortpflanzung von Zugspannungen über große Entfernungen, sagen wir auf mehr als 20 km, überhaupt nicht gestattet und darum eine Potenzierung der Zerrung an einzelnen schwächeren Stellen gar nicht eintreten kann. Trotz dieser mechanisch-physikalischen Einwände möchte ich die Möglichkeit einer derartigen Zugdifferenzierung nicht von der Hand weisen.

Bei allen Zerrungen werden naturgemäß diejenigen Gebiete am meisten beeinflusst, die bereits vorher in Schollen, sei es durch einen vorhergegangenen Zerrungs- oder einen anderen endogenen Vorgang, zerlegt waren. Es werden dann meist die vorhandenen Gräben vertieft und neue Böschungssprünge (Staffelsprünge) zur Auslösung kommen. Naturgemäß kann eine nachfolgende Druckspannung die Schollenbewegung umkehren, so daß die eigenartige Erscheinung eintritt, daß abwechselnd bald die eine, bald die andere Scholle abzusinken scheint.

Auf diese besonderen Fragen, deren sich noch eine ganze Reihe ergibt, einzugehen, würde zu weit führen. Ihre Lösung kann ebenso wie die Lösung der Frage nach den mehr örtlichen Ursachen der Zerrung nur im einzelnen und in örtlicher Betrachtung gefunden werden.

Die Beziehungen zwischen Faltung und Zerrung.

Auf eine Frage mag im Anschluß hieran noch ein Streiflicht geworfen werden, die Frage, welche Beziehungen zwischen der horizontalen Zerrung und dem entgegengesetzten Vorgang

¹⁾ Bei den großen Gräben, wie z. B. den Rheintalgräben, handelt es sich keineswegs um Einzelgräben, d. h. um die Ausfüllungen einer einzigen ungeheuren Zerrspalte, sondern sie stellen selbst Schollengebiete dar mit einzelnen Horsten und Gräben niederer Ordnung. Es dürfte sich daher empfehlen, sie etwa als Bruch- oder Grabenzonen zu bezeichnen.

der Faltung bestehen. Diese Beziehungen festzustellen, wird dadurch erleichtert, daß, wie bereits erwähnt, zwischen beiden betrachteten Schollengebieten ein Unterschied insofern besteht, als das westfälische Becken durch einen sehr intensiven Faltungsvorgang beeinflusst worden ist, während das ober schlesische Gebiet eine nur schwache Faltung (?), auch wohl einige Überschiebungen aufweist, in der Hauptsache jedoch ruhiger gelagert ist.

Wie sich aus den theoretischen Erörterungen ergibt, ist es an sich selbstverständlich, daß bei einer sich gleichmäßig verteilenden Zerrung, wie wir sie in Anwendung der Theorie der Entstehung durch die Hebung und Aufwölbung erwarten dürfen, das beanspruchte Rindenstück in durch unregelmäßig verlaufende Sprünge begrenzte Schollen zerlegt wird, die in ihrer Größe lediglich bestimmt sind durch die Festigkeit des beanspruchten Materials.

Diese theoretischen Betrachtungen werden voll bestätigt, wenn unter diesem Gesichtspunkte der Teil des ober schlesischen Beckens betrachtet wird, der auf der Übersichtskarte dargestellt ist und der in seinen flachen Lagerungsverhältnissen anzeigt, daß außer der Zerrung andere Kräfte in nennenswerter Stärke das Gebiet nicht beeinflusst haben. Die Zerrung hat mehr oder weniger gleichmäßig eine Ausbreitung des Gebiets nach allen Seiten hin, wie nachgewiesen worden ist, bewirkt.

Ein kaum damit zu vergleichendes Bild bietet das westfälische Steinkohlengebirge. Wie bereits KÖHLER¹⁾ hervorgehoben hat, bildet dort das „mehr oder weniger rechtwinklige Durchsetzen der Flöze durch die Sprünge so sehr die Regel, daß man Sprünge auch wohl querschlägige Störungen nennt“. Im Streichen der Schichten verlaufen in Westfalen gar keine oder doch nur sehr wenige Sprünge.

Demnach liegt in Westfalen mitnichten ein regelloser Verlauf der Sprünge vor, sondern ein außerordentlich strenges Einhalten einer bestimmten Richtung, die mit der varistischen Druckrichtung zusammenfällt.

Es ist nun kein großer Schritt, diese außerordentlich gleichmäßige Richtung der westfälischen Sprünge mit der varistischen Faltung oder ihren Nachwirkungen in Zusammenhang zu bringen.

Die Beobachtung, daß in gefalteten Gebirgen, die nachträglich von Zerrungen betroffen worden sind, die Zerrung eine bestimmte Richtung angenommen hat, die im Streichen

¹⁾ a. a. O. S. 204.

der Faltung verläuft, machen wir nämlich nicht nur im westfälischen Steinkohlengebirge. Auch in anderen Rümpfen, die von Sprüngen durchzogen sind, treffen wir diese Beziehungen an.

Es kommen zu ihrer Deutung zwei Wege in Frage, die beide, einzeln begangen, zum Ziele führen.

Wir können uns vorstellen, daß bei den gefalteten Rümpfen, insonderheit also beim westfälischen Steinkohlengebirge, bei der an sich gleichmäßigen Aufwölbung eine Druckentlastung in der varistischen Druckrichtung nicht eingetreten ist, so daß die Zerrung nur zur Auslösung von Sprüngen geführt hat, die senkrecht zum Streichen des Gebirges verlaufen. Die Zerrung, die im westfälischen Gebirge sicherlich mehrmals in verschiedenen Perioden aufgetreten ist, hat dadurch scheinbar WSW—ONO-Richtung angenommen.

Eine eigenartige Übereinstimmung mit den Verhältnissen Westfalens zeigt ein Teil des oberschlesischen Beckens, der wegen seiner von der dortigen allgemeinen Regel abweichenden Erscheinungen bisher unberücksichtigt geblieben ist. Diese Übereinstimmung dürfte von entscheidender Bedeutung für die Frage nach dem Zusammenhang zwischen Faltung und Zerrung sein.

Die Steinkohlengruben, die bei Rybnik in der Nähe der großen Orlauer Störung, sowohl westlich wie östlich der Störung, Schichten der Randgruppe bzw. der Muldengruppe abbauen, zeigen in ihren Grubenbildern einen für oberschlesische Verhältnisse merkwürdigen Verlauf der Sprünge. Alle Sprünge, die überdies durchschnittlich einen fast doppelt so hohen Verwurf aufweisen, als er in Oberschlesien im allgemeinen trägt, verlaufen mehr oder weniger gleichgerichtet, und zwar senkrecht zur Orlauer Störung, also in Ost—West-Richtung. Ausnahmen sind außerordentlich selten¹⁾.

Wenn man zunächst einmal Voraussetzung und Behauptung umkehrt, ist man versucht, unter Zugrundelegung des für Westfalen festgestellten Zusammenhangs zu sagen: Dieser gleichmäßige Verlauf der Sprünge deutet darauf hin, daß hier wie in Westfalen eine latente Druckspannung vorhanden gewesen sein muß, die hier, in west-östlicher Richtung wirkend, nur die Auslösung westöstlicher Sprünge, selbst bei an sich gleichmäßiger Zerrung, gestattete.

¹⁾ Das Maß der Zerrung ist in einigen Profilen ganz außerordentlich bedeutend. So hat sich für das Feld des Steinkohlenbergwerks Wien in nordsüdlicher Richtung ein Zerrungskoeffizient von über 12 Proz., für das Steinkohlenbergwerk Reden von 7,6 Proz. ergeben. Wir erkennen auch hier die Anklänge an westfälische Verhältnisse.

Tatsächlich hat in diesem Teile Oberschlesiens ein solcher Druck in westöstlicher Richtung auch gewirkt. Sein Vorhandensein ist unschwierig aus einer anderen von ihm hervorgerufenen tektonischen Erscheinung herzuleiten.

Die von Süden nach Norden verlaufende Orlauer Störung ist bei Rybnik zweifellos als Überschiebung aufzufassen. Wenn sie auch weiter südlich, insbesondere südlich der österreichischen Grenze, als sogenannte „Stufenfalte“ auftreten mag, so zeigt doch die auch im Süden vorhandene Überkipfung der Schichten nach Osten sowie der westöstliche Zusammenschub, daß ein bedeutender Druck in westöstlicher Richtung gewirkt haben muß. Hierbei ist es völlig gleichgültig, ob die zur Orlauer Störung östlich liegende Scholle im Sinken den Druck ausgeübt hat oder die westliche Scholle bei ihrer horizontalen Heranbewegung. Ein Druck hat in jedem Falle geherrscht, und es ist infolgedessen, nachdem auf der Donnersmarckgrube die Orlauer Störung als wirkliche Störungszone und nicht als Flexur angefahren worden ist, als völlig zweifelsfrei anzusehen, daß es sich bei dieser durch Druck entstandenen und senkrecht zur Druckrichtung verlaufenden Störung nur um eine Überschiebung bzw. eine aus mehreren Überschiebungen bestehende Zone handeln kann.

Ist somit die ostwestliche Druckspannung für diesen Teil des oberschlesischen Beckens nachgewiesen, so werden wir keine Bedenken tragen, auch die Gleichrichtung der Sprünge, also die gerichtete Zerrung, die so eigenartig an die Verhältnisse Westfalens gemahnt, in diesem Teil Oberschlesiens auf einen bei Auslösung der Sprünge noch vorhandenen latenten Druck zurückzuführen. —

Wir beschreiten den zweiten Weg, der uns zur Deutung der gerichteten Zerrung führen soll.

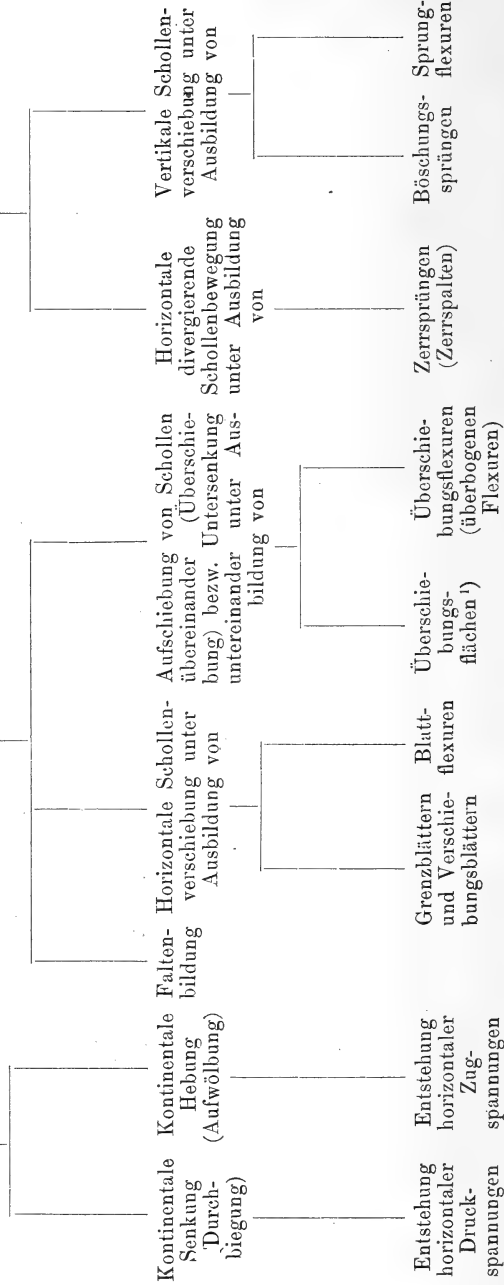
Es wurde schon erwähnt, daß auch durch eine vor Eintreten einer Zerrungsphase vorhandene Zerlegung eines Gebiets in Schollen die nachfolgende Schollenverschiebung beeinflußt wird.

Auch durch einen Faltungsvorgang kann ein durch Horizontaldruck beanspruchtes Rindenstück in Schollen zerlegt werden, nämlich bei Ausbildung von Blättern¹⁾. Die Blätter durchsetzen das gefaltete Gebiet in der Druckrichtung. Es ist nun ganz natürlich, daß bei einem späteren Zerrungsvorgang diese Störungen zu Sprüngen, insonderheit Zerrsprüngen werden und dadurch den Verlauf der Gräben bestimmen. Ein derartiger

¹⁾ Vgl. QUIRING: Zur Theorie der Horizontalverschiebungen. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1913, S. 70 ff.

Terminologischer Stammbaum der tektonischen Krustenbewegungen und Störungen.

1. Kontinentale Vertikalbewegung
 2. Bewegungen in vornehmlich durch horizontale Druckspannungen beanspruchten Rindenteilen
 3. Bewegungen in vornehmlich durch horizontale Zugspannungen beanspruchten Rindenteilen



¹) „Listrische Flächen“ bzw. „Schaufelflächen“ sind nachträgliche lokale Auslösungen von noch vorhandenen Spannungen. Sie wären im Rahmen des obigen Stammbaumes als „posthume Überschiebungen“ bzw. „posthume Sprünge“ zu bezeichnen.

Einfluß der Blätter ist nun im Gebiete des westfälischen Steinkohlengebirges zweifellos nachzuweisen, da fast sämtliche Blätter der varistischen Faltung Westfalens später zu Sprüngen geworden sind.

Man könnte danach versucht sein, die Gleichrichtung der Sprünge in gefalteten und durch Horizontaldruck beanspruchten Gebieten auf diesen Einfluß der Blätter in vielen Fällen allein zurückzuführen.

Wenn wir daraufhin nochmals kurz den Teil des ober-schlesischen Beckens in der Nähe der Orlauer Störung betrachten, so ist hier die Möglichkeit, daß einzelne Gräben durch Blätter bestimmt sein können, nicht ohne weiteres abzulehnen. Es würde sich bei der Orlauer Störung vornehmlich um Blätter handeln, die ich an anderer Stelle als „Überschiebungsblätter“ bezeichnet habe.

Ergebnisse:

1. Alle Schollengebirge, die durch vertikale Verschiebung von Einzelschollen auf Sprüngen entstanden sind, nehmen nach der Schollenverschiebung einen größeren Flächenraum ein als vorher.

2. Die Schollenbildung und -verschiebung — die Entstehung der Schollengebirge — ist auf horizontale Zugspannungen (Zerrung) zurückzuführen, durch welche der zerlegte Rindenteil beansprucht worden ist.

3. Die Größe der entstehenden Schollen ist abhängig von der Intensität der Zerrung und der Zugfestigkeit des beanspruchten Gesteins.

4. Durch die Zerrung werden erzeugt bzw. ausgelöst:

- a) Zerrsprünge (Zerrspalten) als ursprünglichste Begrenzungsflächen der Schollen;
- b) Böschungssprünge (Randbrüche, Staffelsprünge) bei Umbildung der „Zerrspalten“ zu Gräben unter Einwirkung der Schwerkraft. Sie laufen den Zerrsprüngen im allgemeinen parallel und fallen zu diesen hin ein.

5. Das Einfallen der Böschungssprünge und damit der größten Zahl der Sprünge entspricht etwa dem Böschungsbruchwinkel des betreffenden Gesteins.

6. Die stabilen Teile der Schollengebirge werden durch die Horste gebildet.

7. Die Zerrung ist entweder ungerichtet oder gerichtet, je nachdem die entstehenden Sprünge regellos verlaufen oder gleiche Richtung besitzen bzw. ein System bilden.

8. Die ungerichtete Zerrung ist zum Teil auf allgemeine kontinentale Hebung bzw. zonare kontinentale Aufwölbung zurückzuführen. Das Maß der Zerrung ist im 2. Falle der Länge des Wölbungsradius umgekehrt proportional.

9. Die gerichtete Zerrung entsteht im allgemeinen

- a) aus ungerichteter Zerrung beim Vorhandensein latenter, gerichteter, horizontaler Druckspannungen,
 - b) aus ungerichteter Zerrung unter dem Einfluß bereits vorhandener, untereinander gleichgerichteter oder ein System bildender Störungen,
 - c) unmittelbar bei divergierender Wanderbewegung größerer Schollen.
-

10. Die Gesteine der Inseln Madeira und Porto Santo.

Beiträge zur Kenntnis der Familie der Essexite
und deren Ergußformen.

Von Herrn L. FINCKH in Berlin.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	453
Tiefengesteine	454
Sodalithsyenit	456
Akerite	457
Essexite	461
Essexitdiabase	471
Pyroxenitische Essexitdiabase	476
Ganggesteine	478
Ergußgesteine	479
Trachyte	479
Trachyandesite	484
Trachydolerite	490
Trachytoide Trachydolerite	491
Basaltoide Trachydolerite	496
Hornblendebasalt	502
Dolerite	504
Feldspatbasalt	504
Schlußwort	514

Vorwort.

Im Anschluß an Studien über jungvulkanische Gesteine aus Deutschostafrika habe ich, um verwandte Gesteine anderer Gebiete kennen zu lernen, die Bearbeitung der von Herrn C. GAGEL im Jahre 1903 auf Madeira gesammelten Gesteine übernommen. Herr GAGEL hat einen großen Teil der Ergebnisse dieser Untersuchungen in einem kürzeren Bericht¹⁾ in der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im Dezember 1903 und ausführlicher in einer erst kürzlich erschienenen Arbeit²⁾ niedergelegt. Doch glaube ich, daß auch nach diesen

¹⁾ C. GAGEL: Geologische Beobachtungen auf Madeira. Diese Zschr. Bd. 55, 1903, Monatsber. 117—121.

²⁾ C. GAGEL: Studien über d. Aufbau und die Gesteine Madeiras. Diese Zschr. Bd. 64, 1912, S. 344—491.

Veröffentlichungen GAGELS die Ergebnisse meiner Untersuchungen an den interessanten Gesteinen Madeiras noch Anspruch auf Interesse haben.

Ich kann dabei nicht umhin, zu erklären, daß ich durch diese Untersuchungen unabhängig von Herrn GAGEL auf die Vermutung gekommen bin, daß die früher als Hypersthenite bezeichneten und als Grundgebirge betrachteten Gesteine, die nach den Beobachtungen von GAGEL¹⁾ kein anstehendes Grundgebirge sein konnten, die Tiefengesteine zu der jungen Lavaformation der Insel sein müßten, und daß mir erst nachträglich die Wahrscheinlichkeit dieser Vermutung von Herrn GAGEL auf Grund seiner Beobachtungen in der Natur bestätigt worden ist; und ich glaube es mit als ein Verdienst der petrographischen Untersuchung ansprechen zu dürfen, wenn dieses für die Geologie Madeiras wichtigste Ergebnis jetzt zum Range einer wissenschaftlichen Tatsache erhoben worden ist.

Da ich aus Gründen, die ich hier nicht näher erörtern kann, nicht in der Lage bin, auf das GAGELsche Material zurückzugreifen, soweit mir nicht ältere Notizen über meine vorläufigen Bestimmungen vorliegen, stütze ich mich bei meinen Ausführungen im wesentlichen auf das von Herrn von FRITSCH gesammelte Material, das uns s. Zt. von Herrn LÜDECKE in Halle freundlichst zur Verfügung gestellt worden ist, und auf Material aus der Sammlung der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt, das aus den Aufsammlungen HARTUNGS stammt.

Die Analysen der Madeiragesteine sind in dem Laboratorium der Geologischen Landesanstalt in Berlin durch die Herren C. KLÜSS und A. EYME ausgeführt worden. Das Material zu einem Teil dieser Analysen, die schon von GAGEL veröffentlicht wurden, ist von mir ausgewählt worden.

Tiefengesteine.

Als ich die Bearbeitung des GAGELschen Materials übernahm, wurden mir von Herrn GAGEL einige Handstücke von Gesteinen des „Grundgebirges“ übergeben mit dem Wunsche, auch diese Gesteine in meine Untersuchungen einzubeziehen. GAGEL hatte diese Gesteine in der Ribeira das Voltas bei Porto da Cruz gesammelt. Von der Soca bei Porto da Cruz lag mir nur ein

¹⁾ Vgl. hierzu C. GAGEL: Bemerkungen zu dem Vortrage über das Grundgebirge von La Palma. Diese Zschr. 1908, Bd. 60, Monatsber. S. 89.

kleines Handstück vor, das GAGEL von Pater SCHMITZ in Funchal erhalten hatte, da er diesen schon durch die Beschreibungen HARTUNGS bekannten Fundort der „alten Gesteine“ auf seiner ersten Reise aus Zeitmangel nicht besuchen konnte. Meine Untersuchung dieser Gesteine führte nun zu dem für die Auffassung des geologischen Baues von Madeira wichtigen Ergebnis, daß hier essexitische Gesteine vorliegen.

Da weiterhin die Bearbeitung der Ergußgesteine ergeben hatte, daß auf Madeira neben den Basalten auch echte Trachydolerite in großer Verbreitung auftreten, so lag mir die Vermutung nahe, daß die Essexite als die zu der Basaltformation zugehörigen Tiefengesteine aufzufassen seien. Diese Annahme erhielt ihre Bestätigung einmal dadurch, daß sowohl in manchen der trachydoleritischen Gesteine wie in einigen Tiefengesteinen Alkalihornblenden, die dem Katophorit nahestehen dürften, von mir festgestellt werden konnten. Ferner wurde, nachdem durch meine Arbeiten diese Frage in den Vordergrund getreten war, durch die Untersuchung eines basaltischen Gesteines, das nach GAGELS Angaben unmittelbar bei den Essexiten in der Ribeira das Voltas ansteht, von mir Kontaktmetamorphose nachgewiesen und damit der endgültige exakte Beweis für die junge Intrusion der Essexite in die jungen Ergußgesteine erbracht.

Nach der Schilderung GAGELS von dem Essexitvorkommen der Soca im Anfang der Ribeira de Massapez, das er als Lakkolith deutet, zeigt das Gestein eine ziemlich verschiedenartige Zusammensetzung, indem feinkörnige und grobkörnige, helle und dunkle Partien, wie es scheint, schlierig miteinander abwechseln. Ob das von mir als Sodalithsyenit bestimmte Gestein lediglich als Facies des Essexits aufzufassen ist, oder ob ihm eine selbständigere Stellung zukommt, läßt sich, da genauere Beobachtungen fehlen, nicht entscheiden. Mag es sich nun bei den helleren, alkalireicheren Gesteinen, die mit den Essexiten Madeiras in engem Verbande auftreten, nur um Faciesbildungen handeln oder um gangförmig aufsetzende Nachschübe syenitischer Magmen, ist an sich für ihre Bezeichnung belanglos. Jedenfalls dürfen wir diese Gesteine nicht als Essexite deuten, sondern müssen sie ihrer mineralogischen Zusammensetzung entsprechend als Syenite auffassen. Es kann auch sein, daß neben schlierigen Partien solcher Gesteine im Essexit auch selbständige Massen vorkommen. Wir haben also auf Madeira syenitische Gesteine und Essexite zu unterscheiden.

Sodalithsyenit.

Das von mir untersuchte Gestein der Soca ist ein mioolithisches, verhältnismäßig helles Gestein von mittlerer Korngröße, das wesentlich aus Alkalifeldspaten, Titanaugit, einer Alkalihornblende, etwas Olivin und Biotit besteht. Zwischen den meist dicktafeligen Feldspaten findet sich als Zwickelausfüllung ein weißliches Mineral, das isotrop erscheint und sehr niedrige Lichtbrechung zeigt. Ich hatte dieses Mineral zuerst für Sodalith gehalten. Da aber kein Chlorgehalt nachgewiesen werden konnte, so ist dieses Mineral als Analcim zu deuten. Es ist aber wahrscheinlich, daß der Analcim in diesem Gestein aus Sodalith hervorgegangen ist, da dieses Mineral in den mit Essexiten vergesellschafteten Sodalithsyeniten gerne in der Form allotriomorpher Zwickelausfüllungen zwischen den Feldspaten auftritt.

Neben diesen wesentlichen Gemengteilen enthält das Gestein Magnet Eisen oder Titanmagnet Eisen und in reichlicher Menge Apatit.

Ich muß darauf verzichten, dieses Gestein näher zu beschreiben, da mir das Material nicht mehr vorliegt. Wenn Plagioklas neben Orthoklas in diesem Gestein auftritt, wie GAGEL angibt, so dürfte es Albit oder Oligoklasalbit sein. Nach meinen Notizen könnte allerdings auch Anorthoklas vorliegen. Da ich aber meine frühere Bestimmung nicht nachprüfen kann, so muß ich diese Frage offen lassen. Der Augit ist ein wenig tief gefärbter Titanaugit mit schwachem Pleochroismus (in hellvioletten Tönen. GAGEL erwähnt außerdem farblosen Diopsid und grasgrünen Ägyrin, der häufig eine schmale Randzone um den Titanaugit bildet. Nähere Angaben über die optischen Eigenschaften dieses als Ägyrin gedeuteten Minerals führt GAGEL nicht an. Es wird sich fragen, ob hier nicht auch Aegyrynaugit vorliegen könnte. Ferner erwähnt GAGEL barkevikitische Hornblende mit sehr deutlichem Pleochroismus von dunkelbraun zu hellbraun. Nach meinen Aufzeichnungen habe ich in diesem Gestein eine Alkalihornblende mit verhältnismäßig großer Auslöschung $c:c$ und einer Absorption $b > c > a$ festgestellt und habe sie als eine kato-phoritähnliche Hornblende bestimmt. Dieselbe Hornblende tritt auch in den Akeriten auf und wird bei Besprechung dieser Gesteine näher beschrieben. Barkevikitische Hornblende habe ich nicht beobachtet, wohl aber Biotit, den GAGEL in anderen Gesteinen, von denen mir Schliche vorliegen, mit Barkevikit verwechselt hat!

Der chemische Bestand dieses Gesteins geht aus der unter I in nachfolgender Tabelle [angeführten Analyse hervor:

	I	a	b	c	II
SiO ₂	52,47	53,80	0,8967	59,20	49,335
TiO ₂	1,57	1,61	0,0201	1,33	0,81
Al ₂ O ₃	15,84	16,24	0,1592	10,51	16,50
Fe ₂ O ₃	3,30	—	—	—	7,92
FeO	8,42	11,68	0,1622	10,71	2,41
MnO	—	—	—	—	0,98
MgO	1,52	1,55	0,0390	2,57	2,66
CaO	5,05	5,18	0,0925	6,10	8,04
K ₂ O	2,52	2,58	0,0274	1,81	3,42
Na ₂ O	7,03	7,21	0,1163	7,68	5,20
H ₂ O	1,94	—	—	—	2,27
Cl	fehlt	—	—	—	Spur
S	0,09	—	—	—	Spur
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,0014	0,09	0,61
CO ₂	—	—	—	—	1,21
	99,89	100,00	1,5148	100,00	101,365
Sp. Gewicht	2,766				2,631

I Sodalithsyenit (Analcimsyenit), von der Soca bei Porto da Cruz, Madeira. KLÜSS anal. (siehe auch: GAGEL a. a. O., Seite 399).

II Sodalithsyenit, Schloßberg bei Großprießen. F. HANNUSCH anal. — J. M. HIBSCH: Über Sodalithsyenit im böhmischen Mittelgebirge. TSCHERM. Min. petr. Mitt. XXI, 1902, Seite 160.

Die Osannschen Konstanten geben:

I s 60,62; A 9,49; C 1,02; F 18,36. a 6.3 c 0.7 f 13 n 8.1
 II s 56,72; A 8,15; C 2,81₅; F 21,35. a 5 c 1.8 f 13.2 n 7

Akerite.

Dem Sodalithsyenit der Soca stehen Gesteine nahe, die sich gegenüber den Essexiten durch hellere Farbe, also stärkeres Zurücktreten der farbigen Gemengteile, ferner durch einen Gehalt an Alkalihornblenden und Alkalipyroxenen auszeichnen. Sie scheinen aber keine Feldspatvertreter zu führen. Ein derartiges Gestein ist das von GAGEL als Gerölle in der Ribeira das Voltas gesammelte Gestein, über dessen Stellung ich mir bei der ersten, mehr oberflächlichen Untersuchung noch nicht ganz klar war¹⁾. Mit diesem Gestein der Ribeira das

¹⁾ Herr GAGEL gibt bei Erwähnung der einzelnen Gesteine häufig unter meinem Namen mehrere Bestimmungen an. Es handelt sich hier um Angaben, die zu einer Zeit gemacht wurden, als eine eingehendere Durcharbeitung des Materials noch nicht erfolgt war. Es mag auch wohl sein, daß ich in den zahlreichen Besprechungen, in denen ich Herrn GAGEL über die petrographischen Verhältnisse seiner

Voltas stimmt ein von K. v. FRITSCH in der Ribeira de Najade (?) bei Porto da Cruz gesammeltes Gestein in seiner mineralogischen Zusammensetzung ziemlich überein, wenn man von dem geringen Quarzgehalt absieht, der dem Gestein der Ribeira das Voltas eigen ist. Diese Gesteine möchte ich als Hornblendeakerite bezeichnen. Als Akerite sind sie durch das Vorwalten des Plagioklases gegen den Orthoklas und den Reichtum an gefärbten Gemengteilen gekennzeichnet.

Der Feldspat des deutlich miralithisch körnigen Gesteines der Ribeira de Najade ist vorwiegend ein natronreicher Plagioklas, neben dem Orthoklas, zum Teil in zonarer Verwachsung mit ihm, als wesentlicher Gemengteil erscheint. Die Plagioklase sind meist fein verzwillingt nach dem Albitgesetz. In einigen Schnitten senkrecht zu P und M wurden Werte von -10° bis $-12^{\circ} 30'$ gemessen. Diese Werte lassen auf Oligoklasalbit schließen. Messungen an zonaren Feldspaten, die parallel M geschnitten waren, ergaben für den Kern 0° bis $+14^{\circ}$. Demnach liegen verschiedene Mischungsglieder der Oligoklas- und Oligoklasalbitreihe vor. Diese verschiedenen Feldspate erscheinen auch in zonarer Umwachsung. In einem derartigen zonaren Durchschnitte parallel M eines Feldspats, dessen Kern frei von Einschlüssen ist, zeigt sich eine Zone mit zahlreichen Interpositionen, um die sich eine äußerste Schale legt, die wieder frei von Einschlüssen ist. Der Kern zeigt eine Auslöschungsschiefe von 0° , die einschlußreiche Zone von $+13^{\circ}$ und der Rand eine solche von $+14^{\circ}$.

Der Orthoklas umrandet häufig den Plagioklas und gibt sich dann durch die niedrigere Lichtbrechung und die gerade Auslöschung in allen Schnitten aus der symmetrischen Zone zu erkennen. Oft sitzt der Orthoklas auch in gut ausgebildeten kleinen Kryställchen in den miarolithischen Hohlräumen, die meist von Carbonaten erfüllt sind. In einem Durchchnitt eines solchen aufsitzenden Orthoklaskryställchens, der parallel M getroffen ist, wurde eine Auslöschung $\alpha : \alpha$ von $+12^{\circ}$ gemessen. Dieser Wert läßt darauf schließen, daß hier Natronorthoklas vorliegt. Von farbigen Gemengteilen ist zunächst ein fast farbloser diopsidischer Augit zu erwähnen, der zum

Studiengebiete auf Madeira und den Kanarischen Inseln aufgeklärt habe, im Laufe der Entwicklung meiner eigenen Studien über die Gesteine auch mutmaßliche Benennungen erwähnt habe, die ich bei fortschreitender Erkenntnis nicht autrecht erhielt. Es wäre wohl richtiger gewesen, wenn Herr GAGEL ohne meine Autorisierung derartige vorläufige und ihm häufig nur gesprächsweise mitgeteilte Namen der Öffentlichkeit nicht übergeben hätte.

Teil zersetzt ist. Er zeigt gegenüber den dicktafeligen Feldspaten meist idiomorphe Begrenzung. Neben ihm erscheint in geringer Menge Ägyrin mit kleinen Werten der Auslöschungsschiefe $c : a$ und hoher Doppelbrechung. Er zeigt deutlichen Pleochroismus mit a blaugrün, b saftgrün mit einem Stich ins Graue, c gelbgrün.

Reichlicher findet sich in diesem Gestein eine eigenartige Hornblende mit niedriger Doppelbrechung, die oft an den Enden etwas gefasert erscheint. Sie ist durch hohe Auslöschungsschiefen $c : c$ gekennzeichnet. Gemessen wurden Werte bis 33° . Sie zeigt deutlichen Pleochroismus, und zwar lassen sich oft in den einzelnen Individuen Verschiedenheiten in der Tiefe der Färbung erkennen. Bald ist nur die Randzone tiefer gefärbt als der Kern, bald ist die Verteilung der tiefer gefärbten Partien eine unregelmäßige, so daß die Durchschnitte fleckig erscheinen.

Der heller gefärbte Kern wird für

- Strahlen $\parallel c$ schwingend: hellgelblicholiv mit einem Stich ins Rötliche,
 „ $\parallel b$ schwingend: mattgrauoliv,
 „ $\parallel c$ schwingend: heller grauoliv mit einem Stich ins Gelbliche

durchsichtig.

Die dunkler gefärbten Randpartien der Durchschnitte zeigen für

- c gelblicholiv,
 b dunkelbläulicholiv mit einem Stich ins Graue,
 a Hellgrauoliv mit einem Stich ins Gelbliche.

Die Absorption für diese Hornblenden ist $b > c > a$.

Nach der von BRÖGGER¹⁾ gegebenen Einteilung der Alkali-eisenhornblenden gehört diese Hornblende in die Gruppe der Katophorite.

Diese katophoritische Hornblende wird in dem Gestein der Ribeira das Voltas von einer bläulichen Hornblende begleitet, die ich als Arfvesdonit gedeutet habe. Da mir das Material leider nicht zugänglich ist, so kann ich nur bemerken, daß diese bläuliche Hornblende mit dem Katophorit orientiert verwachsen ist. Außer den erwähnten Gemengteilen enthält das Gestein der Ribeira de Najade Titaneisen und Apatit.

Da die beiden Gesteine der Ribeira das Voltas und der Ribeira de Najade in ihrer mineralogischen Zusammensetzung

¹⁾ W. C. BRÖGGER: Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie. Kristiania 1894, S. 37.

im wesentlichen übereinstimmen, so möchte ich sie hier zusammenfassen.

Die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine ist aus Analyse I in der nachfolgenden Tabelle ersichtlich.

	I	a	b	c	II	III	IV
SiO ₂	49,87	55,52	0,9253	61,80	56,79	55,49	58,00
TiO ₂	2,60	2,89	0,0361	2,41	—	1,77	0,85
ZrO ₂ *)	—	—	—	—	—	0,48	—
Al ₂ O ₃	14,98	16,68	0,1635	10,92	16,64	16,29	16,91
Fe ₂ O ₃	6,17	—	—	—	9,58	4,81	3,29
FeO	4,40	11,08	0,1538	10,27	—	3,90	3,74
MnO	—	—	—	—	—	Spür	0,80
MgO	1,77	1,17	0,0292	1,95	2,63	1,86	1,96
CaO	6,34	3,64	0,0650	4,34	5,12	3,87	3,60
K ₂ O	2,04	2,27	0,0241	1,61	2,55	4,63	5,20
Na ₂ O	5,08	5,65	0,0911	6,08	5,30	5,50	5,14
H ₂ O	1,66	—	—	—	1,27	0,52	0,60
P ₂ O ₅	0,74	0,82	0,0058	0,39	—	0,41	—
SO ₃	0,25	0,28	0,0035	0,23	—	0,34	—
Cl	Spür	—	—	—	—	—	—
CO ₂	3,22	—	—	—	—	—	—
S	0,76	—	—	—	—	—	—
Spez. Gew.	99,88 2,772	100,00 —	1,4974 —	100,00 —	99,88 —	99,87 2,680	100,09 —

*) Die Zirkonerde wurde geschätzt nach der Färbung mit Wasserstoffsupperoxyd.

Hieraus ergeben sich nach der OSANNSchen Berechnung¹⁾ folgende Werte:

I	s 64,83; A 7,69; C 3,23; F 13,33.	a 6,3	c 2,7	f 11	n 7,9
Ia ²⁾	s 66,14; A 7,83; C 2,78; F 12,64.	a 6,5	c 2,5	f 11	n 6,7
II	s 63,14; A 7,51; C 3,37; F 15,09.	a 5,8	c 2,6	f 11,6	n 7,6
III	s 64,38; A 9,31; C 1,47; F 14,06.	a 7,5	c 1,2	f 11,3	n 6,4
IV	s 65,21; A 9,22; C 1,84; F 12,67.	a 7,8	c 1,5	f 10,7	n 6,0

I. Hornblendeakerit. Ribeira das Voltas, Madeira. Siehe auch GAGEL: a. a. O. S. 399. C. KLÜSS anal.

II. Syenit (Akerit W. C. BRÖGER). Vettakollen bei Kristiania; Th. KJERULF: Christiania Silurbecken S. 11. W. C. BRÖGER: Eruptiv-

¹⁾ Die Abweichungen in den OSANNSchen Werten für die Madeira-gesteine gegenüber den Werten, die C. GAGEL angibt, beruhen in der GAGEL'schen Berechnungsweise. Er hat dadurch, daß er fälschlicherweise nicht die Analysenwerte für Fe₂O₃, sondern die Molekularprozentzahlen in FeO umgerechnet hat, ohne zu berücksichtigen, daß einem Molekül Fe₂O₃ 2 Moleküle FeO entsprechen, stets etwas zu niedrige Werte für f erhalten.

²⁾ Unter Ia sind die von OSANN aus dem Mittel von 4 Analysen von Akeriten des Kristianiagebiets berechneten Gesteinsformeln angegeben. A. OSANN: Versuch einer chem. Klassifikation der Eruptivgesteine. TSCHERM. Min.-petr. Mitt. XIX, 1900, S. 395.

- gesteine des Kristianiagebietes. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo, Kristiania 1895, S. 33.
- III. Natronsyenit (Pulaskit). Ost-Mawensi, Gerölle in der Songalashlucht, Kilimandscharo. C. Klüss anal. (noch nicht publiciert.)
- IV. Pulaskit. Foß im Lougenthal, Kristianiagebiet. W. C. BRÖGGER: Eruptivgesteine des Kristianiagebietes II u. III, S. 33.

Der Kohlensäuregehalt in der Analyse I rührt von den in diesem Gestein als Ausfüllung der miarolithischen Hohlräume enthaltenen Carbonaten. Da das Gestein selbst frisch erscheint, so wurde zunächst bei der Berechnung der Analyse für die Kohlensäure eine entsprechende Menge Kalk in Abrechnung gebracht. Dabei zeigte sich aber, daß nach Berechnung des Wertes A nicht mehr genügend CaO für den Rest der Tonerde vorhanden war. In der Annahme, daß dolomitischer Kalk als Ausfüllung der Hohlräume in Frage kommt, wurde auch etwas Magnesia in Rechnung gesetzt.

Die umgerechnete Analyse des Gesteins aus der Ribeira das Voltas zeigt eine auffällige Verwandtschaft mit den Akeriten des Kristianiagebietes, wie besonders durch den Vergleich der berechneten Gesteinsformel mit der von OSANN gegebenen Formel aus dem Mittel von 4 Akeritanalysen (Ia) und der des Akerits vom Vettakollen (II) sich ergibt. Diesen Akeriten steht auch ein von HANS MEYER in der Songalashlucht am Mawensi als Gerölle gesammeltes sanidinitartiges Gestein (Analyse III) recht nahe, das als hornblendeführender Augitsyenit bezeichnet werden kann. Es ist ein Natronsyenit, der aber Plagioklas nur untergeordnet enthält. Wie das Gestein von Foß im Lougenthal (Analyse IV), das BRÖGGER früher ebenfalls zu den Akeriten gestellt hat, gehört auch dieser Syenit vom Mawensi eher zu den Pulaskiten.

Akeritische Gesteine treten auch auf Fuerteventura¹⁾ mit Essexiten zusammen auf. Auch aus dem Essexitgebiet der patagonischen Cordillera sind Hornblendeakerite von QUENSEL²⁾ beschrieben worden.

Die Essexite.

Als Essexite habe ich zunächst alle Gesteine zusammengefaßt, die sich durch ihr Gefüge als Tiefengesteine zu erkennen gaben und die im wesentlichen aus meist kalkreichem Plagioklas, Titanaugit, etwas Olivin und Biotit, sowie Titaneisen

¹⁾ FINCKH: Tiefen- und Ganggesteine von Fuerteventura. Diese Zeitschr. 60, 1908, Monatsber. Nr. 4, S. 78.

²⁾ P. D. QUENSEL: Geologisch-petrographische Studien in der patagonischen Cordillera. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala Vol. XI, 1911, S. 87—90.

oder Titanmagneteisen bestehen. Außerdem ist diesen Gesteinen ein meist nur kleiner Gehalt an Orthoklas und Nephelin oder Analcim eigen, der aber bis zum völligen Verschwinden zurücktreten kann. Ferner enthalten diese Gesteine Apatit in oft recht reichlicher Menge. Tiefbraune barkevikitische Hornblende, die in den von mir untersuchten Essexiten von La Palma häufig ist, beteiligt sich an der Zusammensetzung der Essexite Madeiras seltener. Sie stellt sich nur in den etwas alkalireicheren Typen ein.

Die Gesteine der Ribeira das Voltas, an denen ich die Essexitnatur zuerst festgestellt habe, gehören zu den alkaliärmeren Typen, in denen Orthoklas und Feldspatvertreter sehr stark zurücktreten.

Meine Auffassung dieser Gesteine ist nicht, wie GAGEL (a. a. O. S. 398) ausführt, auf Grund der Analyse D seiner Analysentabelle, sondern lediglich durch die mikroskopische Untersuchung gewonnen worden. GAGEL hat auch dieses Ergebnis meiner Untersuchungen seines Materials zu einer Zeit veröffentlicht, als Analysen dieser Gesteine noch gar nicht vorlagen.

Bei der Durcharbeitung weiterer Gesteinsproben aus den Sammlungen HARTUNGS, K. v. FRITSCHS und A. STÜBELS, sowie aus dem von C. GAGEL auf seiner zweiten Reise gesammelten Material wurden dann auch Gesteine aus der Ribeira de Massapez, der Ribeira de Najade (?), von der Cova da Roda bei Fayal in der Nähe von Porto da Cruz und vom Lombo dos Portaes im Gran Curral unter dem Pico Sidrão als Essexite erkannt. Ferner wurden einige Gerölle aus der Ribeira de Cimbral auf Porto Santo, die Herr DE NORONHA in Funchal gesammelt und Herrn GAGEL zur Verfügung gestellt hatte, von mir als Essexite bestimmt. Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung zeigen diese Essexite einen reichen Wechsel, einerseits bedingt durch den schwankenden Gehalt an Orthoklas, Nephelin, Analcim und Barkewikit, andererseits durch die Zunahme an gefärbten Gemengteilen besonders in den alkaliärmeren Gesteinen, die zu Pyroxeniten und Olivingesteinen hinüberleiten. Da oft verschiedene Typen an denselben Fundorten gesammelt sind, so liegt die Vermutung nahe, daß es sich um Differentiationsprodukte innerhalb desselben Gesteinskörpers handelt. Daß die Essexite zu einer solchen Differentiation im kleinen neigen, habe ich, durch Herrn Professor W. C. BRÖGGER freundlichst aufmerksam gemacht, im Kristiania-gebiet kennen gelernt. Derartige Verhältnisse bestehen besonders auch in dem Essexitvorkommen an der Soca im Anfang

der Ribeira de Massapez, wie aus der Schilderung GAGELS hervorgeht.

Obgleich es also scheint, daß auf Madeira alkalreichere und alkaliärmere Essexite oft nur schlierig miteinander aufs engste verbunden sind, so dürfte es doch wohl angebracht sein, die alkaliärmeren Typen, in denen Orthoklas und Nephelin völlig verschwinden können, von den eigentlichen Essexiten abzutrennen und als Essexitdiabase zu bezeichnen.

Eigentliche Essexite liegen mir aus der Sammlung des Herrn v. FRITSCH in einigen Handstücken von der Ribeira de Massapez und der Ribeira de Najade(?) oder Ribeira de Majato(?) bei Porto da Cruz vor.

Die Gesteine der Ribeira de Massapez sind verhältnismäßig grobkörnige bis mittelkörnige Gesteine, die aus tafeligem Plagioklas, Augit und etwas Olivin bestehen. Eines dieser Gesteine ist deutlich miarolithisch und läßt auf den kleinen Hohlräumen stellenweise kleine Täfelchen von Biotit und bisweilen Analcim in scharf ausgebildeten Kryställchen erkennen.

Der Plagioklas zeigt häufig Zwillingsbildung nach dem Periklingesetz neben dem Albitgesetz. Außerdem sind die Albitviellinge oft noch nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. In einem kombinierten Zwilling nach Albit- und Karlsbader Gesetz wurde eine Auslöschungsschiefe von $+19^{\circ}$ und $+21^{\circ}$ und -9° und -10° gemessen. Demnach steht dieser Feldspat einem Andesin von der Zusammensetzung Ab 60 An 40 nahe. In einem Schnitt senkrecht zu einer optischen Achse wurde optisch positiver Charakter festgestellt.

Neben diesem Andesin findet sich ein Plagioklas mit verhältnismäßig niedriger Lichtbrechung. In einem Schnitte, der parallel getroffen ist, wurden 5° Auslöschungsschiefe gemessen und in Schnitten aus der symmetrischen Zone wurde im Maximum 8° Auslöschungsschiefe festgestellt. Es dürfte demnach Oligoklas vorliegen. Orthoklas konnte ich in diesem Gestein mit Sicherheit nicht nachweisen, dagegen ist Analcim, der in den miarolithischen Hohlräumen aufsitzt, auch im Gesteinsgewebe als Zwickelausfüllung zwischen den Feldspattafeln verhältnismäßig häufig. Er ist meist isotrop, zeigt aber an manchen Stellen schwache Doppelbrechung und die für ihn charakteristische Felderteilung. Analcim findet sich auch als Einschluß und auf Rissen in den Feldspaten; er ist also jedenfalls zum Teil sekundärer Entstehung.

Der Pyroxen ist ein meist idiomorph entwickelter Titanaugit mit kräftiger Dispersion der Mittellinien und schwachem, aber in manchen Schnitten deutlichem Pleochroismus.

Er wird in den dünnen Präparaten für Strahlen, die parallel b schwingen mit hellbräunlich-violetter Farbe, parallel c und a mit gelblichrosa durchsichtig. In Schnitten senkrecht zu einer optischen Achse wurde optisch positiver Charakter festgestellt. Der Augit ist bisweilen mit barkevikitischer Hornblende orientiert verwachsen in der Weise, daß die Hornblende den Augit umsäumt.

Der Olivin tritt an Menge gegen den Pyroxen stark zurück, und ist gern mit Pyroxen, Hornblende, Biotit, Erz und Apatit verwachsen. Die tiefbraune Hornblende mit der für barkevikitische Hornblenden charakteristischen Absorption $c > b > a$ mit tiefbraunen Farbtönen für die Strahlen parallel c und b und hellgelblich-braun parallel a und der Biotit sind in annähernd gleicher Menge im Gestein vertreten. Der Biotit setzt sich mit Vorliebe an das Erz oder den Olivin an. Das Erz ist Titanmagneteisen, das häufig mit dem Apatit verwachsen ist. Apatit in schlanken Säulchen ist in diesem Gestein auffällig häufig; bemerkenswert ist auch, daß der Apatit oft in auffällig reichlicher Menge in den gefärbten Gemengteilen, besonders in Titanaugit oder in Olivin als Einschuß enthalten ist.

Eine weitere Gesteinsprobe eines Essexits von der Soca aus der Sammlung K. v. FRITSCHS besteht aus tafeligem Plagioklas, etwas Orthoklas und Analcim, Titanaugit, Olivin, Biotit, Titanmagneteisen und Apatit.

Der Plagioklas ist tafelig entwickelt und zeigt häufig Zwillingsbildung nach dem Karlsbader- und dem Periklingesetz neben dem Albitgesetz. An einigen Durchschnitten derartiger kombinierter Zwillinge nach Albit- und Karlsbadergesetz wurden folgende Werte gemessen:

$$\begin{array}{ll} 1 \text{ u. } 1' + 32^{\circ} 45' \text{ u. } + 33^{\circ} 15' & 2 \text{ u. } 2' - 20^{\circ} 45' \text{ u. } - 20^{\circ} 15' \\ 1 \text{ u. } 1' + 31^{\circ} \text{ u. } + 31^{\circ} 30' & 2 \text{ u. } 2' - 20^{\circ} 30' \text{ u. } - 22^{\circ} 45'. \end{array}$$

Diesen Werten nach dürfte dieser Feldspat einem Bytownit von der Zusammensetzung Ab 25 An 75 nahestehen. Neben diesem kalkreichen Plagioklas erscheint ein zweiter, jüngerer, der seiner Lichtbrechung nach, die in verschiedenen Stellungen einiger beliebigen Durchschnitte wenig niedriger bis wenig höher als Kanadabalsam gefunden wurde, einem Oligoklas oder natronreicheren Andesin anzugehören scheint. Eine sichere Bestimmung war mangels geeigneter Schnitte nicht durchzuführen.

Der Orthoklas und der Analcim klemmen sich mit allotriomorpher Begrenzung zwischen die Plagioklastafeln ein. Auch die Umrisse der Titanaugite, die wie in dem Gestein der Ribeira de Massapez wenig tief gefärbt sind, werden häufig

durch die tafeligen Plagioklase bestimmt. Die Struktur des Gesteins ist also hier eine mehr ophitische. Der Olivin findet sich häufig in meist nur kleineren, oft gut begrenzten Körnern, die aber größtenteils in wirrfaserige grünliche Aggregate umgewandelt sind. Da die Doppelbrechung dieser faserigen Neubildungen verhältnismäßig hoch ist, so habe ich sie als Pilit gedeutet, mit dem diese Pseudomorphosen große Ähnlichkeit besitzen. Der Biotit ist auch in diesem Gestein reichlich vorhanden, dagegen scheint die barkevikitische Hornblende zu fehlen. Der Glimmer ist gerne mit dem Eisenerz oder mit dem Olivin verwachsen. Die Pyroxene schließen häufig neben Erz und Apatit auch Olivin und bisweilen auch Biotit ein. Sie sind demnach unter den farbigen Gemengteilen die jüngsten Ausscheidungen aus dem Magma. Damit stimmt auch ihr Verhalten gegen die Feldspate überein, durch die ihre Umrisse häufig beeinflusst werden.

Diesem Gestein von der Soca könnte die Analyse eines als Diabas bezeichneten Essexits aus der Ribeira de Massapez¹⁾ entsprechen. In diesem Gestein wurden Spuren von Cl, Ni, Cu, S und CO² nachgewiesen.

SiO ₂	49,15
TiO ₂	0,83
Al ₂ O ₃	17,86
Fe ₂ O ₃	1,07
FeO	10,77
CaO	6,57
MgO	3,24
MnO	0,75
K ₂ O	2,29
Na ₂ O	5,49
H ₂ O	1,21
P ₂ O ₅	0,99
	100,22
Spez. Gew.	2,790

Die OSANNSCHE Berechnung ergibt folgende Werte:

s 57,14; A 7,33; C 4,04; F 20,12. a 4.5 c 2.5 f 13 n 7.8

ROSENBUSCH führt diese Analyse unter den Trachydoleriten auf. Nach der Beschreibung, die SENFTER von diesem diabasartigen Gestein gibt, gehört es ohne Zweifel zu den Essexiten und darf nicht als ein Ergußgestein aufgefaßt werden. Es ist nach SENFTERS Angaben ein granitisch-körniges, gabbroähnliches Gestein, das hin und wieder Analcimkryställchen in kleinen

¹⁾ SENFTER: Diabasartiges Gestein von der Ribeira de Maçanpes auf Madeira. Neues Jahrb. f. Min. 1872 S. 687 siehe auch: ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre 3. Aufl., 1910, S. 433 u. 443.

(wohl miraalithischen) Höhlungen und vereinzelt Nadelchen eines als Mesotyp gedeuteten Minerals enthält. SENFTER gibt noch die Analyse von sorgfältig ausgelesenen Stückchen des Feldspats, den er als Oligoklas deutet.

	im ganzen	Augit	Rest	auf 100
SiO ₂	60,48	4,54	55,94	61,40
Al ₂ O ₃	22,13	—	22,13	24,29
Fe ₂ O ₃	1,54	1,54	—	—
CaO	2,23	2,23	—	—
MgO	0,58	0,58	—	—
Na ₂ O	8,43	—	8,43	9,25
K ₂ O	2,56	—	2,56	2,81
H ₂ O	2,05	—	2,05	2,25
	100,00	8,89	91,11	100,00

Eine andere Analyse eines der alkalreicheren Essexite liegt nicht vor. Es ist sehr bedauerlich, daß bei der Auswahl weiteren Materials zu Analysen, die ohne mein Wissen vorgenommen wurde, nicht mehr Wert darauf gelegt wurde, daß von allen Haupttypen Analysen angefertigt wurden. Ein großer Teil der später angefertigten Analysen der Madeiragesteine gibt für das Verständnis dieser Gesteine nicht viel Neues. Eine gründliche Bearbeitung des Materials hätte der Auswahl vorzugehen müssen.

Aus der Sammlung des Herrn v. FRITSCH liegen noch zwei Essexite vor, von denen als Fundorte die Ribeira de Najade oder Ribeira de Majato (?) angegeben sind. Sie bestehen aus tafeligem Plagioklas, etwas Orthoklas, Titanaugit, zersetztem Olivin, Biotit, Erz und Apatit. In diesen beiden mehr oder weniger stark zersetzten Gesteinen erscheinen als Neubildungen, vermutlich nach Nephelin, Faserzeolithe. Der Plagioklas dieser Gesteine gehört einem kalkreichen Labrador oder natronreicheren Bytownit an. In Schnitten senkrecht zu P und M wurden Auslöschungsschiefen von + 35° u. + 37°15' gemessen. Die Auslöschungsschiefen in einem Schnitt aus der symmetrischen Zone eines kombinierten Zwillings nach dem Karlsbader und dem Albitgesetz betragen für:

$$1 \text{ u. } 1' + 32^\circ \text{ u. } + 34^\circ \qquad 2 \text{ u. } 2' - 11^\circ \text{ u. } - 15^\circ$$

Das gangförmig aufsetzende Gestein der Cova da Roda zwischen Cortados und Fayal bei Porto da Cruz ist ein feinkörniger Essexit. Man kann bei diesen feinkörnigen Gesteinen im Zweifel sein, ob man sie nicht doch besser als Dolerite bezeichnet. Ihre Struktur ist bei dem feineren Gefüge

fast eher doleritisch zu nennen. Die mineralogische Zusammensetzung dieses Gesteins ist im wesentlichen dieselbe wie bei den beschriebenen Essexiten, nur ist der Biotit, der sich ebenfalls mit Vorliebe an das Titaneisen ansetzt, recht spärlich vorhanden. Die Plagioklase sind bisweilen zonar gebaut. Die Kerne derartiger Feldspate stehen einem Bytownit von der Zusammensetzung Ab 25 An 75 nahe, wie aus dem erhaltenen Wert von $+ 37^{\circ} 30'$ in einem Schnitt senkrecht P u. M sich ergibt. Die äußere Schale zeigt in einem Schnitt parallel M eine Auslöschungsschiefe von annähernd 0° , während im Kern eine solche von 32° gemessen wurde. Die Werte nehmen in den äußeren Zonen langsam bis 0° ab. In den Zwickeln zwischen den tafeligen Plagioklasen liegen niedriger lichtbrechende Feldspate, die vielleicht dem Oligoklas angehören, etwas Orthoklas und Analcim. Der Titanaugit ist meist idiomorph begrenzt und bildet stellenweise allein oder mit Olivin verwachsen knäuelartige Anhäufungen.

Ein recht interessantes Gestein ist endlich ein von K. v. FRITSCH am Lombo dos Portaes im Gran Curral von einem Gang geschlagener feinkörniger Essexit, der Schlieren von hellem, stark miarolithischem Foyait enthält. In diesen hellen Schlieren treten aus dem weißlichen feinkörnigen Gestein schlank prismatische Kryställchen von Titanaugit heraus.

Der feinkörnige Essexit besteht aus Plagioklas, Titanaugit, Olivin, Biotit, Titaneisen und Apatit. In den Zwickeln zwischen den Plagioklasen findet sich bisweilen Analcim mit schwacher Licht- und Doppelbrechung und der für dieses Mineral charakteristischen Felderteilung. Der Plagioklas, der Zwillingsbildung nach dem Albit-, Karlsbader und dem Periklingesetz und in einem Falle auch nach dem Bavenoer Gesetz zeigt, gehört im wesentlichen dem Bytownit an. In Schnitten senkrecht zu P und M wurden Auslöschungsschiefen von $+ 34^{\circ}$, $+ 39^{\circ} 30'$ und $+ 41^{\circ} 30'$ gemessen. Ein kombinierter Zwilling nach dem Karlsbader- und dem Albitgesetz ergab in einem Schnitt aus der symmetrischen Zone folgende Werte:

$$1 \text{ u. } 1' + 37^{\circ} \text{ u. } + 43^{\circ} \quad 2 \text{ u. } 2' - 20^{\circ} \text{ u. } - 26^{\circ}.$$

Diese Werte lassen auf Bytownite von der Zusammensetzung Ab 25 An 75 bis Ab 15 An 85 schließen. In den an die foyaitischen Schlieren angrenzenden Gesteinspartien stellt sich ein etwas natronreicherer Plagioklas, sowie Orthoklas und Nephelin ein. Die Auslöschungsschiefe von $+ 28^{\circ}$ in einem Schnitt senkrecht zu P und M eines Plagioklases aus der Grenzzone entspricht einem Labrador von der Zusammensetzung Ab 50 An 50.

Analysen

	I	II	III	IV	IV a	V	VI
SiO ₂	49,15	48,85	47,90	50,50	50,52	48,50	49,29
TiO ₂	0,83	2,30	1,91	1,91	Spur.	1,72	2,10
ZrO ₂ *)	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	17,86	16,53	16,55	17,71	17,98	21,30	17,95
Fe ₂ O ₃	1,07	5,85	5,67	5,41	5,09	0,95	2,97
FeO	10,77	5,68	7,50	4,02	5,90	5,49	5,31
MnO	0,75	Spur.	0,60	—	—	—	—
CaO	6,57	6,51	9,35	7,91	7,95	7,42	5,42
MgO	3,24	2,95	4,44	3,33	3,36	4,10	2,75
K ₂ O	2,29	2,91	2,08	3,02	3,70	3,21	3,16
Na ₂ O	5,49	5,49	3,23	5,52	3,60	4,85	6,01
H ₂ O	1,21	1,48	0,20	0,45	1,03	**) 2,12	3,48
Feuchtigkeit	—	—	—	—	—	—	0,20
Cl	Spur.	—	—	—	—	—	—
CO ₂	Spur.	—	—	—	—	—	0,16
SO ₃	—	—	—	—	—	—	0,32
S	—	0,21	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,99	0,83	0,32	0,92	1,31	—	0,87
	100,22	99,83	99,75	100,70	100,44	99,66	99,99
Spez. Gew.	2,790	2,786	—	2,852	2,858	—	2,69

*) Die Zirkonerde wurde geschätzt nach der Färbung mit Wasserstoffsperoxyd.

**) Glühverlust.

I Essexit (Diabas), Ribeira de Massapez. SENFTER: Diabas von Madeira. N. Jahrb. f. Min. 1872, Seite 688. Siehe auch ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinskunde, 3. Aufl., Seite 433.

II Essexit mit Spuren von Ni u. Cu, Barranco del Diablo, Caldeira von La Palma. Anal. A. Eyme.

III Essexit, Tofteholmen, Kristianiagebiet. BRÜGGER: Das Gangfolge des Laurdalits, Seite 83.

IV und IVa Essexit, Rongstock, Böhmisches Mittelgebirge. Anal. R. POHL. I. E. HIBSCH: Erl. zur geol. Karte des Böhm. Mittelgeb. Blatt Rongstock-Bodenbach, TSCHERM. Min. petr. Mitt. XIX, 1900, Seite 55.

V Essexit, Jangoa, Madagaksar. A. LACROIX: Matériaux pour la minéralogie de Madagascar. Nouvelles Archiv. du Muséum d'hist. nat. IV, 1902, Seite 125.

VI und VII Essexit, Oberberg bei Wissenbach. R. BRAUNS: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. Neues Jahrb. für Min. Beil. Bd. XXVII, 1909, Seite 321.

Die Titanaugite der Grenzzone zeigen einen schmalen Saum von Ägyrinaugit. Die foyaitische Schliere besteht aus Orthoklas, natronreichem Plagioklas, Nephelin, Titanaugit und Ägyrinaugit, der von etwas Ägyrin begleitet wird, etwas Titaneisen und Titaneisenglimmer und Apatit in reichlicher

von Essexiten.

VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV
48,79	50,47	47,94	49,69	44,87	43,66	40,80	40,25	49,30
1,44	0,51	0,20	2,13	4,71	1,21	3,44	1,41	2,16
—	—	—	0,36	—	—	—	—	—
17,23	18,73	17,44	17,02	14,05	17,35	14,77	16,97	17,31
1,99	4,19	6,84	4,28	2,03	7,88	7,91	} 15,21	3,84
6,78	4,92	6,51	7,34	7,79	5,40	7,33		5,73
—	0,11	—	—	0,07	—	Spur.	Spur.	0,14
5,58	8,82	7,47	6,73	9,76	9,39	11,63	7,17	8,67
2,92	3,48	2,02	3,15	8,87	4,27	5,09	3,00	5,12
3,77	3,56	2,79	2,73	2,31	2,07	2,14	2,01	1,73
5,48	4,62	5,63	4,67	4,65	5,12	4,38	4,91	4,05
3,93	0,58	2,04	1,19	*) 0,62	1,99	1,05	0,30	2,18
0,28	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,16	Spur.	—	—	—	—	0,05	—	0,16
0,29	Spur.	—	0,30	—	—	Spur.	—	—
—	—	—	—	0,23	—	0,18	—	0,01
1,11	0,10	1,04	0,65	0,27	1,32	0,88	0,76	0,26
99,75	100,09	99,92	100,24	100,23	99,66	99,65	100,09	100,66
2,66	—	—	—	—	2,915	3,065	—	—

*) Glühverlust.

VIII Essexit (Augitdiorit), olivinhalzig, Mount Fairview Custer Co. Col. U. S. A. (Spur von CO₂ u. Cl). Wittmann Cross. Proc. Colorado Sc. Soc. 1887, 228—250.

IX Essexit, Salem Neck, Salem Massachusetts. M. DITTRICH anal. H. ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre 3. Aufl., S. 196.

X Essexit (loser Block, Auswürfling?), Rombozone, Mawensi, Kilimandscharo. C. KLÜSS anal. (bisher noch nicht veröffentlicht).

XI Essexit, Haselbach, Bayerischer Wald. G. VERVUERT anal. A. FRENZEL: Diese Zeitschr., Monatsber. 1908, Seite 243.

XII Essexit, Insel Cabo Frio, Hafen von Rio de Janeiro. M. DITTRICH anal. H. ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre 3. Aufl., und Fr. W. WRIGHT: Die foyaitisch-theralithischen Eruptivgesteine der Insel Cabo Frio. TSCHERM. Min. petr. Mitt. XX, 1901, Seite 281.

XIII Essexit, Barranco del aqua agria, Caldeira von La Palma. A. EYME anal.

XIV Essexit (Olivingabbrodiabas), Dignaes, Gran, Norwegen. A. DAMM anal. W. C. BRÖGGER. Q. J. G. Soc. 1894, 19.

XV Essexit, Cerro Cagual, Westmassiv. G. NYBLUM anal. P. D. QUENSEL: Geol. petr. Studien in der patagonischen Cordillera. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala 1911, XI, S. 80.

Menge. Der Orthoklas der etwas grobkörnigeren Partien der Schlieren umschließt kleine idiomorph begrenzte Nephelinkryställchen oft in reichlicher Menge.

In feinkörnigeren trachytisch struierten Partien bildet der Nephelin die Füllmasse zwischen den schmalen Sanidinleistchen.

Der Plagioklas dieser foyaitischen Schlieren zeigt niedrige Lichtbrechung und in einem Schnitt aus der symmetrischen Zone eines kombinierten Zwillings nach Albit- und Karlsbader Gesetz folgende Werte für die Auslöschungsschiefe:

$$1 \text{ u. } 1' + 12^{\circ} 30' \text{ u. } + 13^{\circ} \quad 2 \text{ u. } 2' - 5^{\circ} \text{ u. } - 7^{\circ}.$$

In Schnitten parallel M wurden Werte von $+ 10^{\circ}$ bis $+ 14^{\circ} 30'$ gemessen. Demnach dürften diese Plagioklase teils als Oligoklasalbit, teils als Albit anzusprechen sein.

Der Ägyrinaugit der hellen Schlieren zeigt kräftigen Pleochroismus. Er wird für Strahlen parallel a schwingend mit blau-grüner, parallel b mit olivgrüner und parallel c mit gelblichgrüner Farbe durchsichtig. Als Maximum der Auslöschungsschiefe c:a wurde 32° im spitzen Winkel β gemessen. Er zeigt verhältnismäßig hohe Doppelbrechung und starke Dispersion der Mittellinien. In Schnitten senkrecht zu einer optischen Achse wurde optisch positiver Charakter der Doppelbrechung festgestellt. Neben ihm erscheint etwas Ägyrin in kleineren Kryställchen und bisweilen in zierlichen tiefgefärbten Nadelchen, die gern zu kleinen Häufchen zusammentreten. In Schnitten, die annähernd parallel M getroffen sind, wurde eine maximale Auslöschungsschiefe von 4° c:a festgestellt. Der Pleochroismus ist sehr kräftig mit a tiefblaugrün, b tiefolivgrün c gelblicholivgrün. Gegen die nur in kleineren, oft schlank prismatisch ausgebildeten Kryställchen von Ägyrinaugit und von Ägyrin, treten die größeren Titanaugite an Menge etwas zurück.

Durch die Feststellung, daß zwischen den hellen foyaitischen Partien und dem Essexit ein langsamer Übergang besteht, ist einwandfrei bewiesen, daß es sich hier um Schlieren und nicht um Gangtrümer handelt.

Die Essexite Madeiras zeigen im Vergleich mit den entsprechenden Gesteinen der benachbarten Kanarischen Inseln große Verwandtschaft, aber insofern auch wieder Verschiedenheiten, als unter den gefärbten Gemengteilen die Hornblende und oft auch der Glimmer gegen die Titanaugite sehr stark zurücktreten, während die Essexite von La Palma und von Fuerteventura, die ich durch eigene Studien kenne, meist reicher sind an Hornblende und bisweilen auch an Biotit. Auf Fuerteventura treten auch Hornblendeessexite auf. Ein weiterer Unterschied der beiden Gebiete scheint darin zu bestehen, daß auf Madeira Camptonitische Spaltungsgesteine fehlen oder doch seltener sind, während sie sowohl auf Fuerteventura wie auf La Palma häufiger erscheinen. Diese Verschiedenheiten mögen vielleicht damit zusammenhängen, daß auf Madeira alkalireichere Essexitypen

seltener sind, während sie auf den Kanarischen Inseln mehr in den Vordergrund treten. Die Gesteine der Kanarischen Inseln sind auch verhältnismäßig reicher an Orthoklas und Nephelin. Es scheinen dort auch Essexittypen aufzutreten, die nach den Theralithen hin vermitteln. Mit der größeren Armut an Orthoklas in den Madeiragesteinen hängt wohl auch das Fehlen von shonkinitischen Gesteinen zusammen, die auf La Palma mit den Essexiten zusammen auftreten.

In der Tabelle auf Seite 468 u. 469 sind die Analysen des Essexits von der Ribeira de Massapez mit Analysen von Essexiten anderer Gebiete zusammengestellt. Den Essexit von Oberberg bei Wissenbach führt ROSENBUSCH¹⁾ ebenso wie das Gestein von der Ribeira de Massapez unter den Trachydoleriten auf. Man wird diese Gesteine aber doch besser den Essexiten zurechnen, da sie sich sowohl in ihrer Struktur als auch in ihrer geologischen Erscheinungsweise als Tiefengesteine charakterisieren.

In der Tabelle sind außer einigen bekannteren Gesteinen der Essexitfamilie besonders solche Vorkommen berücksichtigt worden, die erst durch neuere Arbeiten bekannt geworden sind, sowie solche ältere Analysen, die in der Tabelle in den Elementen der Gesteinslehre nicht aufgeführt sind. Die beiden Analysen der Gesteine von La Palma sind von mir aus dem von C. GAGEL gesammelten Material zur chemischen Untersuchung ausgewählt worden.

Essexitdiabase.

Mit den eigentlichen Essexiten geologisch aufs engste vergesellschaftet treten, wie in anderen Essexitgebieten, auch auf Madeira essexitische Gesteine auf, in denen Orthoklas, Nephelin und Analcim bis zum völligen Verschwinden zurücktreten. Diese Gesteine sind außerdem wohl meist auch durch das Fehlen barkewikitischer Hornblende gekennzeichnet. Die wesentlichen Gemengteile dieser Gesteine sind Kalknatronfeldspate, die meist dem Bytownit nahestehen, titanhaltige Pyroxene, etwas Olivin und in geringer Menge Biotit. Dazu treten noch noch Titaneisen und Apatit. Die Struktur dieser Gesteine ist ausgesprochen diabasartig. Man findet in diesen Typen häufiger die rein ophitische Struktur, indem die Augite die Zwickel zwischen den tafelig ausgebildeten Plagioklasen ausfüllen.

Es wird oft schwer sein, diese Gesteine von den eigentlichen Essexiten scharf abzutrennen, da es scheint, daß normale

¹⁾ H. ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre, 3 Aufl., S. 433 und 437.

Essexite in demselben Gesteinskörper in derartige alkaliarme Gesteine übergehen können. Man hat sie daher wie im Kristianiagebiet¹⁾ mit den Essexiten vereinigt und hat sie ebenfalls als Essexite bezeichnet. In anderen Gebieten hat man sie aber, dem Vorgange von A. LACROIX²⁾ folgend, als Essexitgabbros von den eigentlichen Essexiten abgetrennt. R. BRAUNS³⁾ hat ein derartiges Gestein, das mit dem von ihm beschriebenen Essexit vom Oberberg bei Wissenbach zusammen auftritt, als Essexitdiabas bezeichnet.

Wenn man bedenkt, daß eine Gesteinsgruppe alle Gesteine umfassen soll, die zwischen den Syeniten einschließlich der Monzonite einerseits und den Pyroxeniten andererseits stehen, so wird man gerne zugeben, daß es zweckmäßig ist, eine solche Gruppe noch zu teilen. Ich möchte aber vorschlagen, dem Vorgange R. BRAUNS zu folgen und die alkaliarmen essexitischen Gesteine Essexitdiabase zu nennen, da ja diese Gesteine mit den eigentlichen Gabbros nichts zu tun haben.

Die Essexitdiabase sind die Tiefengesteine der essexitischen Basalte und der Essexitmelaphyre, die eigentlichen Essexite die Tiefenformen der Trachydolerite und der Essexitporphyrite.

Als Glieder der Reihe der Alkaligesteine entsprechen die eigentlichen Essexite den Dioriten, die Essexitdiabase⁴⁾ (Essexitgabbros) den Gabbrogesteinen der Alkalikalkgesteinsreihe.

In nachstehender Tabelle sind die Analysen von einem Essexitdiabas aus der Ribeira das Voltas (Analyse I) und

¹⁾ W. C. BRÖGGER: Eine Sammlung der wichtigsten Typen der Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. *Nyt. Mag. f. Naturvidensk.* Bd. 44, H. 2. Kristiania 1906.

²⁾ A. LACROIX: Roches alcalines de Tahiti. *Bull. d. l. Soc. Géol. de France. Sér. 4. X.*, 1910, S. 103.

³⁾ R. BRAUNS: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. *Neues Jahrb. für Min. Beil. Bd. XXVII*, 1909, S. 276.

⁴⁾ GAGEL (a. a. O. S. 401) weist darauf hin, daß ich diese alkaliarmen essexitischen Gesteine schon früher (*Diese Zeitschr.* 1907, Bd. 49, Monatsber., S. 23. Diskussionsbemerkung) mit ostthüringischen Diabasen verglichen und darauf hingewiesen habe, daß auch ein Teil unserer deutschen Diabase essexitische Gesteine sein dürften. Diese Äußerung von mir ist aber nicht, wie GAGEL ausführt, an einer ganz ungewöhnlichen Stelle gemacht worden. Außerdem hätte Herr GAGEL diese Stelle nicht übersehen können, wenn er die im Anschluß an seinen eigenen Vortrag über das Grundgebirge von La Palma (*Diese Zeitschr.* 50 1908. Monatsber. 2, S. 25) in der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 5. Februar 1908 gemachten Mitteilungen über die Gesteine von La Palma und den ausdrücklichen Hinweis auf jene Diskussionsbemerkungen zu dem Vortrage des Herrn ERDMANNSDÖRFER über die Essexit- und Theralithdiabase aufmerksamer gelesen hätte.

eines Essexitdiabases von der Soca im Anfang der Ribeira de Massapez (Analyse II) angeführt.

	I	a	b	c	II	a	b	c
SiO ₂ . .	45,04	46,11	0,7685	50,08	45,69	46,41	0,7735	49,77
TiO ₂ . .	3,67	3,78	0,0470	3,06	1,30	1,32	0,0165	1,06
P ₂ O ₅ . .	0,47	0,48	0,0034	0,22	0,57	0,58	0,0041	0,26
Al ₂ O ₃ . .	16,41	16,80	0,1647	10,73	17,02	17,29	0,1695	10,91
Fe ₂ O ₃ . .	6,02	13,02	0,1808	11,78	4,59	12,85	0,1785	11,49
FeO . .	7,30				8,52			
CaO . .	11,42	11,69	0,2088	13,60	11,31	11,49	0,2052	13,20
MgO . .	3,93	4,02	0,1005	6,55	5,62	5,71	0,1427	9,18
K ₂ O . .	0,93	0,95	0,0101	0,66	1,07	1,09	0,0116	0,75
Na ₂ O . .	3,09	3,16	0,0510	3,32	3,21	3,26	0,0526	3,38
H ₂ O . .	1,41	—	—	—	0,76	—	—	—
CO ₂ . .	0,36	—	—	—	—	—	—	—
S . .	0,13	—	—	—	0,08	—	—	—
Cl . .	—	—	—	—	0,04	—	—	—
Spez. Gew.	100,18 3,003	99,99 —	1,5348 —	100,00 —	99,78 2,965	100,00 —	1,5542 —	100,00 —

Die OSANNSchen Konstanten geben:

I s 53,36; A 3,98; C 6,75; F 25,18. a 2.2 c 3.8 f 14 n 8.3
II s 51,09; A 4,13; C 6,78; F 27,09. a 2.2 c 3.5 f 14.3 n 8.2

Aus den nach der OSANNSchen Berechnung erhaltenen Typenformeln für diese Essexitdiabase geht hervor, daß der Wert c größer ist als der Wert a. Die Analysenörter der Essexitdiabase fallen also auf die CF-Seite des OSANNSchen Dreiecks. Sie sind trotzdem von den eigentlichen Gabbros nicht nur geologisch, sondern auch in ihrer mineralogischen Zusammensetzung zu unterscheiden, indem sie einerseits stets mit Essexiten und Alkalisyeniten vergesellschaftet, andererseits durch die Führung titanhaltiger Augite gekennzeichnet sind.

In der Tabelle auf Seite 474 u. 475 wurden die beiden Analysen der Essexitdiabase von Madeira (I und II) mit den Analysen entsprechender Gesteine zusammengestellt. Es wurden nur solche Gesteine ausgewählt, die in typischen Essexitgebieten auftreten und als essexitische Gesteine bezeichnet worden sind.

Es wird freilich nicht immer ganz leicht sein, die Stellung solcher Gesteine genau zu bestimmen, wenn man sie ohne Berücksichtigung der mit ihnen im geologischen Verband auftretenden Gesteine betrachtet. Dies gilt natürlich ebenso für die entsprechenden Ergußgesteine. Auf diese Schwierigkeiten, die durch den schlechten Erhaltungszustand mancher älteren

	I	II	III	IV
SiO ₂	45,04	45,69	43,65	47,00
TiO ₂	3,67	1,30	4,00	2,30
Al ₂ O ₃	16,41	17,02	11,48	15,20
Fe ₂ O ₃	6,02	4,59	6,32	5,69
FeO	7,30	8,52	8,00	6,59
MnO	—	—	Spur	0,26
CaO	11,42	11,31	14,00	12,60
BaO	—	—	—	—
MgO	3,93	5,62	7,92	8,76
K ₂ O	0,93	1,07	1,51	0,66
Na ₂ O	3,09	3,21	2,28	1,45
H ₂ O	1,41	0,76	1,00	0,30
P ₂ O ₅	0,47	0,57	Spur	Spur
CO ₂	0,36	—	Spur ¹⁾	—
S	0,13	0,08	—	—
Cl	—	0,04	—	—
SO ₃	—	—	—	—
Spez. Gew.	100,18 3,003	99,78 2,965	100,16 —	100,81 —

I. Essexitdiabas, Ribeira das Voltas, Madeira. A. EYME anal. GAGEL a. a. O., S. 399.

II Essexitdiabas, Soca, Ribeira de Massapez, Madeira. A. EYME anal., ebenda.

III Essexit (Olivingabbrodiabas), Brandberget, Gran. L. SCHMELCK anal. W. C. BRÖGGER: Basic eruptive Rocks of Gran. Quart Journ. of Geol. Soc. 50, 1894, Nr. 197, S. 19.

IV Essexit (Olivingabbrodiabas), Sölvsberget. SÄRNSTRÖM anal., Alkalienbestimmung durch L. SCHMELCK. W. C. BRÖGGER ebenda, S. 19.

V Essexitdiabas, Oberberg bei Wissenbach. HEINR. KARFF anal. R. BRAUNS: Beitr. z. Kenntnis der chem. Zus. der devon. Eruptivgest.

Gesteine noch erhöht werden, macht auch R. BRAUNS²⁾ aufmerksam, indem er sagt, „daß einzelne Gesteine, Ergußsteine des Mitteldevons (des Lahn- und Dillgebietes), auch anders aufgefaßt werden könnten, daß sie in sich weder in ihrem jetzigen Mineralbestand noch in ihrer jetzigen chemischen Zusammensetzung sichere Merkmale bieten, welche die Zuweisung zur Reihe der Alkaligesteine fordern würden, wenn diese Gesteine für sich allein aufträten“. Wenn er dann weiter

¹⁾ CaCO₃.

²⁾ R. BRAUNS: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. N. Jahrb. f. Min. 1909. Beil. Bd. XXVIII, S. 419.

Essexitdiabasen.

V	VI	VII	VIII	IX
44,74	45,18	44,50	41,50	45,40
1,69	2,00	1,72	4,78	2,82
15,67	14,69	13,23	12,31	18,60
5,18	1,94	4,11	5,20	0,77
6,71	8,91	7,76	8,46	6,70
—	0,16	Spur	—	—
8,76	9,36	11,20	14,05	13,20
—	0,05	—	—	—
8,47	8,98	13,19	11,29	7,45
0,51	0,94	0,74	0,48	1,25
1,79	3,14	1,69	2,06	2,31
3,87	3,80	1,36	0,50	1,00
2,56	0,35	0,22	0,06	—
—	0,32	0,36	—	—
—	0,20	0,10	—	—
—	—	—	—	—
—	—	Spur	—	—
99,95	100,02	100,18	100,69	99,50
2,83	—	—	—	—

im Gebiete der Lahn und Dill. N. Jahrb. f. Min., Beil. Bd. XXVII, S. 276.

VI Essexitgabbro, Mündung des Rio Pinto in den Rio Mayor. R. MAUZELIUS anal. P. D. QUENSEL a. a. O., S. 75.

VII Essexitdiabas, Caldeira von La Palma, Barranco del Almadrero amargo. A. EYME anal. GAGEL a. a. O., S. 399.

VIII Gabbroessexit, Vallée de Papenoo, Tahiti. M. PISANI anal. A. LACROIX: Roches alcalines de Tahiti. Bull. d. l. Soc. géol. de France Sér. 4, X, 1910, S. 104.

XI Gabbroessexit, Nosy Komba, Madagascar. M. PISANI anal. A. LACROIX, ebenda und Nouvelles Archives du Mus. d'Hist. nat. IV, Paris 1902, S. 13.

sagt, daß seines Erachtens „durch den Essexit, Amphibolpikrit und Keratophyr die Punkte gegeben sind, in deren Verbindungslinien wir die anderen Gesteine einreihen können“, gibt er damit die Richtlinie an, durch die wir uns in der Erkenntnis solcher Gesteine leiten lassen dürfen. Für die mit Essexiten vergesellschafteten alkaliarmen diabasischen Gesteine ergibt sich von diesem Standpunkt aus die natürliche Stellung als Essexitdiabase in einer fortlaufenden Reihe: Alkalisyenite, Essexite, Essexitdiabase, Pyroxenite und Pikrite.

Den Essexitdiabasen schließen sich die pyroxenitischen Essexite oder besser Essexitdiabase eng an, die mit jenen zusammengefaßt werden müssen. Sie sind die Übergangsgesteine

zu den Pyroxeniten. In die Reihe der pyroxenitischen Essexitdiabase sind auch die Gesteine VII und VIII der Analysentabelle auf Seite 475 zu rechnen.

Pyroxenitische Essexitdiabase.

Aus der Ribeira de Massapez beschreibt GAGEL (a. a. O., S. 380 und 395) ein ganz dunkles, ultrabasisches, ziemlich grobkörniges Gestein von schwarzgrüner Farbe, das im wesentlichen aus großen Körnern von schwarzem Augit und grünlichem Olivin besteht. Das Gestein ist porphyrisch ausgebildet; die großen Einsprenglinge von Augit und Olivin liegen in einer verhältnismäßig feinkörnigen Grundmasse, die nach GAGELS Angaben aus Plagioklas, unbestimmbaren Mineralkörnern, Carbonaten sowie Erzkörnern besteht. GAGEL faßt dieses Gestein als ultrabasische porphyrische Randfacies des Essexits auf und schlägt dafür den Namen Madeirit vor.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteins ergibt sich aus folgender von A. KLÜSS ausgeführten Analyse:

		a	b	c
SiO ₂	40,07	45,24	0,7540	44,81
TiO ₂	2,35	2,65	0,0331	1,97
Al ₂ O ₃	8,95	10,11	0,0991	5,89
Fe ₂ O ₃	4,82	—	—	—
FeO	7,81	13,63	0,1893	11,25
CaO	13,83	10,18	0,1818	10,81
MgO	13,86	15,65	0,3912	23,25
K ₂ O	0,56	0,63	0,0067	0,40
Na ₂ O	1,34	1,51	0,0244	1,45
H ₂ O	2,45	—	—	—
P ₂ O ₅	0,35	0,40	0,0028	0,17
CO ₂	3,78	—	—	—
S	0,04	—	—	—
	100,21	100,00	1,6824	100,00
Spez. Gewicht	3,096	—	—	—

s 46,95; A 1,85; C 4,04; F 41,27. a 0.8 c 1.7 f 17.5 n 7.8

GAGEL vergleicht dieses Gestein mit dem Essexitgabbro von Papenoo (Tahiti) und führt aus, daß dieser in seiner chemischen Zusammensetzung anscheinend am ähnlichsten ist. Ich möchte auf die nahe Verwandtschaft dieses Gesteines mit dem Pyroxenit von Brandberget in Norwegen hinweisen. Dieses letztere Gestein ist allerdings reicher an Pyroxen, während der Madeirit Olivin in etwas größerer Menge enthält; dement-

sprechend ist der Kieselsäuregehalt in dem Gestein vom Brandberget etwas höher.

In folgender Tabelle ist die Analyse des Madeirits mit den Analysen verwandter Gesteine zusammengestellt:

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂ . . .	43,65	45,66	41,50	40,07	47,93	45,05	37,90
TiO ₂ . . .	4,00	2,75	4,78	2,35	—	2,65	5,30
Al ₂ O ₃ . . .	11,48	11,64	12,31	8,95	8,94	6,50	13,17
Fe ₂ O ₃ . . .	6,32	3,57	5,20	4,82	} 15,90	3,83	8,83
FeO . . .	8,00	10,61	8,46	7,81		7,69	8,37
MnO . . .	Spur	—	—	—	—	—	—
CaO . . .	14,00	9,11	14,05	13,83	11,32	18,66	10,75
MgO . . .	7,92	11,08	11,29	13,86	11,20	12,07	9,50
K ₂ O . . .	1,51	0,44	0,48	0,56	0,85	0,78	2,12
Na ₂ O . . .	2,28	2,60	2,06	1,34	1,05	0,94	2,35
H ₂ O . . .	1,00	—	0,50	2,45	1,39	2,40	1,40
P ₂ O ₅ . . .	Spur	0,26	0,06	0,35	—	—	—
S . . .	—	—	—	0,04	—	—	—
CO ₂ . . .	—	—	—	3,78	—	—	—
CaCO ₃ . . .	Spur	—	—	—	—	—	—
Ca ₃ P ₂ O ₅ . . .	—	—	—	—	—	0,31	—
Spez. Gew.	100,16	97,72	100,69	100,21	98,58	100,88	99,69
	—	—	—	3,096	—	—	—

I Pyroxenitischer Essexit, Brandberget, Gran, Norwegen. W. C. BRÖGGER Q. J. G. S. 1894, S. 19.

II Essexititiches Gestein, Penikkavaara. V. HACKMANN: Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo. Bull. de la Comm. géol. de Finlande No. 11.

III Essexitgabbro, Vallée, de Papenoo (Tahiti). Anal. M. PISANI. A. LACROIX: Roches alcalines de Tahiti. Bull. Soc. Géol. de France Serie 4, Vol. 10 (1910), S. 104.

IV Madeirit, Ribeira de Massapez, Madeira.

V Pyroxenitischer Essexit (Gabbrodiabas), Buhammeren, Hadeland. G. SÄRNSTRÖM anal. W. C. BRÖGGER: Mineralien der süd-norwegischen Syenitpegmatitgänge. Zeitschr. für Krist., Bd. 16, 1890, S. 27.

VI Pyroxenit, Brandberget, Gran, Norwegen. W. C. BRÖGGER. Quart. J. G. S. 1894, S. 31.

VII Hornblendit, Brandberget, Gran, Norwegen. V. SCHMELCK anal. W. C. BRÖGGER: Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. Das Ganggefolge des Laurdalits. Kristiania 1898, S. 93.

Die OSANNSCHEN Konstanten geben:

I	s 49,17; A 3,34; C 3,78; F 36,59. a 1.5 c 1.75 f 16.75 n 6.9
II	s 50,15; A 2,93; C 4,25; F 35,49. a 1.4 c 2 f 16.6 n 9
III	s 46,20; A 2,36; C 5,09; F 39,00. a 1 c 2.25 f 16.75 n 8.7
IV	s 46,95; A 1,85; C 4,04; F 41,27. a 0.8 c 1.7 f 17.5 n 7,8
V	s 50,15; A 1,63; C 3,87; F 38,85. a 0.75 c 1.75 f 17.5 n 6,5
VI	s 47,21; A 1,42; C 2,42; F 45,12. a 0.5 c 1 f 18.5 n 6,5
VII	s 45,20; A 3,92; C 4,445; F 38,07. a 1.7 c 1.9 f 16.4 n 6.2

Der Madeirit nimmt seiner chemischen und mineralogischen Zusammensetzung nach eine Zwischenstellung ein zwischen pyroxenitischen Essexitdiabasen und Pikriten. Daß Pikrite mit echten Essexiten in engerem geologischen Verbande auftreten, geht besonders auch aus den erwähnten Arbeiten BRAUNS über die mitteldevonischen Gesteine im Gebiete der Lahn und Dill hervor. Auf das Vorkommen von Pikrit auf La Palma als Spaltungsprodukt des essexitischen Magmas habe ich¹⁾ schon früher hingewiesen.

Ganggesteine.

GAGEL hat auf Madeira vorwiegend im Gran Curral eine Reihe von gangförmig aufsetzenden Gesteinen gesammelt, die aber sicher zum größten Teil in ihrer Ausbildung mit den Ergußgesteinen, also mit Trachydoleriten und Basalten vollkommen übereinstimmen und daher auch als solche bezeichnet werden müssen. Melanokrate, camptonitische oder monchiquitische Ganggesteine scheinen ganz zu fehlen, wenigstens habe ich in dem von GAGEL gesammelten Material vergeblich nach solchen gesucht. Es ist aber wohl möglich, daß derartige Gesteine noch gefunden werden, da leukokrate Ganggesteine aus der Familie der Kalkbostonite vorhanden sind.

Ein solches als Kalkbostonit zu bezeichnendes Gestein lag mir aus der Sammlung des Herrn v. FRITSCH vom Lombo dos Portões im Gran Curral vor. Dieses Handstück wurde von einem horizontal geklüfteten, weithin sichtbaren Gange entnommen.

Es ist ein hellgraues, seidenartig schimmerndes Gestein von feiner Korngröße, das vereinzelte kleine Einsprenglinge von tafeligem Plagioklas führt. Die Struktur der Grundmasse ist ausgesprochen trachytoid. An der Zusammensetzung dieses Gesteines beteiligt sich ein häufig zonar gebauter Plagioklas, dessen Kerne einem Labrador von der Zusammensetzung Ab 50 An 50 nahestehen, während die Schalen aus Oligoklas oder Oligoklasalbit gebildet werden. Orthoklas konnte mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden, es ist aber wahrscheinlich, daß er und vielleicht etwas Nephelin sich in der Grundmasse verstecken. Die farbigen Gemengteile treten gegen die Feldspate auch in der Grundmasse an Menge zurück. Der Pyroxen ist ein hellviolett-bräunlicher Titanagit, der stets idiomorph und oft schlank prismatisch entwickelt ist. Neben ihm erscheint

¹⁾ FINCKH: Diskussionsbemerkungen zu dem Vortrag des Herrn GAGEL über das Grundgebirge von La Palma. Diese Zeitschr. Bd. 60, 1908, Monatsber. 2, S. 25.

in nicht geringer Menge Biotit in winzigen, oft gut ausgebildeten Täfelchen, der kräftigen Pleochroismus zwischen tiefbraun für *b* und *c* und hellbraun bis fast farblos für *a* zeigt. Es ist ein Glimmer zweiter Art mit kleinem Achsenwinkel. Hornblende, die GAGEL¹⁾ als Gemengteil dieses Gesteines angibt, konnte ich trotz eifrigen Suchens in demselben Dünnschliff nicht finden. Es scheint, daß GAGEL den Biotit für Hornblende gehalten hat.

GAGEL bespricht ferner als Ganggesteine (a. a. O. S. 411) zwei Gesteinsarten, die er im Gran Curral gesammelt hat. Das eine ist von mir als Trachyt, das andere von GAGEL als Gauteit bestimmt worden. Ob dieses letztere Gestein als Gauteit benannt werden darf, kann ich nicht entscheiden, da ich die GAGELSche Diagnose nicht nachprüfen kann. Es ist aber auffällig, daß dieses Gestein, wie aus GAGELS Angaben zu entnehmen ist, mit einem Trachyt, der nach meiner Auffassung dem Drachenfelstypus angehört, und nicht mit Camptoniten vergesellschaftet ist. Diese Tatsache legt jedenfalls die Vermutung nahe, daß dieses Gestein vielleicht besser als Trachyandesit aufzufassen ist, zumal da trachyandesitische Gesteine auf Madeira und auf Porto Santo mit den Trachyten zusammen auftreten. Die Ähnlichkeit der Trachyte von Madeira und namentlich von Porto Santo mit Gesteinen, die man jetzt zum Teil als Trachyandesite bezeichnet, betont schon HARTUNG²⁾, indem er auf die Ähnlichkeit dieser Gesteine mit manchen Trachyten des Siebengebirges, namentlich mit dem der Wolkenburg aufmerksam macht.

Ergußgesteine.

Trachyte.

Nach HARTUNG treten trachytische Gesteine in größerer Ausdehnung im Verhältnis zur Gesamtmasse des Gebirges auf Porto Santo auf, während sie auf Madeira gegenüber den basaltischen und trachydoleritischen Gesteinen stark zurücktreten. Ein Teil der von HARTUNG den Trachyten zugeteilten Gesteine von Madeira dürfte außerdem den trachytoiden Trachydoleriten zuzurechnen sein. Unter den von C. GAGEL auf Madeira gesammelten Gesteinen gehört hierher, soweit ich mich entsinnen kann, nur der Trachyt aus dem Gran Curral.

¹⁾ a. a. O. S. 413.

²⁾ G. HARTUNG: Geologische Beschreibung der Inseln Madeira und Porto Santo, Leipzig 1854, S. 44.

Außerdem liegt mir ein kleines Stück eines Trachyts von der Ribeira de Boaventura im Norden der Insel vor, das HÄRTUNG gesammelt hat. Unter dem Material K. von FRITSCHS befindet sich endlich noch ein phonolithoider Trachyt, von dem aber eine nähere Fundortangabe fehlt.

Dieses von mir als Sodalithtrachyt bestimmte Gestein ist sehr dicht und enthält in einer sehr feinkörnigen Grundmasse spärliche nur mikroskopisch hervortretende Einsprenglinge eines Feldspats, der durch niedrige Lichtbrechung und sehr feine Zwillingsstreifung ausgezeichnet ist, sowie kleine, häufig gut begrenzte Sodalithkryställchen. Ich bin geneigt, die Feldspateinsprenglinge als Anorthoklas zu deuten. Die Grundmasse dieses Gesteines besteht aus winzigsten, fluidal angeordneten Sanidinleistchen und Mikrolithen eines fast farblos erscheinenden Pyroxens, den ich der optischen Orientierung nach als Ägyrin ansprechen muß, da die Achse größter Elastizität der Vertikalachse der kleinen Säulchen sehr nahe liegt. Zu diesen wesentlichen Gemengteilen tritt noch Biotit in winzigsten Täfelchen und Erzstaub, sowie in wechselnden Mengen Gesteinsglas. Die fluidale Struktur dieses Gesteines macht sich stellenweise auch durch die verschiedenartige Pigmentierung der Grundmasse und den schlierigen Wechsel von etwas glasreicheren mit glasarmen Gesteinspartien geltend.

Ob dieser phonolithoide Trachyt mit dem von GAGEL (a. a. O. S. 425) erwähnten Gestein aus dem Boaventuratal übereinstimmt, kann ich leider nicht entscheiden.

Der Trachyt aus dem Gran Curral ist nach GAGELS Angaben ein sehr hellgraues, sehr feinkörniges rauhes Gestein mit vereinzelt kleinen Einsprenglingen eines glasigen Feldspats und von schwarzem Amphibol. Die Feldspateinsprenglinge sind wohl vorwiegend Plagioklase, die Zwillingsstreifung nach dem Albit- und nach dem Periklingesetz erkennen lassen. Die Grundmasse besteht aus fluidal angeordneten Feldspattäfelchen. Ich habe dieses Gestein nur oberflächlich bestimmt und kann daher keine näheren Angaben über dasselbe machen. Nach meinen Notizen dürfte es aber auch Biotit unter den Einsprenglingen enthalten.

Die chemische Zusammensetzung dieses Trachyts gibt eine von A. EYME ausgeführte Analyse:

	I	a	b	c
SiO ₂	65,43	66,85	1,1142	73,51
TiO ₂	0,19	0,19	0,0024	0,16
Al ₂ O ₃	17,20	17,58	0,1724	11,37
Fe ₂ O ₃	1,57	—	—	—
FeO	1,06	2,53	0,0351	2,32
MnO	Spur.	—	—	—
MgO	0,36	0,37	0,0092	0,61
CaO	2,14	2,19	0,0391	2,58
K ₂ O	3,78	3,86	0,0411	2,71
Na ₂ O	6,14	6,27	0,1011	6,67
H ₂ O	1,82	—	—	—
S	0,04	—	—	—
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,0011	0,07
	99,89	100,00	1,5157	100,00
Spez. Gewicht	2,504	—	—	—

Hieraus ergeben sich nach der OSANNSchen Berechnung folgende Werte:

s 73,74; A 9,38; C 1,99; F 3,52. a 12.6 c 2.65 f 4.75 n 7.1

Nahe verwandt mit dem Gestein des Gran Curral ist ein hellgefärbter Trachyt von Porto Santo, von dem mir eine kleine Probe aus der Sammlung HARTUNGS vorliegt. Dieses Gestein enthält in einer feinkörnigen, orthophyrisch struierten weißlichen Grundmasse meist nur kleine Einsprenglinge von Feldspat, die aber aus der Grundmasse bei makroskopischer Betrachtung nur wenig heraustreten. Von dunkeln Gemengteilen lassen sich mit der Lupe nur vereinzelte Erzkörner feststellen. Als makroskopisch nicht hervortretender Gemengteil findet sich in dem Gestein ganz vereinzelt tiefbraune Hornblende, die mit etwas Biotit verwachsen ist. Kleine Durchschnitte eines vollständig in serpentinähnliche Aggregate zersetzten Minerals sind vielleicht auf ursprünglichen Biotit zurückzuführen.

Die Feldspateinsprenglinge dieses Gesteines gehören größtenteils einem Plagioklas aus der Oligoklasreihe an. In einem Schnitt, der senkrecht zu P und M getroffen ist, wurde eine Auslöschungsschiefe von nahezu 0° beobachtet. Demnach stehen diese Feldspate einem Oligoklas von der Zusammensetzung Ab 75 An 25 nahe. Er ist meist fein verzwillingt nach dem Albitgesetz und zeigt in Schnitten aus der symmetrischen Zone stets nur kleine Werte, steigend bis etwa 7°. In einem kombinierten Zwillings nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz wurde in dem einen Individuum 0°, im andern 7° 30' gemessen.

Die Lichtbrechung dieses Feldspats ist annähernd gleich und wenig höher als die des Canadabalsams. Neben diesem Plagioklas ist auch Sanidin in etwas größeren tafelförmigen Krystallen vorhanden, der sich durch Mangel an Zwillingsstreifung und niedrigere Lichtbrechung als solcher zu erkennen gibt.

Die Grundmasse dieses Gesteins besteht wesentlich aus Oligoklas und Sanidin. Die Oligoklase der Grundmasse erscheinen teils in leistenförmigen, teils in kurzrehtangulären Durchschnitten und werden durch allotriomorphen Sanidin verkittet. Zu diesen wesentlichen Komponenten der Grundmasse treten noch etwas Tridymit und Mikrolithen von bald gelblichem, bald farblosem Pyroxen, sowie winzigste Eisenglanztäfelchen.

Aus dem Boaventuratal liegt mir ferner ein von HARTUNG gesammeltes trachytisches Gestein vor, das in einer schmutzigweißen, porös-rauhen Grundmasse zahlreiche kleine Einsprenglinge von weißlichem Plagioklas, vereinzelte etwas größere Tafeln von Sanidin und spärliche Säulchen einer schwarzen Hornblende enthält. Auf den drusenartigen Gesteinsporen sitzen häufig kleine weißliche, tafelförmige Kryställchen, die bisweilen zu kleinen Gruppen zusammentreten, und die ich auf Grund des mikroskopischen Befundes für Tridymit halte. Die Plagioklaseinsprenglinge sind zonar gebaut. In Schnitten senkrecht P und M wurde eine Auslöschungsschiefe von $+23^{\circ}$ und $+24^{\circ}$ gemessen. Ferner wurde auf M eine Auslöschungsschiefe von -13° und für die äußere Zone $-7^{\circ} 30'$ festgestellt. Demnach gehören diese Feldspate der Andesinreihe an; und zwar entsprechen die Kerne einer Zusammensetzung von Ab 55 An 45 und die Schalen einer solchen von Ab 60 An 40.

Die Grundmasse dieses Gesteines ist ausgesprochen trachytoid; sie besteht wesentlich aus Plagioklasleistchen, deren Lichtbrechung stets etwas höher lichtbrechend ist als die des Canadabalsams, und einem niedrig lichtbrechenden Feldspat, den ich als Sanidin anspreche. Von farbigen Gemengteilen beteiligen sich an der Zusammensetzung der Grundmasse winzige Pyroxenmikrolithen, die fast farblos erscheinen, tiefbraune Hornblende in winzigen zierlichen Säulchen, sowie in sehr geringer Menge Biotit. Die Hornblende zeigt kräftigen Pleochroismus mit c dunkelbraun bis fast schwarz, b gelblichbraun und a hellbräunlichgelb, sowie eine maximale Auslöschungsschiefe von 13° . Demnach dürfte sie als Barkevikit anzusprechen sein.

Zu den erwähnten wesentlichen Gemengteilen kommt noch Eisenglanz in winzigen, oft scharf ausgebildeten

Täfelchen und eine farblose Glasbasis, die von Erzstaub und Körnchen von Pyroxen erfüllt ist. Recht bemerkenswert ist der hohe Gehalt an Tridymit in der Grundmasse dieses Gesteines, der teils in gut ausgebildeten sechseitigen Täfelchen, teils in unregelmäßig begrenzten Partien auftritt. Die kleinen sehr niedrig lichtbrechenden Täfelchen lassen zwischen gekreuzten Nicols eine komplizierte Felderteilung und sehr schwache Doppelbrechung erkennen.

Auf dem Gehalt an Tridymit dürfte wohl wenigstens zum Teil auch der hohe Wert der Kieselsäure in den von COCHUS¹⁾ ausgeführten Analysen der Trachyte von Porto Santo beruhen. Wenn auch diese älteren Analysen den heutigen Anforderungen nicht mehr ganz genügen, so geben sie doch in mancher Hinsicht wertvollen Aufschluß über diese Gesteine. Allerdings scheint es, daß die Analysen zum Teil von unfrischen Gesteinen angefertigt sind; daher ist in einzelnen ein merklicher Überschuß an Tonerde gegenüber den Alkalien vorhanden.

In nachstehender Tabelle sind die von H. COCHUS ausgeführten Analysen von trachytischen Gesteinen Porto Santos und von Madeira angeführt.

	I	II	III	IV
SiO ₂	69,30	66,99	64,65	61,57
Al ₂ O ₃	18,19	16,20	19,24	16,96
FeO	4,00	3,95	5,18	9,65
CaO	2,01	0,77	4,22	4,05
MgO	0,52	1,91	0,90	0,80
K ₂ O	Spuren	2,78	2,53	3,32
Na ₂ O	5,98	7,40	3,28	3,65
	100,00	100,00	100,00	100,00
Spez. Gewicht	2,62	2,89	2,505	2,57
Glühverlust	0,53	2,60	0,90	2,79

I „Trachyt von porphyrtartigem Aussehen“. Gipfel des Pico do Facho, Porto Santo. H. COCHUS anal.

II „Trachyt von hellgrauer rauher Grundmasse“. Pico de Baixo, Porto Santo. H. COCHUS anal.

III „Trachyt“. Porto Santo, Trachytzug, der sich von Pico do Castello über die Portella gegen die südliche Küste erstreckt. H. COCHUS anal.

IV Trachyt. Madeira, Tal von Porto da Cruz, Höhe der sogenannten Abelheira. H. COCHUS anal.

¹⁾ H. COCHUS: Untersuchungen über die chemische Zusammensetzung der wichtigsten vulkanischen Gesteine von Madeira und Porto Santo. Journal für praktische Chemie 1864, S. 144.

Die Analysen I und II gehören wie der Trachyt des Gran Curral offenbar Gesteinen vom Typus der Drachenfelstrachyte an. Das erstere Gestein scheint allerdings kaolinisiert zu sein; vielleicht hängt damit auch das auffällige Fehlen des Kalis zusammen. Merkwürdig ist dann freilich der niedrige Wert für Glühverlust. Entsprechend dem Gehalt an natronreichen Plagioklasen ist der Wert für CaO in diesen Gesteinen niedrig. Der niedrige Gehalt an gefärbten Gemengteilen macht sich sodann in den niedrigen Werten für FeO und MgO geltend. In Gestein II ist wohl mehr Biotit vorhanden gewesen.

Analyse III dürfte einem Gestein entsprechen, das den Trachyandesiten nahesteht; dagegen wird das Gestein IV vielleicht als trachytoider Trachydolerit zu deuten sein, da der verhältnismäßig hohe Gehalt an FeO auf eine größere Menge gefärbter Gemengteile schließen läßt. Beim Vergleich dieser älteren Analysen mit den neueren muß außerdem berücksichtigt werden, daß die COCHIUSSchen Analysenwerte auf wasserfreie Substanz berechnet sind und daß die Titansäure nicht bestimmt ist.

Trachyandesite.

In engem Verbande mit den Trachyten Madeiras und Porto Santos treten, wie schon aus den Angaben HARTUNGS hervorgeht, Trachyandesite auf. GAGEL gibt von trachytischen und trachyandesitischen Gesteinen von Porto Santo Beschreibungen, aus denen aber leider nicht mit Sicherheit hervorgeht, welche Art von Feldspat an der Zusammensetzung dieser Gesteine beteiligt sind. Da er an einer Stelle Sanidin mit Zwillingstreifung (a. a. O. S. 484) erwähnt, so dürfte es doch recht fraglich erscheinen, ob seine Angaben über Sanidineinsprenglinge den Tatsachen immer entsprechen. Meines Wissens sind die Feldspat-einsprenglinge in diesen Porto-Santo-Gesteinen größtenteils sicher Plagioklase. Auch der ausgezeichnete zonare Bau dieser von GAGEL als Sanidin gedeuteten Feldspate spricht dafür, daß es Plagioklase sind. Es ist daher aus GAGELS Ausführungen nicht leicht zu entnehmen, welche dieser von ihm als Trachyte bezeichneten Gesteine echte Trachyte sind und welche zu den Trachyandesiten gestellt werden müssen. Verwandte Gesteine aus Madeira liegen mir in einer Anzahl Proben von Gesteinen aus den Sammlungen HARTUNGS und K. v. FRITSCHS vor.

Eine von HARTUNG in der Gegend von Boaventura gesammelte Gesteinsprobe enthält in grauer dichter Grundmasse kleine tafelige Einsprenglinge von weißlichem Plagioklas, die nur vereinzelt einen Durchmesser von über 5 mm besitzen, und

kleine Säulen von schwarzer Hornblende, die eine Länge von 7 bis 8 mm erreichen. Die Plagioklase zeigen bisweilen neben der Zwillinglamellierung nach dem Albitgesetz auch Zwillingbildung nach dem Karlsbader-Gesetz. An einem derartigen kombinierten Zwilling wurden in der symmetrischen Zone folgende Werte festgestellt:

1 und $1' + 24^{\circ}$ u. $+ 25^{\circ}$ 2 und $2' - 10^{\circ} 30'$ u. $- 12^{\circ}$.

In Schnitten senkrecht P und M wurden Werte zwischen $+ 24^{\circ} 30'$ und $+ 32^{\circ}$ gemessen. Demnach liegen Feldspate aus der Labradorreihe mit einer Zusammensetzung Ab 55 An 45 bis Ab 45 An 55 vor. Die Lichtbrechung dieser Feldspate ist in allen Schnitten stets höher als die des Kanadabalsams. An farbigen Gemengteilen überwiegt unter den Ausscheidungen älterer Generation eine im durchfallenden Lichte braungefärbte basaltische Hornblende an Menge den Augit, der nur vereinzelt erscheint. Die Hornblende zeigt kräftigen Pleochroismus mit b und c braun, a hellgelblichbraun und eine Absorption $c = b > a$. In Schnitten, die annähernd parallel 010 liegen, wurde im Maximum eine Auslöschungsschiefe von $10^{\circ} 30'$ gemessen. Der Augit ist nur wenig gefärbt, er zeigt aber starke Dispersion der Mittellinien; demnach dürfte ein titanhaltiger Augit vorliegen. Neben diesen wesentlichen Gemengteilen findet sich aksessorisch Titanit, Magnetit in einzelnen größeren Körnern und Apatit, sowie vereinzelt Zirkon.

Die Grundmasse dieses Gesteines ist trachytoid, doch erscheinen neben den leistenförmigen Durchschnitten der fluidal angeordneten Grundmassefeldspäthen auch nicht selten Plagioklase mit kurzrektangulären Durchschnitten. Der größte Teil dieser Feldspäthen der Grundmasse zeigt sehr feine Zwillingstreifung und geringe Auslöschungsschiefe. Sie sind teils gleich, teils wenig niedriger lichtbrechend in den verschiedenen Schnitten als der Kanadabalsam. Sie dürften also der Oligoklasreihe angehören. Neben ihnen erscheint aber auch einfach verzwillingter Feldspat mit gerader Auslöschung in Schnitten senkrecht zu M, der stets niedrigere Lichtbrechung als der Kanadabalsam zeigt. Dieser Feldspat, der als Sanidin anzusprechen ist, tritt auch als Füllmasse zwischen den Plagioklasleistchen der Grundmasse auf.

Zu diesen farblosen Gemengteilen gesellen sich noch in verhältnismäßig reichlicher Menge fast farblose Augitmikrolithe mit hoher Auslöschungsschiefe ($c : c$ annähernd $= 40^{\circ}$) und kleine Hornblendesäulchen, sowie winzige Schüppchen von Eisenglimmer. Während der Augit streng in zwei Generationen

zu scheiden ist, zeigt die Hornblende alle Übergänge von den größeren Einsprenglingen bis zu den kleinen Kryställchen der Grundmasse.

Ein zweites recht interessantes Gestein von Madeira aus der HARTUNGschen Sammlung, von dem leider eine genauere Fundortangabe fehlt, enthält in grauer, feinschlackiger und feinkörniger Grundmasse kleine Einsprenglinge von tafeligem Plagioklas und solche von schwarzer, basaltischer Hornblende. Die kleinen, sehr unregelmäßigen und rauhwandigen Blasenräume dieses Gesteines sind häufig von einem erdigen, dunkelbraunen Überzug von Brauneisen überkleidet. Auf diesen Blasenräumen finden sich nicht selten winzige Täfelchen oder kugelige Aggregate von Tridymit.

Die zum Teil nur kleinen Plagioklaseinsprenglinge sind häufig zonar gebaut; die Kerne dieser Feldspate stehen einem Labrador von der Zusammensetzung Ab 50 An 50 nahe, wie aus der Auslöschungsschiefe von $+ 25$ in einem Schnitt senkrecht zu P und M geschlossen werden kann. In einem kombinierten Zwilling nach dem Albit- und Karlsbader-Gesetz wurden folgende Werte gemessen:

$$1 \text{ und } 1' + 20^{\circ} \text{ u. } + 23^{\circ} \quad 2 \text{ und } 2' - 6^{\circ} \text{ u. } - 10^{\circ}.$$

Die äußere Zone dieser Plagioklaseinsprenglinge zeigt niedrige Lichtbrechung und in Schnitten aus der symmetrischen Zone stets nahezu gerade Auslöschung. Neben dem Feldspat erscheinen zahlreiche meist nur kleine, zum Teil säulige Einsprenglinge einer im durchfallenden Lichte braun durchsichtigen Hornblende mit opaken Resorptionsrändern und etwas spärlicher kleine, makroskopisch kaum hervortretende Einsprenglinge von Augit. Die Hornblende zeigt in Schnitten, die annähernd parallel 010 getroffen sind, eine maximale Auslöschungsschiefe von 10° , sowie kräftigen Pleochroismus mit c dunkelbraun, b rotbraun und a hellbräunlichgelb und einer Absorption $c > b > a$.

Der Augit zeigt schwach violette Färbung und starke Dispersion der Mittellinien; es ist also ein Titanaugit. Er ist stets krystallographisch gut begrenzt und gruppiert sich bisweilen zu kleinen Augitaugen. Zwillingbildungen nach 100 sind sowohl beim Augit wie bei der Hornblende in diesem Gestein mehrfach beobachtet worden. Zu diesen wesentlichen Gemengteilen tritt noch etwas Magneteisen in meist nur kleineren Körnern und Apatit.

Die Grundmasse zeigt ausgesprochen trachytoide Struktur und besteht aus Plagioklas, dessen schmal leistenförmige Durchschnitte häufig feine Zwillinglamellierung und kleine Aus-

lösungsschiefen in Schnitten aus der symmetrischen Zone zeigen. Die Lichtbrechung dieser Grundmassfeldspate ist wenig höher als die des Kanadabalsams. Demnach dürften diese Plagioklase der Oligoklas-Andesin-Reihe angehören. Stellenweise in Verwachsung mit dem Plagioklas der Grundmasse findet sich noch ein schwach lichtbrechender Feldspat mit gerader Auslöschung in Schnitten senkrecht zu M, den ich als Sanidin ansprechen möchte.

Zu den Trachyandesiten ist wohl auch das von C. GAGEL als Gauteit bestimmte Gestein zu stellen, das, wie schon oben erwähnt, im Curral mit Trachyt zusammen in einem mächtigen Gange auftritt. Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteins gibt eine von A. EYME ausgeführte Analyse, die GAGEL (a. a. O. S. 415) mitgeteilt hat.

	I	a	b	c
SiO ₂	57,67	58,84	0,9807	65,21
TiO ₂	0,40	0,41	0,0051	0,34
P ₂ O ₅	0,34	0,35	0,0025	0,17
Al ₂ O ₃	19,17	19,56	0,1918	12,75
Fe ₂ O ₃	4,55	—	—	—
FeO	0,99	5,18	0,0719	4,78
CaO	3,94	4,02	0,0718	4,78
MgO	1,22	1,24	0,0310	2,06
K ₂ O	3,35	3,42	0,0364	2,42
Na ₂ O	6,84	6,98	0,1126	7,49
H ₂ O	1,77	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—
S	0,06	—	—	—
	100,30	100,00	1,5038	100,00
Spez. Gewicht	2,607.	—	—	—

Hieraus ergeben sich nach der OSANNSchen Berechnung folgende Werte:

s 65,72; A 9,91; C 2,84; F 8,78. a 9.2 c 2.6 f 8.2 n 7.6

In der folgenden Tabelle ist die Analyse des „Gauteits“ vom Curral mit einigen Analysen trachyandesitischer Gesteine und dem Mittel aus 10 Analysen von Natronsyeniten zusammengestellt, um die nahe chemische Verwandtschaft dieses Gesteins mit den Trachyandesiten und natronsyenitischen Gesteinen zu zeigen.

Es ist nicht zu leugnen, daß der „Gauteit“ des Curral, wie überhaupt manche Trachyandesite, in ihrer chemischen Zusammensetzung auch eine gewisse Ähnlichkeit mit kalkbostonitischen Gesteinen erkennen lassen. Das Wesentliche

	I	II	III	IV
SiO ₂	57,67	61,92	54,73	58,32
TiO ₂	0,40	Sp.	—	(0,54)
Al ₂ O ₃	19,17	19,51	19,26	18,23
Fe ₂ O ₃	4,55	5,01	8,00	6,83
FeO	0,99	—	—	—
MnO	—	Sp.	Sp.	0,31
CaO	3,94	4,28	4,22	4,12
MgO	1,22	1,20	0,14	1,31
K ₂ O	3,35	2,51	4,68	3,84
Na ₂ O	6,84	5,63	6,78	5,70
H ₂ O	1,77	0,32	Sp.	1,02
P ₂ O ₅	0,34	Sp.	2,50	0,54
S	0,06	—	—	—
	100,30	100,38	100,31	100,76
Spez. Gewicht	2,607	2,718	2,739	—

I Trachyandesit? (Gautier GAGEL). Unter dem Sidrao, Gran Curral, Madeira.

II Trachyandesit. Lava von Volvic. Puy de Nugère, Auvergne. ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre, 3. Aufl. S. 388.

III Trachyandesit. Unter dem Aussichtsfelsen, Löwenburg, Siebengebirge. Ebenda S. 388.

IV Mittel von 10 Analysen von Natronsyeniten (Akeriten und Larvikit) des Kristianigebietes. W. C. BRÖGGER: Die Eruptivgesteine des Kristianigebietes. II Die triadische Eruptionsfolge bei Predazzo, Kristiania 1895, S. 33.

für die Zustellung eines Gesteines in die Gruppe derartiger leukokrater Spaltungsgesteine ist aber die sichere Zugehörigkeit zu Essexiten oder theralithischen Gesteinen. Da aber auf Madeira neben Essexiten auch natronsyenitische Gesteine vorhanden sind, und da ferner die von mir als Trachyandesite gedeuteten Gesteine stellenweise in engerem geologischen Verbands mit Trachyten vom Drachenfelstypus erscheinen, so wird man wohl davon absehen müssen, sie als kalkbostonitische Spaltungsgesteine der Essexite anzusprechen. Es scheint vielmehr, daß diese Trachyandesite, wie die Trachyte Madeiras und Porto Santos Ergußformen von akertischen Natronsyeniten sind.

Im Anschluß an die Trachyandesite ist noch ein gangförmig aufsetzendes Gestein zu erwähnen, das von K. v. FRITSCH östlich von Calheta auf der Südwestseite der Insel Madeira gesammelt wurde. Es führt in einer grauen feinkörnigen Grundmasse Einsprenglinge von tafeligem Plagioklas, solche von Augit und von basaltischer Hornblende, sowie spärliche von Olivin.

Seiner mineralogischen Zusammensetzung nach gehört dieses interessante Gestein zu den Trachydoleriten. Die Struktur der holokrystallinen Grundmasse erinnert aber etwas an das orthophyrische Gefüge mancher Trachyandesite. Es ist also offenbar ein Zwischenglied zwischen Trachyandesit und Trachydolerit.

Die größeren Feldspateinsprenglinge dieses Gesteines zeigen meist zonaren Bau und stets deutlich höhere Lichtbrechung als der Kanadabalsam. Sie gehören nach ihrem optischen Verhalten der Labradorreihe an und stehen einem Mischungsglied Ab 50 An 50 nahe, wie aus dem Wert der Auslöschungsschiefe von $+30^{\circ}$ in einem Schnitte senkrecht zu P und M sich ergibt. In einer Reihe von Schnitten aus der symmetrischen Zone wurde im Maximum 26° gemessen. Ferner wurden in Schnitten, die annähernd parallel M lagen, Werte von -23° bis -28° festgestellt. In der Randzone solcher Schnitte nach M ergaben sich Werte von 0° bis -8° . Die Auslöschungsschiefe nimmt in solchen Schnitten von innen nach außen langsam ab bis zum Minimum. Demnach besteht die Schale dieser Labradore aus Mischungen der Andesin-Oligoklas-Reihe. Neben diesen kalkreicheren Einsprenglingen erscheinen in diesem Gestein auffallenderweise auch Einsprenglinge eines Feldspats mit niedriger Lichtbrechung, die eine sehr feine, fast versteckte Zwillingslamellierung erkennen lassen und sehr schmale Sanidinsäume besitzen. Dieser Feldspat ist eigenartig fleckig und zeigt zahlreiche Einschlüsse von kleinen Augiten, Olivinkryställchen und von Magnetitkörnchen. Derartige Einschlüsse sind auch in den Labradoreinsprenglingen häufig, und man kann bisweilen beobachten, daß diese Einschlüsse bald nur im Kern, bald nur in den Randzonen vorhanden sind. Bemerkenswert ist auch die Erscheinung, daß die etwas größeren Feldspate der Grundmasse, deren Durchschnitte rektanguläre Formen besitzen, oft Kerne eines natronreichen Feldspats enthalten mit niedrigerer Lichtbrechung und mit abgerundeten Formen, die auf eine teilweise Resorption älterer intratellurischer Ausscheidungen schließen lassen. Um den natronreichen Kern legt sich eine Zone von Labrador, der wieder von einem Saum von natronreichem Plagioklas umgeben wird. Der Kern dieser Feldspate und die natronreiche äußerste Schale zeigen annähernd dasselbe optische Verhalten, d. h. sie löschen zwischen gekreuzten Nikols meist gleichzeitig aus.

Von den farbigen Gemengteilen ist die Hornblende nur in einer älteren Generation vertreten. Sie ist, soweit sich aus dem Dünnschliff schließen läßt, meist vollkommen resorbiert.

An ihre Stelle sind erzeiche Aggregate getreten, die wesentlich aus Magneteisen, Körnchen von Augit, Olivin und etwas Plagioklas bestehen. Selten findet sich neben diesen Gemengteilen auch etwas Rhönit. Diese Pseudomorphosen nach Hornblende zeigen fast immer einen eigenartigen Schalenbau, indem der Kern ärmer an Erz erscheint und die Gemengteile so groß entwickelt sind, daß ihre Natur sicher bestimmt werden kann. Dagegen bestehen die Ränder der Durchschnitte aus einem fast unlöslichen, sehr feinkörnigen Aggregat, das von feinstem Magneteisenstaub so sehr erfüllt ist, daß es bisweilen fast opak erscheint.

Der Augit ist in zwei Generationen vorhanden, die aber durch alle Größenverhältnisse ineinander übergehen. Er zeigt starke Dispersion der Mittellinien und bisweilen Sanduhrstruktur. Demnach ist es ein titanhaltiger basaltischer Augit. Olivin ist nur selten in etwas größeren, schon makroskopisch hervortretenden Einsprenglingen entwickelt, dagegen findet er sich in reichlicher Menge als Grundmassegemengteil. Es ist ein eisenreicher Olivin, der durch beginnende Zersetzung und Ausscheidung oxydischer Eisenverbindungen rot gefärbt erscheint.

Neben diesen Hauptgemengteilen beteiligt sich an der Zusammensetzung der Grundmasse etwas Biotit in winzigen Blättchen und in etwas größerer Menge Titaneisenglimmer. Auch Erz und Apatit sind in der Grundmasse reichlich vertreten.

Es ist anzunehmen, daß die Eigenart dieses Gesteins auf besondere Vorgänge bei seiner Bildung zurückzuführen ist. Vielleicht handelt es sich um die Mischung zweier Magmen, eines trachyandesitischen und eines basaltoiden Magmas, während ihrer Eruption.

Trachydolerite.

Schon HARTUNG¹⁾ hat die meisten der hierher gehörigen Gesteine als Trachydolerite im Sinne ABICHS bezeichnet, und es verdient hier besonders hervorgehoben zu werden, daß die Auffassung HARTUNGS der Madeiragesteine im wesentlichen mit unserem heutigen Standpunkt übereinstimmt. Damals kannte man zwar die zugehörigen Tiefengesteine — die Essexite — noch nicht. Dagegen erkannte HARTUNG, daß den früher als „Grau-stein“ bezeichneten Gesteinsarten, die den Trachyten in gewissem Sinne verwandt erschienen, eine selbständige Stellung neben den Trachyten und den Basalten zukommt. Er sagt an anderer

¹⁾ HARTUNG: Madeira und Porto Santo, Seite 43.

Stelle¹⁾: „Die Tatsache soll entschieden hervorgehoben werden, daß auch hier, sowie auf den Azoren, häufig Mittelgesteine zwischen Trachyt und Basalt vorkommen.“

Die Trachydolerite, die in engem Verbande mit den Basalten einen wesentlichen Anteil am Aufbau der Insel Madeira nehmen, lassen sich in zwei Gruppen einteilen, in die trachytoiden und die basaltoiden Trachydolerite. Der Hauptunterschied zwischen diesen beiden Gruppen besteht in dem stärkeren Hervortreten der dunkeln Gemengteile in den basaltoiden Gesteinen, während in den trachytoiden Trachydoleriten die farblosen Gemengteile mehr vorherrschen. Zwischen diesen beiden Gruppen bestehen alle möglichen Übergänge, ebenso zwischen den basaltoiden Trachydoleriten und den Basalten, so daß es oft schwer fällt, sich für die Zugehörigkeit derartiger Zwischenformen zu der einen oder anderen Gruppe zu entscheiden.

Trachytoide Trachydolerite.

Durch ausgesprochen trachytoiden Habitus gehören diese Gesteine zu den auffälligsten Typen unter den Gesteinen Madeiras. Es sind hell- bis aschgraue, oft plattig, bisweilen auch säulig abgesonderte Gesteine, die in einer feinkörnigen, meist seidenartig schimmernden trachytoiden Grundmasse kleine dünntafelige Einsprenglinge von Plagioklas neben meist nur kleinen von Augit und bisweilen von Hornblende führen.

Derartige Gesteine treten sowohl gangartig wie deckenförmig in der Umgebung von Porto da Cruz, ferner an der Küste bei Boaventura, im Gran Curral, sowie bei Santa Cruz an der Ostküste der Insel Madeira auf. GAGEL erwähnt sie aus der Umgebung von Porto da Cruz, vom Serradopprofil im Gran Curral, ferner von der Ribeira de Massapez (Südhang der Achada), von der Achada, vom Ilheo, vom Acal und von der Abelheira, sowie vom Ribeiro frio. Es weist darauf hin, daß ein Teil dieser Gesteine nach den Beschreibungen MÜGGES im Habitus mit gewissen domitartigen Gesteinen der Azoren Ähnlichkeit besitzen. Eine solche äußerliche Ähnlichkeit mit domitartigen Gesteinen mag ja immerhin vorhanden sein, wir dürfen aber Gesteine, die wesentlich aus Plagioklas bestehen und nur ganz untergeordnet Orthoklas enthalten, nicht mehr den Trachyten zurechnen. Ich bin vielmehr der Ansicht, daß diese Gesteine kalkbostonitischen Ganggesteinen entsprechen, also deren Ergußformen darstellen.

¹⁾ HARTUNG: Betrachtungen über Erhebungskrater. usw., Leipzig 1862, S. 43.

Es ist auch auffällig, daß manche dieser Gesteine, z. B. die vom Meere zernagte Lava bei Porto da Cruz eine rostrote Verwitterungsrinde zeigen, wie sie besonders kalkbostonitischen Gesteinen eigen ist.

Die mikroskopische Untersuchung dieser trachytoiden Trachydolerite hat ergeben, daß diese Gesteine im wesentlichen dieselben Gemengteile besitzen, wie die übrigen Trachydolerite, nur sind die Feldspäte etwas natronreicher und die gefärbten Gemengteile und das Erz treten an Menge gegen die farblosen mehr zurück. Der Olivin ist in ihnen spärlicher vorhanden und kann auch ganz fehlen.

Die Feldspateinsprenglinge gehören vorwiegend der Labradorreihe an; es sind teils natronreichere Mischungsglieder, teils kalkreichere, die schon den Bytowniten nahe stehen. Die letzteren erscheinen mehr in solchen Gesteinen, die zu den basaltoiden Trachydoleriten hinüberleiten.

In einer Reihe von Schnitten senkrecht zu P und M wurden Werte von $+23^{\circ}$ bis $+35^{\circ}$ gemessen. Demnach liegen Mischungsglieder von der Zusammensetzung Ab 55 An 45 bis Ab 35 An 65 vor. In der Randzone eines zonar gebauten Feldspats wurde in einem Schnitt senkrecht zu a eine Auslöschungsschiefe von $+7^{\circ} 30'$ festgestellt, die einem Oligoklas Ab 75 An 25 entsprechen dürfte. Ein anderer schalig entwickelter Feldspateinsprengling zeigte in einem Schnitt parallel M für den Kern eine Auslöschungsschiefe von -23° und in der Randzone annähernd gerade Auslöschung; also besteht der Kern aus Labrador, die äußere Schale aus Oligoklas.

Neben dem Feldspat finden sich als Ausscheidungen einer älteren Generation etwas titanhaltiger Augit und bisweilen basaltische Hornblende, die meist durch magmatischen Zerfall in erzeiche Aggregate umgewandelt ist. Diese Aggregate setzen sich aus Körnchen von Magneteisen, Kryställchen von Augit und Olivin, Täfelchen von Biotit, spärlichem Rhönit, sowie etwas Plagioklas zusammen.

Die Grundmasse dieser Gesteine besteht im wesentlichen aus fluidal angeordneten Leistchen von Plagioklas, der verhältnismäßig niedrige Lichtbrechung besitzt, Augit in kleinen Körnchen und Säulchen, Magneteisen oder Titanmagneteisen und einer meist nur spärlichen farblosen oder gelblichgrauen, häufig durch Mikrolithen und Erzstaub getrübbten Glasbasis.

Der Plagioklas der Grundmasse zeigt oft sehr feine Zwillingsstreifung und geringe Auslöschungsschiefen. Es scheint, daß neben ihm in geringer Menge auch Orthoklas vorhanden ist,

der sich aber in der Grundmasse versteckt. Ein sicherer Nachweis für seine Anwesenheit läßt sich meist nicht erbringen.

Die Glasbasis erscheint als Zwickelausfüllung zwischen den Feldspatleistchen; sie ist bisweilen gekörnelt und devitrifiziert und zeigt etwas höhere Lichtbrechung als die Grundmassefeldspate. Andere Zwickelausfüllungen bestehen aus sehr feinen wirrfaserigen Aggregaten eines schwach licht- und doppelbrechenden Minerals, daß ich als zeolithische Neubildung nach Nephelin gedeutet habe.

Von gefärbten Gemengteilen treten zu dem Augit der Grundmasse noch etwas Biotit in winzigen Täfelchen und seltener Hornblende in schlanken Säulchen, die in ihrem optischen Verhalten mit der katophoritischen Hornblende der oben beschriebenen Trachyandesite übereinstimmt. Barkevikitische Hornblende habe ich in diesen Gesteinen nie beobachtet.

Apatit ist in diesen Gesteinen stets in erheblicher Menge in winzigen Nadelchen vorhanden. Neben dem Magnetit findet sich häufig auch Titaneisenglimmer, der sich dann gern an jenen angesetzt.

In den Übergangsgesteinen zu den basaltoiden Typen tritt zu diesen Grundmassegemengteilen auch noch eisenreicher Olivin in kleinen, häufig nach der a-Achse gestreckten Kryställchen, der häufig in glimmerähnlichen Iddingsit von gelblicher Farbe umgewandelt erscheint.

Von diesen trachytoiden Trachydoleriten liegen fünf Analysen vor, von denen I, II und IV von C. GAGEL, III und V von mir ausgewählt wurden. In der nachfolgenden Tabelle sind diese Analysen mit einer Analyse eines trachytoiden Trachydolerits vom Westkibo, das nach meinen Untersuchungen mit dem Trachydolerit der Ribeira frio nahe verwandt ist, und einigen Analysen von kalkbostonitischen Gesteinen zusammengestellt, um auch die chemische Verwandtschaft mit diesen leukokraten Ganggesteinen zu zeigen.

In meiner Arbeit über die Rhombenporphyre des Kilimandscharo habe ich die Rhombenporphyre und ihnen entsprechende einsprenglingsfreie Gesteine in die Familie der Trachydolerite gestellt. Die von mir früher als Basanite gedeuteten Gesteine des Mawensi sind basaltoide Trachydolerite vom Typus der Essexitporphyrite BRÖGGERs. Es ist natürlich nicht angängig, derartige mehr basaltoiden Gesteine mit den Rhombenporphyren in eine Familie zusammenzudrängen. Die Rhombenporphyre sind phonolithoide Trachyte und keine Trachydolerite.

Analysen von trachytoiden

	I(a)	II(b)	III(c)	IV(d)
SiO ₂	55,54	52,75	52,40	51,78
TiO ₂	0,71	0,94	1,60	1,05
ZrO ₂ ^{*)}	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	18,20	18,29	19,27	18,68
Fe ₂ O ₃	5,92	4,68	4,56	6,42
FeO	1,14	4,33	3,57	2,77
MnO	—	—	Spur	—
CaO	5,64	7,39	6,68	6,04
MgO	1,32	2,15	2,03	1,86
K ₂ O	2,30	2,29	2,03	2,34
Na ₂ O	6,44	5,66	5,50	5,53
H ₂ O	2,35	0,75	1,82	2,78
SO ₃	—	—	—	—
S	0,06	0,05	0,10	0,04
CO ₂	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,56	0,71	0,52	0,71
Spez. Gew.	100,18 2,628	99,98 2,770	100,12 2,798	100,00 2,698

*) Die Zirkonerde wurde geschätzt nach der Färbung mit Wasserstoffsperoxyd.

I Trachytoider Trachydolerit, Serrado (Nr. 10 des Serradoprofils).
EYME anal. GAGEL a. a. O. S. 428.

II Trachytoider Trachydolerit, Ribeira de Massapez (Südhang unter
der Achada). EYME anal. Ebenda.

III Trachytoider Trachydolerit, Achada bei Porto da Cruz.
KLÜSS anal. Ebenda.

IV Trachytoider Trachydolerit, Ilheo bei Porto da Cruz. EYME
anal. Ebenda.

V Trachytoider Trachydolerit, Ribeiro frio (an der Station). Ebenda.

Molekular-

	I(a)	II(b)	III(c)	IV(d)
SiO ₂	63,02	58,79	59,30	59,45
TiO ₂	0,60 ₅	9,78 ₅	1,36	0,91
ZrO ₂	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	12,15	12,00	12,82 ₅	12,62
FeO	6,12	7,93	7,23	8,18
MnO	—	—	—	—
CaO	6,85 ₅	8,82 ₅	8,10	7,43 ₅
MgO	2,25	3,60	3,45	3,20 ₅
K ₂ O	1,66 ₅	1,63	1,46 ₅	1,71 ₅
Na ₂ O	7,06 ₅	6,10 ₅	6,02	6,14 ₅
P ₂ O ₅	0,27	0,33 ₅	0,25	0,34
SO ₃	—	—	—	—
	100,00	100,00	100,00	100,00

Trachydoleriten.

V(e)	VI	VII	VIII	IX	X
47,70	47,51	56,50	49,53	51,38	48,23
2,54	2,65	0,85	1,45	1,45	1,90
—	0,18	—	—	—	—
17,32	16,87	18,14	19,20	15,91	18,41
5,43	4,41	3,12	1,76	3,17	3,27
4,71	7,99	2,86	4,90	4,03	5,00
—	Spur	—	0,28	Spur	Spur
7,98	8,07	3,38	6,23	3,60	6,43
3,62	4,27	1,22	2,32	2,14	1,92
2,45	3,16	1,60	3 10	3,35	3,16
4,21	3,26	5,28	7,77	6,07	7,77
3,08	0,99	1,26	3,00	2,41	3,05
—	0,25	—	—	0,28	0,41
0,04	—	—	—	—	0,12
—	—	5,11	0,20	6,07	—
0,99	0,55	—	0,41	0,42	0,47
100,07	100,16	99,32	100,15	100,30	100,14
2,673	2,864	—	2,580	2,705	2,670

VI Trachytoider Trachydolerit, Westkibo 4300 m, Kilimandscharo. EYME anal. (bisher noch nicht veröffentlicht).

VII Mänait, Maena, Gran, Norwegen. SCHMELCK anal. W. C. BRÖGGER: Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. Das Ganggef. des Laurdalits, Kristiania 1898, S. 207.

VIII Sodalithgauteit, Großzinken, Böhmisches Mittelgebirge. F. HANNUSCH anal. J. E. HIBSCH: Geol. Karte des Böhm. Mittelgeb., Blatt Wernstadt-Zinkenstein. TSCHERM. Min. petr. Mitt., XXIX, S. 421.

IX Kalkbostonit (Mänait), Caldeira von La Palma, im Barranco del Almandrero amargo. C. KLÜSS anal. Siehe auch C. GAGEL a. a. O, S. 415.

X Sodalithgauteit, Caldeira von La Palma, Fundort wie bei IX. C. KLÜSS anal. Ebenda S. 415.

prozentzahlen.

V(e)	VI	VII	VIII	IX	X
54,31 ₅	52,83	67,16	56,68	61,89	55,50
2,16 ₅	2,21	0,76	1,24	1,31	1,64
—	0,10	—	—	—	—
11,60	11,03 ₅	12,69	12,93 ₅	11,27	12,46
9,11	11,09	5,62	6,18	6,90	7,61
—	—	—	0,27	—	—
9,74	9,60 ₅	4,31	7,65 ₅	4,65	7,93
6,17	7,13	2,18	3,97	3,87	3,31
1,78	2,24	1,21	2,26 ₅	2,57	2,32
4,64	3,51	6,07	8,60 ₅	7,08	8,65
0,48	0,25	—	0,20	0,21	0,23
—	—	—	—	0,25	0,35
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00



Analysen von trachytoiden

	I(a)	II(b)	III(c)	IV(d)
SiO ₂	55,54	52,75	52,40	51,78
TiO ₂	0,71	0,94	1,60	1,05
ZrO ₂ ^{*)}	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	18,20	18,29	19,27	18,68
Fe ₂ O ₃	5,92	4,68	4,56	6,42
FeO	1,14	4,33	3,57	2,77
MnO	—	—	Spur	—
CaO	5,64	7,39	6,68	6,04
MgO	1,32	2,15	2,03	1,86
K ₂ O	2,30	2,29	2,03	2,31
Na ₂ O	6,44	5,66	5,50	5,33
H ₂ O	2,35	0,75	1,82	2,78
SO ₃	—	—	—	—
S	0,06	0,05	0,10	0,04
CO ₂	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,56	0,71	0,52	0,71
Spez. Gew.	100,18 2,628	99,98 2,770	100,12 2,798	100,00 2,698

*) Die Zirkonerde wurde geschätzt nach der Färbung mit Wasserstoffsuperoxyd.

I Trachtyoider Trachydolerit, Serrado (Nr. 10 des Serradoprofiles). EYME anal. GAGEL a. a. O. S. 428.

II Trachtyoider Trachydolerit, Ribeira de Massapez (Südhang unter der Achada). EYME anal. Ebenda.

III Trachtyoider Trachydolerit, Achada bei Porto da Cruz. Klöss anal. Ebenda.

IV Trachtyoider Trachydolerit, Ilheo bei Porto da Cruz. EYME anal. Ebenda.

V Trachtyoider Trachydolerit, Ribeiro frio (an der Station). Ebenda.

Molekular-

	I(a)	II(b)	III(c)	IV(d)
SiO ₂	63,02	58,79	59,30	59,45
TiO ₂	0,60 ₅	9,78 ₅	1,36	0,91
ZrO ₂	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	12,15	12,00	12,82 ₅	12,62
FeO	6,12	7,93	7,23	8,18
MnO	—	—	—	—
CaO	6,85 ₅	8,82 ₅	8,10	7,43
MgO	2,25	3,60 ₅	3,45	3,20 ₅
K ₂ O	1,66 ₅	1,63	1,46 ₅	1,71 ₅
Na ₂ O	7,06 ₅	6,10 ₅	6,02	6,14 ₅
P ₂ O ₅	0,27 ₅	0,33 ₅	0,25	0,34
SiO ₃	—	—	—	—
	100,00	100,00	100,00	100,00

Trachydoleriten.

V(e)	VI	VII	VIII	IX	X
47,70	47,51	56,50	49,53	51,98	48,23
2,54	2,65	0,85	1,45	1,45	1,90
—	0,18	—	—	—	—
17,32	16,87	18,14	19,20	15,91	18,41
5,43	4,41	3,12	1,76	3,17	3,27
4,71	7,99	2,86	4,90	4,03	5,00
—	Spur	—	0,28	Spur	Spur
7,98	8,07	3,38	6,23	3,60	6,43
3,62	4,27	1,22	2,32	2,14	1,92
2,45	3,16	1,60	3 10	3,35	3,16
4,21	3,26	5,28	7,77	6,07	7,77
3,08	0,99	1,26	3,00	2,41	3,05
—	0,25	—	—	0,28	0,41
0,04	—	—	—	—	0,12
—	—	5,11	0,20	6,07	—
0,99	0,55	—	0,41	0,42	0,47
100,07 2,673	100,16 2,864	99,32 —	100,15 2,580	100,30 2,705	100,14 2,670

VI Trachtyoider Trachydolerit, Westkibo 4300 m, Kilimandscharo. EYME anal. (bisher noch nicht veröffentlicht).

VII Mänait, Maona, Gran, Norwegen. SCHMELCK anal. W. C. BRÖGGER: Eruptivgesteine des Kristiangebietes. Das Ganggef. des Laurdalits, Kristiania 1898, S. 207.

VIII Sodalithgaitcit, Großzinken, Böhmisches Mittelgebirge. F. HANUSCU anal. J. E. HMSCU: Geol. Karte des Böhm. Mittelgeb., Blatt Wernstadt-Zinkenstein. TSCHECH. Min. petr. Mitt., XXIX, S. 421.

IX Kalkbostonit (Mänait), Caldera von La Palma, im Barranco del Almandrero amargo. C. KRÜSS anal. Siehe auch C. GAGEL a. a. O. S. 415.

X Sodalithgaitcit, Caldera von La Palma, Fundort wie bei IX. C. KRÜSS anal. Ebenda S. 415.

prozentzahlen.

V(e)	VI	VII	VIII	IX	X
54,31 ₅	52,83	67,16	56,68	61,89	55,50
2,16 ₅	2,21	0,76	1,24	1,31	1,64
—	0,10	—	—	—	—
11,60	11,03 ₅	12,69	12,93 ₅	11,27	12,46
9,11	11,09	5,62	6,18	6,90	7,61
—	—	—	0,27	—	—
9,74	9,60 ₅	4,31	7,63 ₅	4,65	7,93
6,17	7,13	2,18	3,97	3,87	3,31
1,78	2,24	1,21	2,26 ₅	2,57	2,32
4,64	3,51	6,07	8,60 ₅	7,08	8,65
0,48	0,25	—	0,20	0,21	0,23
—	—	—	—	0,25	0,55
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Die OSANN'schen Konstanten geben:

I(a)	s 63,89 ₅ ; A 8,73; C 3,42; F 11,80 ₅ .	a 7.3 c 2.8 f 9.9 n 8.1
II(b)	s 59,91; A 7,73 ₅ ; C 4,26 ₅ ; F 16,09.	a 5.5 c 3.0 f 11.5 n 7.9
III(c)	s 60,91; A 7,48 ₅ ; C 5,43; F 13,44.	a 5.7 c 4.0 f 10.3 n 8.0
IV(d)	s 60,70; A 7,86; C 4,76; F 14,06.	a 5.9 c 3.6 f 10.5 n 7.8
V(e)	s 56,96; A 6,42; C 5,18; F 19,84.	a 4 c 3.3 f 12.7 n 7.2
VI	s 55,39; A 5,75; C 5,28 ₅ ; F 22,54.	a 3.4 c 3.1 f 13.4 n 6.1
VII	s 67,92; A 7,28; C 5,41; F 6,70.	a 7.5 c 5.5 f 7 n 8.2
VIII	s 58,12; A 10,87; C 2,06 ₅ ; F 16,01.	a 7.5 c 1.4 f 11.1 n 7.9
IX	s 63,66; A 9,65; C 1,62; F 13,80.	a 7.7 c 1.3 f 11 n 7.35
X	s 57,72; A 10,97; C 1,49; F 17,36.	a 7.4 c 1.0 f 11.6 n 7.9

Basaltoide Trachydolerite.

Die hierher gehörigen trachydoleritischen Gesteine scheinen am Aufbau der Insel Madeira so wesentlichen Anteil zu nehmen, daß es wohl sich erübrigt, die zahlreichen Fundorte, von denen mir Proben vorlagen, einzeln aufzuführen. Besonders zahlreich sind sie in der Sammlung des Herrn v. FRITSCH von der Penha d' Aguia bei Porto da Cruz vertreten, wo sie mit trachytoiden Trachydoleriten und Basalten in engem Verbande erscheinen.

Es sind graue bis schwärzlichgraue, seltener bräunlichgraue Gesteine, die häufig Einsprenglinge von dünntafeligem Plagioklas neben solchen von Augit und Olivin, seltener von basaltischer Hornblende führen.

Derartige Gesteine entsprechen den von BRÖGGER¹⁾ als Essexitporphyrite²⁾ bezeichneten Ergußformen der Essexite des Kristianiagsbietes.

Die Madeiragesteine unterscheiden sich aber meist von den norwegischen Gesteinen durch das starke Zurücktreten der Feldspateinsprenglinge, die bisweilen nur vereinzelt erscheinen. In manchen dieser Gesteine sind sie wohl zahlreicher vorhanden, sind dann aber nur klein. Neben diesen Gesteinen mit dünntafeligen Plagioklaseinsprenglingen treten auch trachydoleritische Gesteine auf, die frei sind von makroskopisch hervortretenden Einsprenglingen, und solche, in denen nur vereinzelt kleine Einsprenglinge von Augit und Olivin erscheinen.

Der den trachytoiden Trachydoleriten Madeiras häufig eigene Seidenschimmer der Grundmasse zeigt sich auch bei manchen dieser basaltoiden Gesteine mehr oder weniger deutlich. Die Struktur der Grundmasse ist bald pilotaxitisch, bald mehr

¹⁾ BRÖGGER: Eine Sammlung der wichtigsten Typen der Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. a. a. O.

²⁾ GAGEL (a. a. O.) erwähnt solche Trachydolerite unter der Bezeichnung „Essexitporphyrit oder Essexitmelaphyr (FИСКН)“. Ich habe allerdings Herrn GAGEL auf die Verwandtschaft dieser Gesteine mit den norwegischen Gesteinstypen aufmerksam gemacht, habe sie aber stets als Trachydolerite bezeichnet.

intersertal; bisweilen zeigen die Plagioklasleistchen der Grundmasse auch fluidale Anordnung. Meist ist die Grundmasse feinkörnig bis dicht und zeigt häufig schlierigen Wechsel von helleren und etwas dunkleren Partien, so daß die Gesteine oft eigenartig fleckig erscheinen. Seltener ist die Korngröße der Grundmasse etwas größer, so daß ihr Gefüge doleritähnlich wird.

Die Plagioklaseinsprenglinge sind oft zonar gebaut. Es sind kalkreiche Plagioklase, die teils der Labradorreihe, teils dem Bytownit angehören. Sie zeigen Zwillingsbildungen nach dem Albit-, dem Karlsbader- und dem Periklingesetz. In Schnitten aus der symmetrischen Zone einiger kombinierter Zwillinge nach dem Karlsbader- und dem Albitgesetz wurden folgende Werte gemessen:

1 u. 1' + 37° 30' u. + 36° 30'	2 u. 2' - 27°
1 u. 1' + 42° 30' u. + 37° 30'	2 u. 2' - 21° 30' u. - 19° 30'
1 u. 1' + 36° u. + 39°	2 u. 2' - 22° u. - 24°.

In Schnitten senkrecht zu P u. M wurden Auslöschungsschiefen von + 34 bis + 39° festgestellt. Die erhaltenen Werte lassen auf kalkreiche Mischungsglieder von der Zusammensetzung Ab 40 An 60 bis Ab 20 An 80 schließen.

In einem Schnitt parallel M eines zonar gebauten Plagioklaseinsprenglings wurde für den Kern eine Auslöschungsschiefe von - 25° und für die deutlich niedriger lichtbrechende Schale eine solche von - 9° bestimmt. Demnach gehört der Kern dieses Feldspats einem Labrador von der Zusammensetzung Ab 35 An 65 und die Schale einem Andesin (Ab 60 An 40) an. Die Plagioklaseinsprenglinge erscheinen in den meisten dieser Gesteine nur vereinzelt in dünnen bis 1 cm großen Tafeln. Selten sind sie sehr zahlreich und dann meist nur klein. Dann gruppieren sie sich gern zu kleinen Häufchen.

Einsprenglinge von Titanaugit und von Olivin begleiten stets den Plagioklas; seltener erscheint neben ihnen auch basaltische Hornblende, die dann meist magmatischen Zerfall zeigt. Der Olivin ist nur in den Typen, die den Feldspatbasalten nahestehen, in etwas größerer Menge vorhanden.

Die Grundmasse dieser Gesteine besteht wesentlich aus Plagioklasleistchen, Titanaugit in kleinen Körnchen oder kurzen Säulchen, Olivin in wechselnder Menge, Titaneisen oder Magnetit und farblosem Glas, das häufig durch Erzstaub und Mikrolithe von gefärbten Gemengteilen getrübt erscheint. In geringer Menge findet sich als Zwickelklemmungsmasse zwischen den Feldspätchen der Grundmasse ein niedrig lichtbrechendes, schwach doppelbrechendes, farbloses Mineral, das als Nephelin gedeutet wurde. An seine Stelle treten oft Analcim oder wirrfaserige

Aggregate von Faserzeolithen. Neben dem Plagioklas erscheint spärlich auch ein niedrig lichtbrechender Feldspat, der als Orthoklas gedeutet wurde. Auch Biotit in winzigen Blättchen, die sich gern an das Erz ansetzen, ist in manchen dieser Gesteine, aber meist nur in sehr geringer Menge vorhanden. In den den Feldspatbasalten mehr genähernten Typen scheint er ganz zu fehlen.

In der nachfolgenden Tabelle sind die Analysen einer Reihe von basaltoiden Trachydoleriten von Madeira angeführt.

	I (f)	II (g)	III (h)	IV (k)	V (l)
SiO ₂	46,44	46,08	44,86	44,40	43,85
TiO ₂	2,90	2,73	2,52	2,77	2,53
Al ₂ O ₃	16,30	17,39	16,18	15,40	12,94
Fe ₂ O ₃	4,82	10,95	7,22	5,20	2,70
FeO	7,07	2,56	7,10	7,81	10,51
MnO	—	—	—	—	—
CaO	10,03	8,87	9,95	9,92	9,49
MgO	4,92	2,66	5,34	7,23	11,90
K ₂ O	1,44	1,38	1,39	1,19	1,06
Na ₂ O	3,82	3,72	3,78	2,83	2,42
H ₂ O	1,40	2,37	0,85	2,15	1,69
SO ₃	—	—	—	—	—
S	0,08	0,02	0,06	0,04	0,05
P ₂ O ₅	0,82	1,11	0,92	0,77	0,61
	100,04	99,84	100,17	99,71	99,75
Spez. Gew.	2,906	2,809	2,939	2,931	3,006

Molekularprozentzahlen.

	I (f)	II (g)	III (h)	IV (k)	V (l)
SiO ₂	51,15 ₅	52,88	49,18	48,66	45,95
TiO ₂	2,39	2,35	2,08	2,27	1,99
Al ₂ O ₃	10,56	11,74	10,35 ₅	9,93	7,97 ₅
FeO	10,48	11,87	12,43	11,40	11,30
CaO	10,84	10,90	10,69 ₅	11,65 ₅	10,65 ₅
MgO	8,11 ₅	4,58	8,78	11,89	18,69
K ₂ O	1,02	1,01	0,97	0,83	0,71
Na ₂ O	4,06	4,13	4,01	3,00 ₅	2,46
P ₂ O ₅	0,38	0,54	0,42	0,36	0,27
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Die OSANNschen Konstanten geben:

I (f) s 53,92 ₃ ; A 5,08; C 5,48; F 24,99 ₅ .	a 2.9 c 3.1 f 14 n 8.0
II (g) s 55,77; A 5,14; C 6,60; F 20,75.	a 3.2 c 4 f 12.8 n 8.0
III (h) s 51,68; A 4,98; C 5,45 ₅ ; F 27,45.	a 2.6 c 2.9 f 14.5 n 8.0

IV (k) s 51,29; A 3,83₅; C 6,09₅; F 28,85. a 2 c 3.1 f 14.9 n 7.9
 V (l) s 48,21; A 3,17; C 4,80₅; F 35,84. a 1.4 c 2.2 f 16.4 n 8.1

I Dunkelgrauer, etwas gefleckter, dichter Trachydolerit ohne erkennbare Einsprenglinge. Zwischen Punta do Sol und Maddalena do Mar. A. EYME anal. GAGEL a. a. O., S. 428.

II Bräunlichgrauer, sehr feinkörniger Trachydolerit mit sehr kleinen Einsprenglingen von Plagioklas, Augit und Olivin. Pico Serrado (Serradoprofil Nr. 6). A. EYME anal. Ebenda S. 428.

III Dunkelbläulichgrauer, sehr feinkörniger Trachydolerit mit spärlichen, sehr kleinen Einsprenglingen von Plagioklas, Olivin und Augit, hornblendeführend. Pico Serrado (Serradoprofil Nr. 12). C. Klüss anal. Ebenda S. 428.

IV Dunkelgrauer, dichter Trachydolerit mit kleinen Einsprenglingen von Olivin. Lombo grande, ganz oben im Curral. C. Klüss anal. Ebenda S. 428.

V Dunkelgrauer Trachydolerit (Typus Essexitporphyrit). Ribeira de Massapez. C. Klüss anal. Ebenda S. 429.

Von den angeführten Analysen wurde I von mir, die übrigen von C. GAGEL ausgewählt. Analyse V ist von einem Gestein angefertigt, das sich durch seinen höheren Gehalt an Olivin und überhaupt an gefärbten Gemengteilen charakterisiert und also ein Übergangsglied zu den Feldspatbasalten darstellt; dementsprechend ist in diesem Gestein auch der Gehalt an CaO und besonders an MgO höher als in den anderen.

Vergleich mit einem Gestein des Habichtswaldes.

	I	II
SiO ₂	46,41	47,67
TiO ₂	2,90	2,56
Al ₂ O ₃	16,30	14,83
Fe ₂ O	4,82	5,01
FeO	7,07	6,34
MnO	—	0,08
CaO	10,03	9,31
MgO	4,92	5,50
K ₂ O	1,44	1,57
Na ₂ O	3,82	3,49
H ₂ O	1,40	1,91
SO ₃	—	0,05
S	0,08	—
Cl	—	0,15
P ₂ O ₅	0,82	0,20
X	—	0,66
CO ₂	—	0,83
	100,04	100,16
Spez. Gew.	2,906	2,9936
		Glüh- verlust 0,40

Analysen von Trachydoleriten

	I	II	III	IV
SiO ₂	53,18	54,15	50,27	47,50
TiO ₂	1,52	0,69	1,90	3,02
ZrO ₂ *)	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	17,65	19,30	18,91	17,57
Fe ₂ O ₃	5,52	3,61	4,08	7,24
FeO	3,50	3,54	5,35	5,08
MnO	Spur	0,12	—	—
CaO	5,33	8,00	5,94	6,19
MgO	2,22	2,75	2,04	3,31
K ₂ O	3,04	3,19	3,34	3,28
Na ₂ O	5,64	3,75	5,19	3,60
H ₂ O	1,62	1,24	2,15	1,70
P ₂ O ₅	0,57	0,45	0,80	—
SO ₃	0,06	—	Spur	—
S	0,06	—	0,10	—
CaCO ₃	—	—	—	0,68
Ca ₃ P ₂ O ₈	—	—	—	1,00
CO ₂	—	—	—	—
	99,91	100,79	100,07	100,17
Spez. Gew.	2,667		2,684	

*) Die Zirkonerde wurde geschätzt nach der Färbung mit Wasserstoffsuperoxyd.

I¹) Basaltoider Trachydolerit (Typus Essexitporphyrit). Vulkan Loo Malassin, Deutschostafrika. C. KLÜSS anal.

II Trachydolerit (Shoshonit). Skyring Water, Nordufer, am Fuß des Cerro Pinto. G. NYBLÖM anal. P. D. QUENSEL, a. a. O. S. 100.

III¹) Basaltoider Trachydolerit (Typus Essexitporphyrit). Garanga-Kessel am Kibo, Kilimandscharo. C. KLÜSS anal.

IV Essexitporphyrit (Labradorporphyrit). Hucken, Gran, Norwegen. L. SCHMELCK anal. W. C. BRÖGER. Basic. Erupt. Rocks of Gran. Q. J. Geol. Soc. 1894, Nr. 197, S. 33.

Ähnliche Gesteine beschreibt K. SCHLOSSMACHER²) vom Habichtswald bei Kassel als basaltoiden Trachydolerite. Es sind schwärzliche dichte Gesteine mit Einsprenglingen von Olivin und Augit, in dem häufig ein Kern von Aegyrynaugit eingeschlossen ist. Sie sind vergesellschaftet mit shonkinitischen Trachydoleriten, die man früher für Nephelinbasalte gehalten hat, mit Doleriten, Feldspatbasalten und Limburgiten. In der Tabelle auf S. 499 ist die Analyse (II) eines basaltoiden Trachydolerits vom Hirzstein bei Kassel, die SCHLOSSMACHER

¹) Bisher noch nicht veröffentlichte Analysen.

²) K. SCHLOSSMACHER: Die Eruptivgesteine des Habichtswaldes bei Kassel und seiner Vorberge. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXXI, 1911, S. 664.

vom Typus der Essexitporphyrite Bröggers

V	VI	VII	VIII	IX
48,11	48,47	44,25	43,85	46,95
2,50	2,23	3,65	2,53	1,58
0,27	—	—	—	—
16,41	15,31	16,27	12,94	17,05
8,96	6,69	1,50	2,70	3,61
2,60	6,36	10,30	10,51	9,53
0,02	Spur	—	—	0,03
7,96	8,14	10,14	9,49	7,04
3,03	3,60	6,51	11,90	7,11
2,55	1,67	1,98	1,06	0,82
3,76	4,49	3,24	2,42	3,42
3,10	1,65	2,40	1,69	2,05
0,64	0,52	0,63	0,61	0,63
0,27	Spur	—	—	—
—	0,14	—	0,05	—
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
—	0,26	—	—	0,80
100,18	99,53	100,87	99,75	100,62
2,789	2,886	—	3,006	—

V¹⁾ Basaltoider Trachydolerit (Typ. Essexitporphyrit). Mawensi, Kilimandscharo. C. KLÜSS anal.

VI¹⁾ Basaltoider Trachydolerit (Typ. Essexitporphyrit). Oldonyo Sambu, Deutsch-Ostafrika. A. EYME anal.

VII Plagioklas-Basalt. Vallée de Papenoo, Tahiti. M. PISANI anal. A. LACROIX a. a. O. S. 117.

VIII Basaltoider Trachydolerit (Typus Essexitporphyrit). Ribeira de Massapez. C. KLÜSS anal. C. GAGEL, a. a. O. S. 429.

IX Essexitporphyrit (Ganggestein). Cerro Donoso, NO-Seite, Patagonien. N. SAHLBOHM anal. P. D. QUENSEL a. a. O. S. 93.

erwähnt, mit der (I) des Trachydolerits zwischen Punta do Sol und Maddalena do Mar auf Madeira zusammengestellt.

Die durch die Führung zahlreicher, meist dünntafeliger Plagioklaseinsprenglinge gekennzeichneten basaltoiden Trachydolerite, die dem Typus der norwegischen Essexitporphyrite entsprechen, finden sich, wie schon erwähnt, verhältnismäßig selten auf Madeira. Derartige Gesteine sind dagegen in den jungvulkanischen Gebieten Deutschostafrikas, besonders am Kilimandscharo²⁾ und in den Gebieten des großen ostafrika-

¹⁾ Bisher noch nicht veröffentlichte Analysen.

²⁾ L. FINCKH: Die am Westkibo gesammelten Gesteine. In FRITZ JÄGER: Forschungen in den Hochregionen des Kilimandscharo. Mitteilungen aus d. d. Schutzgebieten XXII, Bd. II, S. 196.



Analysen von Trachydoleriten

	I	II	III	IV
SiO ₂	53,18	54,15	50,27	47,50
TiO ₂	1,52	0,69	1,90	3,02
ZrO ₂ *)	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	17,65	19,30	18,91	17,57
Fe ₂ O ₃	5,52	3,61	4,08	7,24
FeO	3,50	3,54	5,35	5,08
MnO	Spur	0,12	—	—
CaO	5,33	8,00	5,94	6,19
MgO	2,22	2,75	2,04	3,31
K ₂ O	3,04	3,19	3,34	3,28
Na ₂ O	5,64	3,75	5,19	3,60
H ₂ O	1,62	1,24	2,15	1,70
P ₂ O ₅	0,57	0,45	0,80	—
SO ₃	0,06	—	Spur	—
S	0,06	—	0,10	—
CaCO ₃	—	—	—	0,68
Ca ₃ P ₂ O ₈	—	—	—	1,00
CO ₂	—	—	—	—
Spez. Gew.	99,91 2,667	100,79	100,07 2,684	100,17

*) Die Zirkonerde wurde geschätzt nach der Färbung mit Wasserstoffsuperoxyd.

I) Basaltoider Trachydolerit (Typus Essexitporphyrit). Vulkan Loo Malassin, Deutschostafrika. C. KLÜSS anal.

II) Trachydolerit (Shoshonit). Skyring Water, Nordufer, am Fuß des Cerro Pinto. G. NYLÖF anal. P. D. QUENSEL, a. a. O. S. 100.

III) Basaltoider Trachydolerit (Typus Essexitporphyrit). Garanga-Kessel am Kibo, Kilimandscharo. C. KLÜSS anal.

IV) Essexitporphyrit (Labradorporphyrit). Hucken, Gran, Norwegen. L. SCHMELCK anal. W. C. BRÜGER, Basic. Erupt. Rocks of Gran. Q. J. Geol. Soc. 1894, Nr. 197, S. 33.

Ähnliche Gesteine beschreibt K. SCHLOSSMACHER²⁾ vom Habichtswald bei Kassel als basaltoider Trachydolerite. Es sind schwärzliche dichte Gesteine mit Einsprenglingen von Olivin und Augit, in dem häufig ein Kern von Aegyrynaugit eingeschlossen ist. Sie sind vergesellschaftet mit shonkinitischen Trachydoleriten, die man früher für Nephelinbasalte gehalten hat, mit Doleriten, Feldspatbasalten und Limburgiten. In der Tabelle auf S. 499 ist die Analyse (II) eines basaltoiden Trachydolerits vom Hirzstein bei Kassel, die SCHLOSSMACHER

¹⁾ Bisher noch nicht veröffentlichte Analysen.

²⁾ K. SCHLOSSMACHER: Die Eruptivgesteine des Habichtswaldes bei Kassel und seiner Vorberge. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXXI, 1911, S. 664.

vom Typus der Essexitporphyrite Brügger's

	V	VI	VII	VIII	IX
48,11	48,47	44,25	43,85	46,95	
2,50	2,23	3,65	2,53	1,58	
0,27	—	—	—	—	
16,41	15,31	16,27	12,94	17,05	
8,96	6,69	1,50	2,70	3,61	
2,60	6,36	10,30	10,51	9,53	
0,02	Spur	—	—	0,03	
7,96	8,14	10,14	9,49	7,04	
3,03	3,60	6,51	11,90	7,11	
2,55	1,67	1,98	1,06	0,82	
3,76	4,49	3,21	2,42	3,42	
3,10	1,65	2,40	1,69	2,05	
0,64	0,52	0,63	0,61	0,63	
0,27	Spur	—	—	—	
—	0,14	—	0,05	—	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	
—	0,26	—	—	0,80	
100,18	99,53	100,87	99,75	100,62	
2,789	2,886	—	3,006	—	

V¹⁾ Basaltoider Trachydolerit (Typ. Essexitporphyrit). Mawensi, Kilimandscharo. C. KLÜSS anal.

VI¹⁾ Basaltoider Trachydolerit (Typ. Essexitporphyrit). Oldonyo Sambu, Deutsch-Ostafrika. A. EYER anal.

VII Plagioklas-Basalt, Vallée de Papenoo, Tahiti. M. PISANI anal. A. LACROIX a. a. O. S. 117.

VIII Basaltoider Trachydolerit (Typus Essexitporphyrit). Ribeira de Massapez. C. KLÜSS anal. C. GAGEL, a. a. O. S. 429.

IX Essexitporphyrit (Ganggestein). Cerro Donoso, NO-Seite, Patagonien. N. SAULBORN anal. P. D. QUENSEL a. a. O. S. 93.

erwähnt, mit der (I) des Trachydolerits zwischen Punta do Sol und Maddalena do Mar auf Madeira zusammengestellt.

Die durch die Führung zahlreicher, meist dünntafeliger Plagioklaseinsprenglinge gekennzeichneten basaltoiden Trachydolerite, die dem Typus der norwegischen Essexitporphyrite entsprechen, finden sich, wie schon erwähnt, verhältnismäßig selten auf Madeira. Derartige Gesteine sind dagegen in den jungvulkanischen Gebieten Deutschostafrikas, besonders am Kilimandscharo²⁾ und in den Gebieten des großen ostafrika-

¹⁾ Bisher noch nicht veröffentlichte Analysen.

²⁾ L. FISCHER: Die am Westkibo gesammelten Gesteine. In FRITZ JÄGER: Forschungen in den Hochregionen des Kilimandscharo. Mitteilungen aus d. d. Schutzgebieten XXII, Bd. II, S. 196.

nischen Grabens¹⁾), weit verbreitet. Nach den Beschreibungen, die LACROIX²⁾ von den basaltischen Gesteinen von Tahiti gibt, ist dieser Typus neben olivinreichen Basalten auch dort vertreten. Auch P. D. QUENSEL³⁾ beschreibt solche Gesteine aus der patagonischen Cordillera.

Wie aus den in der vorstehenden Tabelle angeführten Analysen ersichtlich ist, finden sich unter diesen Gesteinen, die im Habitus unter sich große Ähnlichkeit besitzen, chemisch recht verschiedenartig zusammengesetzte Gesteine, die eine fortlaufende Reihe von verhältnismäßig alkalireichen bis zu recht alkaliarmen Gliedern bilden. Mit der Abnahme der Alkalien zeigt sich eine langsame Zunahme des Wertes für CaO. Entsprechend dem höheren Gehalt an gefärbten Gemengteilen und an Erz in den alkaliärmeren Gliedern steigen in ihnen die Werte für Fe₂O₃, FeO und MgO; und der Tonerdegehalt wird niedriger.

Hornblendebasalt.

Den basaltoiden Trachydoleriten schließen sich Gesteine an, die in ihrer chemischen Zusammensetzung schon mehr den Feldspatbasalten sich nähern, die aber durch häufigere Führung von Hornblende unter den intratellurischen Ausscheidungen sich als besonderer Typus unterscheiden lassen. Es sind typische Hornblendebasalte, die in einer dunkelgrauen feinkörnigen Grundmasse größere Einsprenglinge von teilweise resorbierter basaltischer Hornblende neben kleineren von schwarzem Titanaugit und von gelbgrünem Olivin führen. Derartige Gesteine lagen mir vom Ostabhang der Ribeira frio und aus der Gegend bei Fayão d'areia und Paso d'areia vor. Das letztere Gestein führt neben den Einsprenglingen von Hornblende, Augit und Olivin auch vereinzelt etwas größere Tafeln von glasig frischem Plagioklas, die einen Durchmesser von etwa 8—10 mm erreichen.

Die Plagioklaseinsprenglinge zeigen zonaren Bau. In einem Schnitt, der parallel M getroffen war, wurde im Kern eine Auslöschungsschiefe von — 27°, in der äußersten Schale + 4° und in einer Zwischenzone — 15° 30' gemessen. Nach

¹⁾ L. FINCKH: Die von F. JÄGER in Deutsch-Ostafrika gesammelten Gesteine. In FRITZ JÄGER: Das Hochland der Riesenkrater. Mitt. aus d. d. Schutzgebieten, Ergänzungsheft 4, 1910, S. 71 bis 85.

²⁾ A. LACROIX: Les Roches alcalines de Tahiti. Bull. de la Soc. Géol. de France. Série 4 Bd. 10, 1910, S. 116.

³⁾ P. D. QUENSEL: Geologisch-petrographische Studien in der patagonischen Cordillera. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala 1911, S. 90 u. 98.

diesen Werten bestehen die Kerne dieser Feldspate aus kalkreichem Labrador (Ab 30 An 70), die Zwischenzone aus natronreichem Labrador (Ab 50 An 50) und die äußere Schale aus Oligoklas (Ab 75 An 25).

Die Hornblende zeigt stets den charakteristischen teilweisen magmatischen Zerfall; es ist eine braune basaltische Hornblende. Die Resorptionsränder bestehen aus reichlichem Magnetit, Pyroxenkryställchen, etwas Olivin und Titaneisen sowie Rhönit, der aber auch fehlen kann.

Der Augit und der Olivin zeigen dieselben Eigenschaften wie in den basaltoiden Trachydoleriten.

Das Gefüge der Grundmasse ist bald mehr intersertal, bald mehr fluidal, je nach der Anordnung der Feldspatleistchen. Als Zwischenklemmungsmasse findet sich in diesen Gesteinen ein schwach lichtbrechendes und schwach doppelbrechendes Mineral, das als Nephelin zu deuten ist, oder etwas Analcim, der wohl aus Nephelin hervorgegangen sein dürfte. Als farbiger Grundmassegemeinteil beteiligt sich in reichlicher Menge Augit in kleinen Körnchen und Säulchen. Neben ihm findet sich besonders in dem Gestein aus der Ribeira frio in verhältnismäßig reichlicher Menge Biotit in winzigen Täfelchen. Außerdem enthält die Grundmasse dieser Gesteine reichlich Magnetit in winzigen Körnchen und Oktaederchen, etwas Titaneisenglimmer und Apatit in langen Nadelchen.

Durch den besonders dem Gestein der Ribeira frio eigenen, etwas reichlicheren Gehalt an Nephelin zeigen diese Hornblende-basalte nahe Beziehungen zu Nephelinbasaniten. Eigentliche Nephelinbasanite scheinen aber auf Madeira ebenso wie die Nephelinbasalte zu fehlen. GAGEL (a. a. O., S. 424) erwähnt bei Besprechung der Trachydolerite als „Essexitmelaphyre“ bezeichnete Gesteine, in denen er Nephelin neben Einsprenglingen von Augit, Olivin und Plagioklas beobachtet hat. Ein derartiges Gestein fand er an der Penha d'Agua. Dieses Gestein enthält nach GAGELS Angaben in einer bräunlichgrauen Grundmasse 2—3 mm große Einsprenglinge von Nephelin, etwas zersetzten Olivin und vereinzelte schwarze Augite. Ich habe derartige Gesteine, die man wohl als Nephelinbasanite bezeichnen könnte, unter dem von mir untersuchten Material nicht gesehen. Gelegentlich kommen allerdings in Trachydoleriten Nephelineinsprenglinge, aber nur vereinzelt vor. Solche Nephelinbasanite mit z. T. recht großen Nephelineinsprenglingen kenne ich aus dem Kilimandscharogebiet, wo sie an der Schirakette mit basaltoiden Trachydoleriten und Nephelinit zusammen erscheinen.

Dolerite.

Wie in den meisten Gebieten, in denen essexitische Ergußgesteine verbreitet sind, treten auch auf Madeira in Gesellschaft mit den Trachydoleriten und Basalten doleritische Gesteine auf. K. v. FRITSCH¹⁾ macht über den innigen Verband des Dolerits mit dem Basalt vom Lombo dos Portões im Curral eingehendere Angaben. Er sagt: „Dort geht ein sehr labradoritreicher, feinkörniger Anamesit, aus Labrador, Augit, zahlreichem Olivin und Magnetit gemengt, unter fast völligem Zurücktreten des Olivins über in einen porösen, grobkörnigen Dolerit aus vorherrschendem Labradorit mit Augit und Magnetit. Die Grenzen sind zwar an beiden Gesteinen ziemlich scharf, und hieraus, wie aus der petrographischen Verschiedenheit, möchte man die körnigen Partien für Einschlüsse halten. Sieht man jedoch feinere Verzweigungen derselben sich oft weit fortziehen im dichten Gestein und überhaupt ihre Verteilung im anstehenden Fels, so kann man nur noch an Ausscheidungen denken.“ K. v. FRITSCH betont hier ausdrücklich, daß der Dolerit des Lombo dos Portões feldspatreich und olivinarm ist. Es handelt sich also hier um Gesteine, die sich von den olivinreichen Basalten Madeiras nicht nur durch die Struktur, sondern auch in ihrer mineralogischen und wohl auch chemischen Zusammensetzung nicht unwesentlich unterscheiden. Leider liegen Analysen von solchen Doleriten Madeiras nicht vor.

In den von mir untersuchten Doleriten aus der Sammlung des Herrn v. FRITSCH tritt der Olivin als Gemengteil zwar makroskopisch nicht hervor. Er ist aber stets als wesentlicher Gemengteil vorhanden, wenn auch nicht so reichlich wie in den Basalten. Die Gemengteile dieser Gesteine sind im wesentlichen dieselben wie in den basaltoiden Trachydoleriten und in den Feldspatbasalten. Manche dieser Gesteine scheinen durch einen kleinen Gehalt an Zeolithen, die aus Nephelin hervorgegangen zu sein scheinen, und von Biotit mehr den Trachydoleriten nahezustehen. Derartige doleritische Gesteine, die zu basaltoiden Trachydoleriten gehören, beschreibt K. SCHLOSSMACHER²⁾ vom Habichtswald bei Kassel.

Feldspatbasalt.

Die Feldspatbasalte, die als Ergußformen der Essexitdiabase von mir auch als Essexitbasalte bezeichnet wurden,

¹⁾ K. v. FRITSCH, Notizen über geologische Verhältnisse im Hegau. N. Jahrb. f. Min. 1865, S. 655.

²⁾ K. SCHLOSSMACHER a. a. O., S. 661.

sind dunkelgraue bis schwärzliche Gesteine, die in einer feinkörnigen bis dichten Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von Olivin führen. Neben dem Olivin erscheint in manchen dieser Gesteine auch Augit in einer älteren Generation, der aber meist gegen den Olivin an Menge stark zurücktritt. Derartige olivinreiche Feldspatbasalte sind auch in anderen verwandten Eruptivgebieten mit Phonolithen, Trachydoleriten, Tephriten und Nephelinbasalten vergesellschaftet, so im Böhmischem Mittelgebirge, in der Rhön und anderen deutschen Gebieten und in Deutschostafrika.

Manche dieser basaltischen Gesteine führen oft in reichlicher Menge größere Einsprenglinge von schwarzem Augit neben solchen von Olivin. Ich habe diese Gesteine mit den Essexitmelaphyren BRÖGGER'S aus dem Kristianiagebiet verglichen, und GAGEL erwähnt diese Gesteine daher vielfach unter diesem Namen. Es ist natürlich nicht angängig, daß ein jungvulkanisches basaltisches Gestein als Melaphyr bezeichnet wird. Ich habe mit dem Hinweis auf die Essexitmelaphyre lediglich den Typus dieser Gesteine kennzeichnen wollen.

Die basaltischen Gesteine treten auf Madeira, wie auch GAGEL hervorhebt, in Wechsellagerung mit den Trachydoleriten über die ganze Insel verbreitet auf. Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung sind diese Gesteine recht einförmig. Sie bestehen im wesentlichen aus kalkreichen Plagioklasen, Titanaugit, Olivin, Magneteisen oder seltener Titaneisen und einer meist farblosen Glasbasis. Ganz untergeordnet tritt zu diesen Gemengteilen auch bisweilen etwas Nephelin, der dann die Mesostasis zwischen den Plagioklasen bildet. Der Nephelin ist aber meist unter Neubildung von zeolithischen Mineralien zersetzt. Wie die basaltoiden Trachydolerite enthalten auch die Feldspaltbasalte selten in sehr geringer Menge winzige Biotitblättchen. Meist aber fehlt der Biotit¹⁾ diesen Gesteinen ganz.

In der nachstehenden Tabelle sind die Analysen von 11 basaltischen Gesteinen von Madeira angeführt, die alle in die Reihe der olivinreichen Feldspaltbasalte gehören. Die Analysen I bis IV enthalten etwas weniger Magnesia und die Analysen I und II wenig höhere Werte für die Alkalien als die übrigen. Das Gestein der Analyse IV (Serradopprofil Nr. 1)

¹⁾ Nach GAGEL (a. a. O. S. 447) ist der Biotit in den Ergußgesteinen Madeiras nur äußerst selten zu beobachten. Dies trifft allerdings für die basaltoiden Gesteine zu. Für einen großen Teil der Trachydolerite ist aber gerade das Vorhandensein von primärem Biotit in wechselnder Menge charakteristisch.

	I (o)	II (p)	III (q)	IV (t)
SiO ₂	42,71	42,40	42,39	41,96
TiO ₂	3,38	3,68	2,61	2,16
Al ₂ O ₃	14,62	14,19	15,77	15,85
Fe ₂ O ₃	3,12	6,14	5,89	7,64
FeO	9,34	7,69	8,66	7,24
MnO	—	—	—	—
CaO	10,68	11,08	9,40	9,54
MgO	8,91	9,02	7,44	8,45
K ₂ O	1,55	1,43	1,24	1,17
Na ₂ O	3,11	2,50	2,05	2,05
H ₂ O	1,55	1,37	3,55	3,07
S	0,09	0,06	Spur	0,02
P ₂ O ₅	0,74	0,67	0,78	0,88
	99,90	100,23	99,78	100,03
Spez. Gew.	3,027	3,033	2,967	2,902

	I(o)	II(p)	III(q)	IV(t)
SiO ₂	45,88	45,33	47,31	46,28
TiO ₂	2,72	2,95	2,19	1,78
Al ₂ O ₃	9,24 ₅	8,92 ₅	10,36	10,29
FeO	10,88	11,77	12,99	12,97
CaO	12,29	12,70	11,24	11,27
MgO	14,35	14,46	12,46	13,98
K ₂ O	1,06	0,97 ₅	0,88	0,83
Na ₂ O	3,23 ₅	2,59	2,21	2,19
P ₂ O ₅	0,34	0,30	0,36	0,41
	100,00	100,00	100,00	100,00

Die OSANNSCHEN Konstanten geben:

I (o)	s 48,94;	A 4,29 ₅ ;	C 4,95;	F 32,57.	a 2	c 2.4	f 15.6	n 7.5
II (p)	s 48,58;	A 3,56 ₅ ;	C 5,36;	F 33,57.	a 1.5	c 2.5	f 16.	n 7.0
III (q)	s 49,86;	A 3,09;	C 7,27;	F 29,42.	a 1.5	c 3.7	f 14.8	n 7.1
IV (t)	s 48,47;	A 3,02;	C 7,27;	F 30,95.	a 1.5	c 3.5	f 15	n 7.2
V (n)	s 49,02 ₅ ;	A 3,26 ₅ ;	C 5,61 ₅ ;	F 33,21 ₅ .	a 1.5	c 2.7	f 15.8	n 7.6

I (o) Feldspatbasalt, Bocca dos Corregos oben im Curral unter dem Absturz der Rocha alta. A. EYME anal. C. GAGEL a. a. O., S. 429.

II (p) Feldspatbasalt, Gran Curral, ganz tief im Grunde unterhalb Nossa Senhora. A. EYME anal. Ebenda S. 429.

III (q) Feldspatbasalt, bei der Chapanna (NO Funchal) zwischen 850 bis 1000 m Meereshöhe gesammelt. A. EYME anal. Ebenda S. 429.

IV (t) Feldspatbasalt (wohl propylitisiert), ganz oben auf der Eira di Serrado (Serradoprofil Nr. 1). A. EYME anal. Ebenda S. 429.

V (n) Feldspatbasalt, Ribeira frio. A. EYME anal. Ebenda S. 429

V (n)	VI (m)	VII (i)	VIII (s)	IX (r)	X (v)	XI (u)
43,30	43,79	44,50	42,19	42,37	41,43	41,72
2,83	2,82	2,61	3,15	3,21	2,67	3,41
14,07	13,73	13,85	13,80	13,29	13,18	11,47
5,53	3,37	3,47	5,52	3,79	6,95	4,04
7,17	10,20	9,02	8,87	10,24	7,31	10,58
—	—	—	—	—	—	—
10,87	10,54	10,06	11,39	11,17	10,74	10,82
9,62	9,46	11,00	8,55	10,76	11,91	12,55
1,12	1,25	0,92	1,21	1,17	0,93	1,22
2,41	2,71	2,70	2,50	2,94	1,60	2,28
2,52	1,66	0,71	1,91	0,56	2,15	1,11
0,10	0,04	0,07	0,12	0,09	0,05	0,04
0,65	0,67	0,84	0,72	0,57	0,66	0,66
100,19	100,24	99,75	99,85	100,16	99,65	99,90
2,997	3,022	3,034	3,010	3,098	3,043	3,079

V(n)	VI(m)	VII(i)	VIII(s)	IX(r)	X(v)	XI(u)
46,45	46,49	46,57	45,50	44,18	43,94	43,21
2,28	2,25	2,05	2,55	2,51	2,13	2,65
8,88	8,58	8,52 ₅	8,75	8,16	8,22	6,98 ₅
10,85	11,71	10,59	12,44	11,86	11,99	12,27
12,49	11,98 ₅	11,28	13,16	12,48	12,21	12,00 ₅
15,49	15,06	17,26	13,83	16,82	18,95	19,50
0,76	0,84	0,61 ₅	0,83	0,77 ₅	0,63	0,80 ₅
2,50 ₅	2,78 ₅	2,74	2,62	2,96 ₅	1,64	2,28 ₅
0,29 ₅	0,30	0,37	0,32	0,25	0,29	0,29
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

VI (m) s 49,04; A 3,62₅; C 4,95₅; F 33,80. a 1.7 c 2.3 f 16 n 7.6
VII (i) s 48,99; A 3,35₅; C 5,17; F 33,96. a 1.6 c 2.4 f 16 n 8.2
VIII (s) s 48,37; A 3,45; C 5,30; F 34,13. a 1.6 c 2.5 f 15.9 n 7.6
IX (r) s 46,94; A 3,74; C 4,42; F 36,74. a 1.7 c 2.0 f 16.3 n 7.9
X (v) s 46,36; A 2,27; C 5,95; F 37,20. a 1 c 2.6 f 16.4 n 7.2
XI (u) s 46,15; A 3,09; C 3,89₅; F 39,88. a 1.3 c 1.7 f 17 n 7.4

VI (m) Feldspatbasalt, Rabaçal. A. EYME anal. Ebenda S. 429.

VII (i) Feldspatbasalt (Typ. Essexitmelaphyr), Ponta Delgado am Wege nach São Vicente. C. KLÜSS anal. Ebenda S. 428.

VIII (s) Feldspatbasalt, Caniçal. A. EYME anal. Ebenda S. 429.

IX (r) Feldspatbasalt, Caniçal (Bachgerölle). A. EYME anal. Ebenda S. 429.

X (v) Feldspatbasalt, oberhalb Calheta. A. EYME anal. Ebenda S. 429.

XI (u) Feldspatbasalt, oben am Pico Serrado (Serradoprofil Nr. 2). A. EYME anal. Ebenda S. 429.



	I (o)	II (p)	III (q)	IV (t)
SiO ₂	42,71	42,40	42,39	41,96
TiO ₂	3,98	3,68	2,61	2,16
Al ₂ O ₃	14,62	14,19	15,77	15,85
Fe ₂ O ₃	3,12	6,14	5,89	7,64
FeO	9,34	7,69	8,66	7,24
MnO	—	—	—	—
CaO	10,68	11,08	9,40	9,51
MgO	8,91	9,02	7,44	8,45
K ₂ O	1,55	1,43	1,24	1,17
Na ₂ O	3,11	2,50	2,05	2,05
H ₂ O	1,55	1,37	3,55	3,07
S	0,09	0,06	Spur	0,02
P ₂ O ₅	0,74	0,67	0,78	0,88
Spez. Gew.	99,90 3,027	100,23 3,033	99,78 2,967	100,03 2,902

	I (o)	II (p)	III (q)	IV (t)
SiO ₂	45,88	45,33	47,31	46,28
TiO ₂	2,72	2,95	2,19	1,78
Al ₂ O ₃	9,24 ₅	8,92 ₅	10,36	10,29
FeO	10,88	11,77	12,99	12,97
CaO	12,29	12,70	11,24	11,27
MgO	14,35	14,46	12,46	13,38
K ₂ O	1,06	0,97 ₅	0,88	0,83
Na ₂ O	3,23 ₅	2,59	2,21	2,19
P ₂ O ₅	0,34	0,30	0,36	0,41
	100,00	100,00	100,00	100,00

Die OSANNschen Konstanten geben:

I (o) s 48,94; A 4,29; C 4,95; F 32,57. a 2 c 24 f 15,6 n 7,5
 II (p) s 48,58; A 3,56; C 5,36; F 33,57. a 1,5 c 2,5 f 16. n 7,0
 III (q) s 49,86; A 3,09; C 7,27; F 29,42. a 1,5 c 3,7 f 14,8 n 7,1
 IV (t) s 48,47; A 3,02; C 7,27; F 30,95. a 1,5 c 3,5 f 15. n 7,2
 V (n) s 49,02; A 3,26; C 5,61; F 33,21. a 1,5 c 2,7 f 15,8 n 7,6

I (o) Feldspatbasalt, Bocca dos Corregos oben im Curral unter dem Absturz der Rocha alta. A. EYME anal. C. GAGEL a. a. O., S. 429.

II (p) Feldspatbasalt, Gran Curral, ganz tief im Grunde unterhalb Nossa Senhora. A. EYME anal. Ebenda S. 429.

III (q) Feldspatbasalt, bei der Chapanna (NO Funchal) zwischen 870 bis 1000 m Meereshöhe gesammelt. A. EYME anal. Ebenda S. 429.

IV (t) Feldspatbasalt (wohl propylitisiert), ganz oben auf der Eira di Serrado (Serradoprofil Nr. 1). A. EYME anal. Ebenda S. 429.

V (n) Feldspatbasalt, Ribeira frio. A. EYME anal. Ebenda S. 429

V (n)	VI (m)	VII (i)	VIII (s)	IX (r)	X (v)	XI (u)
43,30	43,79	44,50	42,19	42,37	41,43	41,72
2,83	2,82	2,61	3,15	3,21	2,67	3,41
14,07	13,73	13,85	13,80	13,29	13,18	11,47
5,53	3,37	3,47	5,52	3,79	6,95	4,04
7,17	10,20	9,02	8,87	10,24	7,31	10,58
—	—	—	—	—	—	—
10,87	10,54	10,06	11,39	11,17	10,74	10,82
9,62	9,46	11,00	8,55	10,76	11,91	12,55
1,12	1,25	0,92	1,21	1,17	0,93	1,22
2,41	2,71	2,70	2,50	2,94	1,60	2,28
2,92	1,66	0,71	1,91	0,56	2,15	1,11
0,10	0,04	0,07	0,12	0,09	0,05	0,04
0,65	0,67	0,84	0,72	0,57	0,66	0,66
100,19 2,997	100,24 3,022	99,75 3,034	99,85 3,010	100,16 3,098	99,65 3,043	99,90 3,079

V (n)	VI (m)	VII (i)	VIII (s)	IX (r)	X (v)	XI (u)
46,45	46,49	46,57	45,50	44,18	43,94	43,21
2,28	2,25	2,05	2,55	2,51	2,13	2,65
8,88	8,58	8,52 ₅	8,75	8,16	8,22	6,98 ₅
10,85	11,71	10,59	12,44	11,86	11,99	12,27
12,49	11,98 ₅	11,28	13,16	12,48	12,21	12,00 ₅
15,49	15,06	17,26	13,83	16,82	18,95	19,50
0,76	0,84	0,61 ₅	0,83	0,77 ₅	0,63	0,80 ₅
2,50 ₅	2,78 ₅	2,74	2,62	2,96 ₅	1,64	2,28 ₅
0,29 ₅	0,30	0,37	0,32	0,25	0,29	0,29
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

VI (m) s 49,04; A 3,62; C 4,95; F 33,80. a 1,7 c 2,3 f 16 n 7,6

VII (i) s 48,99; A 3,35; C 5,17; F 33,96. a 1,6 c 2,4 f 16 n 8,2

VIII (s) s 48,37; A 3,45; C 5,30; F 34,13. a 1,6 c 2,5 f 15,9 n 7,6

IX (r) s 46,94; A 3,74; C 4,42; F 36,74. a 1,7 c 2,0 f 16,3 n 7,9

X (v) s 46,36; A 2,27; C 5,95; F 37,20. a 1 c 2,6 f 16,4 n 7,2

XI (u) s 46,16; A 3,09; C 3,89; F 39,88. a 1,3 c 1,7 f 17 n 7,4

VI (m) Feldspatbasalt, Rabaçal. A. EYME anal. Ebenda S. 429.

VII (i) Feldspatbasalt (Typ. Essexitmelaphyr), Ponta Delgado am Wege nach São Vicente. C. KLUS anal. Ebenda S. 428.

VIII (s) Feldspatbasalt, Caniçal. A. EYME anal. Ebenda S. 429.

IX (r) Feldspatbasalt, Caniçal (Bachgerölle). A. EYME anal. Ebenda S. 429.

X (v) Feldspatbasalt, oberhalb Calheta. A. EYME anal. Ebenda S. 429.

XI (u) Feldspatbasalt, oben am Pico Serrado (Serradoprofil Nr. 2). A. EYME anal. Ebenda S. 429.

ist nach GAGELS Angaben verhältnismäßig hell gefärbt, so daß GAGEL glaubte, daß es auch chemisch mit den helleren Trachydoleriten näher verwandt wäre. Nach GAGELS Beschreibung, die er von diesem Gestein gibt, scheint es, daß es infolge Propylitisierung die hellere Farbe erhalten hat.

Diese Feldspatbasalte habe ich früher als Nephelinbasanite aufgefaßt, besonders auch, da ihre chemische Zusammensetzung eine große Übereinstimmung mit Gesteinen zeigt, die als Nephelinbasanite beschrieben sind. Die mikrochemische Untersuchung dieser Basalte hat aber ergeben, daß in manchen Präparaten zwar ein geringer Gehalt an Nephelin oder einer durch Salzsäure unter Gallertausscheidung leicht zersetzbaren Glasbasis vorhanden ist, daß aber Gesteinspartien, die Nephelin in geringer Menge führen, mit nephelinfreien schlierig verbunden sind. Derartige Verschiedenheiten wurden häufig in demselben Dünnschliff festgestellt. So scheinen, wie im kleinen auch in den einzelnen Gesteinskörpern nephelinführende Partien mit nephelinfreien aufs innigste verbunden zu sein. Durch diese Eigentümlichkeit sind auch viele unserer deutschen Basalte gekennzeichnet. Die in unserer Basaltindustrie so gefürchteten Sonnenbrenner sind, wie schon früher LEPLA¹⁾ festgestellt hat, nephelinführende Gesteinspartien, die der Verwitterung leichter anheimfallen.

Man hat nun früher basaltische Gesteine, in denen auch nur sehr geringe Mengen von Nephelin nachgewiesen werden konnten, als Nephelinbasanite bezeichnet. So kommt es, daß manche Gesteine, die OSANN in seiner chemischen Klassifikation unter den Nephelinbasaniten aufführt, mit den olivinreichen Basalten, die er mit den Hornblendebasalten vereinigt hat, auch chemisch recht nahe verwandt sind.

Man wird solche Gesteine mit geringem Gehalt an Nephelin, zumal wenn der Nephelin bis zum Verschwinden zurücktritt, nicht mehr zu den Basaniten stellen dürfen. Derartige Gesteine gehören als Ergußformen zu Essexiten, denen ebenfalls ein nur geringer Gehalt an Nephelin eigen ist, und nicht zu Theralithen. Ich habe daher derartige Feldspatbasalte zum Unterschied von den Feldspatbasalten der pazifischen Gesteinsreihe als Essexitbasalte unterschieden und bin geneigt, besonders auch unsere deutschen Feldspatbasalte, soweit sie nicht durch neuere Untersuchungen als Trachydolerite abgetrennt werden, als solche Essexitbasalte zu deuten.

¹⁾ LEPLA: Über den sogenannten Sonnenbrand der Basalte. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 170—176.

H. BÜCKING¹⁾ stellt basaltische Gesteine, die einem Teil der Madeirabasalte entsprechen dürften, und die er früher als Basanitoide²⁾ bezeichnet hat, noch zu den basaltischen Trachydoleriten und nennt sie Basaltite. H. ROSENBUSCH³⁾ führt diese basaltischen Gesteine ebenfalls unter den Trachydoleriten auf. Auch GAGEL (a. a. O., 468) neigt zu der Ansicht, daß die entsprechenden Madeiragesteine nicht als Basalt anzusprechen, daß sie vielmehr noch als Trachydolerite, vielleicht auch als Nephelinbasanite zu bezeichnen seien.

Demgegenüber muß ich darauf hinweisen, daß die ursprüngliche Bezeichnung „Basalt“ von Agricola für sächsische Basalte, also für Gesteine gegeben wurde, die mit echten Alkaligesteinen geologisch vergesellschaftet sind, und daß man die Basalte der pazifischen Sippe, also die Ergußformen der Gabbromagmen, damals wohl noch gar nicht kannte. Man hat wohl früher, als die Essexite noch nicht bekannt waren, alle Feldspatbasalte zu Gabbromagmen in Beziehung gebracht. Es ist das Verdienst BECKES⁴⁾, auf die Notwendigkeit einer Zweiteilung der Basaltfamilie in Basalte der atlantischen und solche der pazifischen Sippe ausdrücklich hingewiesen zu haben. Auch HIBSCH⁵⁾ macht darauf aufmerksam, daß die Basaltgruppe in Basalte der granitodioritischen Magmen und in solche der theralithischen Magmen naturgemäß zu trennen wäre, während er die Zweiteilung der Basalte, Melaphyre und Diabase in die zwei Gruppen „Trapp“ und „Basalt“, die WEINSCHENK⁶⁾ vorschlägt, als wenig glücklich verwirft.

Die Zweiteilung der Feldspatbasalte im Sinne von BECKE und HIBSCH, also in Gabbrobasalte und Essexitbasalte, wie ich sie der Kürze halber nennen will, müssen wir auch auf die Melaphyre und die Deckdiabase ausdehnen. Von ähnlichen Überlegungen ausgehend, dürfte wohl auch BRÖGGER für die den

¹⁾ H. BÜCKING: Die Basalte und Phonolithe der Rhön, ihre Verbreitung und ihre chemische Zusammensetzung. Sitzungsber. Kgl. Preuß. Ak. d. Wiss. XXIV, 1910, S 507.

²⁾ H. BÜCKING: Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Walde und aus der Rhön. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. L. A. 1880. S. 154.

³⁾ H. ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre 3. Aufl., 1910.

⁴⁾ F. BECKE: Die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Atlantische und pazifische Sippe der Eruptivgesteine. Tscherm. Min. petr. Mitt. 1903, Bd. 22, S. 209.

⁵⁾ I. E. HIBSCH: Die salischen Gesteine der Ganggefölgenschaft des Essexit im böhmischen Mittelgebirge. Tscherm. Min. petr. Mitt. 1905, Bd. 24, S. 308.

⁶⁾ E. WEINSCHENK: Grundzüge der Gesteinskunde II. Teil.

	I	II	III	IV	V
SiO ₂	48,06	48,84	46,55	45,75	44,75
TiO ₂	3,31	3,57	3,84	2,90	3,45
Al ₂ O ₃	15,90	14,62	14,55	13,98	13,22
Fe ₂ O ₃	3,37	2,08	3,17	3,23	1,20
FeO	9,97	9,00	7,88	8,02	10,50
NiO	0,09	0,08	0,12	0,14	—
MnO	0,06	0,04	0,10	0,06	—
CaO	9,37	9,33	8,75	7,11	11,50
MgO	7,11	7,15	8,61	14,69	10,85
K ₂ O	0,85	0,89	1,62	1,10	1,27
Na ₂ O	3,19	2,86	3,71	3,10	1,95
H ₂ O +	0,40	0,49	0,14	0,16	—
H ₂ O —	0,06	0,07	0,03	0,04	—
H ₂ O	—	—	—	—	1,62
S	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,36	0,36	0,55	0,36	0,38
CO ₂	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—
Spez. Gewicht	100,10	99,38	99,62	100,64	100,69
Wassergehalt	—	—	—	—	—

I—IV Feldspatbasalte, Linosa. H. S. WASHINGTON: Linosa and its Rocks. Journ. of Geology, 16, 1—35, Chicago 1908. Ref. N. Jahrb. für Min. 1911, 2, S. 376.

V Feldspatbasalt, Vallée de Papenoo, Tahiti. M. PISANI anal. A. LACROIX: Roches alcalines de Tahiti, a. a. O. S. 118.

VI Feldspatbasalt, Wostrey, südöstlich Milleschau. H. HANNEMANN anal. J. E. HIBSCH: Erl. zur Geol. Karte des Böhm. Mittelgeb. Bl. Kostenblatt, Milleschau. Min. petr. Mitt. 24, 1905, S. 274.

VIa Essexitmelaphyr, Holmestrand, Norwegen. H. SÄRNSTRÖM anal. W. C. BRÖGGER: Mineralien der Syenitpegmatitgänge. Zeitschr. f. Kryst., Bd. 16, 1890, S. 27.

VII Feldspatbasalt mit großen titanreichen Augitkrystallen, nördlich Grünwald. F. HANNUSCH anal. J. E. HIBSCH: Geol. Karte des Böhm. Mittelgeb. Blatt Wernstadt-Zinkenstein. TSCHERM. Min.-petr. Mitt. 29, 1910, S. 410.

VIII Feldspatbasalt, alte Lava vom Anagagebirge, oberhalb Mercedes, östlich von Laguna, Teneriffa. H. PREISWERK: Sodalith-

Essexitbasalten entsprechenden Gesteine des Kristianigebietes seine Bezeichnung „Essexitmelaphyr“ gegeben haben.

Bei der Abgrenzung der essexitischen Feldspatbasalte gegen die Trachydolerite wird es sich zunächst fragen, ob es sich empfiehlt, Gesteine, die durch ihren Olivinreichtum und ihren ganzen Habitus als Basalte sich zu erkennen geben, nur

Feldspatbasalten.

VI	VIa	VII	VIII	IX	X	XI	XII
45,80	45,75	41,36	42,77	41,49	41,03	42,68	43,37
—	2,95	2,73	3,08	3,50	2,43	0,51	1,03
13,41	13,40	15,64	15,80	16,27	11,07	9,42	8,84
6,89	8,21	0,38	3,34	3,08	4,65	11,55	2,91
5,69	6,35	8,40	10,85	8,57	7,05	7,23	11,00
—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,24	0,31	0,18	0,45	Spur	—	0,13
9,91	12,05	13,68	9,77	11,70	10,59	13,15	5,03
12,82	7,92	12,52	9,04	8,97	15,75	10,09	25,93
1,41	} 1,33	1,30	1,65	1,24	0,94	1,16	0,58
3,57		2,18	3,49	3,26	1,71	2,71	1,33
—	—	—	0,27	0,31	1,36	—	—
—	—	—	0,35	0,15	2,85	—	—
—	1,75	1,28	—	—	—	1,06	0,19
—	—	—	—	—	—	—	Spur.
—	—	0,01	—	—	—	—	0,08
0,46	—	0,21	—	—	0,41	1,29	0,19
—	—	0,16	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
99,66	99,08	100,16	100,59	99,48	99,84	100,85	100,25
—	—	3,099	—	—	—	3,114	—
—	—	—	1,10	—	—	—	—

trachyt vom Pico de Teyde (Teneriffa). Zentralbl. für Min., Geol. u. Pal. 1909, S. 396, und H. PREISWERK, Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine von Teneriffa. Verh. der Naturf. Ges. in Basel, Bd. XXI, 1910, S. 221.

IX Feldspatbasalt, Lava von Cumbre oberhalb Esperanza westlich von Laguna. H. PREISWERK a. a. O.

X Basaltit (Trachydolerit), Platzer Kuppe, Südseite, Rhön. H. DITTRICH anal. J. SÖLLNER: Über Rhönit, ein neues ängmatitähnliches Mineral. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 24, 1907, 515. H. BÜCKING: Die Basalte und Phonolithe der Rhön. Sitzungsber. der Kgl. Pr. Akad. der Wiss., 24, 1910, S. 508.

XI Hornblendebasalt, Totenköpfchen bei Gersfeld, Rhön. SOMMERLAD anal. H. SOMMERLAD: Über Hornblende führende Basaltgesteine. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 2, S. 159. H. BÜCKING a. a. O. S. 504.

XII Pikritbasalt, Loberia vieja, Masafuere. NAIMA SAHLBOHM anal. P. D. QUENSEL: Die Geologie der Juan-Fernandez-Inseln. Bull. of the geol. Inst. of Upsala, Vol. XI, 1912, S. 287.

deshalb, weil durch mikrochemische Untersuchung ein oft nur sehr geringer Gehalt an Nephelin oder an einer bei Salzsäurebehandlung leicht zersetzbaren Glasbasis nachgewiesen werden kann, nicht als Feldspatbasalte, sondern als basaltoide Trachydolerite zu bezeichnen und sie also mit Gesteinen zusammenzufassen, die in ihrer typischen Ausbildung einen vollkommenen



	Analysen von				
	I	II	III	IV	V
SiO ₂	48,06	48,84	46,55	45,75	44,75
TiO ₂	3,31	3,57	3,84	2,90	3,45
Al ₂ O ₃	15,90	14,62	14,55	13,98	13,22
Fe ₂ O ₃	3,37	2,08	3,17	3,23	1,20
FeO	9,37	9,00	7,88	8,92	10,50
NiO	0,09	0,08	0,12	0,14	—
MnO	0,06	0,01	0,10	0,06	—
CaO	9,37	9,33	8,75	7,11	11,50
MgO	7,11	7,15	8,61	14,69	10,85
K ₂ O	0,85	0,89	1,62	1,10	1,27
Na ₂ O	3,19	2,86	3,71	3,10	1,85
H ₂ O +	0,40	0,49	0,14	0,16	—
H ₂ O —	0,06	0,07	0,03	0,04	—
H ₂ O	—	—	—	—	1,52
S	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,36	0,36	0,55	0,36	0,36
CO ₂	—	—	—	—	—
SO ₂	—	—	—	—	—
Spez. Gewicht	100,10	99,38	99,62	100,64	100,09
Wassergehalt	—	—	—	—	—

I—IV Feldspatbasalte, Linosa. H. S. WASHINGTON: Linosa and its Rocks. Journ. of Geology, 16, 1—35, Chicago 1908. Ref. N. Jahrb. für Min. 1911, 2, S. 376.

V Feldspatbasalt, Vallée de Papenoo, Tahiti. M. PRISANI anal. A. LACHOIX: Roches alcalines de Tahiti, a. a. O. S. 118.

VI Feldspatbasalt, Wostrey, südöstlich Milleschau. H. HANSEN anal. J. E. HUSCH: Erl. zur Geol. Karte des Böhm. Mittelgeb. Bl. Kostenblatt, Milleschau. Min. petr. Mitt. 24, 1905, S. 274.

VIIa Essexitmelaphyr, Holmestrand, Norwegen. H. SÄRSSTRÖM anal. W. C. BRÜGGER: Mineralien der Syenitpegmatitgänge. Zeitschr. f. Krist., Bd. 16, 1890, S. 27.

VIIb Feldspatbasalt mit großen titanreichen Augitkrystallen, nördlich Grünwald. F. HANSEN anal. J. E. HUSCH: Geol. Karte des Böhm. Mittelgeb. Blatt Wernstadt-Zinkenstein. Tscherm. Min.-petr. Mitt. 29, 1910, S. 410.

VIII Feldspatbasalt, alte Lava vom Anagagegebirge, oberhalb Mercedes, östlich von Laguna, Teneriffa. H. PRUSWIK: Sodafüh-

Essexitbasalten entsprechenden Gesteine des Kristianingebietes seine Bezeichnung „Essexitmelaphyr“ gegeben haben.

Bei der Abgrenzung der essexitischen Feldspatbasalte gegen die Trachydolerite wird es sich zunächst fragen, ob es sich empfiehlt, Gesteine, die durch ihren Olivinreichtum und ihren ganzen Habitus als Basalte sich zu erkennen geben, nur

Feldspatbasalten.

	VI	VIa	VII	VIII	IX	X	XI	XII
45,80	45,75	41,36	42,77	41,49	41,03	42,68	43,37	
—	2,95	2,73	3,08	3,50	2,43	0,51	1,03	
13,41	13,40	15,64	15,80	16,27	11,07	9,42	8,84	
6,89	8,21	0,38	3,34	3,08	4,65	11,55	2,91	
5,69	6,35	8,40	10,85	8,57	7,05	7,23	11,00	
—	—	—	—	—	—	—	—	
—	0,24	0,31	0,18	0,45	Spur	—	0,13	
9,91	12,05	13,68	9,77	11,70	10,59	13,15	5,03	
12,82	7,92	12,52	9,04	8,97	15,75	10,09	25,93	
1,41	—	1,30	1,65	1,24	0,94	1,16	0,58	
3,57	1,33	2,18	3,49	3,26	1,71	2,71	1,33	
—	—	—	0,27	0,31	1,36	—	—	
—	—	—	0,35	0,15	2,85	—	—	
—	1,75	1,28	—	—	—	1,06	0,19	
—	—	—	—	—	—	—	Spur.	
—	—	0,01	—	—	—	—	0,08	
0,46	—	0,21	—	—	0,41	1,29	0,19	
—	—	0,16	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	
99,66	99,08	100,16	100,59	99,48	99,84	100,85	100,25	
—	—	3,099	—	—	—	3,114	—	
—	—	—	1,10	—	—	—	—	

tracht vom Pico de Teyde (Teneriffa). Zentralbl. für Min., Geol. u. Pal. 1903, S. 396, und H. PRUSWIK, Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine von Teneriffa. Verh. der Naturf. Ges. in Basel, Bd. XXI, 1910, S. 221.

IX Feldspatbasalt, Lava von Cumbre oberhalb Esperanza westlich von Laguna. H. PRUSWIK a. a. O.

X Basaltit (Trachydolerit), Platzer Kuppe, Südseite, Rhön. H. DITTRICH anal. J. SÖLTLER: Über Rhönit, ein neues anigmatitähnliches Mineral. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 24, 1907, 515. H. BÜCKING: Die Basalte und Phonolithe der Rhön. Sitzungsber. der Kgl. Pr. Akad. der Wiss., 24, 1910, S. 508.

XI Hornblendebasalt, Totenköpfchen bei Gersfeld, Rhön. SOMMERLAD anal. H. SOMMERLAD: Über Hornblende führende Basaltgesteine. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 2, S. 159. H. BÜCKING a. a. O. S. 504.

XII Pikitbasalt, Loberia vieja, Masafuera. Naima SAHLBOHM anal. P. D. QUENSTEDT: Die Geologie der Juan-Fernandez-Inseln. Bull. of the geol. Inst. of Upsala, Vol. XI, 1912, S. 287.

deshalb, weil durch mikrochemische Untersuchung ein oft nur sehr geringer Gehalt an Nephelin oder an einer bei Salzsäurebehandlung leicht zersetzbaren Glasbasis nachgewiesen werden kann, nicht als Feldspatbasalte, sondern als basaltoide Trachydolerite zu bezeichnen und sie also mit Gesteinen zusammenzufassen, die in ihrer typischen Ausbildung einen vollkommen

andern Habitus besitzen als die Basalte. Solche olivinreichen Basalte, die in ihrer chemischen Zusammensetzung mit den Basanitoiden BÜCKINGS übereinstimmen, finden sich wohl in den meisten Gebieten, in denen essexitische Ergußgesteine auftreten. Ich kenne sie außer von Madeira aus dem böhmischen Mittelgebirge, vom Kilimandscharo und aus den jungvulkanischen Gebieten des großen ostafrikanischen Grabens. Sie sind auch von zahlreichen anderen Gebieten beschrieben. Von den eigentlichen Trachydoleriten sind sie wohl meist schon im Handstück leicht zu unterscheiden. Nur bei Grenzformen wird man im Zweifel sein können, wohin man das betreffende Gestein stellen soll. Ich glaube daher, daß es richtiger ist, sie von den Trachydoleriten abzutrennen und wie früher als Feldspatbasalte zu bezeichnen. OSANN¹⁾ hat ja auch einen Teil der Feldspatbasalte mit den Hornblendebasalten zu einer Untergruppe zusammengefaßt und ausdrücklich darauf hingewiesen, daß die zu dieser Gruppe gehörigen Feldspatbasalte durch großen Olivinreichtum und Feldspatarmut ausgezeichnet sind, und daß diese Gesteine mit Nephelिंगesteinen geologisch in Verbindung stehen.

Limburgite²⁾ habe ich unter dem reichhaltigen Material, das ich untersucht habe, nicht beobachtet. Dagegen wurden manche Feldspatbasalte, die sehr reich an farbigen Gemengteilen erschienen, als den Limburgiten genäherte Typen aufgefaßt.

In der Tabelle auf Seite 510 u. 511 sind die Analysen einer

¹⁾ A. OSANN: Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Min. petr. Mitt. XX, 1901, S. 454.

²⁾ Als Limburgite sind, wie aus der von H. ROSENBUSCH in den Elementen der Gesteinslehre, III. Aufl., angeführten Analysen ersichtlich ist, zum Teil auch Gesteine beschrieben worden, die einen Tonerdegehalt bis 15 Proz. besitzen. Da auch ROSENBUSCH die Limburgite als Ergußformen von peridotitischen und pyroxenitischen Grenzformen der Essexite anspricht, so wird man doch wohl derartige Gesteine mit höherem Tonerdegehalt, die in ihrer chemischen Zusammensetzung teils trachydoleritischen Gesteinen, teils den verschiedenen Basalten (Feldspatbasalt, Nephelinbasalt usw.) entsprechen, von den eigentlichen Limburgiten abtrennen müssen. Es empfiehlt sich vielleicht, für solche Gesteine die Bezeichnung Magmabasalt beizubehalten. Die Magma-basalte würden dann glasig entwickelte Trachydolerite oder basaltische Gesteine darstellen, in denen nur die farbigen Gemengteile zur Ausscheidung gelangt sind, während die Bestandteile der Feldspate und Feldspatoide, die in solchen Gesteinen bei vollkrystalliner Entwicklung als wesentliche Gemengteile erscheinen würden, noch in der Glasbasis enthalten sind. Die Glasbasis solcher Gesteine dürfte wohl meist farblos oder nur wenig tief gefärbt sein und sich von der dunkler gefärbten Glasbasis der eigentlichen Limburgite wohl auch durch niedrigere Lichtbrechung unterscheiden.

Reihe von Feldspatbalten aus verwandten Eruptivgebieten mit der Analyse eines Essexitmelaphyrs aus dem Kristianiagebiet (VIa) zusammengestellt worden.

Unter Analyse XII habe ich in der Tabelle der Feldspatbasalte ein recht interessantes Gestein erwähnt, das QUENSEL von der Insel Masafuere beschreibt. Dieses Gestein, das er Pikritbasalt nennt, entspricht seiner chemischen Zusammensetzung und seinem mineralogischen Bestande nach den Pikriten. Es ist aber ein ausgesprochen basaltisches Gestein, das in einer feldspathaltigen Grundmasse sehr zahlreiche etwas abgerundete Einsprenglinge von Olivin enthält. Von einem ähnlichen Pikritbasalt (Picrite feldspatique à faciès basaltique) von Tahiti gibt A. LACROIX eine eingehendere Beschreibung. Diese beiden Gesteine verdienen ein besonderes Interesse, da sie die ersten Gesteine darstellen, die uns als junge effusive Äquivalente der Pikrite bekannt geworden sind.

In nachstehender Tabelle wurden die Analysen dieser Gesteine mit solchen von Pikriten aus dem Lahn- und Dillgebiet zusammengestellt.

	I	II	III	IV	V
SiO ₂	43,37	43,85	39,07	40,02	39,58
TiO ₂	1,03	1,88	0,68	0,59	0,99
Al ₂ O ₃	8,48	9,07	9,95	8,32	7,25
Fe ₂ O ₃	2,91	—	5,15	1,51	4,44
Cr ₂ O ₃	—	—	—	Spur	—
FeO	11,00	10,75	10,37	11,14	10,46
MnO	0,13	—	—	0,85	—
CaO	5,03	7,90	6,29	4,04	4,83
MgO	25,93	23,40	19,19	27,63	24,75
K ₂ O	0,58	0,54	0,19	0,32	0,32
Na ₂ O	1,33	1,30	0,97	0,65	0,97
H ₂ O	0,19	1,62	7,65	{0,70 ¹⁾ {4,30 ²⁾	1,11 5,68
P ₂ O ₅	0,19	0,38	0,13	—	—
FeS ₂	—	—	—	0,51	—
S	Spur	—	0,15	—	—
Cl	0,08	—	—	—	—
CO ₂	—	—	0,09	—	—
	100,25	100,69	99,88	100,58	100,38

¹⁾ Feuchtigkeit ²⁾ chem. geb. Wasser.

I Pikritbasalt, Loberia vieja, Masafuere. Naima SAHLBOHM anal. P. D. QUENSEL a. a. O. S. 287.

II Picrite feldspatique, Vallée de Papenoo, Tahiti. M. PISANI anal. A. LACROIX: Les roches alcalines de Tahiti. Bull. Soc. Géol. de France, X, 1910, S. 119.

III Amphibolpikrit von Sechshelden (mit 0,02 NiO, 0,17 MnO, 0,10 CuO und 0,05 Cr₂O₃). L. DÖRMER anal. L. DÖRMER a. a. O. S. 609. R. BRAUNS: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 27, 1909, S. 286.

IV Pikrit von Wommelshausen. R. BRAUNS: Der oberdevonische Pikrit usw. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 18 1904, S. 292, und R. BRAUNS: Beitr. zur Kenntnis der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 28, 1909, S. 410.

V Pikrit von Medenbach. R. BRAUNS: a. a. O. S. 410.

Die OSANNSCHEN Konstanten geben:

I	s	41,42;	A	1,56;	C	3,14;	F	49,08.	a	0.5	c	1.2	f	18.3	n	7.9
II	s	43,44;	A	1,53;	C	3,75;	F	46,40.	a	0.6	c	1.4	f	18	n	7.9
III	s	41,99;	A	1,12;	C	5,11;	F	45,55.	a	0.5	c	2	f	17.5	n	8.85
IV	s	39,16;	A	0,81;	C	3,84;	F	51,34.	a	0.3	c	1.4	f	18.3	n	7.52
V	s	40,29;	A	1,14;	C	3,12;	F	51,19.	a	0.5	c	1	f	18.5	n	8.23

Schon QUENSEL hat auf die nahe Verwandtschaft dieser Pikritbasalte mit den paläovulkanischen Pikriten hingewiesen. Die Pikrite unserer deutschen Diabasegebiete sind größtenteils körnige Gesteine, die nicht als Ergußgesteine aufgefaßt werden können. BRAUNS stellt den Amphibolpikrit von Sechshelden aus dem Mitteldevon zu den Essexiten, während er die oberdevonischen Diabase und Pikrite von Gabbromagmen ableitet. Für die Frage der Zugehörigkeit oberdevonischer Diabase des Lahn- und Dillgebietes zu Gabbromagmen oder zu Essexiten ist vielleicht der Hinweis von Bedeutung, daß QUENSEL (a. a. O. S. 77) aus dem Essexitgebiet der patagonischen Cordillera einen Quarzessexitdiabas mit primärem Quarz in granophyrischer Verwachsung mit Feldspat beschreibt, der mit den quarzführenden Diabasen aus Ostthüringen und wohl auch mit dem oberdevonischen Intrusivdiabas von Hartenrod, von dem BRAUNS¹⁾ angibt, daß er primären Quarz in granophyrischer Verwachsung mit Feldspat enthält, große Ähnlichkeit besitzt.

Schlußwort.

In der vorliegenden Arbeit habe ich darzulegen versucht, daß in einem Gebiet, in dem Gesteine auftreten, die man bisher stets zu den Alkaligesteinen gerechnet hat, neben solchen auch in weiter Verbreitung Gesteine vorhanden sind, die recht arm an Alkalien sind und für die die Bezeichnung Alkaligesteine nicht recht passen mag. Derartige Erfahrungen hat man in

¹⁾ R. BRAUNS: a. a. O. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXVIII, 1909, S. 403.

neuerer Zeit durch die petrographische Untersuchung zahlreicher Gebiete gemacht, und es ist wiederholt die Ansicht vertreten worden, daß alkaliarme Gesteine, besonders die Feldspatbasalte und Olivinbasalte, die mit typischen Alkaligesteinen, wie Phonolithen, Alkalitrachyten, Tephriten, Nephelinbasalten und anderen in engem geologischen Verbande erscheinen, Vertreter der Kalkalkaligesteinsreihe ROSENBUSCHS, d. h. also der pazifischen Gesteinsippe BECKES darstellen, mit anderen Worten, daß eine scharfe Trennung von Alkaligesteinen und Kalkalkaligesteinen nicht aufrecht zu erhalten sei. Auch GAGEL (a. a. O. S. 409 und S. 470) ist zu einem ähnlichen Schlusse gekommen. Für ihn war das Auftreten von rhombischen Pyroxenen in den Olivinfelsbomben aus einem Tuff bei Porto Moniz bestimmend zu dem wohl etwas zu weitgehenden Schluß, daß damit die letzte scharfe Grenze zwischen der atlantischen und der pazifischen Gesteinsippe verwischt sei. Ich habe schon oben erwähnt, daß protogene rhombische Pyroxene wohl in typischen Alkaligesteinen, z. B. in Nephelinbasalt, bekannt geworden sind, und daß man den von BECKE aufgestellten Satz, daß die rhombischen Pyroxene in den Gesteinen der atlantischen Sippe fehlen, nicht so scharf fassen kann.

Ich glaube vielmehr, daß wir im allgemeinen an die räumliche Scheidung der großen Magmenreihen glauben müssen, solange nicht der Nachweis erbracht ist, daß echte Gabbros durch Differentiation in echte Essexite oder umgekehrt übergehen. Echte Gabbros und Essexite treten nur in solchen Gebieten in geologischer Gemeinschaft auf, in denen die Differentiationsprodukte sich von einem monzonitischen Stammagma ableiten, wie dies im Monzoni-Gebiet der Fall ist. Die Eigenart der essexitischen Magmen, daß sie durch Differentiation foyaitische und alkalisyenitische Gesteine liefern können, ist bis jetzt von keinem Gabbromagma bekannt. Dagegen sehen wir in fast allen Essexitgebieten neben eigentlichen Essexiten alkaliarme, diabasartige Gesteine, die zwar in ihrer chemischen Zusammensetzung und bis zu einem gewissen Grade auch in ihrem mineralogischen Bestand eine gewisse Ähnlichkeit mit gabbroiden Gesteinen besitzen. Aber derartige Gesteine zeigen doch immer noch so wesentliche Unterschiede von den eigentlichen Gabbros, daß sie nie als Gabbros, sondern, soweit sie schon bekannt waren, stets als Diabase bezeichnet wurden.

Wenn LOSSEN¹⁾ von echten Diabasen im Gegensatz zu gewissen augitführenden Gabbrospielarten sprach, so mag er

¹⁾ K. A. LOSSEN: Diese Zeitschr. **34**, 1882, S. 455.

wohl solche Gesteine darunter verstanden haben, die wir heute als Essexitdiabase bezeichnen können. Es sind eben die Diabase, der foyaitisch-theralithischen Magmenreihe. BRÖGGER hat früher die Essexite des Kristianigebietes Olivingabbrodiabase und Gabbrodiabase genannt. In dem Verzeichnis¹⁾, das er zu seiner Sammlung der wichtigsten Typen der Eruptivgesteine des Kristianigebietes gegeben hat, hat er diese Gesteine als Essexite bezeichnet. Neben den Essexiten und Akeriten, die BRÖGGER als Kalkalkaligesteine den eigentlichen Alkaligesteinen gegenüberstellt, ist kein einziger Gabbro angeführt. Die Bezeichnung Kalkalkaligesteine für die Essexite und Akerite habe ich aber nie so verstanden, daß diese Gesteine sich von granitodioritischen Magmen ableiten.

BRÖGGER betont vielmehr ausdrücklich, daß er sämtliche Gesteine der Eruptionsprovinz des Kristianigebietes als Differentiationsprodukte eines gemeinsamen natronreichen Stammmagmas betrachtet. Als älteste Spaltungsprodukte dieses Stammmagmas erwähnt er nun die Kalkalkaligesteine der Familien der Essexite und der Akerite. Diesen folgen als mittlere Spaltungsprodukte die intermediären Alkaligesteine der Familien der Larvikite und Lardalite und als jüngste Spaltungsprodukte die sauren Alkaligesteine der Familien der Pulaskite, Nordmarkite, Ekerite, Biotitgranite und Rappakiwigranite.

Es wäre vielleicht besser, wenn man überhaupt die Bezeichnungen Alkaligesteine für die Gesteine der foyaitisch-theralithischen und Kalkalkaligesteine für diejenigen der Granitodioritischen Magmenreihe ganz fallen ließe, obgleich sie den Vorzug der Kürze haben; denn auch innerhalb der Granitodioritreihe können wir Alkaligesteine der Familien der zugehörigen Granite und Syenite den Kalkalkaligesteinen der Familien der Diorite und Gabbros gegenüberstellen. Es wird sich vielleicht eher empfehlen, zu versuchen, für große Eruptionsformationen, die geologisch eine Einheit bilden, die Natur ihres Stammmagmas, ob es natronreich, kalireich oder kalkreich gewesen ist, oder ob es eine mittlere Zusammensetzung besessen hat, festzustellen.

Für das Gebiet der Kanarischen Inseln, Madeira einbezogen, müssen wir auf ein natronreiches Stamm-Magma schließen; daher finden wir auch zahlreiche Gesteine, die mit denen des Kristianigebietes sehr nah verwandt sind. Auf den Kanaren sind ebenfalls vorwiegend die Kalkalkaligesteine der Familien

¹⁾ W. C. BRÖGGER: *Nyt. Magazin for Naturvidensk.* Bd. 44, 1906, S. 117 ff.

der Essexite und der Akerite und deren Ergußformen sowie die intermediären Alkaligesteine der Familie der Nephelinsyenite und der diesen entsprechenden Phonolithe vertreten. Die sauren Alkaligesteine scheinen nur untergeordnet durch die Familien der Pulaskite und der Nordmarkite auf Fuerteventura vertreten zu sein.

Welches die Altersfolge der verschiedenen Differentiationen auf den Kanaren ist, entzieht sich meiner Beurteilung, da ich dieses Gebiet nicht aus eigener Anschauung kenne. Soweit aus der einschlägigen Literatur zu ersehen ist, sind ja wohl die phonolithoiden Gesteine im allgemeinen jünger als die trachydoleritischen und basaltischen, wenn man von jüngeren basaltoiden Nachschüben absieht. Über die geologische Stellung der Nordmarkite und Pulaskite auf Fuerteventura ist überhaupt nichts näheres bekannt. Man hat diese Gesteine ebenso wie die Essexite früher als das Grundgebirge der Insel aufgefaßt. Ob sie tatsächlich ältere Gesteine sind, oder ob sie, wie ich vermutet habe, ebenfalls junge Tiefengesteine darstellen, läßt sich nur durch eingehende örtliche Untersuchung feststellen.

Die fortschreitende Erkenntnis besonders der Kalkalkaligesteine natronreicher Stammagmen wird von besonderer Bedeutung für das Verständnis unserer deutschen Diabase sein, die, wie es scheint, ebenfalls einer solchen Magmenreihe angehören. Eine ähnliche Auffassung von unsern deutschen Diabasen scheint schon LOSSEN gehabt zu haben, der ja die Keratophyre, die wir wohl doch wieder als typische Natrongesteine auffassen dürfen, mit den Diabasen zusammen als Glieder einer fortlaufenden Gesteinsreihe gedeutet hat.

11. Zur Kenntnis der Ammonitenfauna des portugiesischen Lias¹⁾.

Von Herrn ERNST MEISTER in Breslau.

Hierzu Tafel II, XII—XV und 10 Textfig.

I. Abriß der Stratigraphie des mittelportugiesischen Lias.

Die erste grundlegende Arbeit über den Lias von Portugal verdanken wir P. CHOFFAT. Seine „Etude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal“²⁾ geben in Kürze ein vollständiges Bild sowohl von der Stratigraphie, wie auch von der Fauna der Jurabildungen von Mittelportugal. Diese Arbeit ist bisher die einzige geblieben, die das ganze Gebiet umfaßt.

Vor einigen Jahren beschrieb POMPECKJ³⁾ einige neue Arten von *Arietites* aus dem portugiesischen Unterlias. Hierdurch wurde von neuem erwiesen, daß die ihrem stratigraphischen Umfang nach zweifelhaften „couches de Coimbra“ von der Angulatus- bis zur Obtususzone reichen.

Im Frühjahr 1909 bereiste Herr Dr. CARL RENZ den Liasdistrikt von Casalcomba, über den bisher genauere Untersuchungen fehlten. Das umfangreiche Fossilmaterial, das auf diesen Reisen gesammelt wurde, lieferte eine Reihe wichtiger Angaben zur Stratigraphie des portugiesischen Lias, die in der kürzlich erschienenen Arbeit „C. RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias“⁴⁾ veröffentlicht wurden.

Mit Ausschluß der Brachiopoden überließ mir Herr Dr. RENZ in liebenswürdiger Weise das gesamte Material zur paläontologischen Bearbeitung. Es ist mir eine angenehme Pflicht auch an dieser Stelle Herrn Dr. RENZ hierfür, sowie für die mir zuteil geworgene Förderung meiner Studien aufrichtigst zu danken.

¹⁾ Diese Arbeit bildet den zweiten Teil einer Dissertation: „Über den Lias im Osten und Westen des Mediterrangebietes.“ Teil I: „Über den Lias in Nordanatolien nebst Bemerkungen über das gleichzeitig vorkommende Rotliegende und die Gosaukreide“ ist im Jahrb. f. Min. usw. 1910, Beilage-Bd. 35, S. 499, erschienen.

²⁾ Section des travaux géologiques du Portugal. Lissabon 1880.

³⁾ POMPECKJ: „Neue Ammoniten aus dem unteren Lias von Portugal.“ Diese Zeitschr., Bd. 49, 1897, S. 636.

⁴⁾ Neues Jahrbuch f. Min. 1912, Bd. I, S. 58.

Im folgenden wurde nur die reichhaltige Ammonitenfauna bearbeitet. Die noch übrigen Fossilien, vornehmlich Belemniten und Zweischaler, ferner *Pleurotomaria expansa* Sow., *Pentacrinus subangularis* MILL., *Serpula gordialis* SCHLOTH. und *Serp. plicatilis* MÜNSTER blieben vorerst unberücksichtigt.

Bevor ich zur paläontologischen Beschreibung der einzelnen Arten übergehe, gebe ich im Anschluß an die oben zitierte Literatur einen kurzen Überblick über die Entwicklung des portugiesischen Lias nördlich des Tajo.

Unterlias.

Im portugiesischen Jura sind zwei Entwicklungstypen zu unterscheiden, die durch eine etwa dem Lauf des Tajo entsprechende Linie voneinander getrennt sind. Das nördliche Gebiet gehört der mitteleuropäischen, neritischen Randzone, der südliche Distrikt vornehmlich in der Provinz Algarve der Tethys des mediterran-kaukasischen Jurareiches (UHLIG) an.

Der Lias von Casalcomba liegt innerhalb des mitteleuropäischen Entwicklungsgebietes. Im folgenden wurden daher nur die nördlich des Tajo gelegenen Liasablagerungen berücksichtigt.

Der Lias wird in Portugal von Trias unterlagert.

CHOFFAT teilt den Unterlias in drei Horizonte ein:

Couches de Pereiros (= oberer Infralias)

Couches de Coimbra

Couches à *Gryphaea obliqua*.

Der petrographische Charakter der Ablagerungen ist sehr verschieden. Die „couches de Pereiros“ enthalten hauptsächlich fossilarme Sandsteine: erst an der Oberkante stellen sich dünne dolomitische Kalkbänke ein. An Fossilien enthält dieser Horizont vornehmlich Zweischaler, Gastropoden und einige Pflanzenreste. Stratigraphisch wichtig ist hiervon nur *Mytilus minutus* GOLDF. Diese Art findet sich in Deutschland zwar schon in der *Avicula contorta*-Zone, reicht aber in Lothringen bis in die den *Angulatus*-Schichten entsprechenden Hettinger Sandsteine hinauf. Zudem erinnert der petrographische Habitus der Schichten von Pereiros sehr an die hellfarbigen konglomeratischen Küstenbildungen von Luxemburg und der Normandie.

CHOFFATS „couches de Pereiros“ sind demnach Äquivalente des Hettangien der Franzosen und entsprechen der Zone der *Schlotheimia angulata* SCHLOTH.

In den „couches de Coimbra“ sind drei Faciestypen zu unterscheiden, die nicht übereinander, sondern nebeneinander

liegen und sich daher gegenseitig vertreten. Entlang den paläozoischen Schiefern zwischen Aveiro und Thomar lagern dichte, dolomitische Kalke, die in den oberen Schichten zahlreiche Gastropoden und Lamellibranchiaten enthalten. Die Fauna zeigt schon viele Anklänge an den nächst höheren Horizont der „couches à *Gryphaea obliqua*“; anderseits treten aber auch noch Formen auf, die, wie *Pleurotomaria rotalaeformis* DUNK., dem Hettangien angehören.

Im SO von Serra d'El-rei werden diese Sedimente durch dunkle, dolomitische Kalke in Verbindung mit Mergeln und Gips abgelöst. An Stelle dieser beiden Entwicklungen treten dann schließlich im Küstengebiet bei Quiaios und Peniche reine, deutlich geschichtete Kalke, die direkt unter den „couches à *Gryphaea obliqua*“ lagern.

Von Penedo da Saudade beschreibt POMPECKJ aus der Zone der kompakten Kalke der „couches de Coimbra“ folgende unterliassische Ammoniten:

- Arietites obtusus* Sow. sp.
- „ *ptychogenus* POMP.
- „ *amblyptychus* POMP.
- „ (*Arnioceras*) *oncocephalus* POMP. u.
- „ *spec.*

Durch diese Fossilführung ist der stratigraphische Umfang des gesamten Schichtenkomplexes ziemlich sicher gekennzeichnet. In seinen untersten Lagen zwischen Aveiro und Thomar enthält er noch Teile des Hettangien und reicht dann durch den ganzen Lias *a* zum mindesten bis in die Obtusus-Zone des Lias *β*.

Die „couches à *Gryphaea obliqua*“ sind vornehmlich aus Mergelkalken und Mergeln zusammengesetzt. Ihre Fauna ist durch *Echioceras Nodotianum* D'ORB. *Gryphaea obliqua* GLDF., *Terebratula punctata* Sow. usw. charakterisiert.

Bei Peniche beginnt dieser Horizont mit einem Gastropodenlager, das vornehmlich Chemnitzien, Nerineen und Cerithien enthält. Bemerkenswert ist hierbei das Vorkommen von Nerineen, die anderwärts im Lias wenig bekannt und wohl zu den ältesten Arten dieser Gattung gehören.

Bei Quiaios lagern über den Gastropodenmergeln bituminöse Schichten, die — allerdings nur in ihrer lithologischen Beschaffenheit — den Posidonien-Schiefern Württembergs vergleichbar sind.

Von besonderer Bedeutung ist die Tatsache, daß der Horizont der *Gryphaea obliqua* auch im mediterranen Teil des portugiesischen Lias, bei Cezimbra südlich des Tajo wiederkehrt.

Die Fauna der Obliqua-Zone ist nicht spezifisch unterliassisch. Manche Arten, wie *Belemnites breviformis* VOLTZ,

Pentacrinus basaltiformis MILL., reichen bis in die Spinatus-Zone, *Spiriferina rostrata* SCHL. sogar bis in den Oberlias.

Aus dem Gesamtcharakter der Fauna wie auch aus den Lagerungsverhältnissen bei Quiaios und Peniche geht aber hervor, daß die „couches à *Gryphaea obliqua*“ im wesentlichen Äquivalente der OPPEL'schen Zone des *Ammonites raricostatus* sind.

Mittellias.

Der mittlere Lias tritt in Portugal in größerer Verbreitung auf als der Unterlias und ist petrographisch gleichmäßiger ausgebildet als dieser. Mergel, mergelige Kalke, selten reine Kalke bauen die Schichten auf.

CHOFFAT gliedert den gesamten Mittellias in vier Horizonte:

- Couches à *Ammonites Jamesoni*
- Niveau de l' *Ammonites Maugenesti*
- Couches à *Ammonites capricornus*
- Couches à *Ammonites spinatus*.

Dieser Einteilung schließt sich C. RENZ im wesentlichen an, da aus seinen Untersuchungen gleichfalls deutlich hervorgeht, daß die einzelnen Stufen nicht stratigraphisch genaue Äquivalente der mitteleuropäischen Ammoniten-Zonen des mittleren Lias sind.

Die „couches à *Amm. Jamesoni*“ enthalten in ihren unteren Partien Mergel, die durch das häufige Auftreten von *Platypleuroceras brevispina* Sow. u. *Pl. submuticum* OPP. den Charakter einer selbständigen Zone erlangen. Die oberen Lagen sind kalkreicher und durch das Erscheinen einer Spongien-Bank (*Hexactinellider*) von besonderem Interesse.

In der Fauna dieser Schichten herrschen Ammoniten, Belemniten und Brachiopoden vor. Bei ihrem mitteleuropäischen Charakter ist das Vorkommen von *Terebratula Davidsoni* HAIME, einer durchaus mediterranen Art, von besonderer Bedeutung.

Es würde zu weit führen, jedesmal alle Arten anzuführen. Es soll dies nur geschehen, soweit die im paläontologischen Teil beschriebenen Spezies in Betracht kommen. Im übrigen verweise ich auf die ausführlichen Fossilisten bei CHOFFAT und C. RENZ.

In dem von C. RENZ untersuchten Gebiet von Casalcomba ist dieser Horizont anscheinend nicht aufgeschlossen. Es wurden nur vereinzelte Stücke der *Dumortieria Jamesoni* Sow. in losen Exemplaren aufgesammelt, die möglicherweise auf sekundärer Lagerstätte liegen.

Verglichen mit den mitteleuropäischen Zonen, entsprechen die „couches à *Amm. Jamesoni*“ ziemlich genau dem gleichnamigen Horizont bei Oppel.

Eine Reihe von Arten, darunter *Dumortieria Jamesoni* Sow. selbst, reicht bis in das Niveau des *Ammonites Maugenessi*, z. T. noch darüber hinaus. Die stratigraphische Stellung dieses Horizontes erhellt aus dem häufigen Vorkommen von *Aegoceras (Tropidoceras) Maugenessi* D'ORB. und *Phylloceras Loscombi* Sow. Beide Arten liegen in Mitteleuropa in der *Ibex-Zone*. Auffälligerweise erscheint schon in diesem Niveau *Lytoceras fimbriatum* Sow., eine Art, die in nördlicheren Liasegebieten erst in der *Margaritatus-Zone* auftritt.

Seinem stratigraphischen Umfang nach ist der *Maugenessi-Horizont* CHOFFATS der OPPELSCHEN *Ibex-Zone*, z. T. auch noch der *Davoei-Zone* äquivalent. C. RENZ zitiert aus den gleichen Schichten:

Lytoceras fimbriatum SOW.

„ *lineatum* SCHLOTH. var. *gigantea* QUENST. u.

„ *salebrosum* POMP.

Die „couches à *Amm. capricornus*“ enthalten meist Mergel mit pyritisierten Ammoniten und entsprechen gleichfalls zwei verschiedenen Zonen. Ihre Unterregion ist der oberen Abteilung der *Davoei-Zone* äquivalent, die Oberregion den tieferen Teilen der *Margaritatus-Stufe*. Leitend sind *Aegoceras capricornu* SCHLOTH. und *Amaltheus margaritatus* MONTF. Bei Casalcomba ist dieser Horizont, abgesehen von zahlreichen Belemniten und Mollusken, durch das Zonenfossil

Aegoceras (Microceras) capricornu SCHLOTH. erwiesen.

Die darüber folgenden *Spinatus*-Schichten decken sich stratigraphisch ziemlich genau mit dieser Zone in Schwaben; zudem ist auch eine auffällige Übereinstimmung in der petrographischen Beschaffenheit der Gesteine mit der schwäbischen *Spinatus-Zone* zu beobachten. Die Fauna dieser Schichten ist aber in Portugal nicht rein mittelliassisch; es treten neben Arten, die wie *Mactromya liasina* AG. bis hinab in die *Obliqua-Zone* zu verfolgen sind, hier schon wieder Typen auf, denen wir im mitteleuropäischen Oberlias begegnen. Bei Casalcomba scheinen diese Schichten auch noch die oberen Teile der *Margaritatus-Zone* in sich zu schließen; es stammen von da:

Amaltheus spinatus SOW. u.

„ *margaritatus* MONTF.

Oberlias.

Die Grenze zwischen Ober- und Mittellias ist in Portugal faunistisch wie petrographisch sehr verschwommen; dieselben Kalke und Mergel, denen wir im Mittellias begegnen, bauen auch den Oberlias in einer Mächtigkeit von 150—300 m auf.

Die Fauna hat anfangs den ausgesprochenen Charakter einer Mischfauna; in den unteren Partien sind mittelliassische Elemente noch sehr häufig, erst in der *Bifrons*-Zone ist die Fauna rein oberliassisch.

CHOFFAT unterschied daher im Toarcien wieder vier Horizonte, von denen er die

couches de passages und
couches à *Leptaena*

als unteren Oberlias, die

couches à *Amm. bifrons* und
couches à *Amm. aalensis*

als oberen Oberlias bezeichnete.

In der unteren Abteilung treten mittelliassische Arten noch in den Vordergrund. Nach den CHOFFATSchen Fossilisten kommen noch in den „couches à *Leptaena*“ 14 Arten vor, die Mittellias und Oberlias gemeinsam haben.

Die Übergangsschichten sind von dem *Leptaena*-Lager insofern gut zu trennen, als sie auffallend viel Coeloceren enthalten; außerdem fehlt ihnen *Leptaena liasina* BOUCH, die Leitform des nächst höheren Horizontes.

Von besonderem Interesse sind die mergeligen „couches à *Leptaena*“ mit verkiesten Fossilien. Diese Schichten liegen in Portugal über den Coeloceren-Schichten und müssen daher dem Oberlias zugerechnet werden. In Württemberg, England und Calvados ist das Umgekehrte der Fall. Hier liegen die Brachiopodenschichten zwischen Mittel und Oberlias; die Hauptentfaltung der Coeloceren folgt erst darüber.

Diese Lagerungsverhältnisse sind aus den Einwanderungen der Ammoniten von Süden nach Norden zu erklären. Sie erfolgten in Portugal eher als in Mitteleuropa und daher schon vor der Hauptentfaltung der Brachiopodenfauna. CHOFFAT schließt daraus, daß umgekehrt die Wanderung der Brachiopoden von Norden nach Süden gerichtet war.

In dem Gebiet von Casalcomba sind beide Horizonte des unteren Oberlias nachgewiesen. Die Schichten 3¹⁾ entsprechen nach C. RENZ dem Übergangshorizont, die Schichten 2 a dem *Leptaena*-Lager. Auffällig ist hierbei, daß die Mehrzahl der

¹⁾ Vergl. auch die Schichtenfolge in der zitierten Arbeit von C. RENZ.

verkiesten, kleinen Coeloceren aus den Schichten 2a angegeben wird, die ihrerseits aber durch den Nachweis der kleinen *Rhynchonell apygmea* MOORE ohne Zweifel Äquivalente der „couches à *Leptaena*“ sind.

Die stratigraphische Gliederung des Bifronslayers hat durch die Untersuchungen bei Casalcomba wesentliche Erweiterungen erfahren. C. RENZ rechnet zu diesem Horizont seine Schichten 1, 1 a und 2.

Hiervon entspricht die Schicht 1 dem Hauptlager des *Hildoceras bifrons* BRUG. mit

Hildoceras bifrons BRUG. und
Frechiella kammerkarensis STOL.

In Schicht 1 a dominiert entschieden *Polyplectus discoides* ZIETEN, während *Hildoceras bifrons* BRUG. nur noch vereinzelt auftritt. Diesem Lager gehört die Hauptmasse der Ammoneen an. C. RENZ zitiert folgende Arten:¹⁾

- Phylloceras heterophyllum* SOW.
 „ *Nilssoni* HEB.
Polyplectus discoides ZIETEN
Harpoceras (*Grammoceras*) *Muelleri* DENCKM.
 „ (*Grammoceras*) *subcomptum* BRANCA
 „ (*Grammoceras*) *fallaciosum* BAYLE
 „ *striatulum* SOW.
 „ *dispansum* LYC.
 „ aff. *aalense* ZIETEN
 „ *subplanatum* OPPEL
Hildoceras *Levisoni* SIMPS.
 „ *boreale* SEEB.
 „ *quadratum* HAUG
 „ *serpentinum* REIN
 „ *Saemanni* DUM.
 „ aff. *costicillatum* FUC.
 „ *bifrons* BRUG. (1 St.)
 „ *retrorsicosta* OPPEL
Haugia Eseri OPPEL
Coeloceras crassum PHILL. mut. *mutabile-costata* PRINZ
 „ *crassum* PHILL.
 „ *annulatum* SOW.
 „ *annulatiforme* BONAR
 „ cf. *anguinum* REIN
 „ *commune* SOW. (vereinzelt)

¹⁾ Diese Bestimmungen haben durch die paläontologische Bearbeitung des Materials vielfach Abänderungen erfahren. (II. Teil.)

- Coeloceras Desplacei* D'ORB.
 „ *Desplacei* D'ORB. var. *mediterranea* RENZ
 „ *Choffati* RENZ
 „ *Davoei* SOW. mut. *lusitonica* RENZ
 „ *Braunianum* D'ORB.

Die Zone der Schicht 2 war bisher in Portugal unbekannt. Sie ist faunistisch durch das Auftreten von Hildoceren aus der Gruppe *Fuciniceras* charakterisiert, die weder in höheren noch tieferen Horizonten wiederkehren. Folgende Arten wurden bestimmt:

- Hildoceras pectinatum* MENEGH.
 „ *ruthenense* REIN
 „ *cornacaldense* TAUSCH.

Die Obergrenze des gesamten Lias im nördlichen Portugal bilden nach CHOFFAT die „couches à Am. aalensis“. Petrographisch sind sie von den *Bifrons*-Schichten nicht zu trennen; sie zeichnen sich faunistisch dadurch aus, daß in fortlaufender Entwicklung aus dem *Bifrons*-Horizont herauf immer jüngere Ammonitenformen auftreten, die teils Lias, teils Dogger repräsentieren. Dieser Horizont entspricht daher etwa dem obersten Teil der *Jurensis*-Zone bis einschließlich der *Murchisoni*-Zone. Teile dieser Schichtenserie sind sicher auch im Gebiet von Casalcomba aufgeschossen, aus denen C. RENZ

Tmetoceras scissum BENECKE

und

Hammatoceras planinsigne VACEK

anführt.

Bemerkenswert ist, daß der *Aalensis*-Horizont bei Peniche in gänzlich veränderter Ausbildung mit sandigen Mergeln, die Quarzkörner führen, und einer korallogenen Fauna wiederkehrt, desgleichen bei Thomar, wo schon von der *Obliqua*-Zone an der ganze Lias eine abweichende Facies (Lias à facies espagnol) aufweist.

Überblicken wir die Gesamtentwicklung des portugiesischen Lias nördlich des Tajo, so finden wir — wenigstens vom Mittellias an — alle Zonen des OPPELSchen Normalprofils vertreten. Im einzelnen aber haben die Zonen nicht den gleichen stratigraphischen Wert wie in Schwaben oder England.

Wir haben eine Mischfauna vor uns, die eine von der mitteleuropäischen abweichende Vertikalverbreitung der Arten bedingt.

Der Grund hierfür liegt in der geographischen Lage des Gebietes an der Grenze zwischen neritischer Randzone und der tieferen Tethys des mediterran-kaukasischen Reiches. Hier konnte ein direkter Faunenaustausch stattfinden, der zur Folge

hatte, daß die aus dem südlichen Meer ausgewanderten Arten in Portugal eher erscheinen als beispielsweise in Schwaben und England. Dann besitzen aber auch einige wichtige Arten in Portugal eine größere Lebensdauer und haben daher den Charakter von Zonenfossilien verloren, der ihnen in mitteleuropäischen Ablagerungen allgemein zukommt.

Bei der paläontologischen Besprechung der einzelnen Typen wird diese abweichende Vertikalverbreitung des näheren erörtert werden.

II. Paläontologische Beschreibung der Ammoniten aus dem Liasdistrikt von Casalcomba.

Ammonoidea.

Familie: *Phylloceratidae* ZITT.

Genus: *Phylloceras* SUESS.

Das Material an Phylloceraten aus dem nördlichen Teile Portugals ist im Vergleich zu den übrigen Gattungen sehr gering.

Es enthält nur zwei Phylloceren (*Phylloceras heterophyllum* Sow. und *Phylloceras Nilssoni* HEBERT.) und drei kleine nicht näher bestimmbar innere Windungsstücke von *Rhacophyllites*; hierzu kommen noch zwei Exemplare von *Phylloceras Loscombi* Sow. aus der Gegend nördlich von Buarcos im Liasdistrikt von Coimbra, die dem Breslauer Museum gehören.

CHOFFAT zitiert aus dem Liasgebiet nördlich des Tajo nur vier Arten:

Phylloceras Loscombi Sow. („Couches à *Am. Jamesoni*, *Maugenesti*, *capricornus*“.)

? *Phylloceras* aff. *ibex heterophyllum* QUENST. („Couches à *Am. Jamesoni*“.)

Phylloceras cfr. *Calypso* D'ORB. („Couches à *Leptaena*“.)

Phylloceras heterophyllum Sow. („Couches à *Am. bifrons*“.)

Diese auffällige Armut an mediterranen Faunenelementen im Lias des nördlichen Portugal kommt auch in der spärlichen Vertretung der Lytoceren zum Ausdruck.

Wesentlich besser sind sie in Südportugal vertreten. Der Juradistrikt der Provinz Algarve wurde schon von NEUMAYR dem mediterranen Gebiet zugerechnet.

Das Material der Kollektion RENZ umfaßt nur die mitteleuropäische Fauna von Casalcomba; im Breslauer Museum aber liegen eine Anzahl Fossilien, die aus den Juraablagerungen der Provinz Algarve stammen. Hier verschiebt sich die prozentuale

Beteiligung der Arten zugunsten der *Phylloceras*, die mit vier typisch mediterranen Arten vertreten sind, nämlich:

- Phylloceras zignodianum* D'ORB.
 „ *mediterraneum* NEUM.
 „ *Spadae* MENEGH.
 „ *tortisulcatum* D'ORB.

Phylloceras heterophyllum SOWERBY.

- 1820 *Ammonites heterophyllum* SOWERBY: Mineral Conchology, S. 119. Taf. CCLXVI.
 1825 *Globites heterophyllum* HAAN: Ammonit. et Goniatit, S. 148.
 1829 *Ammonites heterophyllum* PHILLIPS: Geology of Yorkshire, S. 163, Taf. XIII, Fig. 2.
 1843 *Ammonites heterophyllum* QUENSTEDT: Flözgebirge, S. 259.
 1844 *Ammonites heterophyllum* D'ORBIGNY: Pal. franç. Terr. jur., I, S. 339, Taf. 109.
 1846 *Ammonites heterophyllum Posidoniae* QUENSTEDT: Cephalopoden, S. 101.
 1856 *Ammonites heterophyllum* OPPEL: Juraformation, § 32, Nr. 39.
 1858 *Ammonites heterophyllum* QUENSTEDT: Jura, S. 252.
 1871 *Phylloceras heterophyllum* NEUMAYR: Phylloceraten des Dogger und Malm, S. 308, Taf. XII, Fig. 1.
 1874 *Ammonites heterophyllum* DUMORTIER: Dépôts jurassiques du bassin du Rhône IV, S. 104.
 1880 *Ammonites heterophyllum* CHOFFAT: Terrains jurassiques du Portugal, Lissabon, S. 22.
 1883 *Phylloceras heterophyllum* WRIGHT: Lias Ammonites, S. 424, Taf. LXXVII, Fig. 4, Taf. LXXVIII, Fig. 1, 2.
 1885 *Ammonites heterophyllum* QUENSTEDT: Ammoniten d. Schwäb. Jura. S. 361, Taf. 45, Fig. 1—7.
 1893 *Phylloceras heterophyllum* POMPECKJ: Beiträge zu einer Revision der Ammoniten des Schwäb. Jura. Jahreshfte d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, Jahrg. 49, S. 175.
 1904 *Phylloceras heterophyllum* PRINZ: Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstl. Bakony. Jahrb. d. Ungar. Geol. Anst. S. 35.
 1905 *Phylloceras heterophyllum* RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestl. Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXI, S. 289.
 1909 *Phylloceras heterophyllum* RENZ: Der Nachweis von Lias in der Argolis. Diese Zeitschr. Bd. 61, S. 226.
 1912 *Phylloceras heterophyllum* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. N. Jahrb. f. Min. usw. Bd. I, S. 76.

Es liegt ein kleines, verkiestes Stück vor. Bau der Umgänge. Involution und Suturen entsprechen vollkommen der typischen Form eines *Phylloceras heterophyllum* Sow.

Fundort: Im Norden von Silvan an der Straße Silvan—Murte de.

Phylloceras Nilssoni HÉBERT.

- 1866 *Ammonites Nilssoni* HÉBERT: Bull. Soc. géol. de France 23, S. 526, Fig. 3.
 1869 *Phylloceras Nilssoni* ZITTEL: Zentralapenninen, S. 134.

- 1876 *Ammonites Nilssoni* DUMORTIER UND FONTANNES: Ammonites de la zone à *A. tenuilobatus*, S. 20, Taf. III, Fig. 7.
- 1880 *Phylloceras Nilssoni* TARAMELLI: Lias Alpi Venete, S. 73, Taf. III, Fig. 1.
- 1881 *Phylloceras Capitanei* MENEGHINI: Fossiles du calcaire rouge ammonitique, Lias supérieur (Apennin central et Lombardie). Paléont. Lombarde (4), Taf. XVIII, Fig. 4—6.
- 1881 *Phylloceras Nilssoni* MENEGHINI: Ebenda, Taf. XVIII, Fig. 7—9.
- 1886 *Phylloceras Nilssoni* VACEK: Oolithe vom Kap St. Vigilio, S. 67, Taf. IV, Fig. 1—7.
- 1904 *Phylloceras Nilssoni* PRINZ: Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. d. ungar. Geol. Anst. S. 42, Taf. VIII, Fig. 1 a u. 1 b; Taf. XXI, Fig. 1 a—c, 2 a—c u. Taf. 36, Fig. 10.
- 905 *Phylloceras Nilssoni* RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 287, Taf. XIII, Fig. 6.
- 1907 *Phylloceras Nilssoni* RENZ: Zur Geologie Griechenlands. Verhandl. Österr. Geol. R.-A. 1907, Nr. 4, S. 81.
- 1909 *Phylloceras Nilssoni* RENZ: Der Nachweis von Lias in der Argolis. Diese Zeitschr. Bd. 61, S. 227, Taf. IV, Fig. 4.
- 1912 *Phylloceras Nilssoni* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. N. Jahrb. f. Min. Bd. I, S. 76.

Das kleine Exemplar aus dem portugiesischen Oberlias stimmt in Form und Furchenbildung mit den guten Abbildungen überein, die MENEGHINI von Exemplaren aus dem Zentralapennin gibt. Der Erhaltungszustand unseres Stückes ist sehr schlecht, so daß von einer ausführlichen Beschreibung, der nichts Neues hinzuzufügen wäre, abgesehen wird.

Im Gegensatz zu *Phylloceras heterophyllum* Sow. ist *Phylloceras Nilssoni* HEB. ein typischer Vertreter der mediterranen Fauna und daher für den mitteleuropäischen Lias von Casalcomba als fast das einzige südliche Faunenelement von Bedeutung.

Fundort: WNW von Vimieira.

Genus: *Rhacophyllites* ZITTEL.

Rhacophyllites spec. indet.

Es liegen drei Stücke vor, deren Kleinheit und Erhaltungszustand nur die Gattungsbestimmung ermöglichte.

Familie: *Lytoceratidae* NEUMAYR emend. ZITTEL.

Genus: *Lytoceras* SUESS.

Die Entwicklung der Lytoceren in Nordportugal ist nur wenig reicher an Arten und Individuen als die der Phylloceren. Aus dem Liasdistrikt von Casalcomba liegen nur zwei Spezies vor:

Lytoceras fimbriatum SOW.

Lytoceras salebrosus POMP.

Etwas besser sind die *Lytoceren* in CHOFFATS Fossillisten vertreten, die das ganze Liasgebiet nördlich des Tajo umfassen. Übereinstimmend mit dem vorliegenden Material wird nur *Lytoceras fimbriatum* Sow. aus den „couches à *Am. Maugenessi*, *capricornus*, *spinatus*“ zitiert; ferner gibt CHOFFAT an:

- Lytoceras* sp. nov. aff. *jurense* ZIETEN („Couches à *Am. spinatus*“.)
 „ cf. *cornucopiae* YOUNG u. BD. („Couches de passage, à *Leptaena*, *Am. bifrons*“.)
 „ *jurense* ZIET. („Couches à *Am. bifrons*“.)
 „ *Germaini* D'ORB. („Couches à *Am. aalensis*“.)
 „ *Trautscholdi* OPPEL. („Couches à *Am. aalensis*“.)
 „ sp. nov. aff. *sublineatum* OPP. (Mittlerer Lias).

Wiewohl die *Lytoceren* mit Recht als Typen des mediterranen Jurameeres aufgefaßt werden, sind doch — abgesehen von den neuen Species — sämtliche hier aufgezählten Arten auch im Schwäbischen Jura vertreten.

Aus der Lückenhaftigkeit ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge in Schwaben geht, wie POMPECKJ gezeigt hat, hervor, daß wir es mit Einwanderungen ursprünglich fremder Elemente zu tun haben. Ist diese Annahme aber richtig, so muß die Einwanderung in Gebieten, die dem mediterranen Meere unmittelbar benachbart sind, auch zeitlich eher erfolgt sein als in Schwaben. Tatsächlich wird dies durch das frühere Auftreten gewisser *Lytoceren*-Arten in Nordportugal bewiesen.

Lytoceras fimbriatum Sow. liegt in Schwaben in den Zonen mit *Coeloceras Davoei* und *Amaltheus margaritatus*. POMPECKJ hebt in der Revision der schwäbischen *Lytoceren*¹⁾ hervor, daß ihm sichere Angaben über das Vorkommen des *Lytoceras fimbriatum* Sow. unterhalb der *Davoei*-Zone nicht bekannt sind. Nach DUMORTIER liegt diese Art in Frankreich im Niveau des *Belemnites parillosus*, mithin in etwa gleicher Höhe wie in Schwaben²⁾. In Portugal begegnen wir ihr schon in den „couches à *Ammonites Maugenessi*“, die in der Hauptsache der schwäbischen *Ibex*-Zone entsprechen.

Lytoceras cornucopiae YOUNG und BIRD ist in Schwaben auf die oberliassische Zone mit *Posidonia Bronni* beschränkt. D'ORBIGNY³⁾ und OPPEL⁴⁾ zitieren die Art aus Frankreich (Aveyron,

¹⁾ Jahreshefte des Ver. f. vaterländ. Naturkunde in Württemberg, Jahrg. 52, 1896.

²⁾ DUMORTIER: Etudes paléont. d. bassin d. Rhône. III, 1869, S. 93.

³⁾ D'ORBIGNY: Paléontologie franç. Terrains jurassiques. I, 1842 bis 1849, S. 318.

⁴⁾ OPPEL: Juraformation, 1856—58, S. 253.

Isère) aus dem gleichen Niveau; in Portugal aber liegt sie schon in den „couchés de passages“ und geht bis zum Bifrons-Horizont hinauf, d. h. auf schwäbische Verhältnisse übertragen: Die Art lebt in Portugal schon an der Obergrenze des Mittellias. Abgesehen von den Formen, die wie *Hildoceras bifrons* BRUG. gleichzeitig im Norden und Süden eine weltweite Verbreitung hatten, können wir diese Erscheinung bei all den Ammoneen des portugiesischen Lias beobachten, die mediterranem und mitteleuropäischem Meer gemeinsam waren, aber im südlichen ihre eigentliche Heimat hatten.

Abgesehen von den Facies-Verhältnissen der Ablagerungen ist dies der eigentliche Grund, weswegen auch die zonale Einteilung des portugiesischen Lias nach Ammoniten-Horizonten im Vergleich zu Schwaben verzerrt erscheint und daher auch nicht so recht zum OPPELSche Schema passen kann.

Lytoceras fimbriatum SOWERBY.

- 1817 *Ammonites fimbriatus* SOWERBY: Mineral Conchology, Vol. II, S. 145, Taf. 164.
- 1820 *Ammonites lineatus* SCHLOTHEIM: Beitr. z. Petrefaktenkunde, S. 75 (?).
- 1842 *Ammonites fimbriatus* D'ORBIGNY: Pal. franç. Terr. jur., I, S. 313, Taf. 98.
- 1843 *Ammonites lineatus* QUENSTEDT: Flözgebirge Württembergs, S. 171.
- 1847 *Ammonites lineatus numismalis* QUENSTEDT: Cephalopoden, S. 102, Taf. 6, Fig. 8.
- 1854 *Ammonites lineatus numismalis* und *amalthei* OPPEL: Mittl. Lias, Jahreshefte für vaterl. Naturk. i. Württ., S. 88.
- 1856 *Ammonites fimbriatus* OPPEL: Juraformation, § 25, Nr. 25.
- 1857 *Ammonites lineatus* QUENSTEDT: Jura, S. 133, Taf. 16, Fig. 13; S. 171, Taf. 21, Fig. 7.
- 1869 *Ammonites fimbriatus* DUMORTIER: Dépôts jur. d. bassin d. Rhône III, S. 92.
- 1880 *Ammonites fimbriatus* CHOFFAT: Terrains jurassiques du Portugal. Lissabon. S. 13, 15, 16, 29.
- 1883 *Lytoceras fimbriatum* WRIGHT: Lias Amm. of the British Islands. S. 407, Taf. 71, 72, Fig. 1—4.
- 1885 *Ammonites lineatus* QUENSTEDT: Ammoniten des Schwäb. Jura. Lias. S. 309, Taf. XXXIX, Fig. 14.
- 1896 *Lytoceras fimbriatum* POMPECKJ: Beiträge zu einer Revision der Ammoniten des Schwäb. Jura. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ., Jahrg. 52, S. 294, Taf. IV, Fig. 3.
- Vgl. 1900 *Lytoceras* gr. *fimbriatum* BETTONI: Fossili domeriani della provincia di Brescia. Mém. de la soc. paléont. suisse, Bd. XXVII, S. 26, Taf. I, Fig. 6.
- 1912 *Lytoceras fimbriatum* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portug. Lias. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1912, I, S. 78.
- 1912 *Lytoceras lineatum* var. *gigantea* RENZ, Ebenda. S. 78.

Von dieser Art liegen vier Windungsfragmente vor, die von ansehnlich großen Exemplaren stammen. Die Stücke weichen im

einzelnen ein wenig von dem schwäbischen Typus des *Lytoceras fimbriatum* Sow., den POMPECKJ einer genauen Revision unterzogen hat, ab. Sie stimmen besser mit den Abbildungen der Art bei D'ORBIGNY und WRIGHT überein.

Der Querschnitt der Windungen ist nicht genau kreisförmig sondern mehr oval. Die Rippen stehen dicht und sind auch auf den inneren Windungsstücken kräftig entwickelt; auf den kleineren entsprechend feiner und leistenförmig. Über die Seitenflächen verlaufen diese Rippenlinien fast radial, biegen sich aber auf dem Rücken leicht nach hinten zurück. Bisweilen tritt in der Externregion eine Zweiteilung der Rippen ein; unregelmäßig sind auch auf dem Rücken feinere sekundäre Schaltrippen zwischengelagert, die erst in der Externregion beginnen.

Die für die Art charakteristische Ausfransung der Rippen ist bei allen Stücken mehr oder weniger deutlich sichtbar. Hingegen sind die von POMPECKJ hervorgehobenen Einschnürungen und die damit zusammenhängenden, undeutlichen Anzeichen stehengebliebener, krägenartiger Mundränder an der vorderen Grenze der Einschnürungen kaum zu beobachten.

Im Breslauer Museum liegt ein vollständiges, teilweise noch mit der Schale erhaltenes Exemplar von *Lytoceras fimbriatum* Sow. von S. Pedro de Muel bei Coimbra, an dem auch die letztgenannten Merkmale vorhanden sind. Der Windungsquerschnitt dieses Stückes ist kreisrund; es stimmt somit mit dem schwäbischen Vorkommen der Art vollkommener überein als das Material von Casalcomba.

Die Lobenlinie der beschriebenen Bruchstücke aus der Kollektion RENZ ist z.T. noch gut erhalten. Sie entfernt sich in ihrer Ausbildung gleichfalls etwas vom schwäbischen Typus (QUENSTEDT, Cephalopoden, Taf. VI, Fig. 8) und zeigt übereinstimmend mit der Darstellung bei D'ORBIGNY einen eng eingeschnürten Stamm des ersten Lateralsattels. Dieser Unterschied beeinflußt aber nicht die Richtigkeit der Bestimmung, da nach POMPECKJ bei größeren Individuen sich dieser Sattelstamm allmählich verengen soll.

Außer den im vorangegangenen beschriebenen liegt noch ein größeres Windungsbruchstück vor, das von C. RENZ in seiner stratigraphischen Arbeit über Portugal als *Lytoceras lineatum* SCHLOTH. var. *gigantea* QUENST. zitiert wurde.

Das Stück ist sehr zusammengedrückt und läßt daher keine sicheren Angaben über den Windungsquerschnitt zu; im übrigen aber stimmt es mit QUENSTEDTS Abbildung gut überein.

POMPECKJ rechnet diese Formen gleichfalls zu *Lytoceras fimbriatum* Sow. und gibt an, daß bei großen Exemplaren, die einen Durchmesser bis 400 mm und mehr entsprechen, die Skulptur gröber wird; „die Rippen sind in dieser Größe z. T. fimbriert, ein Teil von ihnen ist in der Mitte der Windungshöhe zweigespalten“. Da all diese Merkmale für unser Stück zutreffen, wurde es gleichfalls zu *Lytoceras fimbriatum* Sow. gestellt.

Im Gegensatz zu POMPECKJ hält JANENSCH¹⁾ die Trennung von *Lytoceras fimbriatum* Sow. und *Lytoceras lineatum* SCHLOTH. aufrecht. Als trennende Momente gibt JANENSCH alle die Merkmale an, die im obigen als Abweichungen der D'ORBIGNYSchen und WRIGTHschen Formen vom schwäbischen Typus angeführt wurden. Er betont zudem noch die verschiedene Ausbildung von Einschnürungen und Mundrändern auf den inneren Windungen. Das vorliegende Material ist aber zu ungenügend, um in dieser Unterscheidung sichere Schlüsse zuzulassen, und gibt namentlich für die letzte, wichtige Frage keine Anhaltspunkte. Es wurde daher bei der Bestimmung an POMPECKJs Darstellung festgehalten.

Es sei noch darauf hingewiesen, daß PRINZ²⁾ die Formen von D'ORBIGNY und WRIGTH als selbständige Art „*Lytoceras postfimbriatum*“ auffaßte. PRINZ berücksichtigte hierbei aber nicht die Arbeit von POMPECKJ, aus der hervorgeht, daß die trennenden Merkmale der beiden Arten mit zunehmendem Altersstadium der Tiere allmählich verschwinden, und somit wohl alle Fimbriaten (= Formenreihe des *Lyt. fimbriatum*. Sow.) im Alter dem von D'ORBIGNY und WRIGTH abgebildeten Typus sich mehr oder weniger nähern. Der Mangel individueller Fortentwicklung, den JANENSCH bei *Lytoceras lineatum* SCHLOTH beobachtete, ist auch für *Lyt. fimbriatum* Sow. charakteristisch. Alle beobachteten Abweichungen sind sozusagen nur Spielarten einer Form und phylogenetisch ohne größere Bedeutung. Eine selbständige Art ist daher nicht aufrecht zu erhalten.

Fundort: Straße Silvan-Murte de.

Lytoceras salebrosum POMPECKJ.

Taf. XII Fig. 1.

1885 *Ammonites lineatus* QUENSTEDT: Ammoniten des Schwäb. Jura, S. 306, Taf. XXXIX Fig. 4, Seite 309, Taf. XXXIX Fig. 10, S. 310, Taf. XXXIX Fig. 16.

¹⁾ JANENSCH: Jurensis-Schichten des Elsaß. Abhandl. z. geol. Spez.-Karte von Els.-Lothr. N. F. Hft. 5, 1902, S. 59.

²⁾ PRINZ: Fauna d. älteren Jura-Bildungen im nördl. Bakony. Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst. Bd. XV, 1904.

- 1896 *Lytoceras salebrosum* POMPECKJ: Beiträge z. e. Revision der Ammoniten des Schwäb. Jura. Jahresh. d. Ver. f. vaterländ. Naturk. in Württemb. Jahrg. 52, S. 314, Taf. II Fig. 4, Taf. V Fig. 2.
- Vgl. 1900 *Lytoceras* cf. *salebrosum* BETTONI: Fossili domeriani della prov. di Brescia. Mém. de la soc. paléont. suisse Bd. XXVII, S. 33, Taf. I Fig. 11, Taf. VII Fig. 19.
- Vgl. 1909 *Lytoceras* cf. *salebrosum* ROSENBERG: Mittelliassische Fauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beitr. z. Pal. u. Geol. Oesterr.-Ungarns usw. Bd. XXII, S. 241.
- 1912 *Lytoceras salebrosum* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. N. Jahrb. f. Min. usw. I, S. 78.

Ein gut erhaltenes Windungsbruchstück wurde zu der genannten Spezies gestellt, da es mit der Beschreibung, die POMPECKJ von dieser Art gibt, in allen wesentlichen Punkten übereinstimmt.

Der Windungsquerschnitt ist eiförmig; seine größte Breite liegt unmittelbar über dem Nabelabfall.

Einschnürungen sowie kragenartige, stehengebliebene Mundränder, die für *Lytoceras fimbriatum* Sow. bezeichnend waren, fehlen. Die Rippen sind an der Nabelwand am schwächsten, nehmen aber gegen den Rücken auffällig an Stärke zu.

Charakteristisch ist eine zweifache Rippenspaltung. Ein Teil der Rippen teilt sich auf dem unteren Drittel der Flankenhöhe, bisweilen auch unmittelbar am Nabelabfall; ein anderer Teil dagegen erst im obersten Drittel der Seitenflächen. Einfache Rippen sind selten. Von den Spaltrippen sind die primären Teile am kräftigsten entwickelt und zeigen — an dem vorliegenden Stück nur undeutlich — eine lamellare Kräuselung der Hinterseite.

Eine ähnliche Art der Rippenspaltung besitzt *Lytoceras Villae* MENEGHINI. POMPECKJ trennte daher *Lytoceras salebrosum* POMP. von den eigentlichen Fimbriaten (= Formenreihe des *Lyt. fimbriatum* Sow.) ab und stellte sie zur Formenreihe des *Lytoceras Villae* MENEGH.

Lytoceras salebrosum POMP. liegt in Schwaben tiefer als *Lytoceras fimbriatum* Sow. und gehört der Iber- und Davoei-Zone an. Das portugiesische Stück stammt aus den gleichen Schichten wie *Lytoceras fimbriatum* Sow., gehört also dem *Capricornus*-Horizont an; natürlich läßt sich auf Grund des einen Bruchstückes die Vertikalverbreitung der Art in Portugal nicht feststellen. Entsprechend dem frühen Vorkommen des *Lytoceras fimbriatum* Sow. ist auch anzunehmen, daß die beschriebene Art schon in tieferem Niveau auftritt.

Fundort: Straße Silvan-Murte de.

Familie: *Aegoceratidae* NEUMAYR.

(emend. ZITTEL).

Unterfamilie: *Arietitinae* ZITTEL.

Genus *Arietites* WAAG: Subgenus *Frechiella*.

Frechiella kammerkarensis STOLLEY.

- 1862 *Ammonites subcarinatus* OPPEL: Paläontolog. Mitteilungen aus dem Mus. d. Königl. Bayr. Staates 3, S. 140, Taf. 44, Fig. 2.
 1906 *Ammonites kammerkarensis* STOLLEY: Über eine neue Ammonitengattung aus d. ob. alp. u. mitteleurop. Lias. 14. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. zu Braunschweig, S. 55.
 1912 *Frechiella kammerkarensis* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw. Bd. I, S. 84, Taf. 6, Fig. 1.

Diese Art wurde schon in der oben zitierten Arbeit von C. RENZ ausführlich beschrieben, auf die an dieser Stelle verwiesen wird.

Fundort: NNO von Silvan.

Unterfamilie: *Aegoceratinae* ZITTEL.

Genus: *Aegoceras* WAAGEN.

Aegoceras (Microceras) capricornu SCHLOTHEIM.

- 1820 *Ammonites capricornus* SCHLOTHEIM: Petrefaktenkunde, S. 71.
 1830 *Ammonites capricornus* ZIETEN: Versteinerungen Württembergs, S. 6, Taf. VI Fig. 8.
 1842 *Ammonites planicosta* D'ORBIGNY (non Sow.): Paléont. franç. Terr. jurass. Céphalop., S. 242, Taf. LXV.
 1856—58 *Ammonites capricornus* OPPEL: Juraformation S. 156.
 1880 *Ammonites capricornus* CHOFFAT: Terrains jurassiques du Portugal, Lissabon, S. 14, 15.
 1885 *Ammonites capricornus* QUENSTEDT: Ammoniten d. Schwäb. Jura, I, S. 267, Taf. XXXIV Fig. 1.
 1878—86 *Aegoceras capricornus* WRIGHT: Monogr. of Lias Ammonites (Palaeontogr. Soc. London), S. 368, Taf. XXXIV Fig. 1—8.
 1893 *Aegoceras capricornum* GEYER: Mittellias. Cephalop. d. Hinterschafberges. Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. XV, S. 29, Taf. III Fig. 7—10.
 1893 *Aegoceras capricornu* FUTTERER: Die Ammoniten des mittleren Lias von Oestringen. Mitteil. d. großherz. bad. Geol. Landesanst., Bd. II, S. 323, Taf. XI Fig. 1.
 1909 *Amblyoceras capricornum* ROSENBERG: Die liasische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beit. zur Pal. u. Geol. Oesterr.-Ung. usw. Bd. XXII S. 260.
 1910 *Aegoceras (Microceras) capricornu* ZITTEL: Grundzüge der Paläontologie, S. 483. Fig. 1174.
 1912 *Aegoceras (Microceras) capricornum* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. I, S. 77.

Es liegen eine Anzahl Fragmente dieser Art vor. Sie stammen aus weichen, tonigen Ablagerungen, sind vollkommen

plattgedrückt und lassen daher wenig von ihrer ursprünglichen Gestalt erkennen.

Die einzelnen Windungen berühren sich nur; sie tragen grobe Rippen, die im Vergleich zum Typus, wie ihn D'ORBIGNY abbildet, auffallend dicht gedrängt stehen. Diese Abweichung ist aber wohl nur auf die Deformation des Gehäuses zurückzuführen.

Nach CHOFFAT ist diese stratigraphisch wichtige Art im portugiesischen Mittellias sehr verbreitet. Sie ist hier auf einen Schichtenkomplex beschränkt, den CHOFFAT als „couches à *Ammonites capricornus*“ bezeichnet. Dieser Horizont stimmt nicht genau mit den norddeutschen und englischen Capricornus-Schichten überein. Er entspricht in seinem unteren Teile der Davoei-Zone, reicht aber noch bis in die Unterregion der Zone des *Amaltheus margaritatus* MONTF. hinauf. Nach D'ORBIGNY kommt *Aegoceras capricornu* SCHLOTH stets zusammen mit *Amaltheus margaritatus* MONTF. vor.

Fundorte: An der Straße Silvan-Murte de, am Hange südwestlich von Ventoza.

Unterfamilie: *Polymorphinae* HAUG.

Genus: *Liparoceras* HYATT.

Liparoceras Bechei SOWERBY.

Taf. XII Fig. 7.

- 1821 *Ammonites Bechei* SOWERBY: Min. conch. Bd. III, S. 143, Taf. 280
 1825 *Globites striatus* HAAN: AMMON. et GONiat. S. 145, Nr. 3.
 1830 *Ammonites Bechei* ZIETEN: Versteinerungen Württembergs S. 37, Taf. XXVIII, Fig. 4.
 1842—49 *Ammonites Bechei* D'ORBIGNY: Paléont. franç. Terr. jurass. Céphalop. S. 278, Taf. LXXXII.
 1878—86 *Aegoceras Bechei* WRIGHT: Monogr. of Lias Ammonites. Palaeontogr. Soc. London, Taf. XLI.
 (?) 1885 *Ammonites infracapricornus* QUENSTEDT: Ammoniten des Schwäb. Jura, S. 235, Taf. XXIX Fig. 9.
 1910 *Liparoceras Bechei* ZITTEL: Grundzüge der Palaeontologie, S. 484.
 1912 *Liparoceras Bechei* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw. I, S. 85.

Diese Art wurde von OPPEL¹⁾ mit *Liparoceras Henleyi* Sow. vereinigt. Er gibt hierbei an, daß SCHLUMBERGER²⁾ nachgewiesen habe, daß *Ammonites Henleyi* Sow. und *Ammonites Bechei* Sow. so, wie sie d'ORBIGNY Taf. 82 u. 83 abbildet, nicht zwei verschiedenen Spezies angehören, sondern bloße Varietäten bilden, welche durch Übergänge vollständig verbunden sind.

¹⁾ Juraformation S. 163.

²⁾ Bulletin Soc. géol. de France Juni 1895, S. 628.

In der Systematik der Ammoneen herrscht heute die Tendenz der Zersplitterung der Arten, die soweit geht, daß auf Grund viel geringfügigerer Unterschiede, als wie sie tatsächlich zwischen *Liparoceras Henleyi* Sow. und *Liparoceras Bechei* Sow. bestehen, neue Spezies gegründet werden. Ich schließe mich daher hier der von D'ORBIGNY befolgten Trennung beider Arten an.

Aus dem Lissaboner Staatsmuseum liegt mir ein kleines, verkiestes Exemplar dieser Art vor.

Die Umgänge nehmen rasch an Dicke zu. Sie umschließen sich fast vollkommen und lassen nur einen engen, tiefen Nabel offen. Rücken und Seitenflächen sind gleichmäßig gerundet, der Querschnitt ist kreisförmig. Die Seitenflächen tragen gerade, radial gestellte Rippen, die durch zwei Knotenreihen unterbrochen werden. Der zwischen den Knoten gelegene Teil der Rippen ist am stärksten. Ihr Verlauf über den Rücken ist bei dem kleinen Stück nur angedeutet. Auf den innersten Windungen werden auch die seitlichen Rippenpartien immer schwächer. Soweit das vorliegende Exemplar einen Schluß zuläßt, dürften die Anfangswindungen vollkommen glatt sein.

Im Breslauer Museum liegt von S. Pedro de Muel bei Cintra (Portugal) ein größeres, gut erhaltenes Exemplar dieser Art. Bei diesem Stück sind die Rippen der Seitenflächen fein; an der äußeren Knotenreihe lösen sie sich in ein Bündel dünner Sekundärrippchen auf, von denen meist drei in einem Knoten entspringen. Zwischen den knotentragenden Rippen sind bisweilen feine Radialfalten eingeschaltet, die ohne Unterbrechung über Seiten und Rücken verlaufen. Unter der Lupe wird schließlich noch eine feine konzentrische Streifung der Schale sichtbar.

Von der Sutura sind nur der Externsattel und der tiefe, dreiteilige erste Laterallobus sichtbar. Der Externsattel ist stark verästelt; durch einen tiefen Sekundärlobus wird er in zwei Teile geteilt, die ihrerseits wieder in einzelne Ästchen aufgelöst sind.

Der Sattelstamm ist im Vergleich zu seiner Ausbildung bei *Liparoceras Henleyi* Sow. sehr dünn, wie überhaupt *Liparoceras Henleyi* Sow. in der Sutura nicht den Grad der Zerschlitzung erreicht, der unserer Art eigen ist.

Auch äußerlich unterscheidet sich *Liparoceras Henleyi* Sow. von *Liparoceras Bechei* Sow. in vieler Hinsicht. Das Gehäuse ist evoluter. Die Seiten der Windungen sind nahezu eben und biegen an der äußeren Knotenreihe fast rechtwinklig in den

breiten, wenig gewölbten Rücken um; der Querschnitt ist daher mehr eckig und nicht gleichmäßig gerundet wie bei *Liparoceras Bechei* Sow.

Die Skulptur des *Liparoceras Bechei* Sow. ist wesentlich feiner als die von *Liparoceras Henleyi* Sow.; sonderlich der zwischen den Knoten gelegene Teil der Rippen ist bei diesem sehr grob. Die Teilung der Rippen auf dem Rücken haben beide gemeinsam. Bei *Liparoceras Henleyi* Sow. wurde aber nur eine Zweiteilung beobachtet, außerdem fehlen dieser Art meist die radialen Schaltrippen. Das Breslauer Museum besitzt — gleichfalls von S. Pedro de Muel — ein *Liparoceras Henleyi* Sow., an dem die besprochenen Unterscheidungsmerkmale deutlich zu beobachten sind.

Liparoceras Bechei Sow. ist im mitteleuropäischen Lias allgemein verbreitet und kommt hier meist mit *Liparoceras Henleyi* Sow. zusammen im ganzen mittleren Lias mit Ausschluß der untersten und obersten Zone vor. Seltener sind diese Formen in rein mediterranen Ablagerungen. Aus dem alpinen Lias des Hinterschafberges beschreibt GEYER¹⁾ *Aegoceras striatum* REIN., einen nahen Verwandten unserer Art. ROSENBERG erwähnt aus den mittelliassischen Kalken der Kratzalpe²⁾ ein *Liparoceras gollingense* ROSENBERG, das gleichfalls in die unmittelbare Verwandtschaft von *Lip. Bechei* Sow. gehört.

Fundort: Sierra d' El Rei und S. Pedro de Muel.

Genus: *Dumortieria* HAUG.

Dumortieria (*Uptonia* BUCK.) *Jamesoni* SOWERBY.

- 1829 *Ammonites Jamesoni* SOWERBY: Miner. Conch. Bd. VI, S. 105, Taf. DLV, Fig. 1.
 1843 *Ammonites Jamesoni* QUENSTEDT: Flözgebirge Württembergs, S. 170.
 1845 *Ammonites Jamesoni latus* QUENSTEDT: Cephalopoden, S. 88, Taf. IV, Fig. 1.
 1851 *Ammonites Jamesoni* KUDERNATSCH: Rote Kalksteine von Adneth nächst Hallein, Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. II, S. 173.
 1853 *Ammonites Jamesoni* OPPEL: Mittl. Lias, S. 38, Taf. II, Fig. 5 (nicht Fig. 1, 5, 6).
 1856 *Ammonites Jamesoni* HAUER: Cephalopoden a. d. Lias d. nördl. Alpen. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math. nat. Kl. Bd. XI, S. 54, Tafel XIX, Fig. 1—3.
 1856 *Ammonites Jamesoni* OPPEL: Juraformation, S. 159.
 1858 *Ammonites Jamesoni* QUENSTEDT: Jura, S. 125, Taf. XV, Fig. 1—5.
 1869 *Ammonites Jamesoni* DUMORTIER: Etudes paléont. sur les dépôts jurass. du bassin du Rhône, Bd. III, S. 93.
 1880 *Ammonites Jamesoni* CHOFFAT: Terrains jurassiques du Portugal, Lissabon, S. 12, 13, 15.

¹⁾ Abhandl. d. k. k. Geol. R. — Anst. Bd. XV, S. 32.

²⁾ Beitr. Pal. u. Geol. Österr.-Ung., Bd. XXII, S. 273.

- 1882 *Aegoceras Jamesoni* WRIGHT: Monogr. of the Lias Ammonites of the British Islands. Palaeontographical Society, S. 352, Taf. XI, Fig. 4–6; Taf. LI, Fig. 1–6.
- 1885 *Ammonites Jamesoni* QUENSTEDT: Ammoniten d. Schwäb. Jura, S. 251, Taf. XXXI, Fig. 6–10.
- 1887 *Dumortieria Jamesoni* HAUG: „Polymorphidae.“ Neues Jahrb. f. Min., Bd. II, S. 123.
- 1893 *Dumortieria Jamesoni* FUTTERER: Ammoniten des mittleren Lias von Oestringen. Mitt. d. großherz. bad. Geol. Landesanst., Bd. II, S. 313, Taf. IX, Fig. 1–2.
- 1896 *Dumortieria Jamesoni* FUCINI: Fauna del Lias medio di Monte Calvi. Palaeontographia italica, Bd. II, S. 242.
- 1897 *Dumortieria Jamesoni* PARONA: Di alcuni Ammoniti del Lias medio. Abhandl. d. schweiz. Paläont. Ges., Bd. XXIV, S. 7, Taf. XI, Fig. 1.
- 1910 *Uptonia Jamesoni* ROSENBERG: Die liasische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beitr. z. Pal. u. Geol. Oesterr.-Ungarns usw., Bd. XXII, S. 277, Taf. XIV, Fig. 11 a–c.
- 1912 *Dumortieria Jamesoni* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw. I, S. 79.

Von dieser Art stammen aus dem Juradistrikt von Casalcomba eine Anzahl kleiner, teilweise verkiester Innenwindungen.

Die Rippen der Seitenflächen stehen dicht gedrängt. Sie verlaufen in radialer Richtung bis an die Externkante und sind hier stachelartig zugeschärft. Ihr Verlauf über den Rücken ist bei diesen kleinen Stücken noch sehr undeutlich; immerhin ist aber schon eine Verbreiterung derselben und eine leichte Ausbiegung nach vorn zu beobachten.

Auf Grund der angegebenen Skulptur sind die Stücke noch am ehesten mit der von WRIGHT Taf. LI, Fig. 5 u. 6 abgebildeten Form zu vereinigen.

Sie erinnern in Gestalt und Ornamentierung auch lebhaft an *Ammonites Regnardi* D'ORB.¹⁾; diese Art wurde aber von HAUG und anderen Autoren mit *Dumortieria Jamesoni* Sow. vereinigt.

Ausgewachsene Exemplare der *Dumortieria Jamesoni* Sow. besitzen keine stachelartigen Anschwellungen an der Externkante. Ihre Rippen sind auf dem Rücken stark verbreitert und besitzen jene charakteristische Vorwärtsschwingung, deren Anlage nach dem vorliegenden Material schon auf den innersten Windungen vorhanden ist.

Es scheint somit, daß die stachelartige Zuschärfung der Rippen nur auf den innersten Windungen entwickelt ist, um diesen flachen, zarten Formen größere Festigkeit bei der Einrollung zu verleihen. Die späteren Windungen besitzen eine verhält-

¹⁾ Paléont. franç. Terrains jurass. Céphalop. S. 257, Taf. LXXII, Fig. 1, 2, 5.

nismäßig kompaktere Gestalt, derzufolge die spitzen Anschwellungen überflüssig werden und in eine über den ganzen Rücken gleichmäßig verteilte Verbreiterung der Rippen übergehen.

Der von D'ORBIGNY abgebildete *Ammonites Regnardi* D'ORB. wird daher als eine Varietät von *Dumortieria Jamesoni* SOW. aufgefaßt werden müssen, die das Jugendstadium des Typus während ihres ganzen Wachstums beibehalten hat. Sie unterscheidet sich daher vom Typus in der flacheren und evoluteren Gehäuseform, sowie in der Ausbildung der Externknoten.

Dumortieria Jamesoni SOW. ist auch in Portugal für die Horizontierung sehr wichtig. Nach CHOFFAT und RENZ liegt ihre Hauptverbreitung an der Basis des mittleren Lias; sie reicht aber — wenn auch nur vereinzelt — noch bis in die „couches à *Ammonites Maugenei*“ hinauf, die, mit der schwäbischen Entwicklung verglichen, die *Iber*- und zum Teil noch die *Davoei*-Zone umfassen.

Die Lebensdauer der Art in Portugal deckt sich daher vollkommen mit ihrer Vertikalverbreitung in Frankreich, wo sie ebenfalls in höhere Zonen hinaufreicht.

Fundort: Etwa 1 km südlich von Ventoza an der Straße Antes—Ventoza.

Familie: *Amaltheidae* FISCHER e. p.

Genus: *Amaltheus* MONTFORT.

Amaltheus (Pleuroceras) spinatus BRUGUIÈRE.

- 1789 *Ammonites spinata* BRUGUIÈRE: Encyclopédie méthodique; I, S. 40.
 1830 *Ammonites costatus* ZIETEN: Versteinerungen Württembergs, S. 5, Taf. IV, Fig. 7.
 1842—49 *Ammonites spinatus* D'ORBIGNY: Paléontologie franç. Terr. jurass. Céphalop., S. 209, Taf. LII.
 1845—49 *Ammonites costatus nudus* und *costatus spinatus* QUENSTEDT: Cephalopoden, S. 95.
 1856—58 *Ammonites spinatus* OPEL: Juraformation, S. 167.
 1858 *Ammonites costatus* QUENSTEDT: Jura, S. 170, Taf. XXI, Fig. 1—3.
 1865 *Ammonites spinatus* BRAUNS: Stratigraphie u. Paläontologie d. südöstl. Teils der Hildmulde. Palaeontographica, Bd. 13, S. 100.
 1867—85 *Amaltheus spinatus* MENEGHINI: Monogr. d. Fossiles au calc. rouge de Lombardie; Paléont. Lombarde (4). S. 66, Taf. XIII, Fig. 4—5.
 1874 *Ammonites (Amaltheus) spinatus* BÖCKH: Geologische Verhältnisse des südl. Teils des Bakony, II. Teil. Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst., Bd. III, S. 129, Taf. VI, Fig. 3.
 1878—86 *Amaltheus spinatus* WRIGHT: Monogr. of Lias Ammonites of the British Islands. Palaeontogr. Society, S. 402, Taf. LV, Taf. LVI, Fig. 1—5.
 1880 *Ammonites spinatus* CHOFFAT: Terrains jurassiques du Portugal, Lissabon, S. 16, 19.

- 1885 *Ammonites Amaltheus spinosus* QUENSTEDT: Ammoniten d. Schwäb. Jura, S. 322, Taf. XLI, Fig. 6 und *Am. costatus spinatus*, Taf. XLII, Fig. 17—18.
- 1892 *Pleuroceras spinatum* BUCKMAN: Monogr. on the inferior Oolite Ammonites. Palaeontogr. Society, S. 288, Taf. II, Fig. 7.
- 1895 *Pleuroceras spinatum* BONARELLI: Fossili domeriani della Brianza. Estratto d. rendic. d. Reale Istituto lomb. di sc. Serie 2, Bd. XXVIII, S. 6.
- 1896 *Ammonites spinatus* FUCINI: Faunula del Lias medio di Spezia. Boll. d. Soc. geol. ital., Bd. XV, S. 129, Taf. XI, Fig. 2.
- 1899 *Amaltheus spinatus* FUCINI: Ammoniti del Lias medio dell' Appennino centrale. Palaeontographia italica, Bd. V, S. 145, Taf. XIX, Fig. 1, 2.
- 1900 *Paltoleuroceras spinatum* BETTONI: Fossili domeriani di Brescia. Mém. de la soc. paléont. suisse, Bd. XXVII, S. 22, Taf. I, Fig. 5.
- 1912 *Amaltheus spinatus* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 77.

Diese bekannte Art liegt in einer Anzahl größerer und kleinerer Exemplare aus Portugal vor, die vollkommen mit den guten Abbildungen bei D'ORBIGNY und WRIGHT übereinstimmen.

Das Gehäuse ist sehr evolut; die Windungsflächen sind mit zahlreichen Rippen geschmückt, die radial über die Seiten verlaufen und unmittelbar am Rücken eine scharfe Umbiegung nach vorn erleiden. Die Umbiegungsstelle ist durch eine knotenartige Anschwellung ausgezeichnet, die bei gut erhaltenen Stücken als Dorn hervortritt. Auf den inneren Windungen werden die Rippen feiner und stehen sehr gedrängt. Der für die Amaltheen charakteristische perlschnurartige Kiel ist an einer Reihe von Stücken noch gut erhalten.

Entsprechend dem mitteleuropäischen Charakter des Lias von Casalcomba, gibt die Verticalverbreitung der Art auch in Portugal einen guten Leithorizont ab, dessen Gesamtheit von CHOFFAT als „couches à *Ammonites spinatus*“ zusammengefaßt wird.

Von dem mir vorliegenden Material der Kollektion RENZ sind die meisten Stücke in einem gelblich-weissen, tonigen Kalkstein eingebettet. Ein grösseres Handstück von der gleichen petrographischen Beschaffenheit stammt aus Soure im Südwesten von Coimbra; es gehört dem Breslauer Museum. Das Stück (Textfigur 1) ist vollkommen von gut erhaltenen Exemplaren des *Amaltheus spinatus* BRUG. durchsetzt.

Von besonderem Interesse sind zwei kleine, verkieste Exemplare, bei denen auch die Schale erhalten ist; eins davon ist Taf. XIII Fig. 8 abgebildet. Im Bau des Gehäuses ist kein merklicher Unterschied gegen den Typus zu konstatieren, hingegen sind die Rippen bei diesen Stücken auch schon auf den innersten Windungen schärfer ausgeprägt und stehen weiter, als dies bei dem typischen *Amaltheus spinatus* BRUG. der Fall ist.

Ihr Erhaltungszustand spricht indessen dafür, daß sie nicht aus dem eigentlichen *Spinatus*-Horizont stammen (zudem wurden sie lose aufgesammelt). In der stratigraphischen Arbeit von C. RENZ wurden diese beiden Exemplare als „aff. *spinatus* BRUG.“ zusammen mit *Coeloceras commune* Sow. aus den *Coeloceras*-Schichten des unteren Oberlias angeführt.

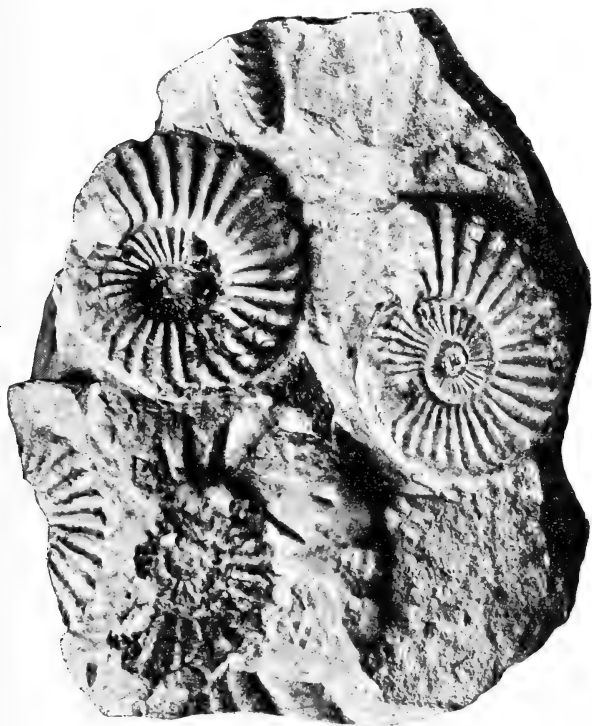


Fig. 1. Handstück mit *Amaltheus spinatus* BRUG. von Soure, südwestlich von Coimbra (Portugal).
(Original im paläont. Museum der Universität Breslau.)

CHOFFAT zitiert (S. 19) einen *Ammonites* aff. *spinatus* BRUG. aus den „couches de passages“, die der Unterregion des Oberlias angehören. Möglicherweise handelt es sich hierbei um dasselbe Vorkommen. Dies führt zu dem Schluß, daß *Amaltheus spinatus* BRUG. im portugiesischen Lias nicht, wie sonst allgemein, auf die Hochregion des Mittellias beschränkt blieb, sondern in kaum veränderter Entwicklung bis in den Oberlias hinaufreichte. Auch für diese Erscheinung wird der Grund in der geographischen

Lage des Liasdistriktes zwischen mediterranem und mitteleuropäischem Meer zu suchen sein.

Fundorte: Etwa 1 km südlich von Ventoza; etwa 500 m vor Sepim; an der Straße Silvan—Murtede; nördlich Enxofaes (nördlicher Bahnübergang); südlich Murtede. — *A. aff. spinatus* BRUG.: NNO von Silvan und nördlich Enxofaes unterhalb der östlichen Windmühle.

Amaltheus margaritatus MONTFORT.

- 1808 *Amaltheus margaritatus* MONTFORT: Conchyliologie systématique, S. 90, Taf. I, Fig. XXIII.
- 1842 *Ammonites margaritatus* D'ORBIGNY: Paléontologie franç. Terr. jurass. Céphalop., S. 246, Taf. LXVII, (non Taf. LXVIII).
- 1849 *Ammonites Amaltheus* QUENSTEDT: Cephalopoden, S. 93, Taf. V, Fig. 4.
- 1854 *Ammonites Amaltheus* OPPEL: Der mittl. Lias Schwabens. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg; Bd. X, S. 81, Taf. II, Fig. 11—12.
- 1856—58 *Ammonites margaritatus* OPPEL: Juraformation, S. 167.
- 1858 *Ammonites Amaltheus* QUENSTEDT: Der Jura, S. 166, Taf. XX.
- 1869 *Ammonites margaritatus* DUMORTIER: Dép. jur. d. bassin d. Rhône III, S. 91.
- 1878—86 *Amaltheus margaritatus* WRIGHT: Monogr. of the Lias Ammonites of the British Islands, S. 397, Taf. LIII, LIV, Fig. 1—3, Taf. LVI, Fig. 6—16, 19, 20.
- 1878 *Amaltheus margaritatus* BAYLE: Explicat. de la carte géol. de la France, Bd. IV, Atlas Taf. XCIII.
- 1880 *Ammonites margaritatus* CHOFFAT: Terrains jurassiques du Portugal, Lissabon, S. 15, 16.
- 1885 *Ammonites Amaltheus* QUENSTEDT: Ammoniten des Schwäb. Jura. Lias, S. 315, Taf. XL, Fig. 3—6, 9 10 und Taf. XLI, Fig. 1, 2 (*A. amaltheus nudus*).
- 1893 *Amaltheus margaritatus* GEYER: Mittellias. Cephalopoden des Hinterschafberges. Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. XV, S. 26, Taf. III, Fig. 1—6.
- 1895 *Amaltheus margaritatus* FUCINI: Lias medio Spezia. Boll. della Soc. geol. ital., Bd. XV, S. 126 (excl. Figuren).
- 1900 *Amaltheus margaritatus* BETTONI: Fossili domeriani d. Brescia. Mém. d. l. soc. paléont. suisse, Bd. XXVII, S. 24, Taf. I, Fig. 4, Taf. VII, Fig. 16.
- 1909 *Amaltheus margaritatus* ROSENBERG: Die lias. Cephalopodenfanna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. etc., Bd. XXII, S. 285.
- 1912 *Amaltheus margaritatus* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 77.
- 1912 *Amaltheus margaritatus* POELMANN: Der Jura von Hellern bei Osnabrück. Inaug. Diss. Münster 1912, S. 43.

Von dieser Art liegt nur ein stark zusammengepreßtes Bruchstück vor. Der perlschnurartige Rücken ist noch erhalten und auch die von der Ausbildung des *Amaltheus spinatus* BRUG abweichenden, feineren und sichelförmig geschwungenen Rippen

sind noch deutlich sichtbar, so daß die Zurechnung des Stückes zu der genannten Art keinem Zweifel unterliegt. Für ihre ausführliche Beschreibung sei auf GEYER¹⁾ verwiesen.

GEYER hebt auch hervor, „daß die Vertikalverbreitung dieser Form in der mediterranen Provinz etwas größer sei als in der mitteleuropäischen“. Im Schwäbischen Jura erscheint sie später. Mit dieser Beobachtung stimmt auch ihr Vorkommen in Portugal überein.

Nach CHOFFAT tritt *Amaltheus margaritatus* hier schon in den *Capricornus*-Schichten in allgemeiner Verbreitung auf, reicht aber dann nicht über den *Spinatus*-Horizont hinaus. Desgleichen gibt DUMORTIER die Art schon aus dem Niveau des *Coeloceras Davoei* an, wo sie sich zwar in kleinen Individuen, aber schon in großer Zahl findet.

Fundort: Etwa 500 m vor Sepim an der Straße Ante—Sepim.

Amaltheus Renzi nov. spec.

Taf. XII, Fig. 2.

Höhe des letzten Umganges 20 mm

Breite „ „ „ 12 „

Von dieser neuen Art aus dem portugiesischen Mittellias liegt ein unvollkommenes und leider nur auf einer Seite gut erhaltenes Stück vor. Die inneren Windungen sind zerstört, doch ist gerade noch so viel erhalten, daß die Einrollungsverhältnisse deutlich zu erkennen sind.

Das Gehäuse ist sehr flach und evolut, die Windungen berühren sich nur so weit, daß gerade noch die Enddornen der Rippen verdeckt werden. Die Zunahme des Wachstums ist nur gering; der Querschnitt der Windungen elliptisch.

Die Seitenflächen tragen dicht stehende, scharfe Rippen, die unmittelbar an der Naht beginnen. Bis etwa zur halben Seitenhöhe sind sie leicht nach vorn ausgebogen, verlaufen alsdann in deutlicher Rückwärtsschwingung bis an die Rückengrenze und endigen hier in einer dornartig zugeschärften Anschwellung. Die Rippen setzen sich jenseits der Dornen fort; ihre Fortsetzung bildet mit den Seitenrippen einen nach vorn geöffneten stumpfen Winkel von etwa 120°.

Der zwischen den Dornenreihen gelegene Teil des Rückens ist im Vergleich zur mittleren Dicke des Umganges ziemlich breit und trägt einen perlschnurartigen Kiel.

Die bei *Amaltheus spinatus* BRUG. beobachteten Kielfurchen

¹⁾ Mittellias. Cephalop. d. Hinterschafberges. Abhandl. d. k. k. Geol. R.-Anstalt, Bd. XV, S. 26.

fehlen unserer Art; sie weicht in der breiteren Ausbildung ihres Rückens wie in der Evolution des Gehäuses aber auch von der zugespitzten *Oxynoticeras*-Form des typischen *Amaltheus margaritatus* MONTFORT erheblich ab.

Die Nabelwand fällt von den Seitenflächen senkrecht nach innen ab; die gemeinsame Kante ist sanft gerundet.

Die Sutura ist im Vergleich zu *Amaltheus spinatus* BRUG. etwas komplizierter, hat aber bei weitem noch nicht den Grad der Differenzierung erreicht, den WRIGTH für *Amaltheus margaritatus* MONTF. (Taf. LIII) angibt. Der Externsattel endigt in drei selbständigen, vielfach gezähnelten Zweigen, von denen der mittlere am kräftigsten ist. Am Grunde des Extern- und ersten Lateralsattels entspringen je ein kräftiges Blatt, die weit in den ersten Laterallobus hineinreichen; der hierdurch abgegrenzte untere Teil des Lobus wird durch einen Sekundärsattel abermals gespalten.

Der erste Lateralsattel beginnt breit und endigt dreiblättrig; außerdem zweigt sich an seiner Wurzel vom Stamm auf jeder Seite ein Blatt ab. Alle Sattелеlemente sind randlich gezähnt. Der zweite Lateralsattel gleicht in Gestalt dem ersten, ist nur weniger differenziert. Die Sättel endigen in gleicher Höhe; hingegen ist der Siphonallobus nur $\frac{2}{3}$ so tief als der erste Laterallobus.

Aus der Beschreibung der neuen Art ist zu ersehen, daß *Amaltheus Renzi* nov. spec. in seiner genetischen Entwicklung zwischen *Amaltheus margaritatus* und *Amaltheus spinatus* steht.

Berücksichtigen wir bei der genetischen Entwicklung der Arten gleichmäßig äußere Gestalt, Rückenbildung und Skulptur, so schließt sich die Gattung *Amaltheus* mit *Amaltheus margaritatus* MONTF. unmittelbar an *Oxynoticeras* an. Die Nachkommen dieser Art nehmen allmählich an Breitenwachstum und Differenzierung der Skulptur zu, bis sie in *Amaltheus spinatus* BRUG. einen Typus erreichen, der eine Convergenzform zu den *Arietiten* und ihnen stammverwandten *Hildoceren* darstellt. Gleichzeitig mit der zunehmenden Verfestigung des Gehäuses durch Dickenwachstum und Skulptur ist eine Rückentwicklung der Sutura zu beobachten, die über *Amaltheus Renzi* nov. spec. zu *Amaltheus spinatus* BRUG. gleichmäßig fortschreitet.

Fundort: Etwas südlich (etwa 1 km) von Ventoza an der Straße Antes—Ventoza.

Familie: *Harpoceratidae* NEUMAYR (emend. ZITTEL)

Unterfamilie: *Harpoceratinae* ZITTEL.

Genus: *Hildoceras* HYATT¹⁾.

Die *Hildoceren* wurden von HAUG²⁾ als Zusammenschluß aller Formen „mit Arieten-Gepräge“, d. h. „Formen mit breitem Externteil, der einen von zwei Furchen begleiteten Kiel trägt“ von der WAAGENSchen Gattung *Harpoceras* abgetrennt.

HAUG unterschied drei Gruppen, die er nach typischen Vertretern derselben als:

Gruppe des *Hildoceras bifrons* (= *Hildoceras s. str.*)

„ „ *Hildoceras Mercati*

„ „ *Hildoceras comense*

bezeichnet.

In dem portugiesischen Oberlias sind nach dem vorliegenden Material Angehörige der ersten beiden Gruppen häufig. Vertreter der letzten Gruppe, d. h. Formen, bei denen die Rippen von einer an der Naht gelegenen Anschwellung aus paarweise über die Seiten verlaufen, scheinen nicht vorhanden, zum mindesten sehr selten zu sein.

Auch CHOFFAT erwähnt in den oberliassischen Fossilisten keinen zur Gruppe des *Hildoceras comense* gehörigen Ammoniten.

Auffällig ist überhaupt das äußerst häufige Auftreten von Formen dieser Gruppe oder des typischen *Hildoceras comense* BUCH selbst in rein alpinen und mediterranen Ablagerungen, wie z. B. im Oberlias der nördlichen Alpen (HAUER), im italienischen Medolo, in den Apenninen, in der Lombardei (MENECHINI) und in Griechenland (RENZ).

Im mitteleuropäischen Oberlias sind diese Formen bei weitem seltener. In Schwaben sind sie nach OPPEL³⁾ nur spärlich vertreten, desgleichen nach DENCKMANN⁴⁾ im Lias von Dörnten nördlich von Goslar.

¹⁾ Während des Druckes erschien eine für die Systematik der Harpoceren wichtige Arbeit von HAAS: Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol; Beitr. zur Pal. u. Geol. Österr.-Ung. usw., Bd. XXVI, 1913, die soweit es noch möglich war, berücksichtigt wurde. HAAS faßt die *Hildoceren* enger als dies im Anschluß an HAUGS Diagnose bisher üblich war und auch im folgenden geschehen ist. Er versteht darunter im wesentlichen nur die Gruppe des *Hildoceras bifrons* BRUG.

²⁾ HAUG: Beitr. z. e. Monogr. d. Ammonitengattung *Harpoceras*. Jahrb. f. Min. usw. 1885, Beil.-Bd. 3, S. 631.

³⁾ OPPEL: Die Juraformation Englands, Frankreichs und d. südwestl. Deutschl. Stuttgart 1856—58.

⁴⁾ DENCKMANN: Über die geognostischen Verhältnisse d. Umgegend v. Dörnten. Abhandlungen z. geol. Spezialkarte v. Preußen usw. Bd. VIII, Heft 2, 1887.

In den französischen Juragebieten von Aveyron und der Côte d'Ore kommen sie schon häufiger vor, treten aber in England wiederum sehr zurück.

Diese Tatsache läßt nach den bisherigen Erfahrungen den Schluß zu, daß *Hildoceras comense* BUCH und die Arten seiner Entwicklungsreihe ihren Lebensbezirk vorzugsweise in der tieferen Tethys gehabt haben und weniger geeignet waren, dem mit einer Wanderung nach Norden verbundenen Facieswechsel stand zuhalten.

Hildoceras bifrons BRUGUIÈRE.

- 1792 *Ammonites bifrons* BRUGUIÈRE: Encyc. méth. I, Nr. 15, S. 40.
 1815 *Ammonites Walcottii* SOWERBY: Mineral. Conchology of Great Britain II, S. 7, Taf. 106.
 1822 *Ammonites Hildensis* YOUNG und BIRD: Geol. Yorkshire coast, Taf. XII, Fig. 1.
 1831 *Ammonites bifrons* DESHAYES: Coquilles caract.; S. 236, Taf. VII, Fig. 7.
 1846—49 *Ammonites bifrons* QUENSTEDT: Cephalopoden, S. 108, Taf. VII, Fig. 13 u. 14.
 1853 *Ammonites bifrons* CHAPUIS et DELWALQUE: Descr. des fossiles des terrains secondaires de la province de Luxembourg. Mem. Acad. Brüssel, S. 606, Taf. IX, Fig. 3.
 1858 *Ammonites bifrons* OPPEL: Juraformation, S. 242.
 1867 *Ammonites bifrons* REYNÈS: Monograph. Ammonites Lias supérieur Taf. VII, Fig. 8—23.
 1868 *Ammonites bifrons* HYATT: Cephalop. Bull. Mus. Comp. Zool. Cambridge I, S. 99.
 1868 *Ammonites Walcottii* HYATT: Ebenda S. 99.
 1869 *Ammonites bifrons* ZITTEL: Zentralapenninen, S. 134.
 Vgl. 1874 *Ammonites bifrons* DUMORTIER: Etud. paléont. du bassin du Rhône, IV, Lias supérieur, S. 48, Taf. IX, Fig. 1 u. 2 (= var. *quadrata* PRINZ).
 1875 *Harpoceras bifrons* NEUMAYR: Die Ammoniten der Kreide und die Systematik der Ammoniten. Diese Zeitschr., Bd. XXVII, S. 908.
 1875 *Harpoceras bifrons* AMMON: Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau, S. 34.
 1880 *Harpoceras bifrons* TARAMELLI: Monogr. stratigr. e. palaeontol. del Lias nella provincia Veneta, Venedig, S. 75, Taf. V, Fig. 5 bis 7 (Fig. 3—4 = var. *quadrata* PRINZ).
 1880 *Ammonites bifrons* CHOFFAT: Terrains jurass. du Portugal, Lissabon, S. 22, 31.
 1881 *Harpoceras bifrons* MENEGHINI: Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie). Lias supérieur. Paléont. Lombarde (4), S. 8 u. S. 198, Taf. I, Fig. 3 u. 5 (Fig. 1, 2, 4 = var. *quadrata* PRINZ).
 1883 *Ammonites bifrons* WRIGHT: Lias-Ammoniten of the British Islands, S. 436, Taf. 59.
 1885 *Hildoceras bifrons* HAUG: Monogr. Ammonitengattung Harpoceras. N. Jahrb. Min. Beil. Bd. III, S. 640.
 1886 *Harpoceras bifrons* GREGORIO: Monte Erice.

- 1887 *Ammonites bifrons* QUENSTEDT: Schwäbische Lias-Ammoniten I, Taf. 44, Fig. 8, 9, 10, 11, 12, 13.
- 1904 *Hildoceras bifrons* PRINZ: Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. ungar. Geol. Anst., Bd. XV, S. 124, Taf. VI, Fig. 2, 4, 7 u. Taf. 37, Fig. 14.
- 1905 *Hildoceras bifrons* FUCINI: Cephalopodi liassici del Monte di Cetona Paleontogr ital. Bd. XI, S. 113, Tafel V, Fig. 13 u. 14 (non Fig. 15).
- 1905 *Hildoceras bifrons* RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. etc. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 267.
- 1906 *Hildoceras bifrons* RIAZ: Toarcien des environs de Lyon. Bull. soc. géol. France (4), VI, S. 149 (C. R. S.).
- 1907 *Hildoceras bifrons* ROMAN und GENNEVAUX: Sur le Lias et le Bajocien du Pic St. Loup près de Montpellier. Bull. soc. géol. France (4), VII, S. 262.
- 1907 *Hildoceras bifrons* NIKLES: Lias de Tournemire. Bull. soc. géol. France (4), VII, S. 577.
- 1908 *Hildoceras bifrons* GENTIL: Contribution à l'Etude stratigraphique du Maroc oriental. Bull. soc. géol. France (4), VIII, S. 65.
- 1908 *Hildoceras bifrons* GENTIL: Géologie des Beni Snassen. Bull. soc. géol. France 1908 (4), Bd. VIII, S. 339 u. 400.
- 1909 *Hildoceras bifrons* RENZ: Nachweis von Lias in der Argolis. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 60, S. 213, Taf. 4, Fig. 1 u. 5.
- 1910 *Hildoceras bifrons* RENZ: Die Geologie Griechenlands, I. Jahrb. d. k. k. Geol. R.-A. Bd. 60, S. 534 u. 564, Taf. 21, Fig. 3.
- 1912 *Hildoceras bifrons* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. N. Jahrb. f. Min. etc., Bd. I, S. 76.

Wie in der stratigraphischen Bearbeitung des portugiesischen Liasterrains von Casalcomba durch C. RENZ (S. 60) schon hervorgehoben wurde, besitzt *Hildoceras bifrons* BRUG. eine große Variabilität.

Die Art ist der direkte Nachfolger von *Hildoceras Levisoni* SIMPS., von dem sie sich nur durch das Vorhandensein einer völlig entwickelten Lateralfurche unterscheidet. Naturgemäß existieren zahlreiche Übergänge zwischen den beiden Spezies.

PRINZ¹⁾ hat neben dem Typus der Art zwei Mutationen:

mut. *quadrata* und
mut. *angustisiphonata*

unterschieden, die im Querschnitt (*quadrata*) sowie in der Lage der Furche und in der mehr oder weniger schwachen und dichteren Berippung (*angustisiphonata*) vom Typus abweichen.

Von dem vorliegenden portugiesischen Material entspricht die Mehrzahl der Stücke dem Typus der Art, wie er bei WRIGHT Taf. LIX und MENEHINI Taf. I, Fig. 3 u. 5 abgebildet ist.

Fundorte: Sidi; Carreira; Marmeleira; Straße östl. Susellas — Marmeleira; im Norden des Windmühlenhügels von Marmeleira; NNO von Silvan; etwa 300 m nordöstlich Euxofaes.

¹⁾ Siehe Synon.-Liste.

Hildoceras bifrons BRUG. mut. *angustisiphonata* PRINZ.
Taf. XII, Fig. 4.

1843 *Hildoceras bifrons* D'ORBIGNY: Paléont. franç. Terrains jurassiques,
S. 219, Taf. 56.

1846 *Hildoceras bifrons* CATULLO: Mem. geog. paleoz. sulle Alpi Venete.
Mem. Ital. Soc. della scienze Modena Bd. XXIV, S. 130, Taf. V,
Fig. 3.

1888 *Hildoceras bifrons* BUCKMAN: Inferior Oolite Amm. of the British
Islands, Taf. XXII, Fig. 30 u. 31.

1904 *Hildoceras bifrons* mut. *angustisiphonata* PRINZ: Fauna d. älteren
Jurabildungen im nordöstl. Bakony. Jahrb. d. ung. Geol. Anst.
Bd. XV, S. 126.

1912 *Hildoceras bifrons* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug.
Lias. N. Jahrb. für Min. usw., Bd. I Taf. VI, Fig. 2.
(Dasselbe Stück wurde hier nochmals abgebildet.)

Diese feingerippte Mutation ist in dem portugiesischen
Bifrons-Material mit einem gut erhaltenen Exemplar vertreten.

Ihre Skulptur wurde schon bei der Besprechung des Typus
charakterisiert. Die auffälligste Übereinstimmung besitzt das
Stück mit der oben citierten Abbildung bei D'ORBIGNY.

Auf Grund des Vorkommens von *Hildoceras bifrons* BRUG.
mut. *angustisiphonata* PRINZ im Dogger von England erwähnt
PRINZ die Möglichkeit, daß es sich bei dieser Mutation nur um
eine geographische Varietät des Typus handelt. Diese Annahme
wird durch ihr Vorkommen im portugiesischen Oberlias hinfällig,
zumal auch in Italien (Venetien) die besprochene Form nach-
gewiesen wurde. Sie ist im Gegenteil als eine Differenzierung
des Typus aufzufassen, auf die die geographische Breite ihres
Vorkommens keinerlei Einfluß hatte.

Fundort: Im Norden des Windmühlhügels von Marmeleira.

Hildoceras bifrons BRUG. var. *lusitanica* nov. var.
Taf. XII, Fig. 3.

1905 *Hildoceras bifrons* FUCINI: Cephalopodi liassici del Monte di
Cetona. Palaeontographia italica Bd. XI, S. 113, Taf. V, Fig. 15
(non Fig. 13 u. 14).

Die neue Varietät ist von dem Typus der Art sehr ver-
schieden. Das Gehäuse ist flach und stark evolut, die Win-
dungshöhe doppelt so groß als die Breite. Die Flanken sind
abgeplattet und biegen erst in der Externregion in sanfter
Rundung nach dem Rücken um. Der Rücken ist von einem
verhältnismäßig hohen Kiel gekrönt, der von zwei mäßig tiefen
Furchen begleitet wird.

Während die Rippen beim Typus durch die Lateralfurche
eine sichelartige Knickung erleiden, verlaufen die wesentlich
feineren und dichteren Rippen der Varietät in einem einfachen,
nach vorn konkaven Bogen über die Flanken. Sie beginnen

erst im zweiten Drittel der Seitenfläche und verschwinden an der Übergangsstelle von Rücken und Flanken; sie reichen also nicht wie bei dem Typus bis an die Kielfurchen.

Die Nabelwand der Varietät wird von einem schmalen, ebenen Bande umsäumt, das durch die schwachen Andeutungen von beginnender Berippung gestreift erscheint; von einer eigentlichen Lateralfurche kann somit bei dieser Form noch nicht gesprochen werden.

Auch im Verlauf der Lobenlinie sind Abweichungen von dem Typus zu erkennen. In ihrer Grundanlage sind beide kaum verschieden. In der Differenzierung der Loben und Sättel steht aber die Varietät dem *Hildoceras Levisoni* SIMPS. wesentlich näher; dies gilt namentlich vom ersten Laterallobus und vom Sekundärlobus des Hauptsattels. Aus der Entwicklung des Nahtbandes und der Suture geht hervor, daß die neue Varietät sich nicht vom Typus des *Hildoceras bifrons* BRUG. ausgehend entwickelt hat, sondern ein Bindeglied zwischen *Hild. Levisoni* SIMPS. und *Hild. bifrons* BRUG. (Typus) darstellt. Der Gesamtcharakter spricht indessen dafür, daß die Varietät dem Typus schon sehr nahe steht, infolgedessen sie nicht mehr zu *Hild. Levisoni* SIMPS. gerechnet wurde.

In der feineren und intensiveren Berippung erinnert das Stück an *Hildoceras bifrons* BRUG. mut. *angustisiphonata* PRINZ, unterscheidet sich aber von diesem im Bau des Gehäuses und in der Ausbildung des Nahtbandes.

Hinsichtlich der Skulptur stellt ein von C. RENZ von Anavrysada (Leukas) abgebildetes „*Hildoceras bifrons* BRUG. var.“ das entgegengesetzte Extrem zu der hier beschriebenen Varietät dar.

Fundort: Aus der Bifrons-Zone von Sidi, Carreira, Marmeleira (Hügel östlich der Straße Susella—Marmeleira).

Hildoceras Levisoni SIMPSON.

Taf. XII, Fig. 5.

- 1855 *Ammonites Levisoni* SIMPSON: Monogr. Ammonites of Yorkshire S. 99.
 1856 *Ammonites Saemanni* OPPEL: Juraformation, S. 242.
 1874 *Ammonites Levisoni* DUMORTIER: Etudes paléont. sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhône IV, Lias supérieur, S. 49, Taf. IX, Fig. 3 u. 4.
 1881 *Ammonites bifrons* MENECHINI: Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie). Paléont. Lombarde (4), Lias supérieur, S. 10 u. 11, Taf. II, Fig. 1—4.
 1883 *Harporoceras Levisoni* WRIGHT: Lias Ammonites of the British Islands, S. 438, Taf. 60, Fig. 1 u. 2, Taf. LXI, Fig. 4 (non 1, 2, 3, 5, 6).

- 1885 *Hildoceras Levisoni* HAUG: Monogr. der Ammonitengattung Harpoceras. Neues Jahrb. Min. usw. 1885, Beil.-Bd. III, S. 641, Taf. XII, Fig. 7.
- 1894 *Hildoceras Levisoni* MOERICKE: Lias und Unteroolith von Chile. N. Jahrb. Min. usw., Beil.-Bd. IX, S. 14, Taf. 1, Fig. 1a, b.
- 1904 *Hildoceras Levisoni* PRINZ: Die Fauna der älteren Jurabildungen des nordöstlichen Bakony. Jahrb. ungar. Geol. Anst. XV, S. 127.
- 1905 *Hildoceras Levisoni* FUCINI: Cephalopodi liassici del Monte di Cetona. Palaeontogr. ital. Bd. XI, S. 113, Taf. VI, Fig. 3.
- 1906 *Hildoceras Levisoni* „var.“ RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestl. Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXI, S. 266, Taf. XII, Fig. 4.
- 1908 *Hildoceras Levisoni* GENTIL: Geologie des Beni Snassen. Bull. soc. géol. France 1908 (4), Bd. VIII, S. 400.
- 1909 *Hildoceras Levisoni* RENZ: Der Nachweis von Lias in der Argolis. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 61, S. 216, Taf. IV, Fig. 3.
- 1912 *Hildoceras Levisoni* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw. Bd. I, S. 76.

Die verwandtschaftlichen Beziehungen dieser Art zu *Hildoceras bifrons* BRUG. und *Hildoceras (Arietoceras) algovianum* OPPEL sind von C. RENZ eingehend besprochen worden. Es wird somit hier nur auf diese Arbeit (Z. d. D. Geol. Ges. 1909, S. 217) verwiesen.

Ein Exemplar dieser Art aus Portugal stimmt mit der Abbildung bei DUMORTIER (Taf. IX Fig. 3, 4) vollkommen überein. Zwei andere besitzen eine etwas gedrängtere Rippenstellung. Sie entsprechen daher eher einem „*Hildoceras Levisoni* SIMPS var.“, das C. RENZ aus dem korfiotischen Oberlias abbildet (Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXI, Taf. XII, Fig. 4).

Auch in Portugal liegt diese Art unter den eigentlichen Bifrons-Schichten. Sie erweist sich somit auch stratigraphisch als Vorfahre des *Hildoceras bifrons* BRUG. und nicht, wie PRINZ meint, als sein Nachfolger.

Fundorte: Östlich der Kirche von Escapaes; an der Straße Murtede—Pedrulha; halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes.

Hildoceras Mercati HAUER var. *quadrata* HAUG.

Taf. XII, Fig. 6.

- 1874 *Ammonites Grunowi* DUMORT. (non HAUER): Etud. paléont. du bassin du Rhône IV. Lias supérieur, S. 67, Taf. XIV, Fig. 6 u. 7, Taf. XV, Fig. 1 u. 2.
- 1885 *Hildoceras quadratum* HAUG: Monographie Harpoceras. N. Jahrb. Min. usw., Beil.-Bd. III, S. 638.
- cf. 1885 *Ammonites radians* cf. *quadratus* QUENST.: Schwäbische Liasammoniten I, Taf. III, Fig. 3 = Übergang zu *Hildoceras Saemanni*.
- 1887 *Ammonites (Hildoceras) quadratus* DENCKMANN.: Lias von Dörnten. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen, Bd. VIII, Heft 2, S. 68, Taf. VI, Fig. 3, Taf. X, Fig. 6.

- cf. 1887 *Grammoceras quadratum* BUCKMAN: Inf. Oolite Ammonites, S. 201, Taf. XXXIV, Fig. 6 u. 7.
- 1902 *Harpoceras quadratum* JANENSCH: Jurensis-Schichten des Elsaß, Abhand. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Neue Folge, Heft V, S. 69, Taf. VI, Fig. 3, 3 a.
- 1905 *Hildoceras quadratum* RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXI, S. 264, Taf. X, Fig. 3 u. 3 a.
- 1908 *Hildoceras quadratum* BORISSJAK: Die Fauna des Donez-Jura. Mém. du Comité géol. St. Pétersbourg; livraison 37, S. 73, Taf. II, Fig. 1—4 und Taf. V, Fig. 14.
- 1909 *Hildoceras quadratum* RENZ: Der Nachweis von Lias in der Argolis. Zeitsch. d. D. Geol. Ges. Bd. 61, S. 219.
- 1912 *Hildoceras quadratum* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 76.



Fig. 2. Durchschnitt des Umganges von *Hildoceras Mercati* HAUER var. *quadrata* HAUG.

HAUG gibt als Typus dieser Art die Abbildungen bei DUMORTIER (Taf. XIV, Fig. 6 u. 7, Taf. XV, Fig. 1 u. 2) an. Mit diesen stimmen die portugiesischen Stücke überein.

Nach C. RENZ stellt der von HAUG zu dieser Spezies gerechnete *Ammonites radians quadratus* QUENST. eine evolutere Varietät des *Hildoceras Mercati* HAUER dar. Auch das BUCKMANSche *Hildoceras quadratum* (Taf. XXXIV, Fig. 6 u. 7) ist als ein Übergang von *Hildoceras Mercati* HAUER zu *Hildoceras quadratum* HAUG anzusehen.

Ich hatte Gelegenheit, das reiche *Mercati*-Material von Dr. C. RENZ aus dem griechischen Oberlias (etwa 150 Stücke) durchzusehen, und fand dabei, daß *Hildoceras Mercati* HAUER und *Hildoceras quadratum* HAUG durch alle nur denkbaren Übergänge verbunden sind. Die Grenze von selbständigen Arten wird hierbei vollkommen verwischt. Formen, die nach Querschnitt und Evolution zu *Hildoceras quadratum* HAUG gehören, aber gerade dicke *Mercati*-Rippen haben, sind ebenso häufig wie Exemplare, die ihrem Dickenwachstum nach zu *Mercati*, der feineren und mehr geschwungenen Rippenbildung zufolge aber zu *Hild. quadratum* HAUG gestellt werden müßten.

Es scheint somit, daß *Hildoceras quadratum* HAUG einer fortlaufenden Entwicklungsreihe des *Hildoceras Mercati* HAUER angehört, deren extreme Endglieder noch als gute Varietäten zu unterscheiden sind. Es genügt somit, die einzelnen Etappen dieser Entwicklung durch Varietätsnamen festzuhalten.

Bei *Hildoceras Mercati* HAUER var. *quadrata* HAUG ist gegen den Typus der Art eine Verminderung des Dickenwachstums und damit Hand in Hand eine Verfeinerung der Skulptur zu beobachten.

Das direkte Gegenstück hierzu bildet *Hildoceras Mercati* HAUER var. *hellenica* RENZ (Neues Jahrbuch f. Min. usw., Beil.-Band 21, 1906, S. 264, Taf. X, Fig. 2 u. 2 a). Bei dieser Form ist das Dickenwachstum im Vergleich zum Typus abnorm stark entwickelt, und dementsprechend sind die Rippen grob und gegen die Externregion hin nicht leicht geschwungen, sondern keulenförmig verdickt.

Die Entwicklung der Art ist wohl von dieser grobrippigen Varietät ausgegangen und über den eigentlichen *Hildoceras Mercati* HAUER zu var. *quadrata* HAUG fortgeschritten.

Fundorte: Halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes; an der Straße Murtede-Pedrulha.

Hildoceras Saemanni DUMORTIER.

Taf. XIII, Fig. 7.

- 1874 *Ammonites Saemanni* DUMORTIER: Etudes paléont. du bassin du Rhône Bd. IV. Lias supérieur S. 61, Taf. XIII, Fig. 4—6.
 non 1856—58 *Ammonites Saemanni* OPPEL: Die Juraformation S. 32.
 1880 *Ammonites Saemanni* CHOFFAT: Terrains jurassiques du Portugal, Lissabon S. 30.
 1885 *Hildoceras Saemanni* HAUG: Monographie der Ammonitengattung Harpoceras. Jahrb. f. Min. usw. Beil.-Bd. III, S. 638.
 1887 *Ammonites (Hildoceras) Saemanni* DENCKMANN: Über die geonostischen Verhältnisse der Umgegend von Dörnten. Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Preußen usw. Bd. VIII, Heft 2, S. 69, Taf. III, Fig. 2 u. Taf. X, Fig. 18, 19.
 ? 1889 *Grammoceras Saemanni* BUCKMAN: Inferior Oolit. Ammonites, S. 203, Taf. XXXVI, Fig. 6—8.
 1902 *Harpoceras Saemanni* JANENSCH: Die Jurensisschichten des Elsaß. Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Neue Folge, Heft V, S. 70, Taf. VI, Fig. 4, 4 a.
 1912 *Hildoceras Saemanni* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw. Bd. I, S. 76.

In der bei Besprechung des *Hildoceras Mercati* HAUER var. *quadrata* HAUG aufgestellten Entwicklungsreihe bildet *Hildoceras Saemanni* DUM. ein weiteres Glied.

Innerhalb dieser Art ist gleichfalls eine gewisse Fortentwicklung der Formen zu beobachten, die BUCKMAN durch Abtrennung einer var. α und var. β zum Ausdruck bringt.

Hildoceras Saemanni DUM. var. α BUCK. ist allerdings vom Typus kaum zu trennen; var. β unterscheidet sich davon wesentlich. Die Berippung ist feiner und der Querschnitt nicht

mehr abgerundet-rechteckig, sondern elliptisch bis eiförmig. Hierdurch büßt der Rücken bedeutend an Breite ein.

Der Name *Hildoceras Saemanni* DUM. var. *compressa* nov. var. (= var. β BUCK.) soll diesen Unterschied besonders betonen.

Die fortschreitende Entwicklung bei all diesen Formen macht sich gleichzeitig in drei Merkmalen kenntlich:

1. Abnahme des Dickenwachstums mit entsprechender Evolution;
2. allmähliches Verflachen der Kielfurchen;
3. Verfeinerung der Skulptur.



Fig. 3. Durchschnitt des Umganges von *Hildoceras Saemanni* DUM.



Fig. 4. Durchschnitt des Umganges bei *Hildoceras Saemanni* DUM. var. *compressa* nov. var.

Innerhalb einer so kontinuierlichen Reihe sind zahlreiche Übergänge selbstverständlich. Die Hauptformen sind aber genügend charakterisiert, so daß ihre Selbständigkeit auch in der Namensgebung zum Ausdruck kommen muß. Danach ergibt sich folgende Reihe:

- Hildoceras Mercati* HAUER var. *hellenica* RENZ,
 „ *Mercati* HAUER (Typus),
 „ *Mercati* HAUER var. *quadrata* HAUG.,
 „ *Saemanni* DUM. (Typus),
 „ *Saemanni* DUM. var. *compressa* nov. var.

Der Typus von *Hildoceras Saemanni* DUM. liegt in einigen Bruchstücken vor, die der Abbildung der Art bei DUMORTIER entsprechen.

Fundorte: An der Straße Murtede-Pedrulha und halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxófaes.

Hildoceras Saemanni DUMORTIER var. *compressa*
 nov. var.

Taf. XIII, Fig. 3.

1889 *Grammoceras Saemanni* var. β BUCKMANN: Inferior Oolite Ammonites S. 203, Taf. XXXIV, Fig. 1 u. 2.

Die im vorangegangenen charakterisierte Varietät ist im vorliegenden Material durch zahlreiche Windungsfragmente vertreten.

Fundorte: An der Straße Murtede Pedrulha; halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes; an der Straße Silvan—Murtede.

Hildoceras serpentinum REIN.

- 1818 *Argonauta serpentinus* REIN.: Maris protog. S. 89, Fig. 74, 75.
 1821 *Ammonites Strangewaysi* SOWERBY: Mineral. conch., Bd. III, S. 99, Taf. 254, Fig. 1 u. 3.
 ? 1830 *Ammonites serpentinus* ZIETEN: Versteinerungen Württembergs, S. 16, Taf. XII, Fig. 4.
 1856 *Ammonites serpentinus* OPPEL: Juraformation S. 243.
 1867 *Ammonites serpentinus* REYNES: Monogr. ammon. Lias sup. Taf. II, Fig. 9 u. 10 (non 1—8).
 1867 *Ammonites serpentinus* MENEGHINI: Monogr. foss. calc. rouge amm. Paléontologie Lombarde 4. Série S. 13, Taf. III, Fig. 1.
 1867 *Grammoceras serpentinum* HYATT: Ceph. Mus. Comp. Zool. S. 100.
 Vergl. 1880 *Ammonites* cfr. *serpentinus* CHOFFAT: Terrain jurassiques du Portugal, Lissabon; S. 31.
 1885 *Hildoceras serpentinum* HAUG: Beitrag z. Monograph. der Ammonitongattung Harpoceras. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. III, S. 643.
 1908 *Hildoceras* cf. *serpentinum* (SCHLOTH.) BORISSJAK: Die Fauna des Donez-Juras. Mém. du comité géol. St. Pétersbourg; Livraison 37, S. 18.
 1909 *Hildoceras serpentinum* RENZ: Nachweis von Lias in der Argolis. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 61, S. 222, Taf. IV, Fig. 2.
 1912 *Hildoceras serpentinum* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw. Bd. I, S. 76.

Ein kleines, verkiestes Stück entspricht den Angaben bei HAUG (S. 643), wonach die feinen Sichelrippen auf den inneren Windungen gebündelt sind. Bei dem jungen Exemplar sind auch die Kielfurchen, die jedoch mit zunehmendem Wachstum allmählich verschwinden, noch deutlich sichtbar.

Charakteristisch für diese Art ist die Beschaffenheit der Nahtfläche, die nach HAUG einen sicheren Anhaltspunkt für die Unterscheidung von *Hild. serpentinum* REIN. und *Hild. falciferum* Sow. gibt. Danach bildet die Nahtfläche mit den Seitenflächen bei *Hild. serpentinum* REIN. einen stumpfen Winkel.

Der genetische Zusammenhang zwischen *Hildoceras serpentinum* REIN. und den Formen der *Bifrons*-Gruppe wurde von C. RENZ (Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1909) eingehend erörtert.

Im Breslauer Museum befindet sich ein Exemplar der genannten Art, das im Gehäusebau, Art der Berippung und Ausbildung der Nahtfläche mit dem kleinen portugiesischen Stück vollständig übereinstimmt, so daß es mit hinreichender Sicherheit für die inneren Windungen der beschriebenen Art gehalten werden konnte.

Fundort: An der Straße Murtede—Pedrulha.

Hildoceras boreale SEEBACH.

Taf. XIII, Fig. 4.

- 1864 *Ammonites borealis* SEEBACH: Der Hannov. Jura, S. 150, Taf. VII, Fig. 5.
 1883 *Harpoceras boreale* WRIGHT: Lias Ammonites of the British Islands, S. 438, Taf. LXI, Fig. 5 u. 6 (non Fig. 1—4).
 1885 *Hildoceras boreale* HAUG: Monographie d. Gattung Harpoceras. Jahrb. f. Min. usw., Beil., -Bd. III, S. 642.
 1910 *Hildoceras boreale* RENZ: Die Geologie Griechenlands, I. Teil. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 60, Heft 3, S. 565.
 1912 *Hildoceras boreale* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 76.

Diese Art wurde von DENCKMANN¹⁾ mit *Hildoceras Levisoni* SIMPSON vereinigt. Wenngleich die nahe Verwandtschaft beider Formen keinem Zweifel unterliegt, so kann doch schon auf Grund der Skulpturunterschiede eine Trennung der beiden Arten aufrecht erhalten werden.

Bei *Hildoceras boreale* SEEBACH sind die Rippen im allgemeinen feiner, stehen dichter und erleiden in ihrem Verlauf auf dem unteren Flankendrittel eine starke Knickung nach vorwärts. Die Knickungsstellen sind so orientiert, daß sie genau der Lateralfurche bei *Hildoceras bifrons* BRUG. entsprechen.

An dem Stück ist auffallend, daß ein Teil der Rippen nicht bis an den Nabelabfall reicht, sondern nach Art der *Levisoni*-Skulptur unmittelbar hinter der Umknickungsstelle verschwindet. Derartige Rippen werden zu zweien oder dreien von gleichorientierten, aber stärkeren Rippen eingeschlossen, die ihrerseits bis an die Umbilikalkante reichen, hier bisweisen sogar knotenartig anschwellen. Allerdings ist bei der Beurteilung dieser Erscheinung die Art der Erhaltung zu berücksichtigen. Das portugiesische Stück ist ein Steinkern, während die Abbildung bei WRIGHT (Taf. 61, Fig. 5 u. 6) — die für die Bestimmung zunächst maßgebend war — ein Schalenexemplar darstellt; aber auch auf diesem, wie auf der wenig anschaulichen Originalabbildung bei SEEBACH (Taf. VII, Fig. 5), ist die Rippenstärke veränderlich, so daß das portugiesische Stück hierin kaum abweichen dürfte.

Nach HAUG bildet *Hildoceras boreale* SEEB. den Übergang von *Hildoceras bifrons* BRUG. zu *Hildoceras serpentinum* REIN. Auf Grund des vorliegenden Materials glaube ich aber annehmen zu dürfen, daß diese Art direkt von *Hildoceras Levisoni* SIMPS. abstammt. *Hildoceras boreale* SEEBACH ist somit der Ausgangspunkt zweier einander parallel laufender Entwicklungsstadien, die die folgende Tabelle erläutern soll:

¹⁾ DENCKMANN: a. a. O. S. 545.

Hildoceras bifrons BRUG.*Hildoceras falciferum* SOW.

und Varietäten.

Hildoceras serpentinum REIN.*Hildoceras boreale* SEEBACH*Hildoceras Levisoni* SIMPS.

Für diese Tabelle sei noch bemerkt, daß die über *Hildoceras Levisoni* SIMPS. aufgezählten Arten etwa die gleiche Vertikalverbreitung haben und nur der Übersicht halber übereinander geschrieben wurden; hingegen gehört *Hildoceras Levisoni* SIMPS. auch stratigraphisch einem tieferen Horizont an.

Es wäre vielleicht richtiger, *Hildoceras boreale* SEEB. nur als Varietät von *Hildoceras Levisoni* SIMPS. aufzufassen. Es empfiehlt sich aber nicht, den in der Paläontologie und Stratigraphie eingebürgerten alten Artnamen aufzugeben; daher wurde auch hier an der bisherigen Bezeichnung festgehalten.

Fundort: Halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes; etwa 1 km nordöstlich Silvan.

Hildoceras cornacaldense TAUSCH.

Taf. XIII, Fig. 5.

- 1890 *Harpoceras cornacaldense* TAUSCH: Fauna der grauen Kalke d. Südalpen. Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. XV, Heft 2, S. 36, Taf. I, Fig. 1.
- (?) 1895 *Harpoceras cornacaldense* BONARELLI: Fossili domeriani della Brianza. Rendiconti del Reale Istituto Lombardo di sc. e lett. Serie II, Bd. XXVIII, S. 339.
- 1900 *Harpoceras cornacaldense* FUCINI: Brevi notizie s. Amm. d. Lias med. dell' Apenn. centr. Atti d. Soc. Tosc. di sc. nat., Proc. verb. Bd. XII, S. 53.
- 1900 *Harpoceras cornacaldense* BETTONI: Fossili domeriani di Brescia, Mém. de la soc. paléont. suisse Bd. XXVII, S. 62, Taf. V, Fig. 20, 21, Taf. VI, Fig. 1.
- 1900 *Harpoceras cornacaldense* TAUSCH var. *Bicicolae* FUCINI: Amm. d. Lias med. dell' Apenn. centr. Palaeontogr. ital. Bd. VI, S. 21.
- 1905 *Hildoceras cornacaldense* (?) FUCINI: Cefalop. liassici del Monte di Cetona. Palaeontogr. ital. Bd. XI, S. 102, Taf. IV, Fig. 6, 8, (? Fig. 7).
- 1909 *Harpoceras cornacaldense* ROSENBERG: Die liasische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beitr. z. Geol. u. Pal. Oesterr.-Ungarns, Bd. XXII, S. 307, Taf. XVI, Fig. 1, 2, 3.
- 1912 *Hildoceras cornacaldense* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min., Bd. I, S. 68 u. 77.

Der Typus dieser Art, sowie die beiden verwandten Formen „var. *Bicicolae* BONARELLI“ und „mut. *medolense* BETTONI“ sind in

der oben zitierten Arbeit von ROSENBERG eingehend behandelt worden.

Die nur fragmentar erhaltenen Stücke aus Portugal entsprechen dem Typus. Sie sind langsam anwachsende, weitnabelige Formen. Die Flanken sind in der unteren Region sanft gewölbt und konvergieren merklich nach dem Rücken.

In der Ausbildung des Querschnittes weicht somit *Hildoceras cornacaldense* TAUSCH von den Formen der später zu besprechenden Gruppe *Fuciniceras* (HAAS) ab, die alle durch abgeplattete Flanken und breiten Externteil ausgezeichnet sind, während sie im übrigen diesen nahe steht.

Der Nabelabfall ist, entsprechend der Originalabbildung bei TAUSCH, steil aber gegen die Flanken abgerundet. Die Externseite wird von zwei tiefen Furchen begleitet, zwischen denen sich der hohe Kiel steilwandig erhebt.

In der Berippung ist insofern eine Abweichung vom Typus zu beobachten, als gewisse, meist zwei bis drei nebeneinander liegende Rippen sich gegen die Naht zu bis zur Verschmelzung nähern, während die dazwischenliegenden Rippen in der Nahtregion besonders schwach entwickelt sind.

Die gleiche Erscheinung wurde schon bei *Hildoceras boreale* SEEB. beobachtet, noch ausgeprägter ist sie bei *Harpoceras subcomptum* BRANCA.

Es ist wahrscheinlich, daß es sich hierbei um Varietätsunterschiede handelt. Bei dem unzureichenden Material muß jedoch zunächst von einer Trennung abgesehen werden, zumal an keinem Stück die inneren Windungen erhalten sind.

FUCINI beschreibt aus dem mittleren Lias des Zentral-Apennin (Palaeontogr. ital. VI, 1900, S. 24) ein *Harpoceras* (?) *ambiguum* FUCINI, das, nach der Abbildung Taf. VII, Fig. 6 zu schließen, eine etwas dickere, aber gleichfalls weitnabelige Varietät des *Hildoceras cornacaldense* TAUSCH darstellt.

Fundorte: Im NNO von Silvan; nördlich Enxofaes; halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes.

Hildoceras (*Arietoceras*) *retrorsicosta* OPPEL.

Taf. XIII, Fig. 6.

- 1856 *Ammonites obliquecostatus* QUENSTEDT: Jura, S. 173, Taf. XXII, Fig. 30 (non ZIETEN).
 1862 *Ammonites retrorsicosta* OPPEL: Paläont. Mitteilungen aus dem Museum d. Bayr. Staates I, S. 139.
 1869 *Ammonites algovianus* ZITTEL: Geol. Beobachtungen. Zentral-Apenn. S. 33.
 1881 *Harpoceras retrorsicosta* MENEGHINI: Monograph. calc. rouge amm. Paléontol. Lombarde, IV. Série, S. 46, Taf. X, Fig. 3.

- 1880 *Ammonites retrorsicosta* CHOFFAT: Terrains jurassiques du Portugal, Lissabon, S. 15.
- 1885 *Ammonites retrorsicosta* HAUG: Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. Jahrb. f. Min. usw., Beil. Bd. III, S. 630.
- 1885 *Ammonites obliquecostatus* QUENSTEDT: Ammoniten des Schwäb. Juras, S. 342, Taf. XLII, Fig. 44.
- non 1893 *Harpoceras retrorsicosta* GEYER: Mittellias. Cephalopoden des Hinterschafberges. Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst., S. 10, Taf. I, Fig. 14—17.
- 1894 *Arietoceras retrorsicosta* BONARELLI: Fossili domeriani della Brianza. Rendiconti del Reale istituto Lombardo di scienze e lettere, Serie II, Bd. XXVIII, S. 14.
- 1896 *Harp. (Arietoceras) retrorsicosta* FUCINI: Faunula del Lias medio di Spezia. Bolletino della Società geol. ital., Bd. XV, Roma, S. 158.
- 1899 *Hild. (Arietoceras) retrorsicosta* BONARELLI: Amm. d. Rosso. Ammonitico descritte et figurate da G. MENEGHINI. Bolletino della Società Malacol. italiana, Bd. XX, S. 205.
- 1899 *Arietoceras retrorsicosta* FUCINI: Amm. del Lias medio dell'Appennino centrale. Palaeontographia italica Bd. S. 180, Taf. XXIV, Fig. 2.
- 1900 *Hildoceras mirificum* FUCINI: Ammoniti del Lias medio dell'Appennino centrale. Palaeontogr. italica, Bd. VI, Taf. XII, Fig. 9 u. 10.
- 1900 *Hild. (Arietoceras) retrorsicosta* BETTONI: Fossili domeriani della prov. di Brescia. Mém. soc. pal. suisse Bd. XXVII, S. 59, Taf. IX, Fig. 5.
- ? 1900 *Sequenziceras retrorsicosta* Del CAMPANA: Cephalopoda d. Medolo di Val Trompia. Boll. della Società geol. ital. Bd. XIX, S. 595, Taf. VII, Fig. 52—54.
- 1909 *Sequenziceras retrorsicosta* ROSENBERG: Die liassische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beiträge zur Pal.u. Geol. Österr.-Ungarns usw. Bd. XXII, S. 295, Taf. XV, Fig. 6a—b.
- 1912 *Hildoceras retrorsicosta* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw. Bd. I, S. 76.
- 1913 *Harpoceras (Arietoceras) retrorsicosta* HAAS: Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol. Beitr. zur Pal. u. Geol. Österr.-Ungarns usw. Bd. XXVI, S. 60, Taf. IV, Fig. 9; Taf. IX, Fig. 18.

Der Subgenusname *Sequenziceras*¹⁾ wird von Del CAMPANA und ROSENBERG für Harpoceraten „mit wenig gekrümmten Rippen, langsam anwachsenden Umgängen und breiter Externseite“ angewendet, welche bald Kiefurchen, bald Kiellinien und Kielbänder besitzen; als Typus des Subgenus wurde *Ammonites algovianus* OPPEL betrachtet.

Verglichen mit der HAUGSchen Diagnose von *Hildoceras*, weist diese Charakteristik nichts wesentlich Verschiedenes auf, da alle angeführten Merkmale für Formen mit „Arieten-Gepräge“ (vergl. HAUG)¹⁾ gleichmäßig zutreffen.

¹⁾ HAAS hat nachgewiesen, daß aus Prioritätsgründen der Name *Sequenziceras* LEWY durch die ältere Bezeichnung *Arietoceras* SEGUENZA ersetzt werden muß.

Wir haben es also auch bei diesen Formen mit echten *Hildoceren* zu tun, die als die primitivsten ihrer Gattung als besondere Gruppe „*Arieticerias*“ zusammengefaßt werden.

Den Übergang zwischen den *Hildoceren* und ihrer Stammform *Arietites* vermittelt *Hildoceras* (*Arietie.*) *retrorsicosta* OPPEL, der zusammen mit wenigen anderen Spezies als der primitivste *Hildoceras* gelten kann.

Innerhalb dieser Formensippe macht sich aber auf Grund des allmählichen Verflachens der Kielfurchen (Kielbänder und Kiellinien bei ROSENBERG) — die übrigen Merkmale bleiben im wesentlichen konstant — eine erneute Entwicklung kenntlich, der HAAS durch Gründung einer neuen Untergattung *Fuciniceras* Rechnung trägt.

Bei der Gruppe *Arieticerias* verbleiben somit nur alle die Formen, welche wie *Hild.* (*Arietie.*) *retrorsicosta* OPP. deutlich entwickelte Kielfurchen und geringe Umgangshöhe haben, durch die sie als den Arieten am nächsten stehend charakterisiert sind.

Aus diesen entwickelt sich die weitere Gruppe *Fuciniceras*, für die HAAS folgende Diagnose gibt: „Meist weitgenabelte Formen (HAAS: Harpoceren) mit schwach gewölbten Flanken, stumpfen und verhältnismäßig breitem Externteil, kräftigem, von Furchen oder doch von Bändern begleitetem Externteil und derben, in aller Regel einfachen, wenig geschwungenen und meist etwas rückgreifenden Sichelrippen, die gegen die Wohnkammer hin an Stärke nicht abnehmen. Sutura verhältnismäßig wenig gezackt, doch reicher als bei *Arieticerias* und einfacher als bei *Grammoceras* und *Harpoceras* s. str.“

Das Wachstum der Umgänge sowie Evolution und Kielfurchen entsprechen noch vollkommen dem *Arietentypus*, die Berippung erinnert aber schon lebhaft an *Hildoceras Levisoni* SIMPSON.

Hildoceras retrorsicosta OPPEL kann somit als Grundform aller *Hildoceren* aufgefaßt werden, von der aus sich parallel laufende Formenreihen entwickelt haben, während daneben die Art selbst (inkl. ihres nächsten Verwandten *Hildoceras Levisoni* SIMPS.) unverändert bis in den Oberlias weiterlebt.

1. Die erste Formenreihe reicht von der Grundform bis *Hildoceras boreale* SEEB., von dem sich die *Bifrons*- und *Serpentinum*-Reihe ableiten (vergl. Seite 556).
2. Die *Mercati*-Gruppe, deren Typus *Hildoceras Mercati* HAU. nur im Dickenwachstum und der damit verbundenen Involution und Grobrippigkeit von *Hild.* (*Arietie.*) *retrorsicosta* OPP. abweicht.

3. Die Gruppe *Arieticeras*, aus der ihrerseits die Gruppe *Fuciniceras* hervorgeht.

Hildoceras (non *Sequenziceras*) *domeriensis* MENEGH. ist von *Hild.* (*Arietie.*) *retrorsicosta* OPP. kaum verschieden. Die Berrippung ist im allgemeinen gedrängter und zeigt die Rückwärtschwingung weniger ausgeprägt.

Diese geringen Unterschiede werden durch den Varietätsnamen: „*Hildoceras retrorsicosta* OPP. var. *domeriensis* MENEGH.“ genügend hervorgehoben.

Innerhalb der Variationsbreite des *Hild.* (*Arietie.*) *retrorsicosta* OPP. dürfte auch *Hildoceras mirificum* FUC. var. *semiradiata* FUC. liegen, während *Hildoceras mirificum* FUC.¹⁾ selbst dem Typus unserer Art entspricht.

Fundort: WSW von Vimeira.

Hildoceras (*Fuciniceras*) *pectinatum* MENEGHINI.

Taf. XIII, Fig. 1.

- 1867—81 *Harpoceras pectinatum* MENEGHINI: Fossiles du Medolo. Paléont. Lombarde (Serie 4) S. 6, Taf. I, Fig. 1—3.
- 1884 *Harp.* (*Arieticeras*) *pectinatum* SEGUENZA: Le rossie del Messinese S. 68.
- 1885 *Harpoceras pectinatum* GEMMELLARO: Sopra al. Harp. del Lias sup. dei dint. di Taormina, S. 10.
- 1891 *Harp.* (*Grammoceras*) *pectinatum* di STEFANO e CORTESE: Guida geol. dei dint. di Taormina. Boll. d. Soc. geol. ital. Bd. X, S. 224.
- 1895 *Harpoceras* (?) *pectinatum* BONARELLI: Foss. domeriani della Brianza. Rendic. d. Reale Istituto lombardo etc. Serie II, Bd. XXVIII, S. 21.
- 1900 *Harpoceras* cf. *pectinatum* FUCINI: Ann. del Lias medio dell' Appenn. centr. Palaeontographia italica Bd. VII, S. 21, Taf. VII, Fig. 2.
- 1900 *Hildoceras* (?) *pectinatum* BEITONI: Foss. domeriani di Brescia. Mém. de la soc. paléont. suisse. Bd. XXVII, S. 63, Taf. VI, Fig. 2, Taf. VIII, Fig. 6, non Taf. VI, Fig. 3, non Taf. VIII, Fig. 5, 7, 8, 9, non Taf. IX, Fig. 7.
- 1905 *Hildoceras pectinatum* FUCINI: Cephalopodi liassici del Monte di Cetona. Palaeontogr. italica Bd. XI, S. 105, Taf. IV, Fig. 12.
- 1909 *Harpoceras* cf. *pectinatum* ROSENBERG: Die liassische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beiträge z. Pal. u. Geol. Oesterr.-Ungarns etc., Bd. XXII, S. 309, Taf. XV, Fig. 23a—c.
- 1912 *Hildoceras pectinatum* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 68 u. 77, Taf. VI, Fig. 4.
(Dasselbe Stück wurde hier nochmals abgebildet.)

Über die Gattungsbestimmung dieser Spezies herrschen noch in der neusten Litteratur geteilte Ansichten. FUCINI entscheidet sich für *Hildoceras*, ROSENBERG für *Harpoceras*. Es ist jedoch nicht angängig, mit ROSENBERG die *Hildoceren* so eng zu fassen, daß hierbei nur Formen einbegriffen seien, die

¹⁾ Palaeontographia italica, Bd. VI, Taf. XII, Fig. 9 u. 10.

durch eine Furche ausgezeichnet sind, welche die Rippenumbiegungsstelle unterbricht (vergl. auch die S. 545 zitierte Arbeit von HAAS), zumal auch ZITTEL (Grundzüge der Paläontologie) bei der Diagnose des Genus *Harpoceras* den zugschärften Externteil hervorhebt.

Die besprochene Art unterscheidet sich hiervon aber durch einen verhältnismäßig breiten, mit deutlichen Kielfurchen ausgestatteten Rücken; sie gehört somit noch zu den *Hildoceren* und innerhalb dieser zur Gruppe *Fucinicas*.

Die wenig geschwungenen Rippen sind fein und stehen dicht gedrängt; die Flanken der Umgänge sind abgeplattet und fallen nach sanfter Abrundung steil zum Nabel ab.

Von den beiden vorliegenden Stücken stimmt das eine mit der Originalabbildung bei MENEGHINI vortrefflich überein.

Das zweite besitzt mit der Form bei FUCINI (Palaeontogr. ital. XI, Taf. IV, Fig. 12) große Ähnlichkeit; beide leiten zu *Hildoceras cornacaldense* TAUSCH über.

Fundorte: Nördlich Enxofaes und nordöstlich von Silvan.

Hildoceras (Fucinicas) Meneghinianum HAAS
(= *Hildoceras ruthenense* REYN.).

Taf. XIII, Fig. 2.

- 1868 *Ammonites Ruthenensis* REYNÈS: Essai de géol. et de paléont. Aveyron. S. 92 (pars).
- 1867—81 *Ammonites spec. ind.* MENEGHINI: Monogr. d. foss. du calc. rouge etc., Paléontologie Lombarde 4. Serie, S. 47, Taf. XI, Fig. 4, S. 202.
- (?) 1867—81 *Ammonites (Harpoceras) ruthenensis* MENEGHINI: Fossiles du Medolo, ibidem non S. 9, Taf. II, Fig. 8, 10, 11.
- 1893 *Harpoceras ruthenense* GEYER: Mittell. Cephalopoden d. Hinter-schafberges. Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. XV, Heft 4, S. 9, Taf. I, Fig. 12, 13.
- 1899 *Hildoceras (?) ruthenense* BONARELLI: Ammoniti del „Rosso Ammonitico“ descritte e figurate da Meneghini Boll. della Società Malacolog. ital. Bd. XX, S. 206.
- 1900 *Hildoceras ruthenense* FUCINI: Brevi notizie s. Amm. d. Lias medio dell' App. centr. Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat., Proc. verb. Bd. XII, S. 54.
- 1900 *Hildoceras ruthenense* FUCINI: Ammoniti del Lias medio dell' Appennino centrale. Palaeont. italica. Bd. VI, S. 56, Taf. XII, Fig. 5—7.
- 1900 *Hildoceras (Arieticas) ruthenense* BETTONI: Fossili domeriani de Brescia. Mém. soc. pal. suisse Bd. XXVII, S. 56, Taf. IV, Fig. 14.
- 1900 *Harpoceras (Hildoceras) ruthenense* DEL CAMPANA Cephalopodi del Medolo di Val Trompia, Bolettino della Società geol. ital. Bd. XIX, S. 612, Taf. VIII, Fig. 11—16.
- 1909 *Sequenziceras Ruthenense* ROSENBERG: Die lias. Cephalop. d. Kratzalpe im Hagengebirge. Beitr. z. Pal. u. Geol. Oesterr.-Ungarns usw. Bd. XXII, S. 291, Taf. XV, Fig. 2 a—c.

- 1912 *Hildoceras ruthenense* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 77.
 1913 *Harpoceras (Fucinoceras) Meneghinianum* HAAS: Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol. Beitr. zur Pal. u. Geol. Österr.-Ungarns usw., Bd. XXVI, S. 79, Taf. V, Fig. 16–17.

Maßgebend für die Bestimmung dieser Art war die Textfigur bei FUCINI (Palaeontogr. ital. Bd. VI, S. 58), die das bisher unveröffentlichte Original von REYNÈS darstellt.

Mit diesem stimmt das vorliegende Stück aus Portugal bis auf die etwas flachere Form des Gehäuses trefflich überein. Der Unterschied ist aber wohl nur auf die mechanische Zusammenpressung zurückzuführen, die das Stück in den weichen Tonschichten, aus denen es stammt, erlitten hat.

Hildoceras (Fucinoceras) Meneghinianum HAAS vermittelt den Übergang zwischen *Hildoceras (Arietoceras) algovianum* OPPEL und *Hildoceras (Fucinoceras) pectinatum* MENE GH. Von letzterem unterscheidet es sich im wesentlichen nur durch die etwas größeren und weniger sichelförmig geschwungenen Rippen.

Die von ROSENBERG hervorgehobene Verwandtschaft mit *Hildoceras Bertrandi* KILIAN erscheint fraglich, zumal diese Art vielleicht noch zu *Arietoceras* gehört. Zum mindesten steht sie dem *Hildoceras (Arietoceras) retrorsicosta* OPP. um vieles näher und außerhalb der Formenreihe *Fucinoceras*.

Fundort: Nördlich Enxofaes (östliche Windmühlen und Bahneinschnitt).

Hildoceras (Fucinoceras) cf. costicillatum FUC.
 emend. MEISTER.

Taf. XIV, Fig. 1, 1a.

- ? 1884 *Harpoceras normannianum* WRIGHT: Lias Ammonites of the British Islands. Taf. 83, Fig. 1, 2.
 1900 *Grammoceras normannianum* var. *costicillata* FUCINI: Ammoniti del Lias medio dell' Appennino centrale. Palaeontogr. italica Bd. VI, Taf. VII, Fig. 10 non Taf. VIII, Fig. 1 a–c.
 1900 *Grammoceras normannianum* var. *inseparabilis* FUCINI: ebenda Taf. VIII, Fig. 5 a–c.
 1904 *Harpoceras (Grammoceras) antiquum* WRIGHT aff. mut. *normannianum* PRINZ: Fauna der älteren Juraablagerungen im nördlichen Bakony. Jahrb. d. ungar. Geol. Anst. Bd. XV, S. 103.
 1912 *Hildoceras* aff. *costicillatum* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 76.

D'ORBIGNY bildet als Original seines *Ammonites normannianus* ein *Harpoceras* ab, dessen Flanken ohne Unterbrechung in den Kiel übergehen¹⁾.

¹⁾ Vergl. POELMANN: Der Jura von Hellern bei Osnabrück. Dissertation Münster 1912, S. 48.

Von diesem Typus weichen eine Reihe von Formen dadurch erheblich ab, daß ihr Kiel von deutlichen Furchen begleitet wird. Sie müssen daher von dem eigentlichen *Harpoceras* (*Grammoceras*) *normannianum* D'ORB. als *Hildoceras* (*Fuciniceras*) *costicillatum* FUC. abgetrennt werden. Unter diesem Namen wurden die in obiger Synonymenliste citierten, bisher als „*Normannianus*“ beschriebenen Formen zusammengefaßt.

Als Typus ist das von FUCINI aus dem mittleren Lias des Zentral-Apennin abgebildete *Grammoceras normannianum* D'ORB. var. *costicillata* FUC. anzusehen. Die flachen Umgänge umschließen sich nur in der Externregion, die Flanken sind stark abgeplattet und mit dicht stehenden, meist einfachen, wenig erhabenen Sichelrippen geschmückt; der Rücken ist breit.



Fig. 5. Durchschnitt des Umganges von *Hildoceras* (*Fuciniceras*) cf. *costicillatum* FUCINI emend. MEISTER.

Von diesem Typus weicht das von WRIGHT abgebildete Stück in seinem größeren Dickenwachstum ein wenig ab; namentlich die Flanken sind stärker gewölbt.

Das portugiesische Stück entspricht dem italienischen vollkommen im Erhaltungszustand, Querschnitt und Maße der Einrollung, ist aber in der Ornamentierung von diesem etwas verschieden. Die Rippen sind nicht sämtlich einfach, sondern entspringen meist zu zweien in einer knotenartigen Anschwellung auf dem unteren Drittel der Umgänge; in der Regel werden die Doppelrippen durch eine kürzere, einfache Schaltrippe unterbrochen. Auf den inneren Windungen scheint diese Ausbildung der Skulptur erst wenig deutlich entwickelt zu sein.

Die Lobenlinie des portugiesischen Exemplares stimmt mit der des apenninischen Stückes (FUCINI, S. 30. Fig. 29) überein, ist aber im einzelnen weniger differenziert. Da das Stück etwas abgerieben ist, läßt sich kaum annehmen, daß hierin zwischen beiden Formen ein wesentlicher Unterschied besteht.

Es sei noch hervorgehoben, daß schon GEYER (1893 Hinterschafberg) die von WRIGHT abgebildete und als *Harpoceras normannianum* D'ORB. bezeichnete Form auf Grund der charakte-

ristischen, tiefen Kielfurchen mit der Gruppe des *Hildoceras* (GEYER: *Harpoceras*) *boscense* REYN. vereinigte.

Fundort: Straße Silvan—Murtede.

Genus: *Harpoceras* WAAGEN.

HAUG bezeichnet — wie schon erwähnt — als *Hildoceras* alle Formen mit Arieten-Gepräge, die sich genetisch an *Arieten* anschließen. Zweifellos ist das Vorhandensein von Kielfurchen ein untrüglicher Beweis für diese Abstammung. Befolgt man also genau die HAUGSche Diagnose, so ergibt sich, daß alle Formen mit Kielfurchen — auch wenn dieselben nur schwach entwickelt, oder wie bei wenigen Spezies nur im Jugendstadium vorhanden sind — zu *Hildoceras* zu stellen sind, wie es auch bei den hier besprochenen Arten durchgeführt worden ist.

Analog der mit zunehmendem Wachstum veränderlichen Skulptur, namentlich in der Nähe der Wohnkammer, z. B. bei *Hildoceras erbaense* HAUER und *Hildoceras Nausikaae* RENZ, gibt es, wie oben erwähnt, auch Formen, deren innere Windungen noch deutliche Kielfurchen besitzen, die sich auf den späteren Umgängen bis zum vollständigen Verschwinden verflachen. Besonders deutlich ist diese Erscheinung bei *Hildoceras serpentinum* REIN. und *Hildoceras (Lillia) Lilli* HAUER zu beobachten.

Zur Gattung *Harpoceras* sind alsdann alle die Formen zu rechnen, bei denen der Kiel dem Rücken aufgesetzt ist. Die Flanken gehen daher in der Externregion in meist sanft ansteigender Rundung in den Kiel über und bedingen dadurch jene Zuschärfung des Rückens, die nach ZITTEL für die Gattung *Harpoceras* charakteristisch ist und in der Gruppe *Polyplectus* ihr Maximum erreicht.

Die Skulptur ist innerhalb der beiden Gattungen *Hildoceras* und *Harpoceras* derart variabel, daß sie nicht für eine Abgrenzung dieser, wohl aber für Ausscheidung gewisser Formen-gruppen innerhalb der Gattungen selbst in Frage kommt; das gleiche gilt von der Suturlinie. Als stichhaltiges Gattungsmerkmal bleibt also nur die Ausbildung der Externregion.

Bei den im vorhergehenden besprochenen *Hildoceren* wurde beobachtet, daß mit allmählicher Breitenabnahme der Externseite eine Verfeinerung der Skulptur Hand in Hand geht (*Mercati*-Gruppe). So ist es denn auch natürlich, daß die zur Gattung *Harpoceras* gehörigen Formen vermöge ihrer fast stets flachen Gehäuseform durchgängig eine feinere Ausbildung der Sichelrippen aufweisen.

Die Gattung *Harpoceras*, in diesem Umfange genommen, ist enger begrenzt als dies im ZITTELschen System der Fall ist, indem nämlich das bisher als Subgenus innerhalb von *Harpoceras* s. l. fungierende *Hildoceras* gemäß seiner Abstammung von *Arietites* zur selbständigen Gattung erhoben wurde. Dieser steht die vornehmlich auf *Aegoceras* zurückzuführende Gattung *Harpoceras* gegenüber. Um beide Gattungen gruppieren sich auf Grund von Differenzierungen in Skulptur und Gehäusebau verschiedenartige Typen, die in „Formengruppen“ zusammengefaßt und für welche die von ZITTEL als Subgenusnamen von *Harpoceras* s. l. WAAGEN gebrauchten Namen wie *Arietoceras*, *Grammoceras* usw. angewandt wurden.

Nach der obigen Diagnose gehören auch alle Grammoceren zur Gattung *Harpoceras*. Sie bilden eine Gruppe aller derjenigen Spezies, die sich durch sehr weite Nabelung, wenig zerschlitze Sutura und gleichmäßig zugespitzte Externregion (*Harp. (Grammoceras) Kurrianum* OPP.) auszeichnen. Die Gruppe des *Harpoceras* s. str. (= Subgenus *Harpoceras* s. str. bei ZITTEL) hingegen enthält eng und weiter genabelte Formen mit deutlichen, meist einfachen Sichelrippen, deren Kiel in konkaver Rundung vom eigentlichen Rücken abgesetzt ist (speziell: Gruppe des *Harpoceras falciferum* SOW.).

Harpoceras cf. *Eseri* OPPEL.

- 1846 *Ammonites radians compressus* QUENSTEDT: Cephalopoden, S. 119, Taf. 7, Fig. 9.
 1856 *Ammonites Eseri* OPPEL: Juraformation, S. 345.
 1858 *Ammonites radians compressus* QUENSTEDT: Jura, Taf. 40, Fig. 13.
 1862 *Ammonites Eseri* OPPEL: Paläontologische Mitteilungen aus dem Museum des Bayerischen Staates, S. 143, Taf. 44, Fig. 3a u. 3b.
 1885 *Ammonites radians compressus* QUENSTEDT: Schwäbische Ammoniten, Teil I: Lias, Taf. 51, Fig. 3, 6, 7.
 1885 *Ammonites* cf. *lythensis* QUENSTEDT: Schwäb. Ammoniten. Teil I: Lias, Taf. 54, Fig. 55.
 1885 *Harpoceras Eseri* HAUG: Monogr. *Harpoceras*. Neues Jahrbuch für Min. usw., Beil.-Bd. III, S. 623.
 1889 *Haugia Eseri* BUCKMAN: Inferior Oolite Ammonites, S. 155, Taf. 25, Fig. 3—6.
 1902 *Harpoceras Eseri* JANENSCH: Jurensis-Schichten des Elsaß. Abhandl. z. geol. Spez.-Karte von Elsaß-Lothr. Neue Folge, Heft 5, S. 66, Taf. 6, Fig. 1, 2.
 1906 *Harpoceras Eseri* RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe d. südwest. Balkanhalbinsel. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXI, S. 275.
 1912 *Haugia Eseri* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im port. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 61 u. 76.

Zu dieser Art gehören aus dem portugiesischen Lias zwei Stücke, die mit den Abbildungen bei JANENSCH leidlich gut übereinstimmen.

Der Querschnitt ist oval und wenig über dem Nabelrand am breitesten. Die Flanken sind gewölbt, bei dem großen Stück stärker als bei dem kleineren.

Charakteristisch für die Art ist die Veränderlichkeit der Nahtfläche, die auf einem der beiden Stücke sehr deutlich zum Ausdruck kommt. Auf den innersten Windungen ist sie flach und unter sehr stumpfem Winkel nach innen geneigt; aber schon bei einem Durchmesser von 42 mm ist eine scharfe Nabelkante zu beobachten, von der aus die Nahtfläche senkrecht abfällt; im späteren Alter soll sich nach JANENSCH die Nabelwand wieder schräg stellen.

Die Rippen treten wenig hervor und sind im unteren Flankenviertel kaum sichtbar. Bisweilen sind zwei Rippen zu einem langgezogenen Wulst verschmolzen, zwischen denen in der Externregion unregelmäßig feine Sekundärrippen eingeschaltet sind.

Auf Grund der angegebenen Skulptur sehen die Stücke den Abbildungen bei BUCKMAN Taf. XXV, Fig. 5 u. 6 sehr ähnlich. BUCKMAN trennte diese Formen später von dem eigentlichen *Harpoceras Eseri* OPP. als *Haugia inaequa* BUCK. ab. Die Abweichungen von *Harpoceras Eseri* OPPEL sind aber so gering, daß JANENSCH mit Recht diese Formen wieder vereinigt hat.

Fundort: Halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes.

Harpoceras fallaciosum BAYLE var. *Cotteswoldiae*
BUCKMAN.

Taf. XIV, Fig. 2.

1889 *Grammoceras fallaciosum* var. *Cotteswoldiae* BUCKMAN: Inferior Oolite Ammonites, S. 204, Taf. XXXV, Fig. 4—7.

1902 *Harpoceras fallaciosum* var. *Cotteswoldiae* JANENSCH: Jurensis-Schichten des Elsaß. Abhandl. z. geol. Spez.-Karte von Elsaß-Lothr. Neue Folge, Heft 5, S. 73, Taf. VII, Fig 1.

1912 *Harpoceras (Grammoceras) fallaciosum* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 76.

Die Formenreihe des *Harpoceras fallaciosum* BAYLE ist von BUCKMAN untersucht worden. Er unterscheidet außer dem Typus vier Varietäten, denen JANENSCH den *Harpoceras Mülleri* DENCKMANN als fünfte hinzufügt.

JANENSCH gibt eine ausführliche, systematische Darstellung aller, hierher gehörigen Formen, auf die an dieser Stelle verwiesen wird.

Unter dem portugiesischen Material ist der Typus der Art nicht vertreten, sondern nur zwei Varietäten: Die oben zitierte und die später zu erwähnende var. *Mülleri* DENCKMANN.

Harp. fallaciosum BAY. var. *Cotteswoldiae* BUCK. unterscheidet sich vom Typus durch größeres Höhenwachstum der Windungen und einen entsprechenden, bedeutend engeren Nabel.

Übereinstimmend sind bei beiden die Seitenflächen fast eben und tragen feine, dicht stehende, deutlich geschwungene Rippen.

Eine kleine Abweichung zeigt das vorliegende Stück insofern, als nicht alle Rippen gleich lang sind, sondern ein Teil erst etwa in halber Seitenhöhe beginnt. Durch diesen Unterschied nähert sich unsere Form dem *Harpoceras Eseri* OPPEL; in den übrigen Merkmalen aber stimmt sie mit der genannten Varietät gut überein.

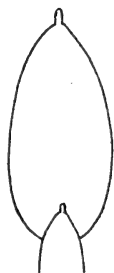


Fig. 6. Durchschnitt des Umganges von *Harpoceras fallaciosum* BAYLE var. *Cotteswoldiae* BUCK.

JANENSCH bringt *Harpoceras fallaciosum* BAYLE und seine Varietäten mit *Ammonites Saemanni* DUM. in genetischen Zusammenhang. Dieser Ansicht kann ich mich nicht anschließen. *Ammonites Saemanni* DUM. gehört zu den *Hildoceren*, steht daher zu unserer Form in keiner Beziehung.

Die größte Wahrscheinlichkeit hat die von HAUG vertretene Ansicht, daß sich *Harpoceras fallaciosum* BAYLE unmittelbar an das mittelliasische *Harpoceras (Grammoceras) Kurrianum* OPPEL anschließt.

Fundort: Halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes.

Harpoceras fallaciosum BAYLE var. *Mülleri*
DENCKMANN emend. JANENSCH.

Taf. XIII, Fig. 3.

1887 *Ammonites (Harpoceras) Mülleri* DENCKMANN: Über die geognost. Verhältnisse der Umgegend von Dörnten. Abhandl. z. geol. Spez.-Karte von Preußen usw. Bd. VIII, Heft II, S. 70, Taf. III, Fig. 3, Taf. IV, Fig. 2.

- 1889 *Grammoceras Mülleri* BUCKMAN: Inferior Oolite Ammonites, S. 209, Taf. XXXV, Fig. 1—3.
 1902 *Harpoceras fallaciosum* var. *Mülleri* JANENSCH: Jurensis-Schichten des Elsaß. Abhandl. z. geol. Spez. Karte von Elsaß-Lothr. Neue Folge, Heft V, S. 73, Taf. VII, Fig. 3, 3a.
 1912 *Harpoceras (Grammoceras) Mülleri* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 76.

Das zu dieser Varietät gestellte Stück stimmt mit der Abbildung bei JANENSCH überein und steht nur im Maße der Einrollung der Form bei BUCKMAN noch näher.

Im Vergleich zum Typus des *Harpoceras fallaciosum* BAYLE ist die genannte Varietät etwas engnabeliger und an einer deutlich ausgeprägten glatten Nahtfläche kenntlich.

JANENSCH bezeichnet die „var. *Mülleri*“ als die einzige Form aus der *Fallaciosum*-Gruppe, die mit *Harpoceras Eseri* OPPEL zu verwechseln sei, während im vorangehenden schon eine Form der „var. *Cotteswoldiae*“ mit dieser Art verglichen werden konnte. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die von der „var. *Cotteswoldiae*“ in der Berippung etwas abweichende Form den Übergang von *Harpoceras Eseri* OPPEL zu *Harpoceras fallaciosum* BAYLE vermittelt.

Das Original des *Ammonites Mülleri* DENCKMANN ist im Vergleich zu der Darstellung bei JANENSCH grobrippiger. Die gleiche Ausbildung der Berippung besitzt ein zweites Stück aus Portugal, das jedoch auf Grund der ausgeprägten Nahtfläche mit der genannten Varietät vereinigt werden muß.

Fundorte: Halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes; an der Straße Silvan—Murte de.

Harpoceras aalense ZIETEN.

Taf. XIV, Fig. 4.

- 1832 *Ammonites aalensis* ZIETEN: Versteinerungen von Württemberg, Taf. XXXIII, Fig. 3.
 non 1842 *Ammonites aalensis (candidus)* D'ORBIGNY: Paléontologie française: Terrains jurassiques, I; S. 238, Taf. 63, Fig. 1—3.
 1883—1885 *Ammonites aalensis* QUENSTEDT: Ammoniten des Schwäbischen Jura: Lias, S. 424, Taf. 54, Fig. 1 (non Fig. 2—6).
 1880 *Ammonites aalensis* CHOFFAT: Terrains jurassiques du Portugal, Lissabon, S. 24.
 non 1885 *Harpoceras aalensis* WRIGHT: Lias Ammonites of the British Islands. Palaeontographical Society S. 458, Taf. 75, Fig. 8—10, Taf. 80, Fig. 1—2, Taf. 82, Fig. 1—4.
 1886 *Harpoceras aalense* VACEK: Fauna der Oolithe von Cap. S. Vigilio. Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. XII, Nr. 3, S. 76, Taf. VII, Fig. 11—15.
 (?) 1889 *Grammoceras aalense* BUCKMAN: Inferior Oolite Ammonites, S. 192, Taf. XXXII, Fig. 1. (non Taf. XXXI, Fig. 15 u. 16, Taf. XXXII, Fig. 2—10.)

- 1905 *Harpoceras* (*Grammoceras*) *aalense* BENECKE: Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. Abhandl. z. geol. Spez.Karte von Elsaß-Lothringen. Neue Folge, Heft VI, S. 339, Taf. XLVII, Fig. 2, 3, 4, 5, 6; Taf. XLVIII, Fig. 5, 6; Taf. L, Fig. 1, 3, 5, 6.
- 1906 *Harpoceras aalense* RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe in der südwestl. Balkanhalbinsel. Jahrbuch f. Min. usw., Beilage-Band XXI, S. 273, Taf. XIII, Fig. 5, 5a.
- 1912 *Harpoceras* aff. *aalense* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrbuch f. Min. usw., Bd. I, S. 61 u. 76.

Unter dem Namen „*Ammonites aalensis* ZIETEN“ wurden in der Literatur vielfach Formen angegeben, die mit der genannten Art gar nichts zu tun haben.

BENECKE gebührt das Verdienst, in dieser Verwirrung Ordnung geschaffen zu haben.

Da das ZIETENSche Original scheinbar verloren gegangen ist, gründen sich BENECKES Angaben auf ein Exemplar, das von QUENSTEDT (*Ammoniten* Taf. LIV, Fig. 1) abgebildet und „als dem Original zum Verwechseln ähnlich“ beschrieben wird.

BENECKE hat dieses Stück in seiner Arbeit über die Versteinerungen aus der Eisenerzformation Taf. L, Fig. 1 nochmals abgebildet.

An diese Form schließen sich die portugiesischen Exemplare an. Die Gehäuse sind flach; die Umgänge umschließen sich zu fast $\frac{1}{2}$ ihrer Höhe und lassen einen weiten Nabel offen. Die Flanken sind eben; sie steigen von der Naht aus parallel auf und gehen in der Externregion unter einem stumpfen Winkel von wenig mehr als einem Rechten in den Rücken über, dem ein verhältnismäßig hoher Kiel aufgesetzt ist. Alle Stücke besitzen eine deutliche Nabelfläche.

Die Ornamentierung ist im allgemeinen ziemlich unregelmäßig. Die Rippen sind bei den vorliegenden Stücken auch schon auf den inneren Windungen deutlich gebündelt und an der Externseite kräftig nach vorn geschwungen. Abweichend vom Typus beginnen die Rippen der portugiesischen Stücke meist ein wenig über der Nabelkante, so daß ein schmales, glattes Nabelband frei bleibt. Diese Erscheinung ist aber durchaus nicht regelmäßig zu beobachten.

Wie schon BENECKE hervorhebt, muß man die Art *Harpoceras aalense* ZIETEN ziemlich weit fassen, wenn nicht die Zersplitterung in Varietäten ins Unendliche gehen soll. Da nun unsere Stücke, abgesehen von der geringfügigen Abweichung in der Berippung, in allen wesentlichen Merkmalen mit dem Typus übereinstimmen, zögere ich nicht, sie mit dieser Art zu vereinigen, zumal auch die Suturen den Angaben bei BENECKE (Taf. LVII, Fig. 3) entspricht.

MENECHINI¹⁾ bildet aus dem italienischen Oberlias drei Formen als *Ammonites aalensis* ZIETEN ab, von denen aber nur Fig. 2, vielleicht noch Fig. 1 in diesen Formenkreis gehören, aber dem Typus nicht genau entsprechen. Das Gehäuse ist involuter, die Höhe der Umgänge niedriger und diese sind dementsprechend auch breiter.

JANENSCH beschreibt aus den Jurensis-Schichten des Elsaß (S. 87, Taf. III, Fig. 3, 3a) ein *Harpoceras* (?) *Gruneri* DUM., das von manchen Typen der besprochenen Art nicht zu trennen ist.

Fundorte: An der Straße Murtede-Pedrulha; an der Straße Silvan-Murtede; halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes.

Harpoceras subcomptum BRANCA.

Taf. XIV, Fig. 5.

- 1879 *Harpoceras subcomptum* BRANCA: Unterer Dogger von Deutsch-Lothringen. Abhandl. z. geol. Spez.-Karte von Elsaß-Lothringen Bd. II S. 90, Taf. V, Fig. 3, 4.
- 1885 *Harpoceras subcomptum* HAUG: Beitr. z. e. Monogr. d. Ammonitengattung *Harpoceras*. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. III, S. 670.
- 1902 *Harpoceras* cf. *dispansum* JANENSCH: Die Jurensis-Schichten des Elsaß. Abhandl. z. geol. Spez.-Karte von Elsaß-Lothringen. Neue Folge Heft V, Taf. V, Fig. 4, 4a (non S. 82).
- 1904 *Harpoceras* (*Grammoceras*) *subcomptum* PRINZ: Fauna der älteren Jurabildungen im nördl. Bakony. Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst. Bd. XV, S. 106. Taf. XXVIII, Fig. 7; Taf. XXXVII, Fig. 10.
- 1905 *Harpoceras* (*Grammoceras*) *subcomptum* BENECKE: Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen u. Luxemburg. Abhandl. z. geol. Spez.-Karte von Elsaß-Lothringen. Neue Folge Heft VI, S. 387. Taf. XLVI, Fig. 2, 2a, 3; Taf. XLVIII, Fig. 1, 3, 4, 4a.
- 1912 *Harpoceras* (*Grammoceras*) *subcomptum* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw. Bd. I, S. 76.

Das portugiesische Stück stimmt mit der Originalabbildung bei BRANCA (Fig. 3, non Fig. 4) überein.

Die von den Nahtwülsten ausgehenden Rippen sind äußerst fein und leicht geschwungen. Mit zunehmendem Wachstum wird die Zahl der Rippen, die sich zu einem Bündel zusammenschließen, größer; als Höchstzahl wurden sechs beobachtet, während BENECKE deren sogar acht angibt. Die inneren Windungen des Stückes sind schlecht erhalten, so daß ihre abweichende, einfache Berippung nicht zu erkennen ist.

Im Vergleich zum Typus ist das vorliegende Stück etwas involuter und nähert sich in dieser Hinsicht dem *Harpoceras*

¹⁾ MENECHINI: Fossiles du calc. rouge amon. Paléontologie Lombarde 4. Série, 1867—81, Taf. XI.

comptum REIN.; die Einrollung beträgt auf den inneren Windungen etwa $\frac{1}{3}$, scheint indessen auf späteren Umgängen geringer zu werden.

Harpoceras subcomptum BRANCA ist nahe verwandt mit *Harpoceras dispansum* LYC. Es unterscheidet sich aber von dieser Art durch eine weit feinere und gleichzeitig dichtere Rippenausbildung; auch gehen bei *Harpoceras dispansum* LYC. nur selten mehr als zwei Rippen von einem Nahtwulst aus. Bei beiden Arten macht sich die Tendenz einer Verfeinerung der Berippung mit zunehmendem Wachstum deutlich bemerkbar, so daß die Umgänge schließlich im Alter fast glatt werden.

Fundort: Halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes.

Harpoceras (Polyplectus) discoides ZIETEN.

- 1831 *Ammonites discoides* ZIETEN: Versteinerungen Württembergs S. 21, Taf. 16, Fig. 1.
- 1842 *Ammonites discoides* d'ORBIGNY: Paléontol. française. Terrains jurassiques Bd. I, S. 356, Taf. 115, Fig. 1–3.
- 1856 *Ammonites discoides* OPPEL: Juraformation S. 245.
- 1858 *Ammonites discoides* QUENSTEDT: Jura S. 283, Taf. 40, Fig. 7.
- 1869 *Ammonites discoides* ZITTEL: Zentralapenninen S. 134.
- 1878 *Lioceras discoides* BAYLE: Expl. de carte géol. de France IV. Atlas, Taf. 88, Fig. 2 u. 5.
- 1880 *Ammonites discoides* CHOFFAT: Terrains jurassiques du Portugal, Lissabon, S. 22 u. 30.
- 1884 *Harpoceras discoides* WRIGHT: Lias Ammonites of the British Islands S. 476, Taf. 82, Fig. 12 u. 13.
- 1885 *Harpoceras discoides* HAUG: Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. Neues Jahrbuch f. Min. usw., Beil.-Bd. III, S. 620.
- 1885 *Ammonites discoides* QUENSTEDT: Schwäbische Ammoniten. Lias, S. 426, S. 53, Fig. 9.
- 1885 *Ammonites capellinus jurensis* QUENSTEDT: Schwäbische Ammoniten. Lias, S. 147, Taf. 53, Fig. 1, 3, 4, 5.
- 1890 *Polyplectus discoides* BUCKMAN: Inf. Ool. Amm. S. 215, Taf. 37, Fig. 1–5.
- 1902 *Harpoceras (Polyplectus) discoides* JANENSCH: Die Jurensis-Schichten des Elsaß; Abhandl. zur geol. Spez.-Karte von Elsaß Lothr. Neue Folge, Heft V, S. 62, Taf. 4, Fig. 2 u. 2a.
- 1906 *Harpoceras discoides* RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe d. südwestl. Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil.-Bd. XXI, S. 271.
- 1912 *Polyplectus discoides* RENZ: Stratigr. Untersuchungen im portug. Lias. Neues Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 67, 76 u. 77, Taf. VI, Fig. 3.

Harpoceras (Polyplectus) discoides ZIETEN ist in dem vorliegenden Material von allen Arten am zahlreichsten vertreten. Im Vergleich zu der Originalabbildung bei ZIETEN besitzen die meisten portugiesischen Exemplare eine wesentlich feinere

Berippung¹⁾ (vergl. auch die Unterschiede in der Berippung bei den von D'ORBIGNY abgebildeten Stücken, von denen Fig. 1 dem Typus entspricht). Unter ihnen befinden sich beide Typen und sie entsprechen daher genau den Abbildungen bei D'ORBIGNY (Taf. 115, Fig. 1—3) und JANENSCH.

Die Flanken sind stark komprimiert; der letzte Umgang des größten Stückes hat bei $48\frac{1}{2}$ mm Windungshöhe nur 18 mm Breite, dabei konvergieren die Seitenflächen unter einem spitzen Winkel von etwa 30° .

Die Sutura ist äußerst zerschlitzt und kaum verfolgbar; die Zahl der Auxiliarloben ist groß (mindestens 5), konnte aber nicht sicher festgestellt werden.

Harpoceras discoides ZIETEN ist der Typus von BUCKMAN's Gattung *Polyplectus*, die ZITTEL als Subgenus zu *Harpoceras* s. l. rechnet. Innerhalb der Gattung *Harpoceras* hat der Name *Polyplectus* analog *Grammoceras* nur als Gruppenbezeichnung Berechtigung.

BUCKMAN nennt die Art (S. 216) selbst eine „highly-developed form of *Harpoceras*“, die direkt von *Harpoceras subplanatum* OPPEL abstammt und die höchst entwickelte Form einer aufsteigenden Reihe bildet, die von *Grammoceras* zu *Polyplectus* führt. Sie ist eine Form, bei der der Rücken den höchsten Grad der Zuschärfung erreicht hat; der Nabel ist fast vollkommen geschlossen und die Sutura äußerst kompliziert, um den hohen Seiten der Windungen genügend Halt zu geben.

Hieraus erklärt sich auch die sonst bei Harpoceren nie beobachtete hohe Zahl der Auxiliarloben.

Nach unserer bisherigen Kenntnis der Harpoceren sind *Harpoceras discoides* ZIETEN und allenfalls noch *Harpoceras subplanatum* OPPEL die einzigen Vertreter der Gruppe *Polyplectus*; HAUG rechnete beide Arten zur Gruppe des *Harpoceras falciferum* SOW.

Einigermaßen zuverlässige Anhaltspunkte für die genetische Abstammung gibt uns die Entwicklung ihres Jugendstadiums.

Harpoceras (Polypl.) subplanatum OPPEL stimmt in der Jugend vollkommen mit *Harpoceras (Grammoceras) exaratum* YOUNG und BIRD überein, nicht nur in der Skulptur, sondern vor allem auch in der stumpferen Ausbildung des Rückens.

Das gleiche gilt von *Harpoceras (Polypl.) discoides* ZIETEN. JANENSCH beobachtete, daß bei 4 mm Windungshöhe der Rücken

¹⁾ HAAS (a. a. O. S. 545) beschreibt neuerdings aus dem mittleren Lias von Ballino in Südtirol als *Harpoceras (Polyplectus) discoides* ZIETEN var. *pluricostata* HAAS eine Form, die durch größere Rippenzahl vom Arttypus abweicht. Mehrere der portugiesischen Stücke gehören somit zu dieser Varietät und leiten in deutlich verfolgbarem Übergang zum Typus des *Harpoceras (Polypl.) discoides* ZIETEN über.

noch vollkommen gerundet ist; auf dem nächsten Umgang ist er erst mäßig scharf, bis er schließlich auf den folgenden die charakteristisch scharfe, lanzettförmige Gestalt annimmt. Mit diesen Altersunterschieden hält auch die Differenzierung der Kammerscheidewände gleichen Schritt.

Ich halte daher *Harpoceras (Polypl.) discoides* ZIETEN nicht für den Nachkommen des *Harpoceras (Polypl.) subplanatum* OPPEL, sondern nehme als Stammform beider *Harpoceras (Grammoceras) exaratum* YOUNG und BIRD an. Von diesem Ausgangspunkt aus haben sich die beiden Arten gleichzeitig entwickelt.

Das Maß der fortschreitenden Entwicklung ist bei beiden Arten nicht das gleiche, vielmehr ist *Harpoceras (Polypl.) discoides* ZIETEN — wie es BUCKMAN sehr richtig nennt — „the highest developed form of an ascending series“.

Die Merkmale, in denen beide Arten voneinander abweichen: der weitere Nabel, die weniger stark komprimierten Umgänge und schließlich die etwas geringere Zerschlitzung der Sutura bei *Harpoceras (Polypl.) subplanatum* OPPEL, erklären sich durch diese ungleiche Entwicklung aus einer gemeinsamen Stammform.

Harpoceras (Polypl.) discoides ZIETEN ist nach HAUG eine vorzugsweise mediterrane Form, die aber ins nördliche Rhônebecken, Elsaß, Schwaben bis England vordringt.

Als mittelliassche Form wird *Harp. (Polypl.) discoides* ZIETEN und seine Varietät von VACEK und HAAS nur von Ballino in Südtirol angegeben. Zu größerer Entfaltung gelangt die Art aber erst im gesamten Oberlias.

In Portugal ist sie noch ungemein häufig; sie tritt hier in ziemlich scharfer Vertikalbegrenzung auf, so daß nach C. RENZ im oberen Lias unter der eigentlichen *Bifrons*-Zone ein selbständiger *Discoides*-Horizont ausgeschieden werden konnte. Im Rhônebecken tritt sie nach DUMORTIER vornehmlich an der oberen Grenze der *Bifrons*-Zone auf, desgleichen in Italien, wohingegen die meisten, namentlich nördlicheren Vorkommen der *Jurensis*-Zone des obersten Oberlias angehören. Dieser Wechsel des stratigraphischen Horizontes steht im Einklang mit dem allmählichen Vordringen der Art von Süden nach Norden.

Fundorte: An der Straße Murtede—Pedrulha; halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes; im WNW von Vimeira; nördlich Enxofaes, bei der östl. Windmühle; östl. der Kirche von Eskapaes; Sousellas (Mealhada).

Harpoceras (Polyplectus) subplanatum OPPEL.

- 1830 *Ammonites elegans* ZIETEN (nicht Sow): Versteinerungen Württembergs, S. 22, Taf. 16, Fig. 5 u. 6.
- 1846 *Ammonites complanatus* d'ORBIGNY: Paléont. française. Terrains jurassiques, Bd. I, S. 253, Taf. 114, Fig. 1, 2, 4 (nicht 3).
- 1856 *Ammonites subplanatus* OPPEL: Die Juraformation, S. 244.
- 1867 *Ammonites elegans* REYNÈS: Monographie Ammonites. Lias sup., Taf. 4, Fig. 1—17.
- 1869 *Ammonites complanatus* ZITTEL: Zentralapenninen, S. 134.
- 1874 *Ammonites subplanatus* DUMORT: Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur, S. 51, Taf. 10, Taf. 11, Fig. 1, 2, 8.
- 1879 *Lioceras subplanatum* BAYLE: Explic. carte géol. de France, 4, Taf. 87, Fig. 1, Taf. 88, Fig. 3, 4, 6.
- 1880 *Ammonites subplanatus* CHOFFAT: Terrains jurassiques du Portugal, Lissabon, S. 22.
- 1881 *Ammonites complanatus* MENEHINI: Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie) Lias supérieur. Paléont. Lombarde (4), Taf. 4, Fig. 1 und 3.
- 1885 *Harpoceras subplanatum* HAUG: Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. Neues Jahrbuch f. Min. usw., Beil.-Bd. III, S. 619.
- 1894 *Leioceras subplanatum* MÖRCKE: Lias und Unteroolith von Chile. Neues Jahrbuch f. Min. usw., Beil.-Bd. IX, S. 19, Taf. 2, Fig. 4.
- 1902 *Harpoceras (Polyplectus) subplanatum* JANENSCH: Jurensis-Schichten des Elsaß. Abhandl. zur geol. Spez.-Karte von Elsaß-Lothr. Neue Folge, Heft V, S. 60, Taf. 4, Fig. 1 und 1a.
- 1906 *Harpoceras subplanatum* RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestl. Balkanhalbinsel. N. J. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXI, S. 272, Taf. XIII, Fig. 1.
- 1912 *Harpoceras subplanatum* RENZ: Stratigr. Untersuchungen im portug. Lias. Neues Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 76.

Diese Art wurde bei Besprechung des *Harpoceras (Polyplectus) discoides* ZIETEN schon eingehend erwähnt.

Aus Portugal liegt ein Exemplar vor, das mit der Abbildung bei MENEHINI (Taf. 4, Fig. 1) sowie mit dem bei d'ORBIGNY (Taf. 114) dargestellten Typus gut übereinstimmt.

Fundort: Halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes.

Familie: *Stephanoceratidae* NEUMAYR (emend. ZITTEL).

Genus: *Coeloceras* HYATT.

Coeloceras Davoei Sow. mut. *mediterranea* RENZ,
Taf. II, Fig. 7.

- 1912 *Coeloceras Davoei* Sow. mut. *mediterranea* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., I, S. 76.

Das vorliegende Stück läßt auf den ersten Blick eine nahe Verwandtschaft mit *Coeloceras Davoei* Sow. erkennen. Verglichen mit den schwäbischen Vertretern dieser Art, die

QUENSTEDT (Ammoniten des Schwäb. Jura I, Taf. 38) abbildet. nähert es sich am meisten der in Fig. 9 dargestellten Form.

Das erhaltene Fragment läßt auf ein sehr evolutes flaches Gehäuse schließen. Die Berippung ist auffallend fein, die Knoten stehen verhältnismäßig dicht, sind radial angeordnet und zeigen nicht jenen charakteristischen Schwung, der beim Typus zu beobachten ist. Auch die dazwischenliegenden dünnen, stets einfachen Rippen verlaufen in absolut gerader Richtung über Seitenflächen und Rücken.

Der Querschnitt der Windungen ist bedeutend höher als breit und weicht daher mit seiner ovalen Form gleichfalls erheblich vom Typus ab. Die Suturlinie besitzt eine bei *Coeloceras* kaum beobachtete Differenzierung.

Die fragmentare Erhaltung dieses interessanten Stückes ermöglicht leider keine genaueren Angaben, so daß auch die hier gegebene Deutung derselben nur mit Vorbehalt erfolgen konnte.

Während der Typus des *Coeloceras (Deroceras) Davoei* Sow. als bekanntes Zonenfossil den Lias γ charakterisiert, ist die hier beschriebene Mutation bedeutend jünger. Sie stammt aus oberliasischen Schichten, die unmittelbar unter der *Bifrons*-Zone liegen.

Fundort: Östlich der Kirche von Eskapaes.

Coeloceras pettos QUENSTEDT.

- 1830 *Ammonites crenatus* ZIETEN: Versteinerungen Württembergs, S. 1, Taf. I, Fig. 4.
- 1842 *Ammonites Grenouillouri* d'ORBIGNY: Paléont. franç. Terrains jurass. Céphalop. S. 307, Taf. 96.
- 1842 *Ammonites Raquinianus* d'ORBIGNY: ibidem Taf. 106, Fig. 4, 5, (non Fig. 1, 2).
- 1880 *Ammonites* cf. *pettos* CHOFFAT: Terrains jurass. du Portugal, Lissabon, S. 19, 20 u. *Am. pettos* S. 29.
- 1881 *Ammonites crassus* MENEGHINI: Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie), Lias supérieur. Paléont. Lombarde (4) Taf. XVI, Fig. 3.
- 1884 *Aegoceras pettos* GEMMELLARO: Sui fossili degli strati a Terebratula Aspasia (Galati). Giornale di sc. nat. etc., S. 181, Taf. VI, Fig. 3, 5.
- 1885 *Ammonites pettos* QUENSTEDT: Ammoniten des Schwäb. Jura. Lias, Taf. XXXIV, Fig. 15—28.
- 1893 *Coeloceras pettos* FUTTERER: Mitteil. bad. Geol. Anst. II, S. 340, Taf. XI, Fig. 6.
- 1900 *Coeloceras pettos* BETTONI: Fossili domeriani della provincia di Brescia. Mém. de la soc. paléont. suisse, Bd. XXVII, S. 71.
- 1904 *Coeloceras pettos* PRINZ: Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstl. Bakony. Jahrb. d. ung. Geol. Anst., Bd. XV. S. 95.

- 1906 *Coeloceras* cf. *pettos* RENZ: Mesozoische Formationsgruppe der südwestl. Balkanhalbinsel. Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXI, S. 283.
- 1910 *Coeloceras pettos* ROSENBERG: Liasische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beitr. z. Pal. u. Geol. Oesterr.-Ungarns usw., Bd. XXII, S. 311, Taf. XVI, Fig. 5a—d (daselbst Synonymenliste).
- 1912 *Coeloceras pettos* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. Neues Jahrb. f. Min. usw., I, S. 77.

Es liegt nur ein schlecht erhaltenes, verkiestes Exemplar vor. Skulptur und Gehäusebau wird bei Besprechung des *Coeloceras Choffati* RENZ noch ausführlicher erwähnt werden.

Nach PRINZ ist *Coeloceras pettos* QUENST. der unmittelbare Vorfahre von *Coeloceras crassum* PHILL., von dem er sich lediglich durch weit größeres Breitenwachstum der Windungen unterscheidet.

Es ist wahrscheinlich, dass beide Arten auf *Coeloceras Sequenzae* GEMM. als gemeinsame Stammform zurückzuführen sind. *Coeloceras Sequenzae* GEMM. wurde von GEMMELLARO aus den mittelliasischen Aspasienschichten Siziliens beschrieben und abgebildet. Dieser Autor stellt in der unter den obigen Synonymen aufgeführten Arbeit auf Taf. VIII zwei Typen dar, von denen Fig. 10 u. 11 lediglich als schlankere Varietät von *Coeloceras pettos* QUENST. aufzufassen ist.

Auch die von GEMMELLARO aufgestellte Art *Aegoceras subpettos* GEMM. ist von dem typischen „*pettos*“ kaum zu trennen. Sie unterscheidet sich nur durch besonders grobe seitliche Rippen, die einen Varietätsunterschied darstellen, jedoch keine selbständige Art rechtfertigen.

In Mitteleuropa kommt *Coeloceras pettos* QUENST. meist in Begleitung mit *Dumortiera Jamesoni* Sow. vor, erreicht das *Davoei*-Lager, bleibt aber auf Lias γ beschränkt. In ungefähr dem gleichen Niveau tritt es in den sizilianischen Aspasia-Schichten auf, und auch ROSENBERG gibt die Art aus den roten Cephalopoden-Kalken der Kratzalpe in einem dem unteren Lias γ entsprechenden Horizont an.

Wesentlich höher liegt sie in Frankreich. Die von D'ORBIGNY als *Ammonites Raquinianus* = *Coel. pettos* QUENST. citierte Art stammt aus dem Oberlias; in Portugal begegnen wir ihr in der unteren Zone des Oberlias. Diese verschiedene Vertikalverbreitung bestätigt die Beobachtung von C. RENZ, wonach *Coeloceras pettos* QUENST. im mediterranen Gebiet (Griechenland) und seinen Nachbarländern (Portugal, Frankreich) eine wesentlich größere Lebensdauer erreicht als im

nördlichen Liasmeer und in unveränderter Entwicklung bis in den Oberlias hinaufgeht.

Fundort: An der Straße Murtede-Pedrulha.

Coeloceras Choffati RENZ.

1842—49. *Ammonites Davoei* D'ORBIGNY: Paléont. franç. Terrains jurass. Céphalop. Taf. LXXXI, Fig. 4,5.

1880. *Stephanoceras Desplacei* TARAMELLI: Monografia stratigrafica e paleontologica del Lias nelle Provincie venete. Taf. III fig. 11—12.

1912. *Coeloceras Choffati* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., I, S. 86, Taf. VI. Fig. 5.

Die neue Art besitzt die Ornamentierung von *Coeloceras Desplacei* D'ORB., entspricht aber im Querschnitt vollkommen dem *Coeloceras pettos* QUENST. Mit den QUENSTEDTSchen Original-Abbildungen des *Coel. pettos* verglichen, stimmen die beiden Stücke im Querschnitt mit Fig. 23 auf Taf. 34 (Schwäbische Ammoniten) überein, desgleichen mit dem von PRINZ¹⁾ angegebenen Durchschnitt dieser Art (Textfigur S. 96).

Bei einem Durchmesser von 30 mm besitzt das größte Stück 19 mm Rückenbreite und nur 8 mm Mundhöhe.

Nach QUENSTEDT sind bei *Coeloceras pettos* QUENST. „die Rippen von den Knoten aus auf dem breitlichen Rücken zerschlagen, während sie auf den Seiten dick und in gleicher Zahl mit den Knoten deutlich hervortreten.“

Hiervon weicht der *Desplacei*-Typus erheblich ab. Die seitlichen Rippen sind zum Teil zweigespalten und wechseln fast regelmäßig mit einer einfachen Schaltrippe ab; erst auf den späteren Umgängen wird die Zahl der Schaltrippen größer, so daß zwei, seltener auch drei den Doppelrippen zwischengelagert sind. Die seitlichen Spaltrippen vereinigen sich an der Externkante in einem scharfen, hohen Dorn, während die einfachen Rippen keine oder nur schwächere Knoten tragen. Von den Hauptdornen aus verlaufen die Doppelrippen dreiteilig über den breiten Rücken, die einfachen Rippen nur zweiteilig. Rippen, die ungeteilt den Rücken übersetzen, sind selten.

Im Bau der Lobenlinie ist kein wesentlicher Unterschied gegen *Coeloceras pettos* QUENST. zu beobachten. Siphonal- und erster Laterallobus sind gleich tief; der erste Lateralsattel liegt genau an der scharfen Externkante.

Aus der Beschreibung der neuen Art geht hervor, daß sie sich unmittelbar an *Coeloceras pettos* QUENST. anschließt und der direkte Vorläufer von *Coeloceras Desplacei* D'ORB. ist.

¹⁾ Jahrb. d. ung. Geol. Anst. 1904, Bd. XV.

Auch in stratigraphischer Hinsicht erheben sich hiergegen keine Bedenken, da die Art teils schon mit *Coeloceras Desplacei* D'ORB. vergesellschaftet im unteren Oberlias auftritt, im allgemeinen aber noch etwas tiefer als dieser liegt.

Coeloceras Choffati RENZ ist keineswegs selten, scheint aber vorzugsweise im südlichen Jurameer heimisch gewesen zu sein. In dem reichhaltigen oberliasischen Coeloceren-Material von C. RENZ aus Griechenland ist diese Spezies häufig; ihr nördlichstes Vorkommen liegt in Frankreich und wurde von D'ORBIGNY, irrtümlich als *Coeloceras Davoei* Sow. beschrieben.

Das hier geschilderte Exemplar wurde bereits von C. RENZ abgebildet. (Vergl. Synonymenliste.)

Fundort: Halbwegs zwischen den Mühlen von Silvan und Enxofaes.

Coeloceras Desplacei D'ORBIGNY.

Taf. XI, Fig. 8.

1842. *Ammonites Desplacei* D'ORBIGNY: Paléont. française. Terrains jurassiques, Bd. I, Taf. 107, Fig. 1—4.
 1856. *Ammonites Desplacei* OPPEL: Juraformation. S. 257.
 1869. *Ammonites Desplacei* ZITTEL: Zentralapennin, S. 135.
 1874. *Ammonites Desplacei* DUMORTIER: Etudes paléont. des dépôts jur. du bassin du Rhône IV Lias supérieur, S. 102 Taf. XXVII Fig. 4.
 1880. *Ammonites Desplacei* CHOFATT: Terrains jurassiques du Portugal, Lissabon. S. 19, 22, 24, 31.
 1883. *Stephanoceras fibulatum* WRIGHT: The Lias Ammonites of the British Islands, Taf. LXXXV, Fig. 8 (non Fig. 5, 6, 7, 9, 10, 11).
 1906. *Coeloceras Desplacei* RENZ: Mesozoische Formationsgruppe der südwest. Balkanhalbinsel. Jahrbuch f. Min. usw., Beil.-Bd. XXI S. 275.
 1909. *Coeloceras Desplacei* RENZ: Lias in der Argolis, Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. LXI S. 224.
 1912. *Coeloceras Desplacei* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I S. 61, Taf. VI, Fig. 6. (Dasselbe Stück wurde hier nochmals abgebildet.)

Die portugiesischen Exemplare entsprechen in Skulptur und Querschnitt vollkommen dem Typus bei D'ORBIGNY. Die Umgänge zeigen deutliche Knoten, von denen aus die Rippen paarweise nach der Naht und zwei-, auch dreiteilig über den stark konvexen Rücken verlaufen. Den Knoten tragenden Rippen sind meist eine, seltener zwei einfache Schaltrippen zwischengelagert.

Fundorte: Östlich der Kirche von Escapaes; an der Straße Murtede—Pedrulha.

Coeloceras Desplacei D'ORB. var. *mediterranea* RENZ.

Taf. XV, Figur 1, 1a.

- 1912 *Coeloceras Desplacei* D'ORBIGNY var. *mediterranea* RENZ: Stratigraph. Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 76.

Die neue Varietät stimmt in der Art der Rippenanordnung mit dem Typus des *Coeloceras Desplacei* D'ORB. überein, weicht aber im Stärkegrad der Skulptur, sowie im Querschnitt erheblich von diesem ab.

Die Berippung ist äußerst fein und dicht; sie ist sehr ähnlich derjenigen des *Coeloceras annulatiforme* BONARELLI, aber noch feiner. Gemeinsam ist beiden Formen auch der kreisrunde Querschnitt der Windungen, während die Umgänge bei *Coeloceras Desplacei* D'ORB. wesentlich breiter als hoch sind; auch ist die Zahl der Schaltrippen bei der Varietät größer als beim Typus, meist sind 3—5 den zweiteiligen, schwache Knoten tragenden Seitenrippen zwischengelagert.

Coeloceras Desplacei D'ORB. var. *mediterranea* RENZ gehört einem Formenkreis an, der mit dem Typus *Coel. Desplacei* D'ORB. beginnt und sich über *Coel. Desplacei* D'ORB. var. *mediterranea* RENZ und *Coel. annulatum* SOW. gleichmäßig zu *Coel. annulatiforme* BONAR. weiterentwickelt.

Fundorte: Östlich der Kirche von Escapaes; an der Straße Silvan—Murtede.

Coeloceras annulatum SOWERBY.

Taf. XV, Fig. 2.

1819 *Ammonites annulatus* SOWERBY: Mineral Conch., Taf. 222, Fig. 5 (nicht Fig. 1—4).

1856 *Ammonites annulatus* OPPEL: Juraformation, S. 225.

cf. 1880 *Stephanoceras Desplacei* TARAMELLI: Monografia stratigrafica e paleontologica del Lias nelle Provincie venete, Taf. III, Fig. 9—10.

1880 *Ammonites annulatus* CHOFFAT: Terrains jurassiques du Portugal, Lissabon, S. 20, 22, 30 (cfr. *annulatus*).

cf. 1881 *Ammonites Desplacei* MENEHINI: Fossiles du calcaire rouge ammonitique. Lias supérieur (Apennin central et Lombardie). Paléont. Lombarde (4), Taf. 16, Fig. 5a u. b.

1887 *Ammonites (Coeloceras) annulatus* DENCKMANN: Umgegend von Dörnten, Abhandl. z. geol. Spez.-Karte v. Preußen, Band VIII, Heft II, S. 80.

1906 *Coeloceras annulatum* RENZ: Mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXI, S. 276, Taf. XII, Fig. 2, 2a; vergl. Textfigur S. 279.

1908 *Coeloceras annulatum* CHOFFAT: Contributions à la connaissance du Dogger de la région de Thomar, S. 152 u. 153.

1912 *Coeloceras annulatum* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portugiesischen Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 76.

Coeloceras annulatum SOW. wurde von C. RENZ (Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXI, S. 277) auf Grund der Ornamentierung als Mittelform zwischen *Coeloceras Desplacei* D'ORB. und *Coeloceras anguinum* REIN. charakterisiert.

Die inneren Windungen besitzen die Skulptur des *Coeloceras Desplacei* D'ORB.; auf den äußeren Umgängen verlieren sich die

Knoten, so daß sich allmählich der *Anguinum*-Typus herausbildet.

Fundorte: Östlich der Kirche von Escapaes; an der Straße Silvan—Murtede; auf den Äckern im SSW von Casalcomba; halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes.

Coeloceras cf. *anguinum* REINECKE.

Taf. XV, Fig. 5.

- 1818 *Nautilus anguinus* REINECKE: Nautil. et Argonaut., Fig. 73.
 1819 *Ammonites annulatus* SOWERBY: Mineral. Conch, Taf. 222, Fig. 1—4 (nicht Fig. 5).
 1830 *Ammonites aequistriatus* ZIETEN: Versteinerungen Württembergs. Taf. 12, Fig. 5.
 1844 *Ammonites annulatus* D'ORBIGNY: Paléont. française, Terr. jur. Céphalop., Taf. 76, Fig. 1—2.
 1849 *Ammonites annulatus* QUENSTEDT: Cephalopoden, Taf. XIII, Fig. 11.

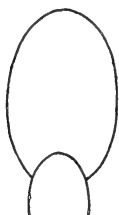


Fig. 7. Durchschnitt des Umganges von *Coeloceras anguinum* REIN. sp. (nach D'ORBIGNY).



Fig. 8. Durchschnitt des Umganges von *Coeloceras* cf. *anguinum* REIN.

- 1856 *Ammonites anguinus* OPPEL: Juraformation, S. 254.
 1858 *Ammonites anguinus* QUENSTEDT: Jura, S. 251, Taf. XXXVI, Fig. 3.
 1874 *Ammonites annulatus* DUMORTIER: Etud. paléont. d. dépôts jura. du bassin du Rhône, IV, Lias supérieur, S. 90, Taf. 26, Fig. 3 u. 4.
 1885 *Ammonites anguinus* QUENSTEDT: Ammoniten d. Schwäb. Jura I, Lias, S. 369, Taf. 46, Fig. 9 u. 10.
 1886 *Stephanoceras annulatum* WRIGHT: Lias Ammonites of the British Islands, S. 475, Taf. 84, Fig. 7—9.
 1898 *Coeloceras* (*Dactyloceras*) *anguinum* HUG: Lias- u. Dogger-Ammoniten d. Freiburger Alpen I. Abh. d. schweiz. paläont. Ges. 25, 23, Taf. 6, Fig. 2.
 1906 *Coeloceras anguinum* RENZ: Mesozoische Formationsgruppe der südwestl. Balkanhalbinsel. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXI, S. 279.
 1912 *Coeloceras* cf. *anguinum* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 76.

Das vorliegende Stück unterscheidet sich nur im Querschnitt von *Coeloceras anguinum* REIN.; die Berippung ist bei beiden die gleiche.

D'ORBIGNY bildet unter falschem Namen (Taf. LXXVI, *Ammonites annulatus*) den Typus der Art ab. Der Querschnitt

des portugiesischen Stückes ist im Vergleich hjerzu wesentlich breiter; die innersten Windungen sind sogar fast kreisrund. *Coeloceras* cf. *anguinum* REIN. steht daher dem *Coeloceras annulatifforme* BONAR. schon sehr nahe.

Fundort: Östlich der Kirche von Escapaes.

Coeloceras annulatifforme BONARELLI.

Taf. XV, Fig. 3 und 4.

- 1881 *Coeloceras Desplacei* MENEGHINI: Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie), Lias supérieur. Paléont. Lombarde, (4) Taf. XVI, Fig. 7a u. b.
- 1889 *Coeloceras annulatifforme* BONARELLI: Le Ammoniti del „Rosso Ammonitico“ descritte e figurate da G. MENEGHINI. Bolletino della Soc. Malacolog. ital., Bd. XX, S. 55.
- 1912 *Coeloceras annulatifforme* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 65, 71, 76.

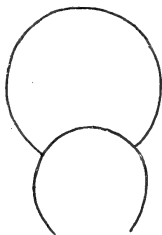


Fig. 9. Durchschnitt des Umganges von *Coeloceras annulatifforme* BONARELLI.

PRINZ¹⁾ citiert unter dem Namen „*Coeloceras crassum* PHILL. mut. *mutabilecostata* PRINZ“ eine Form, als deren Typus er die Abbildung bei MENEGHINI, Taf. XVI, Fig. 7 wählt. Dies geschah jedoch ohne Berücksichtigung der in der obigen Synonymenliste zitierten Revisionsarbeit von BONARELLI, wonach MENEGHINI'S Bestimmung „*Ammonites Desplacei* D'ORB.“ als irrtümlich erkannt, und der Name „*annulatifforme* BONAR.“ eingeführt worden war.

Diese Bezeichnung ist sehr glücklich gewählt, da die Spezies dem *Coeloceras annulatum* Sow. äußerst ähnlich ist. Sie unterscheidet sich von dieser Art dadurch, daß die feine *Anguinum*-Berippung nicht nur auf die äußersten Umgänge beschränkt ist, sondern auch schon auf den älteren Windungen auftritt.

Leider läßt die Abbildung bei MENEGHINI den innersten Kern der Umgänge nicht deutlich erkennen. Es scheinen hier aber Knoten aufzutreten, von denen aus — wie bei *Coel. crassum* PHILL. — immer nur eine Rippe nach der Naht zuläuft.

¹⁾ Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst., Bd. XV, 1904, S. 97.

Die Embryonalentwicklung des *Coeloceras annulatiforme* BONARELLI würde somit einem *Coeloceras crassum* PHILL. entsprechen, während sie bei *Coeloceras annulatum* Sow. mit *Coeloceras Desplacei* D'ORB. ident ist.

Der Querschnitt der beschriebenen Art ist kreisförmig.

Coeloceras annulatiforme BONAR. ist im portugiesischen Oberlias ziemlich häufig; es liegen eine Anzahl Stücke vor, die mit MENEGHINIS Abbildung gut übereinstimmen.

Fundorte: Unterhalb der ersten Häuser von Sepim; östlich der Kirche von Escapaes; im WNW von Vimeira; etwa 1 km nördlich von Silvan; halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes.

Coeloceras crassum PHILL.

- 1844 *Ammonites Raquinianus* D'ORBIGNY: Paléont. franç., Terrains jurassiques. Céphalop., Taf. 106, Fig. 1–5.
- 1846 *Ammonites crassus* QUENSTEDT: Cephalopoden, S. 174, Taf. 13, Fig. 10.
- 1856 *Ammonites crassus* OPPEL: Juraformation, S. 256.
- 1858 *Ammonites crassus* QUENSTEDT: Jura, S. 251, Taf. 36, Fig. 1.
- 1869 *Ammonites crassus* ZITTEL: Zentralapennin., S. 135.
- 1874 *Ammonites crassus* DUMORTIER: Etud. paléont. des dépôts jura. du bassin du Rhône IV, Lias supérieur, S. 95, Taf. XXVII, Fig. 5–11; Taf. XXVIII, Fig. 1–2.
- 1880 *Stephanoceras crassum* TARAMELLI: Lias Province venete, S. 75, Taf. III, Fig. 13.
- 1880 *Ammonites crassus* CHOFFAT: Terrains jurassiques du Portugal, Lissabon, S. 19, 20, 30.
- cf. 1884 *Stephanoceras crassum* WRIGHT: Lias Ammonites of the British Islands, S. 481, Taf. 86, Fig. 1, 2, 8, 9, 10 (Übergänge zu *Coeloceras subarmatum* JOUNG und BIRD).
- 1884 *Stephanoceras Raquinianum* WRIGHT: ibidem, Taf. 86, Fig. 5, 6, 7; Taf. 87, Fig. 1–3, 7, 8.
- 1885 *Ammonites crassus* QUENSTEDT: Ammoniten des Schwäbischen Jura, I, Lias, S. 372, Taf. 46, Fig. 19–21, 23.
- 1898 *Coeloceras crassum* HUG: Lias u. Doggerammoniten der Freiburger Alpen, I. Abhd. d. schweiz. paläont. Ges. 25, 19, Taf. VI, Fig. 4.
- 1904 *Coeloceras crassum* PRINZ: Fauna der älteren Jurabildungen i. nord-östl. Bakony. Jahrb. d. ung. Geol. Anst. 15, S. 97.
- 1904 *Coeloceras crassum* mut. *mutabilecostata* PRINZ: ibidem, S. 97, Taf. XXXIV–XXXV, Fig. 4.
- 1906 *Coeloceras crassum* RENZ: Mesozoische Formationsgruppe d. südwestl. Balkanhalbinsel. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXI, S. 283.
- 1912 *Coeloceras crassum* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 76, 77.

Bei Besprechung des *Coeloceras annulatiforme* BONAR. wurde nachgewiesen, daß die von PRINZ aufgestellte Mutation „*Coel. crassum* PHILL. mut. *mutabilecostata* PRINZ“ nicht aufrecht erhalten werden kann.

PRINZ zitiert in seiner Arbeit über den nordöstlichen Bakony ein Exemplar dieser „*mut. mutabilecostata*“ von la Verpellière (Isère), das sich im Breslauer Museum befindet.

Ich konnte bei genauer Nachprüfung an dem Stück wie an einer Reihe anderer, absolut gleicher Exemplare vom gleichen Fundpunkt, die ich in den Sammlungen des geologischen Institutes der Universität Grenoble nachsehen konnte, keine Unterschiede gegen den Typus des *Coel. crassum* PHILL. beobachten. Sie stimmen sämtlich mit den zahlreichen Abbildungen dieser Art vollkommen überein. Die Mutation von PRINZ ist daher einzuziehen.

Im portugiesischen Material ist *Coel. crassum* PHILL. ziemlich häufig. Die Stücke entsprechen sämtlich dem Typus.

Fundorte: An der Straße Murtede—Pedrulha; an der Straße Silvan—Murtede; halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes; im NW von Vimeira.

Coeloceras commune SOWERBY.

Taf. XI, Fig. 6 und Taf. XIII, Fig. 9.

- 1815 *Ammonites angulatus* SOWERBY: Mineral. Conch. Taf. 107, Fig. 1.
 1815 *Ammonites communis* SOWERBY: Mineral. Conch. Taf. 107, Fig. 2, 3.
 1830 *Ammonites communis* ZIETEN: Versteinerungen Württembergs, S. 9, Taf. 7, Fig. 2.
 1830 *Ammonites annularis* ZIETEN: Versteinerungen Württembergs, S. 14, Taf. X, Fig. 10.
 1842 *Ammonites communis* D'ORBIGNY: Paléont. franç., Terr. jurass., Céphalop., S. 336, Taf. 108.
 1846 *Ammonites communis* QUENSTEDT: Cephalopoden, S. 172, Taf. XIII, Fig. 8.
 1856 *Ammonites communis* OPPEL: Juraformation, S. 255.
 1858 *Ammonites communis* QUENSTEDT: Jura, S. 251.
 1874 *Ammonites communis* DUMORTIER: Etud. paléont. des dépôts jurass. du bassin du Rhône, IV, Lias supérieur, S. 93, Taf. XXVI, Fig. 1, 2.
 1874 *Ammonites communis* BRAUNS: Hilsmulde. Palaeontographica Bd. XIII.
 1880 *Ammonites communis* CHOFFAT: Terrains jurass. du Portugal, Lissabon, S. 19, 20.
 1885 *Ammonites communis* QUENSTEDT: Ammoniten d. Schwäb. Jura, Lias, S. 369, Taf. XLVI, Fig. 1, 3.
 1886 *Stephanoceras commune* WRIGHT: Lias Ammonites of the British Islands, S. 473, Taf. LXXXIII, Fig. 3, 4; Taf. LXXXIV, Fig. 1 bis 3; Taf. LXXXVII, Fig. 9, 10.
 1887 *Ammonites (Coeloceras) communis* DENCKMANN: Lias von Dörnten. Abhandl. z. geol. Spéz.-Karte von Preußen usw. Bd. VIII, Heft II, S. 80.
 ? 1892 *Coeloceras* aff. *commune* ROTHPLETZ: Perm auf Timor. Palaeontographica Bd. XXXIX, S. 102.
 1904 *Coeloceras commune* PRINZ: Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstl. Bakony. Jahrb. d. ung. Geol. Anst. Bd. 15, S. 96.

- 1906 *Coeloceras commune* RENZ: Mesozoische Formationsgruppe d. südwestl. Balkanhalbinsel. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. XXI, S. 284.
 1908 *Coeloceras commune* BORISSJAK: Fauna des Donez-Jura. Mém. du comité géol. St. Pétersbourg, Livraison 37, S. 74.
 1912 *Coeloceras commune* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen i. portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 76 u. 77.

Diese Art ist im Oberlias von Portugal überaus häufig; sie liegt in einer großen Anzahl meist kleiner, verkiester Individuen vor.

Coeloceras commune Sow. tritt hier aber schon in den Schichten mit *Amaltheus spinatus* BRUG. auf und reicht bis zum *Discoides*-Horizont an der Untergrenze der *Bifrons*-Zone.

Fundorte: An der Straße Murtede—Pedrulha; etwa 1 km nordöstl. Silvan; NNO von Silvan; nördl. Enxofaes bei den östlichen Windmühlen; halbwegs zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes.

Coeloceras commune Sow. var. *Holandrei* D'ORB.
 emend. MEISTER.

Taf. XV, Fig. 6 und 7.

- 1844 *Ammonites Holandrei* D'ORBIGNY: Paléont. franç., Terr. jurass., Céphalop., S. 330, Taf. 105.
 1856—58 *Ammonites Holandrei* OPEL: Juraformation, S. 255.
 1874 *Ammonites Holandrei* DUMORTIER: Etud. paléont. des dépôts jurass. du bassin du Rhône, IV, Lias supérieur, S. 94, Taf. XXVII, Fig. 1—3.
 1880 *Ammonites Holandrei* CHOFFAT: Terrains jurass. du Portugal, Lissabon, S. 19, 20 (cfr. *Holandrei*).
 1886 *Stephanoceras commune* WRIGHT: Lias Ammonites of the British Islands, Taf. LXXXVII, Fig. 9, 10.
 1912 *Coeloceras Holandrei* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portugies. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. I, S. 77.

P. CHOFFAT zitiert aus dem unteren Oberlias *Ammonites Holandrei* D'ORB. Aus dem gleichen Niveau finden sich in dem vorliegenden Material Stücke, die mit der D'ORBIGNYSchen Originalabbildung vollkommen ident sind.

Nach QUENSTEDT¹⁾ ist *Ammonites Holandrei* D'ORB. von *Coeloceras commune* Sow. nicht zu trennen. Tatsächlich stellt *Amm. Holandrei* D'ORB. nur insofern eine extreme Form von *Coel. commune* Sow. dar, als die Berippung weit tiefer und prägnanter eingeschnitten ist, als dies bei dem gleichmäßig feingerippten *Coel. commune* Sow. der Fall ist. Eine Unterscheidung als Varietät ist jedoch gerechtfertigt.

Bei der mangelhaften Erhaltung der verkiesten Stücke sind Unterschiede im Querschnitt nicht festzustellen. Nach D'ORBIGNYS

¹⁾ Ammoniten d. Schwäb. Jura, I, Lias, 1885, S. 369.

Abbildung zu schließen, ist „var. *Holandrei*“ evoluter und im Querschnitt oval. Die Lobenlinie der „var. *Holandrei*“ ist wesentlich einfacher als die des Typus, so daß sie vielleicht als Vorläufer des *Coel. commune* Sow. anzusehen ist.

Fundort: Nördlich Enxofaes unterhalb der östlichen Windmühle.

Coeloceras Braunianum D'ORBIGNY.

Taf. XI, Fig. 9.

1849 *Ammonites Braunianus* D'ORBIGNY: Paléont. franç., Terr. jurass., Céphalop., S. 327, Taf. 104, Fig. 1—3.

1874 *Ammonites Braunianus* DUMORTIER: Etude paléont. des dépôts jura. du bassin du Rhône IV, Lias supérieur, Taf. XXVIII, Fig. 5.

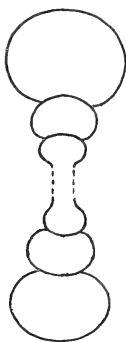


Fig. 10. Durchschnitt von *Coeloceras Braunianum* D'ORB.

1881 *Stephanoceras Braunianum* MENEGHINI: Fossiles du calc. rouge ammon. Lias supérieur. Paléont. Lombarde (4) S. 73.

1856—58 *Ammonites Braunianus* OPEL: Juraformation, S. 255.

1885 *Ammonites Braunianus* QUENSTEDT: Ammoniten d. Schwäb. Jura, Lias, S. 372, Taf. XLVI, Fig. 18.

1886 *Stephanoceras Braunianum* WRIGHT: Lias Ammonites of the British Islands. Taf. LXXXVI, Fig. 4 (weitrippige Varietät).

(?) 1886 *Stephanoceras fibulatum* WRIGHT: ibidem, Taf. LXXXV, Fig. 5, 6, 9.

1892 *Stephanoceras (Coeloceras)* cf. *Braunianum* ROTHPLETZ: Perm usw. auf Timor. Palaeontogr. Bd. XXXIX, S. 103.

1904 *Coeloceras Braunianum* PRINZ: Die älteren Jurabildungen im nordöstl. Bakony, Jahrbuch d. k. ung. Geol. Anst., Bd. XV, S. 98.

1908 *Coeloceras Braunianum* BORISSJAK: Die Fauna des Donez-Jura. Mém. du comité géol. St. Pétersbourg, Livraison 37, S. 74.

1912 *Coeloceras Braunianum* RENZ: Stratigraphische Untersuchungen im portug. Lias. N. Jahrb. f. Min. usw., I. S. 77.

QUENSTEDT und PRINZ fassen *Coeloceras Braunianum* D'ORB. als Mutation von *Coel. commune* Sow. auf.

Wengleich die nahe Verwandtschaft augenscheinlich ist, so bestehen doch in der Anordnung und im Verlauf der Rippen

deutliche Unterschiede. D'ORBIGNY und DUMORTIER geben gute Abbildungen dieser Art. „Sie zeichnet sich durch die parallele Stellung der seitlichen Rippen aus, von denen sich jede an der Rückenante in zwei spaltet, welche in gerader Richtung über den Rücken verlaufen“ (OPPEL S. 256).

Bei *Coel. commune* Sow. laufen die Rippen hingegen in leichtem Schwünge über die Seiten der Umgänge und mit einer scharfen Ausbiegung nach vorn teils gespalten, teils einfach über den allseitig gerundeten Rücken; eine ausgeprägte Rückenante fehlt bei *Coel. commune* Sow. Die Stelle, wo sich die Rippen teilen, ist bei *Coel. Braunianum* D'ORB. — bei D'ORBIGNYS Abbildung deutlich sichtbar — durch eine knotenartige Verdickung ausgezeichnet, die bei *Coel. commune* Sow. nicht zu beobachten ist.

Aus Portugal liegen zwei gut erhaltene Stücke vor. Das größere stimmt mit dem Typus überein, während das kleinere Exemplar etwas engrippiger, im übrigen aber von der Art nicht zu trennen ist.

Fundorte: Im NNW des Windmühlentügels von Marmeleira; an der Straße Silvan—Murteide.

12. Beitrag zur Geologie der nordsächsischen Grawackenformation.

Von Herrn E. WEISE in Plauen i. V.

Hierzu Tafel XVI und XVII.

In dem nördlichen Sachsen erstreckt sich von Lauban über Görlitz herziehend eine mächtige, z. T. bis 10 km breite Ablagerung von Grauwacken und Grauwackenschiefern bis zum Colmberge bei Oschatz, welche man als nordsächsische Grauwackenformation bezeichnet hat. Sie lagert einerseits auf einem großen Teile ihrer Erstreckung, namentlich mit ihrem Südrande dem Lausitzer Granit, hier durch diesen metamorphosiert, auf; andererseits wird sie nach N. hin von diluvialem Sand und Schottern der Lausitzer Bäche und der Elbe überlagert. Ihre größte von Schotterbedeckung freie Ausladung besitzt sie in der Gegend von Elstra, Kamenz und Königsbrück, wo sie die letzten zur norddeutschen Tiefebene abfallenden Berge dieses Teiles der nördlichen Lausitz bildet. Während ihre Zugehörigkeit zum Palaeozoicum seit langer Zeit schon außer Zweifel stand, blieb ihre Stellung innerhalb dieser Formationsgruppe bis in die neuere Zeit unsicher infolge der Verwischung des normalen Gesteinscharakters durch Kontaktmetamorphose auf weite Strecken hin, sowie infolge des scheinbar absoluten Mangels an organischen Resten. Auf den für sie in Frage kommenden Blättern der geologischen Spezialkarte von Sachsen wurde sie wegen ihrer nahen räumlichen Beziehungen zum Silur diesem, und zwar der unteren Stufe desselben, zugeteilt, wie dies auch von GÜRICH¹⁾ bezüglich der Görlitzer Grauwacken geschah.

Nachdem in den siebziger und achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts das vogtländische Palaeozoicum einer eingehenden Untersuchung und Kartierung unterzogen worden war, erteilte mir im Jahre 1891 die Direktion der sächsischen Landesuntersuchung den Auftrag, die Lausitzer Grauwackenformation mit den ähnlichen Ablagerungen im Vogtlande zu vergleichen und die geologische Stellung jener zu ermitteln. Durch eine Reihe von Exkursionen in der Gegend von Lauban, besonders aber in der von Görlitz, wo mir der Schlüssel zur Lösung der Frage zu liegen schien, machte ich mich mit der

¹⁾ GÜRICH: Erläuterungen zu der geologischen Übersichtskarte von Schlesien, 1890.

dort vorkommenden Aufschlüssen bekannt. Die Kamenzer Vorkommnisse hatte ich bereits früher wiederholt untersucht. Die Ergebnisse der Untersuchung wurden auf den Meßtischblättern Görlitz, Horka, Niesky und in dem Bericht an die Direktion der Landesuntersuchung von Sachsen niedergelegt. Dringende andere Arbeiten machten die weitere Verfolgung des Gegenstandes vorläufig unmöglich.

Das Hauptergebnis, zu dem ich auf Grund der petrographischen Natur des gesamten Grauwackenkomplexes und der Vergleichung mit den vogtländischen Vorkommnissen gelangte, war die Überzeugung, daß die Lausitzer Grauwackenformation äquivalent sei dem unteren Kulm des Vogtlandes. Als Bestätigung dieser Auffassung fand sich in engster Verknüpfung mit jenen Grauwacken ein Lager von typischem Kulmkalk am unteren Ende von Cunnersdorf bei Görlitz, überlagert von einem Konglomerat aus Dubranquarziten, Untersilurschiefern, Nereitenquarzit, Kieselschiefer und anderen paläozoischen Gesteinen. Es boten sich demnach hier ganz ähnliche Verhältnisse, wie sie am Koßberge bei Kürbitz und am rechten Elstergehänge bei Pirk (Sekt. Plauen-Ölsnitz) im unteren Kulm klar aufgeschlossen sind. Auf CREDNERS geologischer Übersichtskarte von Sachsen sind die Lausitzer Grauwacken dann in der Folge als unterer Kulm zur Darstellung gelangt. Eine eingehende Untersuchung und Kartierung des gesamten Grauwackengebietes Nordsachsens wurde in den Jahren 1906 und 1907 von K. PIETZSCH ausgeführt (diese Zeitschr., Bd. 61, Heft 1 und 2, 1907) und dabei eine schärfere Abgrenzung des Kulms vom Unter- und Obersilur, soweit dies bei der ausgedehnten diluvialen Bedeckung möglich ist, vorgenommen. Auch er bestätigt vorzugsweise nach dem petrographischen Befunde die unterkulmische Natur der Lausitzer Grauwacken, wie dies auch von E. ZIMMERMANN in seinem Bericht über das Palaeozoicum in dieser Zeitschr., Mon.-Ber. 1908, Nr. 7, geschah.

Immer aber waren es bis in die neueste Zeit hinein nur petrographische Momente, auf denen die Bestimmung dieser Gesteinsablagerungen als Glieder der Kulmformation beruhte. Paläontologische Beweise fehlten, wie dies die Erläuterungen zu den Lausitzer Blättern der sächsischen geologischen Spezialkarte, E. ZIMMERMANN und K. PIETZSCH betonen. Angesichts dessen erscheint ein Fund, der mir im Herbst des Jahres 1912 gelang, von wesentlicher Bedeutung.

Am Nordwestabhänge des Vogelsberges an der Straße Kamenz-Königsbrück, ca. 2 km von Kamenz entfernt, hat die

Firma Weiland einen ausgedehnten Bruch in den dortigen bereits außerhalb des Kontaktbereiches des Granits liegenden Grauwacken behufs Gewinnung von Beschotterungsmaterial angelegt. Bei einem Besuch, den ich diesem Aufschlusse im Herbst 1912 abstattete, legte mir der Betriebsleiter Herr BLANK, dem ich für seine Unterstützung bei dem Sammeln von Handstücken zu besonderem Dank verpflichtet bin, Handstücke eines Grauwackenschiefers aus dem Bruche vor (Fig. 1 und 2), auf dem ich sofort jene Pflanzenhäcksel erkannte, wie sie in den Kulmschiefen des Vogtlandes, z. B. bei Mehltheuer (Sekt. Plauen-Pausa), am Koßberge bei Kürbitz (Sekt. Plauen-Ölsnitz) und bei Nentzschau (Sekt. Bobenneukirchen-Gattendorf), vorkommen. Die betreffenden Platten zeigen ein unregelmäßiges Gewirr von dünnen, meist nur 0,5—1 mm breiten Stengelchen, aus denen recht häufig seitliche Zweige unter mehr oder weniger spitzem Winkel entspringen. An einzelnen lassen sich elliptische 8—10 mm lange und etwa 2 mm breite Blättchen erkennen. Derartige Blätter liegen auch ziemlich zahlreich verstreut in dem Häcksel. Auf der Schichtfläche einer größeren Platte (Fig. 3) erreichen die z. T. an den Enden zerfaserten Stengel eine Breite von 5—10 mm. Die Mehrzahl von diesen ist durchaus gerade und scharf geradlinig begrenzt, ebenso besitzen die meistens unter dem Winkel von $40-45^{\circ}$ abzweigenden Seitenäste gerade Form und scharfe Begrenzung, ein Umstand, welcher auf bedeutende Starrheit des ursprünglichen Pflanzenkörpers schließen läßt. Nur ein Exemplar nimmt auf einer Strecke von 20 mm nach oben stufenartig an Breite ab und setzt dann erst geradlinig fort. An den Stufen sitzen auf der einen Seite 3 Abzweigungen von 3—4 mm Breite unter den oben angegebenen Winkeln, am geradlinigen Teile 2 dünnere, während auf der anderen unter spitzem Winkel ein blattartiges Gebilde ansetzt. Die muldenförmigen Vertiefungen an dem dicken Stengelteile dürften Blattnarben, die schmallanzettlichen seitlichen Gebilde somit Blätter sein.

Von besonderer Wichtigkeit erscheinen mir die zwei Platten, welche in Fig. 4 und 5 dargestellt sind. Auf der ersten dieser beiden findet sich ein dünner Stengel von etwa 30 mm Länge, an dem ein klar ausgeprägtes Blatt von etwa 40 mm Länge mit breitem Blattgrund stiellos sitzt. Der letztere mißt am Stengel 12 mm, die mittlere Breite beträgt 9 mm. Das am Ende abgerundete Blatt besitzt lineale Form. Der dunkle Streifen, der vom Grund aus die Mitte der Spreitze durchzieht, scheint einen stärkeren Mittelnerv anzudeuten. Andere Strukturen lassen sich nicht erkennen. Feine Quarz-

kryställchen, mit denen die ganze Platte zerstreut ist, verwischen die Nervatur. An verschiedenen Stellen der Gesteinsfläche zeigen sich ferner schmale, lange, in eine Spitze auslaufende Blattformen; namentlich deutlich treten zwei solche auf einer weiteren Platte, Fig. 5, auf der linken Seite hervor; sie besitzen hier eine Länge von 50—60 mm bei 4 mm Breite am Grunde. Der Ansatz am Stengel ist hier ebensowenig wie bei den weniger deutlichen auf der rechten Seite des Handstückes erkennbar. Nervatur fehlt auch hier. Herr Prof. Dr. STERZEL in Chemnitz, dem ich für seine Beihilfe bei der Bestimmung der so interessanten Pflanzenreste auch an dieser Stelle herzlichst danke, glaubt sie als Cordaiten anzusprechen zu müssen, am meisten erinnernd an *Cordaites palmaeformis*. (Vgl. GÖPPERT: Fossile Flora des Übergangsgebirges. Breslau 1850. Taf. 15 und 16, Fig. 1—5.)

In Verbindung mit dem petrographischen Charakter der Lausitzer Grauwacken liefern die beschriebenen Reste, die bereits einem höheren Pflanzentypus angehören, einen kaum mehr anzuzweifelnden Beweis für die Zugehörigkeit des Gesteinskomplexes zum unteren Kulm, aus dem sie meines Wissens die ersten organischen Reste repräsentieren. Der Fund beweist zugleich, daß der Mangel an Versteinerungen in den Grauwacken der Lausitz kein absoluter ist und gibt der Hoffnung auf weitere, vielleicht bessere Funde Raum. Der Fundpunkt liegt in dem oben erwähnten WEILANDSchen Bruche, wie bereits angeführt, etwa 100 m von der Straße Kamenz—Königsbrück entfernt. Am Brucheingang treten zunächst dickbankige dunkle, graublau-graue Grauwackensandsteine von feinem Korn auf, die im allgemeinen ost-westliches Streichen haben und ziemlich steil aufgerichtet sind mit Einfallen nach S. Sehr häufig haben in ihnen starke Verdrückungen und Zerquetschungen stattgefunden. Nach WSW zu mehren sich Einlagerungen eines dickplattigen grüngrauen, fast dichten Schiefers von der Art des Wetzschiefers. Etwa 100 m von der Straße ist den Grauwacken ein 1—2 m mächtiger Komplex derartiger Schiefer eingeschaltet, welcher außerordentlich reich an dem beschriebenen Pflanzenhäcksel ist, während deutliche Blätter zu den Seltenheiten gehören. Da die Brucharbeit am Vogelsberge in Zukunft die Schichten durchqueren wird, ist Hoffnung vorhanden, daß noch weitere pflanzenführende Schichten angefahren werden, und es wird der Gegenstand von dem Verfasser weiter verfolgt werden.

13. Über *Ricnodon cf. dispersus* FRITSCH aus dem böhmischen Obercarbon.

Von Herrn K. HUMMEL in Freiburg i. Br.

(Hierzu Taf. XVIII.)

Bei der Untersuchung von Fossilien der Nürschaner Gaskohle aus dem Besitze der Münchener Staatssammlungen fand sich das recht gut erhaltene Skelett eines Mikrosauriers, der, vor allem nach der Beschaffenheit seines Schuppenpanzers, zur Gattung *Ricnodon* FRITSCH gestellt werden muß und am meisten Ähnlichkeit mit der Spezies *R. dispersus* FRITSCH aufweist. FRITSCH¹⁾ beschreibt von dieser Gattung nur sehr mangelhafte Überreste, während das vorliegende Stück die Schädeloberseite und die ganze Rumpfwirbelsäule sowie den Bauchpanzer im Zusammenhang erkennen läßt.

Das Tier ist in einer Länge von etwa 18 cm erhalten. Da vom Schwanz aber nur ein kurzes Stück vorhanden ist, so mag das ganze Tier wohl 23—25 cm lang gewesen sein. Davon entfallen auf den Kopf etwa 25 mm, auf den Rumpf etwa 11,5 cm.

Der Bauchpanzer ist sehr kräftig entwickelt. Er erstreckt sich über die ganze Länge des Rumpfes und auch über den Schwanz, soweit dieser überhaupt erhalten ist. Die einzelnen Schuppen sind sehr groß, etwa 3—3½ mm lang und 2 mm breit. Sie stehen in zahlreichen Querreihen und überdecken sich dachziegelförmig, so daß nur etwa das hinterste Drittel frei bleibt. Sie sind mit Längsstreifen versehen, die nach hinten schwach konvergieren. Der Hinterrand ist verdickt und quer gekerbt. Schuppen der Rückenseite lassen sich nicht mit Sicherheit nachweisen.

Die Rumpfwirbelsäule besteht aus etwa 34 lepospondylen Wirbeln. Die oberen Bögen sitzen vorn auf den Wirbelkörpern auf und zeigen sehr kräftig entwickelte, nach hinten ausgezogene

¹⁾ A. FRITSCH: Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens, Bd. I. Prag 1883.

Dornfortsätze. Sämtliche Rumpfwirbel scheinen Rippen getragen zu haben. Die Rippen sind zweiköpfig, leicht gekrümmt, und erreichen in der Mitte des Körpers etwa $3\frac{1}{2}$ fache Wirbellänge, während sie vorn und hinten etwas kürzer sind. Die vordersten Rippen, etwa 10 Paare, sind distal verbreitert, die übrigen zugespitzt.

Von der Schwanzwirbelsäule sind etwa 20 Wirbel erhalten, die ziemlich rasch an Größe abnehmen, so daß die kleinsten nur noch etwa halb so groß sind als die vordersten Wirbel. Die oberen Bögen und die Dornfortsätze sind stark entwickelt. Die vorderen Schwanzwirbel zeigen außerdem nach unten hin spitze Fortsätze, von denen sich nicht entscheiden läßt, ob es kurze Rippen oder Hämapophysen sind.

Vom Schultergürtel finden sich undeutliche Reste unterhalb des Schädels. Eine große, radialstrahlige, unbestimmt umgrenzte Platte könnte vielleicht als Interclavicula gedeutet werden. Der Abdruck eines keulenförmigen Knochens auf dieser Platte kann von einer Clavicula herrühren; eine geknickte Knochenspanne entspricht vielleicht einem Cleithrum.

Der Beckengürtel und sämtliche Extremitätenknochen sind derartig verlagert, daß sich nichts Bestimmtes über sie aussagen läßt. Die Extremitäten waren im Vergleich zum Körper recht klein; der Humerus hat nur etwa doppelte, der Femur dreifache Wirbellänge. Der Unterarm hat wenig mehr als die halbe Länge des Oberarms. Carpus und Tarsus scheinen nicht verknöchert gewesen zu sein. FRITSCH führt als allgemeinen Gattungscharakter von *Ricnodon* auf, die Extremitäten seien kräftig und gleichstark entwickelt. In der Einzelbeschreibung wird aber überhaupt nichts von Extremitätenknochen erwähnt, auch sind keine solchen abgebildet, so daß durchaus nicht zu erkennen ist, worauf diese Behauptung sich gründet.

Der Schädel war wohl etwas breiter als lang. Die Augenhöhlen liegen in der vorderen Hälfte und sind nahezu um das Doppelte ihres Querdurchmessers voneinander entfernt. Sklerotikalverknöcherungen sind nicht zu erkennen. Die Nasenöffnungen sind nicht erhalten. Auch das Foramen parietale ist, im Gegensatz zu dem von FRITSCH beschriebenen Schädelfragment, sehr undeutlich und klein, wenn auch erkennbar. Die Skulptur der Schädeloberseite stimmt auch nicht ganz mit der von FRITSCH gegebenen Beschreibung überein; denn es sind nicht bloß zahlreiche Grübchen vorhanden, sondern die Knochen sind dicht mit länglichen, auf den Scheitelbeinen radial verlaufenden Vertiefungen und Leisten bedeckt. FRITSCH hält es jedoch selbst für möglich, daß die von ihm beschriebenen

Skelettreste mit Teilen anderer Stegocephalen vermengt sind. Es ist daher nicht ausgeschlossen, daß die von ihm beschriebenen Parietalia gar nicht zu einem *Ricnodon* gehörten. Von Schleimkanälen konnte nichts Sicheres entdeckt werden.

Mit Ausnahme der Intertemporalia scheinen sämtliche bei Stegocephalen vorkommenden Knochen des Schädeldachs vorhanden gewesen zu sein. Die seitlichen und vorderen Partien des Schädels sind allerdings weniger gut erhalten, fehlen auf der linken Schädelseite ganz, so daß die Deutung der einzelnen Teile dieser Partien unsicher bleiben muß. Das Nähere zeigt die Abbildung.

Die Supratemporalia liegen in einem halbkreisförmigen Ausschnitt der Parietalia. Einen ähnlichen Ausschnitt zeigen auch die Parietalia der von FRITSCH in derselben Familie wie *Ricnodon* beschriebenen Gattung *Hyloplexion*. In welcher Weise sich allerdings bei dieser Gattung das Supratemporale seitlich an das Postparietale und Parietale anlagerte, ist nicht festzustellen, da die Knochen auseinandergerissen sind. Das Vorhandensein der Tabularia ist sehr problematisch. Vielleicht ist die nach hinten ausgezogene Spitze des linken Supratemporale ein selbständiger Knochen und als Tabulare anzusprechen. Auf der rechten Schädelhälfte deutet möglicherweise eine dreieckige Vertiefung hinter dem Supratemporale, die aber nicht deutlich als Abdruck eines Knochens zu erkennen ist, auf die Anwesenheit eines Tabulare hin.

Squamosum und Quadratojugale scheinen etwas ineinander gequetscht zu sein, und auch die untere Begrenzung des Quadratojugale erscheint unnatürlich zackig und zerrissen. Sehr undeutlich ist die Partie, in der der Unterkiefer an den Schädel gelenkt. Ein kleiner, spitz dreieckiger Knochen, der sich unten an das Quadratojugale anlagert, kann vielleicht als Quadratum gedeutet werden. Wahrscheinlicher aber ist dieser Knochen das abgerissene Articulare des Unterkiefers.

Das Jugale besitzt eine ähnliche rauhe Oberfläche wie die übrigen Schädelknochen. Die Skulptur tritt jedoch auf der Photographie nicht hervor, weil dieser Knochen nicht in derselben Ebene liegt wie die übrigen Teile. Auf der linken Seite des Schädels liegt ein isolierter Knochen, von dem es zweifelhaft ist, ob er ein Postorbitale oder ein Jugale ist. Die nach vorn lang ausgezogene Spitze läßt auf letzteres schließen.

Das Maxillare ist nur sehr schlecht erhalten; Zähne sind keine mehr an ihm zu erkennen. Ein kleiner, dreieckiger Fortsatz, der sich zwischen Jugale und Praefrontale bis an den

Rand der Augenhöhle vorschiebt, ist vielleicht ein selbständiger Knochen, der als Lacrimale gedeutet werden könnte. Das Praemaxillare ist ebenfalls stark zerdrückt und ohne deutliche Zahnreste.

Der Unterkiefer besteht aus zwei deutlich getrennten Teilen, dem zahntragenden Dentale und dem strahlig skulptierten Angulare. Das Vorhandensein eines Articulare ist, wie schon oben erwähnt, nicht sicher nachzuweisen. Im Gipsabguß, der die nur als negative Abdrücke erhaltenen Unterkieferknochen besser als das Original erkennen läßt, zeigt sich, daß die unterhalb des Dentale liegende Knochenspange vielleicht ein vom Angulare zu trennendes Operculare oder Infradentale darstellt. Der entsprechende Knochen der linken Seite liegt unterhalb des rechten Unterkiefers.

Die Zähne des Unterkiefers sind nur als schlechte Abdrücke erhalten und lassen keine Einzelheiten erkennen. Es scheinen jedoch einfache Kegelzähne gewesen zu sein, die nach hinten zu an Größe abnehmen.

Alles in allem zeigt sich, daß die von FRITSCH vorgenommene Einordnung der Gattung *Ricnodon* in die Familie der *Hylonomidae* berechtigt ist. Denn sowohl die allgemeine Körperform als auch die Beschaffenheit der Rippen, Wirbel und Schuppen weist auf Verwandtschaft mit diesen, den Reptilien recht nahe stehenden Mikrosauriern hin. Abweichend ist nur die Skulptur des Schädeldachs. Dagegen zeigt sich, wie schon erwähnt, im Bau des Schädels eine auffallende Ähnlichkeit mit der Gattung *Hyloplecion* FRITSCH. Die Anzahl der Rumpfwirbel scheint bei den Hylonomiden ziemlich veränderlich zu sein; so besitzt *Seeleya* FRITSCH 33, *Hyloplecion* FRITSCH 31, *Hylonomus Geinitzi* CRED.¹⁾ sogar bloß 27 präsakrale Wirbel²⁾, so daß *Ricnodon* mit 34 Wirbeln wohl noch nicht außerhalb des Rahmens der Familie zu fallen braucht.

Unter den gleichaltrigen amerikanischen Formen zeigt *Hylonomus Lyelli* DAWSON³⁾ anscheinend⁴⁾ ebenfalls die charakteristischen, hinten halbkreisförmig ausgeschnittenen Parietalia

¹⁾ H. CREDNER: Die Stegocephalen und Saurier des Plauenschen Grundes bei Dresden, Teil IX. Diese Zeitschr. 42, 1890, S. 240.

²⁾ Im Text spricht CREDNER nur von 20—22 Wirbeln; jedoch läßt eine Abbildung deutlich mindestens 27 präsakrale Wirbel erkennen.

³⁾ Geological Magazine VIII, 1891, S. 149 und 285.

⁴⁾ Die von DAWSON nur einzeln abgebildeten und nicht näher beschriebenen Parietalia lassen nicht genau erkennen, was vorn und was hinten ist.

und außerdem dieselbe Vergrößerung der Zähne im vorderen Teile des Unterkiefers, wie sie auch bei *Ricnodon* zu erkennen ist. Im übrigen fand sich aber auch in den Arbeiten von COPE und MOODIE kein Mikrosaurier beschrieben, der bedeutendere Ähnlichkeiten mit *Ricnodon* aufweist. Diese Gattung ist daher offenbar im Carbon von Nordamerika bisher noch nicht aufgefunden worden.

14. Über den Fund eines Moschusochsen- schädels im Diluvium des Emschertales¹⁾.

Von Herrn PAUL KUKUK in Bochum.

Hierzu Tafel XIX und XX.

Bei der Besichtigung einer ungeordneten Privatsammlung fossiler Säugetierreste aus dem Emscherdiluvium im nieder-rheinisch-westfälischen Industriebezirk fiel mir vor kurzem ein eigenartiges Schädelfragment²⁾ in die Augen, das ich als den Schädel eines Moschusochsen erkannte. Da fossile Reste vom Moschusochsen, insbesondere guterhaltene Schädel dieses Tieres, sowohl in Deutschland als in Europa und Asien überhaupt immer noch recht selten sind, ferner weder in der älteren noch in der neueren Literatur³⁾ über das Diluvium des Industrieviertels das Vorkommen von Resten des Moschusochsen erwähnt wird, und schließlich solche Funde aus dem niederrheinisch-westfälischen Diluvium meines Wissens auch in keiner anderen Sammlung vorhanden sind, so dürfte eine kurze Mitteilung über den Fund eines trefflich erhaltenen *Ovibos*-Schädels unter Beigabe einiger Abbildungen in mehrfacher Hinsicht weiterem Interesse begegnen.

Meinen weiteren Ausführungen sei eine kurze Beschreibung des Schädels mit dem Bemerkten vorausgeschickt, daß ich meine Darstellung, insbesondere den Schädelbefund, als vorläufige Mitteilung betrachten möchte.

Das Schädelfragment stellt sich als ein mit beiden Hornzapfen, Hinterwand, Seitenwänden und Schädelbasis versehener Gehirnschädel dar, dessen Gesichtsknochen sämtlich fehlen, ein

¹⁾ Vortrag, gehalten auf der Tagung der 84. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte in Münster i. W. 1912.

²⁾ Der Schädel befindet sich jetzt in der Sammlung des geologischen Instituts der Universität in Münster.

³⁾ R. BÄRTLING: Das Diluvium des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glacialdiluvium, und H. MENZEL: Über die Quartärfauna des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks. Diese Zeitschrift **64**, 1912, Monatsber. S. 155 ff bezw. S. 177 ff.

KAHRS: Aus dem Museum der Stadt Essen. Prähistorische Funde im Industriegebiet. Essens Entwicklung 1812—1912. Essen 1912, S. 61 ff.

Erhaltungszustand, wie er bei fast allen fossilen Schädeln vom Moschusochsen beobachtet wird. Erfreulicherweise ist der Erhaltungszustand des Schädelrestes im übrigen ein ganz vorzüglicher, da er, abgesehen von dem Fehlen der erwähnten Knochen, fast gar keine Abrollung, sondern nur geringe Beschädigungen aufweist.

Das Schädeldach wird fast völlig von den trapezförmig gestalteten, breiten Sockeln der Hornzapfen eingenommen (s. Fig. 1), die sich bis zu mehreren Zentimetern über Stirn- und Scheitelbeine erheben. Die linke Hornzapfenbasis ragt etwas über die rechte hervor. Nach beiden Seiten gehen die durch eine schmale Furche getrennten Hornbasen in die eigentlichen Hornzapfen über, deren Umfang an der Einschnürungsstelle rechts rd. 47 cm und links 49 cm beträgt. Bei gleichzeitiger starker Verjüngung senken sich die im Querschnitt lang oval geformten Hornzapfen mit ganz geringer Neigung nach außen und vorne zu beiden Seiten des Schädels über die Schläfen (s. Fig. 3) herab. Während der rechte Zapfen völlig erhalten geblieben, ist der linke Zapfen an seinem untersten Ende abgebrochen (s. Fig. 2 und 3) und läßt die spongiöse Beschaffenheit der Knochenmasse erkennen. Das Äußere der Hornzapfen zeigt vornehmlich auf der Oberfläche der Hornbasen eine rauhzellige Beschaffenheit (s. Fig. 1). An der dem Schädel abgewandten Seite fällt die durch tief eingeschnittene Längsfurchen charakterisierte Skulptur der Hornzapfen besonders in die Augen. Die durchschnittlich 1,5 cm breite und 2 cm tiefe, von der linken Hornbasis teilweise überragte, trennende Furche ist sowohl nach vorne wie nach hinten leicht geöffnet, und zwar vorne stärker als am entgegengesetzten Ende (s. Fig. 1). Die Hinterenden der nicht ganz gleichmäßig ausgebildeten Hornsockel stehen mehrere Zentimeter über die Hinterhauptswand hinaus. Gegen die Schädeloberfläche fällt die wohlerhaltene, ziemlich quadratisch ausgebildete Hinterhauptschuppe (s. Fig. 4) fast senkrecht ab. Ihr oberer Rand, der Nackensaum, wird von 2 schwach halbkreisförmig gewölbten und durch einen kurzen Nackendorn getrennten Bogen eingefaßt, unter denen sich je eine tiefe Grube, die Ansatzstelle für die Nackenmuskeln zum Heben des Kopfes, befinden. In der Mitte des unteren Randes liegt das von den beiden Gelenkköpfen eingefaßte ovale Hinterhauptsloch (s. Fig. 4). Auch die Basis des Schädeldaches ist wohlerhalten, insbesondere das Keilbein mit seinen flügelartigen Fortsätzen und das Schläfenbein mit den Griffelfortsätzen (s. Fig. 2 u. 3).

Einige Maße mögen diese kurze Skizze des Schädels ergänzen:

Länge des Schädelfragments in der Mittellinie (gemessen von der Crista bis zum äußersten Rande des Stirnbeines)	rd. 253 mm
Breite des Schädels in der Stirnenge	- 143 -
Sagittale Länge der rechten Hornbasis	- 205 -
- - - linken	- 215 -
Abstand der Hornzapfenspitzen	- 305 -
Länge des rechten Hornzapfens (gemessen an der Außenseite)	- 290 -
Abstand der Hornbasen an dem engsten Punkte	- 11 -
Abstand der Hornbasen an den entferntesten (hintersten) Punkten	- 70 -
Größte Hinterhauptsbreite des Schädels (gemessen zwischen den äußersten Rändern der Gehörgänge)	- 180 -
Höhe der Hinterhauptswand (gemessen von der Oberkante des Hinterhauptsloches bis zur Crista)	- 116 -

Wie die im allgemeinen stark entwickelten Schädelmaße, insbesondere die Breite der Hornbasen, die Länge der Hornzapfen und die Verwachsung der Sagittalnaht zeigen, gehört der Schädel sicherlich einem erwachsenen Tier an. Ferner sprechen die Stärke der Hornzapfen, die geringe Breite der Medianfurche¹⁾, die scharf geschnittenen Gruben für die Muskelansätze unter dem Nackenkamm sowie die schwache Krümmung des Genickkammes²⁾ für ein männliches Tier.

Es erhebt sich nun die Frage, welcher Gattung bzw. Art der oben beschriebene Schädel angehört. Auf Grund des Schädelbefundes und der mir zur Verfügung stehenden Literatur, insbesondere mit Rücksicht auf die erwähnte Arbeit von KOWARZIK³⁾, möchte ich den Schädel zu der von dem genannten Autor neu aufgestellten und näher erläuterten Art⁴⁾ „*Ovibos mackenzianus* Kow.“ stellen, da er nicht nur alle Kennzeichen der von KOWARZIK für diese Art charakteristischen äußeren Merkmale trägt, sondern auch noch bezüglich seines geologischen Alters dieser Art entspricht. Von der in der Literatur oft

¹⁾ S. die Vergleichswerte bei GOTTSCHÉ: Notiz über einen Fund von *Ovibos*. Verh. d. Vereins für naturwissensch. Unterhaltung zu Hamburg 1877, S. 237.

²⁾ KOWARZIK: Der Moschusochse im Diluvium Europas und Asiens. Besonders abgedruckt aus dem 87. Bande der mathem. naturw. Klasse der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften. Wien 1912. Hier ist auch die gesamte Literatur über den fossilen Moschusochsen systematisch zusammengestellt.

³⁾ a. a. O.

⁴⁾ Diese Art läßt sich nach KOWARZIK in fast lückenloser Weise aus der älteren Diluvialzeit bis in die Jetztzeit verfolgen.

zitierten bekannten Art „*Ovibos fossilis* RÜTIMEYER“ unterscheidet sich der Schädel vornehmlich durch den stark abwärts geneigten Verlauf seiner Hornzapfen, die nur schwach gewölbte Ausbildung des Nackenkammes und die große Länge der niedrigen Hornbasen. Übrigens kommt die Bezeichnung *Ovibos fossilis* RÜTIMEYER¹⁾ nach KOWARZIK²⁾ nur noch vier sehr alten Schädeln zu, die durch die erwähnten Unterscheidungsmerkmale von dem oben geschilderten Schädel stark abweichen, während fast alle andern Schädel in die neue Art aufgegangen sind. Es wurde schon erwähnt, daß auch das Alter des Schädels mit seiner Zugehörigkeit zu der Art *Ovibos mackenzianus* im Einklang steht. Wie KOWARZIK nachwies, gehört die Mehrzahl der echten Vertreter von *Ovibos fossilis* der Vorhaupteiszeit an, wengleich auch noch am Ausgange der Haupteiszeit *Ovibos fossilis* vertreten ist. Nach dem genannten Autor ging dann beim langsamen Abschmelzen der Gletscher unter dem Einfluß eines immer stärker in Erscheinung tretenden warmen Klimas aus der alten Art ganz allmählich eine neue Art, und zwar „*Ovibos mackenzianus*“ hervor, die heute noch in den Polarregionen Nord-Amerikas lebt.

Was nun das genaue Alter des Schädels angeht, so muß leider betont werden, daß dieses nicht mit absoluter Sicherheit feststeht, da der Schädel nicht von sachverständiger Hand an Ort und Stelle aufgehoben wurde. Vielmehr wurde er gelegentlich der durch die Rhein-Herne-Kanal-Verwaltung in der Nähe von Kränge ausgeführten Ausschachtungsarbeiten gefunden und einer Privatsammlung übergeben, in der ich ihn wenige Tage später vorfand. Trotzdem kann nach Lage der Verhältnisse eine ziemlich einwandfreie Deutung des Alters der Schichten, in denen der Schädel eingebettet war, gegeben werden, da das durch die tiefgehenden Ausschachtungsarbeiten freigelegte interessante Profil des Emscherdiluviums durch die neueren wertvollen Arbeiten von BÄRTLING³⁾ und MENZEL⁴⁾ eine eingehende Gliederung erfahren hat. Ich verweise zu diesem Zwecke auf das von BÄRTLING⁵⁾ entworfene Profil des Alluviums und Diluviums des Emschertales, das wegen seiner ziemlich allgemeinen Gültigkeit auch für das Fundgebiet maßgebend ist.

1) L. RÜTIMEYER: Versuch einer natürlichen Geschichte des Rindes und seiner Beziehung zu den Wiederkäuern im allgemeinen. Erster Teil 1866, zweiter Teil 1867, Seite 6—20.

2) a. a. O. S. 58.

3) a. a. O.

4) a. a. O.

5) BÄRTLING a. a. O. S. 167.

Wie mir von dem Besitzer des Schädels glaubwürdig versichert wurde — es liegt nach den ganzen Verhältnissen auch nicht der geringste Grund vor, daran zu zweifeln — wurde der Schädel beim Baggerbetriebe in einer Tiefe von etwa 10 m aus den über dem Emschermergel befindlichen Kiesen, den sog. „Knochenkiesen“, zusammen mit anderen großen Knochen vom Mammut und *Rhinoceros*¹⁾ heraufgeholt. Da diese Knochenkiese nach BÄRTLING den ausgewaschenen Rückstand der Grundmoräne der zweiten Hauptvereisung (Riß-Eiszeit), d. h. das Äquivalent der einzigen bis in unsere Breiten vorgedrungenen Vereisung, darstellt, so kommt auch dem Schädel ein jung- bzw. interglaciales Alter zu.

Im übrigen beweist sein Erhaltungszustand, der, wie erwähnt, nicht die geringsten Spuren der Abrollung trägt, daß sich der Schädel auf primärer Lagerstätte befunden haben muß, d. h. daß das Tier, dem der Schädel angehörte, an Ort und Stelle lebte, wie das auch von BÄRTLING und MENZEL von den mit höchster Wahrscheinlichkeit in den gleichen Schichten vorkommenden, zahlreichen anderen großen Säugetieren der Rixdorfer Stufe angenommen wird.

Mit diesem bedeutsamen Funde wird die Zahl der aus diesen Schichten stammenden Säugetiergattungen, wie *Elephas*, *Rhinoceros*, *Bos*, *Bison*, *Cervus*, *Equus* und *Sus*²⁾, ferner *Hyaena* und *Ursus*³⁾ um eine sehr wichtige Gattung bereichert.

1) In nächster Nähe der Fundstelle wurden sowohl Reste von *Rhinoceros tichorhinus* als auch einer anderen Rhinocerosart, wahrscheinlich *Rhinoceros Merckii*, gefunden.

2) BÄRTLING u. MENZEL a. a. O., S. 167 bzw. 183.

3) KAHRs a. a. O., S. 62.

Rechnungsabschluss der Deutschen Geologischen Gesellschaft (E. V.) zu Berlin, für das Jahr 1912.

Einnahmen	Ausgaben
I. Mitgliederbeiträge	I. Druckkosten
II. Druckschriftenverkauf	II. Bibliothek
III. Zinsen	III. Verwaltung
IV. Sonstige Einnahmen	1. Vergütungen
1. Kassenbestand beim Schatzmeister am	2. Hauptversammlung
31. XII. 1911	3. Versendung der Druckschriften
2. Barbestand bei der Deutschen Bank	4. Bureauunkosten
am 31. XII. 1911	IV. Sonstige Ausgaben
Summe 18788,61 M.	1. Gekaufte Effekten
	2. Verschiedenes
	3. Saldo Kassenbestand des Schatz-
	meisters am 31. XII. 1912
	4. Guthaben bei der Deutschen Bank am
	31. XII. 1912
	5. Bankablieferung am 3. I. 1913
	Summe 19946,89 M.
	Hievon ab: Zahlungen durch Banküber-
	weisung
	Summe 18788,61 M.

Vermögensstand am 31. XII. 1912.

I. Kassenbestand	1092,93 M.
II. Bankguthaben	685,22 -
III. Effektenbestand	9300,00 -
Vermögen am 31. XII. 1912	11078,15 M.

Zugänge der Bibliothek im Jahre 1913.

Für die Bibliothek sind im Jahre 1913 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

A. Zeitschriften.¹⁾

In dieser Liste ist wie bei den Zitaten der Aufsätze die Folge, Reihe oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahl, (2), der Band bis 30 durch römische Zahl, II, über 30 durch halbfette arabische Zahl, **53**, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahl, 2, bezeichnet.

- Agram (Zagreb). Kroatischer Naturforscher-Verein. Societas historico-naturalis Croatica: Glasnik 0.
- Albany. University of the State of New York. Annual Report 0. Bulletin 0.
- Amsterdam. Rijksopsporing van Delfstoffen. Jaarverslag 1912.
- Angers. Société d'études scientifiques. Bulletin 0.
- Augsburg. Naturwissenschaftlicher Verein für Schwaben und Neuburg (a. V.). Berichte 0.
- Austin, The University of Texas. Bulletin Sc. Ser. Nr. 23, 1912.
- Baltimore. Maryland Geological Survey 0.
— Report of the Conservation Commission of Maryland 0.
- Bamberg. Naturforschende Gesellschaft 0.
- Basel. Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen XXIII.
- Bayreuth. Naturwissenschaftliche Gesellschaft 0.
- Belgrad. Geol. Inst. der Kgl. Serbischen Universität. Annales 0.
- Berkeley. University of California Publications. Bulletin 0.
— Biennial Report of the President of the University 0.
- Berlin. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Jahrbuch XXX, Teil II, 3 (1909); **33**, Teil I, 1 u. 2, u. Teil II, 1 u. 2 (1912). Abhandlungen: Neue Folge, Heft 48 u. 51.

¹⁾ Die Liste enthält sämtliche im Austausch eingehenden Zeitschriften, auch diejenigen, von denen die Tauschexemplare im laufenden Jahre noch nicht eingegangen sind (mit 0 bezeichnet).

JENTZSCH: Beiträge zur Seenkunde, Teil I u. II. — Heft 55. POTONIÉ: Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. III. Die Humusbildungen (2. Teil) und die Liptobiolithe. — Heft 68. BERG: Die krystallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges. — Heft 75. GOTHAN: Die Oberschlesische Steinkohlenflora. Teil I: Farne und farnähnliche Gewächse. Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete. — Heft 2. RANGE: Geologische Übersichtskarte des deutschen Namalandes. — Heft 4. GAGEL: Beiträge zur Geologie vom Kaiser-Wilhelmsland. POTONIÉ: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste der paläozoischen und mesozoischen Formationen. Lief. VIII u. IX. Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen; Festschrift zum XII. Allgemeinen Bergmannstag in Breslau 1913. Archiv für Lagerstätten-Forschung und Lagerstätten-Karten. — Heft 6. DENCKMANN: Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge. — Heft 8. BORNHARDT: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Teil II.

Berlin. Brandenburgische Provinzialkommission für Naturdenkmalpflege. Mitteilungen 0.

— Königl. Geol. Landesanstalt und Bergakademie. Katalog der Bibliothek. Neuerwerbungen vom 1. IV. 1912 bis 1. IV. 1913.

— Zeitschrift f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im preußischen Staate 60, 4, 1912; 61, 1913, H. 1—3; Stat. H. 1 u. 3. Die Verhandlungen und Untersuchungen der Preußischen Seilfahrtkommission. Heft 1 u. 2.

— Königl. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse 1912, 39—53; 1913, 1—40.

— Naturwissenschaftlicher Verein für Neuvorpommern und Rügen in Greifswald. Mitteilungen 43, 1911.

— Die Naturwissenschaften. Wochenschrift für die Fortschritte der Naturwissenschaft, der Medizin und der Technik. Jahrgang I, 1.

Bern. Schweizerische Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen 95, I u. II.

— Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Beiträge zur Geologie der Schweiz. N. F. XX, 2; 41—43.

Bielefeld. Naturwissenschaftlicher Verein Bielefeld und Umgegend. Berichte 0.

- Bonn. Naturhistorischer Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens. Verhandlungen 69, 1913, 1 u. 2.
- Niederrheinische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Sitzungsberichte 1912, 1 u. 2.
- Bordeaux. Société Linnéenne de Bordeaux. Actes 66 (1912).
- Boston. Society of natural history. Proceedings 0.
- Occasional Papers 0. — Memoirs 0.
- Bremen. Naturwissenschaftlicher Verein. Abhandlungen XXI, 2; XXII, 1.
- Breslau. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur. Jahresbericht 0.
- Brünn. Naturforschender Verein. Verhandlungen 50, 1911.
- Bericht der meteorolog. Kommission XXVII, 1907.
- Ergebnisse der phänologischen Beobachtungen aus Mähren und Schlesien 0.
- Brüssel. Société Belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie. — Nouveaux mémoires 0. — Procès-Verbal XXVI, 1912; XXVII, 1913, 1—6. — Memoirs XXVI, 1912, 1—3; XXVII, 1913, 1.
- Académie royale des sciences. Bulletin 1912, 8—12; 1913, 1—8. Annuaire 79, 1913.
- Société royale malacologique de Belgique. Annales 0.
- Musée Royal d'histoire naturelle de Belgique 0.
- Musée du Congo Belge. Matériaux pour la Paléontologie du Bas-et du Moyen-Congo I, 1; La Faune paléocène de Landana.
- Bucaresti. Institutului Geologic al Romaniei. Anuarul V, 1—a; Comptes-Rendus des séances 0.
- Academia Romana. Bulletin I, 1—6; II, 1—3.
- Budapest. Ungarische Geologische Gesellschaft: Földtany Közlöny 42, 1912, 9—12; 43, 1913, 1—3.
- Kgl. Ungarische Geologische Anstalt. Mitt. a. d. Jahrb. XIX, 6; XX, 2—4, 6, 7; XXI, 1.
- — Jahresberichte f. 1910, 1911.
- — Publikationen 0.
- Természet (Nature). Revue hongroise illustrée pour la propagation des sciences naturelles 0.
- Budapest. Balaton-Ausschuß der Ungarischen Geographischen Gesellschaft. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I, Teil 1, Geolog., Petrograph., Mineralog. u. Mineralchemischer Anhang. I, Teil 1 u. 2, Anhang. Paläontologie der Umgebung des Balatonsees I—IV. I, Teil 1, Geophysikalischer Anhang. Sektion 1—3.
- Buenos Aires. Museo nacional. Anales XXIII, 1912.

- Buenos Aires. Minist. de Agricultura-Republica Argentina. Anales 0.
- Boletin de la Academia nacional de ciencias en Cordoba 0.
- Bulawayo. Rhodesia scientific Association. Annual Report 0; Proceedings 0.
- Caen. Société Linnéenne de Normandie. Mémoires 0. Bulletin (6) 1910/11, 4.
- Calcutta. Geological survey of India. Memoirs 39, 2; 40, 1; 41. — Memoirs. Palaeontologia Indica, 0. — Records 43, 1—2, 1913. — Prof. Paper 0.
- Capetown. Cape of Good Hope, department Mines, geolog. Commission. Annals South African Museum VII, 5; XII. — Annual Report of the geolog. Commission 1911 (1912).
- Cherbourg. Mémoires de la Société nationale des sciences naturelles et mathématiques de Cherbourg 0.
- Chicago. Field Museum of Natural History. Report ser. IV, 3; Geol. ser. IV, 2; Bot. ser. II, 8. — John Crerar Library. Annual Report 1912.
- Christiania. Videnskabs Selskab. Förhandlingar 1912. — Skrifter 1912. — Archiv for Mathematik og Naturvidenskab 0.
- Chur. Naturforschende Gesellschaft des Cantons Graubünden. Jahresbericht 54, 1912/13.
- Colmar. Naturhistorische Gesellschaft. Mitteilungen XII, 1913.
- Colorado. Colorado College. General Series 0. — Bulletin 0.
- Danzig. Naturforschende Gesellschaft. Schriften XIII, 2.
- Darmstadt. Verein für Erdkunde. Notizblatt 1912, IV, 33. — Großh. Hessische Geologische Landesanstalt. Abhandlungen V, 3; VI, 1.
- Des Moines. Iowa Geological Survey. Annual Report XXI, 1910 u. 1911.
- Dijon. Académie des Sciences. — Mémoires 0.
- Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft. Sitzungsberichte XXI; Schriften XXI.
- Dresden. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungsberichte u. Abhandlungen 1912, Juli—Dezember; 1913, Januar—Juni. Bibliothekskatalog bis 1. I. 1913.
- Dublin. Royal Irish academy. Proceedings XXX, 3, 4 5; 31, 3, 15, 25, 32—34, 45, 48, 50, 55, 61/62; 32, 1/2. — Royal Dublin Society Scientific. Proceedings XIII, 1912, 27—39; XIV, 1—7. — The Economic Proceedings II, 1912, 5—6. — Scientific Transactions 0.

- Edinburg. Royal physical society. Proceedings XIX, 1912/13, 1—4.
- Royal society. Transactions 48, 3, 4, 1911/12; 49, 1, 2.
— Proceedings 32, 1911/12, 5; 33, 1—3.
- Geological Society. Transaction 0.
- Geological Survey of Scotland. Memoire. The Oil-Shales of the Lothians. 2nd Ed.
- Essen. Verein für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamts-Bezirk Dortmund. Jahresbericht für 1912.
- Florenz. Biblioteca nazionale centrale. Bollettino delle pubblicazioni Italiane 1912, 145—156. — Indice alfabet. 1912.
- Frankfurt a. M. Senckenbergische Gesellschaft. Abhandlungen 31, 2, 3; 34, 3. — Berichte 43, 1912, 1—4.
- Frankfurt a. O. Naturwissenschaftlicher Verein des Regierungsbezirks Frankfurt a. O. Helios 1913, XXVII.
- Freiberg i. S. Freiburger Geologische Gesellschaft. Jahresbericht VI, 1913.
- Freiburg (Baden). Naturforschende Gesellschaft. Berichte XX, 1.
- Fribourg. Société Helvétique des Sciences naturelles. Mémoires VIII, 1, 1913. — Bulletin XX, 1911/12.
- Genf. Société de physique et d'histoire naturelle. Mémoires 0; Compte rendu des séances XXIX, 1912.
- Société Helvétique des Sciences naturelles 0.
- Gera. Gesellschaft d. Freunde d. Naturwissenschaft. Jahresberichte 0.
- Gießen. Oberhessische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Medizin. Abt. VII, VIII. Naturw. Abt. V.
- Görlitz. Naturforschende Gesellschaft. Abhandlungen 0.
- 's Gravenhage. Geologisch-Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Kolonien. Verhandelingen. Mijnbouwkundige Serie Stuk I, Geologische Serie Stuk I, III, IV.
- Greifswald. Siehe Berlin.
- Geographische Gesellschaft. Jahresberichte 0.
- Groningen. Mineralog.-Geolog. Institut der Reichsuniversität. Mitteilungen 0.
- Güstrow. Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. Archiv 0.
- Grenoble. Laboratoire de Géologie de la Faculté des sciences de l'université. Travaux X, 1.
- Haarlem. Musée Teyler. Archives S. III, vol. I.
- Halifax. Nova Scotian Institute of Science. Proceedings and Transactions XII, 4, 1909/10.
- Halle a. d. S. Kaiserl. Leopold. Karolinische Deutsche Akademie der Naturforscher. Abhandlungen 96, 97, 1912.

- Halle a. d. S. siehe Stuttgart.
- Hamburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen, 3. Folge, XIX, 1911.
— Abhandlungen XX, 1.
- Hamburg. Bund für Schulreform. Allgemeiner deutscher Verband für Erziehungs- und Unterrichtswesen. Flugschriften. 1. Aufgaben und Ziele des Bundes.
- Hannover. Naturhistorische Gesellschaft. Jahresberichte 0.
- Hanoi (Tonkin). Service Géologique de l'Indochine Française. Memoires I, $\frac{1}{4}$ mit Atlas.
- Heidelberg. Naturhistorisch-medizinischer Verein. Verhandlungen XII, 2, 3.
- Helsingfors. Bulletin Société de Géographie de Finlande. Fennia XXIX, 31, 32.
— Commission géologique de Finlande. Bulletin 0.
— Comité de colonisation intérieur: I. Population agricole, ses rapports avec les autres groupes professionnelles et sa composition sociale dans les communes rurales de Finlande en 1901 par Hannes Gebhard.
- Hermannstadt. Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaft. Verhandlungen und Mitteilungen 62, 1912, 1—6.
- Houghton, Mich. Michigan college of mines. Yearbook 0.
— Graduates 0.
- Indianapolis. Indiana Academy of Science. Proceedings 0.
- Rock Island, Illinois. Publication 7: 0.
- Jassi. L'Université. Annales Scientifiques VII, 4, 1912.
- Karlsruhe. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen XXV, 1911/12.
- Kiel. Naturwissenschaftlicher Verein für Schleswig-Holstein. Schriften XV, 1911, 2.
— Verein zur Pflege der Natur- und Landeskunde in Schleswig-Holstein, Hamburg, Lübeck und dem Fürstentum Lübeck. Monatsschriften 0.
- Klagenfurt. Naturhistorisches Landesmuseum für Kärnten. Mitteilungen 102, 4—6; 103, 1—3.
- Königsberg i. Pr. Physikalisch-ökonomische Gesellschaft. Schriften 53, 1912.
- Kopenhagen. Meddelelser fra Dansk geologisk forening IV, 1912, 2.
— Meddelelser om Grønland 41; 42, 2—7; 45, 4—12; 50. Oversigt 1876—1912.
— Danmarks geologiske Undersøgelse II, 22.
- Khartoum (Anglo-Egyptian Sudan). Geological Survey, Education Department. Bulletin I.

- Krakau. Akademie der Wissenschaften, mathemat.-naturwissenschaftl. Klasse. Anzeiger 1912, A: 9, 10; B: 8—10. 1913, A: 1—3; B: 1—2.
- Katalog literat. Nankowej Polskiej O.
- La Haye. Société Hollandaise des sciences exactes et naturelles. Archives Néerlandaises O.
- La Plata. Dirección General de Estadística de la Provincia Buenos Aires. Boletín Mensual XIII, 142—146.
- Museo de la Plata. Revista XVIII, 1911/12.
- Lausanne. Société Vaudoise des sciences naturelles. Bulletin 48, 177—179; 49, 180.
- Lawrence. University of Kansas. Bulletin O.
- Leipzig. Jahrbuch der Astronomie und Geophysik XXIII, 1912.
- Verein für Erdkunde. Mitteilungen 1912. Wissenschaftliche Veröffentlichungen O.
- Der Geologe O.
- Deutsche Geologische Gesellschaft und Geologische Vereinigung: Berichte über die Fortschritte der Geologie O.
- Verein der Geographen an der Universität Leipzig. Mitteilungen I, 1911; II, 1912.
- Le Puy. Société d'agriculture. Bulletin O.
- Lille. Société géologique du Nord. Annales O.
- Mémoires O.
- Lima. Sociedad Geográfica de Lima. Boletín O.
- Lissabon (Lisboa). Comissão do Serviço geológico de Portugal. Comunicações O.
- Société Portugaise de Sciences Naturelles. Bulletin O.
- Liverpool. Geological Society. Proceedings XI, 1910/11, 3.
- London. Geological society. Quarterly Journal O. — Abstracts of the Proceedings 1912/13, 932—948. — Geological Literature O.
- Geological Magazine X, 1913.
- British Museum (Natural History). A Description Catalogue of the Marine Reptiles of Oxford Clay, Part. II.
- Memoirs of the Geological Survey. England and Wales. Records of London Wells 1913; The concealed coalfield of Jorkshire and Nottinghamshire.
- Memoirs of the Geological Survey. Summary of Progress of the Geological Survey of Great Britain and the Museum of Practical Geology 1912.
- Memoirs of the Geological Survey of Great Britain. Palaeontology O.

- Lund. Universität. Afdelningen VIII, 1912.
- Lüneburg. Naturwissenschaftlicher Verein für das Fürstentum Lüneburg. Jahreshefte XIX, 1910/13.
- Lüttich (Liège). Société géologique. Annale 39, 4; 40, 1 u. 2. Annexe au t. 39 u. 40. Beil.: Publ. rel. au Congo-Belge et aux Régions voisines. Mémoires 1911/12.
- Société royale des sciences. Mémoires 0.
- Luxemburg. Société des Sciences naturelles. Archives trimestrielles 0.
- Société des Naturalistes luxembourgeois. Monatsberichte V, 1911.
- Lyon. Académie des sciences belles-lettres et arts. Mémoires XIII, 1913.
- Madison. Wisconsin Geological and Natural History Survey. Bulletin XXV, 8; XXVI, 3.
- Wisconsin Academy of sciences. Transactions 0.
- Madrid. Instituto Nacional de Ciencias Fisico-Naturales. Trabajos del Museo de Ciencias Naturales. Ser. Geol. I—IV.
- Magdeburg. Museum für Natur- und Heimatkunde. Abhandlungen und Berichte 0.
- Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte u. Abhandlungen 0.
- Mailand (Milano). Società italiana di scienze naturali. Atti 51, 3/4; 52, 1.
- Manila. The Mineral Resources of the Philippine Islands. With a Statement of the Production of Commercial Mineral Products during the Year 1911.
- Melbourne. Geological Survey of Victoria. Bulletins XXVIII mit Maps and Sections. — Memoirs XI. — Records 0.
- Annual Report of the Secretary of mines and Water Supply 1912.
- Royal Society of Victoria. Proceedings, N. S. XXV, 2; XXVI, 1.
- Mexico. Instituto geológico. Boletín XXIX Atlas u. Text; XXX Text. — Parergones IV, 1.
- Sociedad Geología Mexicana. Boletín VIII, 1.
- Michigan. Academy of Science. Report 0.
- Montevideo. Museo nacional. Annales 0.
- Moskau. Kaiserl. naturforschende Gesellschaft (Société Impériale des naturalistes). Bulletin 1911, 4; 1912. — Nouveaux Mémoires 0.
- Geologische Untersuchungen über die Phosphoritlagerstätten. Redigiert von Prof. J. SAMOJLOFF, 0.

- München. Kgl. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-physik. Klasse. Sitzungsberichte 1912, 2—3; 1913, 1, 2. Reg. 1860—1910. — Abhandlungen XXV, 9—10; XXVI, 1—6; Festrede, Physik und Technik auf dem Wege zum absoluten Nullpunkte der Temperatur von C. v. LINOE; Beiträge zur Naturgeschichte Ostasiens, 2. Suppl.-Bd., 8.—9. Abh.
- Kgl. Bayr. Oberbergamt. Geognostische Jahreshefte XXV, 1912 u. S.-A. aus XXV: Berichte über den Stand der geologischen und agrogeologischen Aufnahme in Oberbayern und Unterfranken.
- Deutsches Museum. Satzungen; Denkschrift; Mitgliederverzeichnis bis 1. I. 1910; Verwaltungsbericht 1910/11 und 1911/12.
- Nantes. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin (3), II, 1—4.
- Neuchâtel. Société Neuchâteloise des Sciences naturelles. Bulletin 39, 11/12.
- New Haven. The American journal of science 34, 204; 35, 205—210; 36, 211—216.
- Connecticut Academy of Arts and Sciences. Memoirs 0.
- New Orleans. Louisiana State Museum. Biennial Reports III (1. IV. 1910 bis 31. III. 1912).
- New York. American museum of natural history. Annual report 1912. — Bulletin 31. — Memoirs, N. S. I, 1—4.
- Library. Academy of sciences. . Annals XXII, 1912, 161—337, 339—423.
- New Zealand. Geological Survey Departement of Mines. Bulletin 0.
- Novo Alexandria. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie XI, 9; XIV, 7—9; XV, 1—7.
- Nürnberg. Naturhistorische Gesellschaft. Abhandlungen XX, mit Beilage. Mitteilungen 1909, 2; 1910, 1 u. 2.
- Offenbach. Verein für Naturkunde 0.
- Ohio. Geological Survey. Bulletin, S. IV, 14—17.
- Ottawa. Geological and natural history survey. — Proceedings and Transactions 1912 (3), 6.
- Geological Survey Branch Memoir, Nr. 17—E, 33, 35, 37. Report West-Territories 0; Summary Report 0.
- Parahyba. Muzeo Commercial do Rio de Janeiro. Monographia sobre a Industria da Borracha da Mangabeira e da Maniçoba no estado da Parahyba do Norte Destinada a' Exposição Internacional de New York de 22 de Set. de 1912.

- Paris. Société géologique de France. Bulletin (4), IX, 1909, 9; X, 1910, 9; XI, 1911, 3—9; XII, 1912, 1—6.
- Société de Géographie. Bulletin „La Géographie“ XXVI, 2—6; XXVII, 1, 2.
- Annales des mines 1913, IV, 1—8, 11. Tables de Matières 1902—1911.
- Spelunca. Société de Spéléologie. Bulletin et Mémoires IX, 70.
- École Française d'Athènes. Exploration archéologique de Délos. Description physique de l'île de Délos 0.
- Passau. Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte 0.
- Perth. Geological Survey. Western Australia. Bulletin 42, 43, 45—47, 50.
- Annual Progress Report 1912.
- Philadelphia. Academy of natural science. Proceedings 64, 1912, 3; 65, 1913, 1—2.
- Journal (2), XV (Jahrhundertfeier), XXVI.
- American Institute of Mining Engineers. Bulletin 78, 1913.
- Portland (Maine). Portland Society of natural history. Proceedings 0.
- Pozsony. Verein für Natur- und Heilkunde. Verhandlungen, N. F., XXI, 1909/10; XXII, 1911; XXIII, 1912.
- Prag. K. böhmische Gesellschaft der Wissenschaften. Sitzungsberichte 1912. — Jahresbericht 1912.
- Lese- u. Redehalle der Deutschen Studenten. Berichte 64, 1912.
- Deutscher naturwissenschaftl.-mediz. Verein für Böhmen „Lotos“. Zeitschrift 56, 1—10, 1912.
- Preßburg. Verein für Natur- und Heilkunde. Verhandlungen 0.
- Pretoria. Union of South Africa. Mines Department. Part IV. Geological Survey. Report 1912.
- Regensburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Berichte 0.
- Rennes. Société scientifique et médicale de l'Ouest. Bulletin XXI, 1912, 2—4.
- Rochester. Geological Society of America. Bulletin XXIII, 4; XXIV, 1—3.
- Academie of Science. Proceedings V, 39—58.
- Rom. Academia Reale dei Lincei. Rendiconti dell'adunanza Solenne 1913, II. — Atti XXI, 2. sem., 10—12; XXII, 1. sem., 1—12; 2. sem., 1—9.
- Comitato R. geologico d'Italia. Bollettino 43, 1912, 2—4. Memorie V, 2, 1912.

- Rom. Società geologica Italiana. Bollettino **31**, 1912, 3—4; **32**, 1—2.
- Ufficio geologico. Memorie descrittive della Carta geologica d'Italia 0.
- Internationales Landwirtschaftliches Institut. Internationale agrartechnische Rundschau **IV**, 1—11; Bulletin bibliographique hebdomadaire **IV**, 1—47.
- Rostock. Großherz. Mecklenburg. Geolog. Landesanstalt. Mitteilungen **XXIII**, **XXIV**.
- San Francisco. California Academy of sciences. Proceedings **I**, 431—446; **III**, 187—264.
- St. Etienne. Société de l'industrie minérale. Bulletin (**5**), **II**, 12; **III**, 1—6; **IV**, 7—11. Annuaire 1913/14.
- St. Gallen. Naturwissenschaftliche Gesellschaft. Jahrbuch 1912.
- St. Louis. Academy of science. Transactions **XIX**, 11; **XX**, 1911, 1—7; **XXI**, 1912, 1—4; **XXII**, 1913, 1—3.
- St. Petersburg. Académie Impériale des sciences. Bulletin 1912, 17—18; 1913, 1—17. Mémoires 0.
- Russische Kaiserliche Mineralogische Gesellschaft. Verhandlungen **49**, 2, 1912. Materialien zur Geologie 0.
- Société Impér. des naturalistes. Comptes rendus 0.
- Comité géologique. Mémoires, N. Sér. **62**, 1, 2; **72**, **74**, **76**, **79**, **86**. Bulletin **31**, 1912, 3—8.
- Cabinet géologique de Sa Majesté. Travaux 0.
- Musée Géologique Pierre le Grand près l'Académie Impériale des Sciences. Travaux **VI**, 1912, 4—7; **VII**, 1913, 1—3.
- Exploration géologiques dans les régions aurifères de la Sibérie: Léna **VI—VIII**; Jenisséi **X—XII**; Amour **XI—XV**.
- São Paulo. Sociedade Científica. Revista 0.
- Sofia. De l'Université de Sofia Annuaire 0.
- South Bethlehem, Pa. Economic Geology **VII**, 1912, 7—8; **VIII**, 1—7.
- Springfield, Illinois. Geological Survey of Illinois State, Bureau of Labor Statistics of Illinois. Biennial Report **40**. Ending sept. 30, 1912.
- State Museum of Natural History. Report 1912; Geology of Sangamon County.
- Stockholm. Konigl. Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar **48**, 3; **49**, 1—10; **50**, 1—9. — Arkiv för Zoologi **VII**, 4; **VIII**, 1. — Arkiv för Botanik **XI**, 4; **XII**, 1—4; **XIII**, 1. — Arkiv för Mineralogi och Geologi **IV**, 4—6;

- V, 1—2. — Arkiv för Matematik VIII, 1—4; IX, 1—2. — Kemi usw. O. — Årsbok 1912, 1913.
- Stockholm. Geolog. föreningen. Förhandlingar 34, 1912. 7; 35, 1913, 1—5.
- Les prix Nobel 1911, 1912.
- Meddelanden från K. Svenska Vetenskaps Akademiens Nobelinstitut II, 3, 4.
- Accessions-Katalog 1896—1905, 1912.
- Sveriges Geol. Undersökning: Afhandlingar och uppsatser O.
- Stuttgart. Verein für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahresheft 69, 1913.
- (früher Halle). Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften 84, 1912, 1—6.
- Kosmos, Gesellschaft der Naturfreunde. Kosmos-Handweiser 1912 und 5 ordentliche Veröffentlichungen, 1913, 9—12.
- Deutsch-Südamerikanisches Institut. Mitteilungen I.
- Sydney. Australian Museum:
1. Report of the Trustees for the year, ended June 30th 1912.
 2. Records: VIII, 4; IX, 3—4; X, 1—6.
- Department of mines. Annual report 1912.
- Geological Survey of New South Wales (Ressort. v. Department of mines and agriculture):
1. Memoirs.

a) Geology	}	O.
b) Palaeontology	}	
 2. Mineral Resources 7, 17 mit Maps.
 3. Records: O.
- Sendai. Tōhoku Imperial University. The Science Reports I (1), 4—5; (2), 2, 3.
- Straßburg i. E. Kaiserl. Hauptstation für Erdbebenforschung, Monatl. Übersicht über die seismische Tätigkeit der Erdrinde. 1911, 9—12.
- Tokyo. Earthquake Investigation Committee. Publications in foreign languages O. — Bulletin V, 2, 3.
- Imperial university, science college. Journal 32, 8—10; 33, 1. — Calendar O.
- Imperial geological Survey. Memoirs O.
- Topeka (Kansas). Kansas Academy of sciences. Transaction O.
- University Geological Survey of Kansas O.
- Toronto. Bureau of Mines, Annual report XXI, 1, 2; XXII, 1.

- Trenton. Geological Survey of New Jersey. Annual Report 0.
- Taihoku. The Bureau of Productive Industry, Government of Formosa II, 1912. (Icones Plantarum Formosanarum, nee non et Contributiones ad Floram Formosanam by B. HAYATA.)
- Upsala. Geological Institution of the University. Bulletin 0.
— Arskrift 0.
- Urbana. Illinois State Geological Survey. Bulletin 0.
- Venezia. Instituto veneto di scienze, lettere e arti. Atti 0.
Memoire 0. Osservazioni Meteorologiche Geodinamiele 0.
- Washington. United States Geological Survey. Bulletin 471,
501—503, 510, 513—515, 518—530, 532—535, 537.
— — Monographs 51, 1 (Text), 2 (plates).
— — Annual Report 33, ended June 1912.
— — Mineral Resources 1911, 1, 2.
— — Professional Paper, Nr. 71 (Text u. Atlas), 77—80,
85—A.
— — Water Supply and Irrigations Papers 259, 281, 283,
284, 289—294, 296—301, 304, 305, 307, 308,
310, 311, 313—318.
— Smithsonian Institution. Annual Report 1911, 1912. —
Miscellaneous. Collections. Quart. Issue. 57, 11, 12;
59, 19; 60, 4—30; 61, 1—9, 11—14, 16; 62, 1.
— Contributions to Knowledge (Hodgkinsfund) 0.
— Opions, rendered by the International Commission on
Zoological Nomenclature 52—56.
— U. S. National Museum. Annual Report for the year
ending June 1912.
— The National Geographic Magazine, XXIV, 4. (In the
Wonderland of Peru.)
- Wien. Geologisches und Paläontologisches Institut der Universität
Wien. Mitteilungen XXV, 4; XVI, 1, 2.
— k. k. Geolog. Reichsanstalt. Jahrbuch 62, 3—4, 1912;
63, 1—2, 1913. Verhandlungen 1912, 11—18; 1913,
1—12. — Abhandlungen XVI, 4; XXII, 2.
— k. k. Naturhistorisches Hofmuseum. Annalen XXVI, 3—4,
XXVII, 1—3.
— Geologische Gesellschaft in Wien. Mitteilungen V, 1912,
3—4; VI, 1913, 1—2.
— Kaiserl. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte,
Abt. I, 1912, 121, 8—10; 1913, 122, 1—2. Abt. IIa,
1912, 121, 7—10; 1913, 122, 1—4. Abt. IIb, 1912,
121, 7—10; 1913, 122, 1—5.

- Washington. Erdbebenkommission, Mitteilungen, N. F. 45—46, 1913.
- Verein der Geographen der k. k. Universität. Geograph. Jahresbericht aus Österreich, Jahrg. X. In Verbindung mit dem Bericht über das 38. Vereinsjahr 1911/12.
- Wiesbaden. Verein für Naturkunde. Jahrbuch 0.
- Zürich. Naturforschende Gesellschaft. Vierteljahrsschrift 57, 1—4; 58, 1—2. Mitteilungen 1912.
- Schweizerische Naturforschende Gesellschaft (vorm. allgemeine Schweiz. Gesellsch. f. d. gesamten Naturwissenschaften). Neue Denkschriften 47.

B. Einzelwerke.

Die Liste der neueingegangenen Einzelwerke und Sonderabdrucke findet sich am Schluß der einzelnen Monatsberichte (vgl. Monatsber. 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8/10, 12).

C. Karten und Kartentexte.

Europa.

Deutsches Reich.

- Preußen. Geologische Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, 1 : 25 000. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt. Mit je 1 Heft Erläuterungen zu jedem Blatte.
- Lief. 114. Blatt Lehesten, Lobenstein mit Titschendorf, Hirschberg a. S.
- 145. Freiburg i. Schl., Waldenburg, Friedland, Schömburg.
 - 153. Salzhemmendorf, Gronau, Ottenstein, Holzminen, Höxter.
 - 162. München-Gladbach, Wevelinghoven, Titz, Grevenbroich, Stommeln.
 - 168. Krummesse, Nüsse, Siebeneichen, Schwarzenbeck, Hamwarde.
 - 170. Greifenberg i. Pom., Kölpin, Witznitz, Regenwalde, Gr. Borkenhagen.

- Lief. 174. Ringelheim, Salzgitter, Lutter am Barenberge, Goslar, Vienenburg.
 - 179. Schmolz, Kattern, Groß-Nädlitz, Koberwitz, Rothsürben, Ohlau.
 - 180. Langeoog, Spiekeroog, Esens, Karolinensiel, Middels, Wittmund.
 - 184. Hünfeld, Fulda, Weyhers, Tann.

MICHAEL, R.: Übersichtskarte der Besitzverhältnisse im oberschlesischen Steinkohlenrevier und den Nachbargebieten. Herausgegeben vom Oberschlesischen Berg- und Hüttenmännischen Verein. Maßstab 1 : 200 000. Württemberg. Statistisches Landesamt (REGELMANN). Geologische Übersichtskarte von Württemberg und Baden, dem Elsaß, der Pfalz und den weiterhin angrenzenden Gebieten, mit Erläuterungen.

Österreich.

k. k. Geologische Reichsanstalt in Wien. Geologische Karte, Lief. 11, 1 : 75 000 :

Josefstadt-Nachod, Zone 4, Kol. XIV, NW-Gruppe, Nr. 17,

Achenkirchen, Zone 15, Kol. V, SW-Gruppe, Nr. 29a,
 Zirl-Nassereit, Zone 16, Kol. IV, SW-Gruppe, Nr. 28,
 Innsbruck-Achensee, Zone 16, Kol. V, SW-Gruppe,
 Nr. 29,

Glurns-Ortler, Zone 19, Kol. III, SW-Gruppe, Nr. 66,
 und Erläuterungen zu den Blättern Glurns und Ortler,
 Lussin, Piccolo und Puntaloni, Josefstadt und Nachod
 sowie zur geologischen Detailkarte von Süd-Dalmatien,
 Blatt Spizza.

Schweiz.

Geolog. Kommission.

Erläuterungen zur geologischen Karte von Zofingen (Nr. 12)
 und des Gebietes Roggen-Born-Boowald (Nr. 13):

Spezialkarte Nr. 67. Gebiet Roggen-Born-Boowald,
 Oensingen-Aarburg-St. Urban.

Spezialkarte Nr. 69. Simmenthal et Diemtigthal.

Rußland.

Comité Géologique.

Carte géologique détaillée du bassin houiller du Donetz,
 feuille VII—27, avec texte descriptif. 1 : 42 000.
 Region anthracifère de Doljansk.

Carte géologique de la région aurifère d'Jénisséi, Description des feuilles ž—8 et z—8 (Stalnow), i—7, i—8, i—9.

Amerika.

Vereinigte Staaten von Nord-Amerika.

U. St. Geological Survey.

Topographic Maps Issued January—June, 1912.

Base map of North America, 28 by 38; Beverly, Wash.; Blackfoot, Mont.; Biggs, Cal.; Butte City, Cal.; Caldwell, Ohio; Cambridge, Ohio; Canal Dover, Ohio; Clear Creek, Cal.; Creede and vicinity, Colo.; Cut Bank, Mont.; Delhi, N. Y.; Dry Creek, Cal.; Gallatin, Wyo.; Gilbert, W. Va.-Va.-Ky.; Gridley, Cal.; Hammond, N. Y.; Hartwick, N. Y.; Honcut, Cal.; Ivanpah, Cal.-Nev.; Jefferson County, Ky.; Kezar Falls, Me.-N. H.; Knoxville, Iowa; Kosmosdale, Ky.-Ind.; Landlow, Cal.; Laurelville, Ohio; Livermore, Me.; McKeever, N. Y.; McKittrick, Cal.; Mason, Mich.; Meridian, Cal.; Miami Copper Belt, Ariz.; Milledgeville, Ga.; Mount Goddard, Cal.; Mount Guyot, Tenn.-N. C.; Mullens, W. Va.; Muskingum County, Ohio; Nelson, Cal.; New Athens, Ill.; New Berlin, N. Y.; Newhard, Cal.; Ontario Beach, N. Y.; Pineville, W. Va.; Pocahontas special, W. Va.-Va.; Quarryville, Pa.; Randsburg, Cal.; Ray and vicinity, Ariz.; Rochester, N. Y.; Rochester special, N. Y.; Rolla, Mo.; Sanborn Slough, Cal.; Thibedeau Lake, Mont.; Tisdale Weir, Cal.; Welch, W. Va.; Yellowstone National Park, Wyo.

Topographic Maps Issued July 1, 1912—March 31, 1913.

Ashton Bridge, La.; Aurora, Mo.; Bald Knob, W. Va.; Boston sheet (North K 19) of International Map of the World; Buckholts, Tex.; Buena Vista Lake, Cal.; Canton, Ill.; Carrollton, Ohio; Castle Rock, Colo.; Chelsea, Mont.; Chico Landing, Cal.; Chokio, Minn.; Coalinga, Cal.; Columbus, Ohio; Crossville, Tenn.; Courtney, Tex.; Durham, Cal.; Flagstaff, Ariz.; Hagerstown, Md.-Pa.; Halsey, Oreg.; Hay Creek, Mont.; Hilliards, Pa.; Holden, W. Va.; Hollywood, Miss.; Hot Springs and vicinity, Ark.; Kauai, Hawai; Lake Cormorant, Miss.-Tenn.; Lansing,

Mich.; Lula, Miss.; McCalls Ferry, Pa.-Md.; Magdalena district, N. Mex.; Mariposa, Cal.; Marysville Buttes, Cal.; Matewan-Williamson, W. Va.; Milan, Ill.-Iowa; Millikin, La.; Missoula, Mont.-Idaho; Mogollon, N. Mex.; Moon Lake, Miss.; Morris, Minn.; Moses Lake, Wash.; Naugatuck, W. Va.; Nord, Cal.; Nortonville, Ky.; Oak Hill, Ohio; Palermo, Cal.; Pella, Iowa; Pennington, Cal.; Petrified Forest, Ariz.; Poplar, Mont.; Point Lookout, Md.-Va.; Randolph, Utah-Wyo.; Rockwall, Tex.; Roosevelt, Ariz.; Salinas, Cal.; Smoke Creek, Mont.; Wendell, Minn.; Williamsport, Md.-W. Va.-Pa.; Zurich, Mont. Geologic Atlas.

- a) Folio Nr. 183: Slano-Burnet, Texas.
- b) - - 184: Kenova, Kentucky-West, Virginia-Ohio.
- c) - - 186: Apishapa, Colorado.

Afrika.

Natal.

Mines Department of Natal.
Geological Map of Natal.

Union of South-Africa.

Mines Dep. Geological Survey: Sheet 11 — Lydenburg.
Portions of Middelburg and Lydenburg Districts with
Explanation.

Asien.

Japan.

Imperial Geological Survey of Japan, Tokyo.
Topographical Map. Division II u. IV.

Geologische Karten:

Zone 10, Kol. X, Kiso,
- 19, - XIV, Ichinohe,
- 20, - IX, Kanazawa,
- 20, - XIV, Shichinohe
mit Erläuterungen.

Topographische Karten:

Zone 4, Kol. II, Nagasaki,
- 5, - II, Hirado,
- 10, - IX, Tsuruga,
- 10, - X, Kiso.

Indochine Française.

Service Géologique.

Carte géologique du Yunnan Oriental, Feuilles de Tong-Tchouan (1), Yunnan-Fou (2) u. Mong-Tseu (3).
1 : 200 000.

*Australien.***Victoria.**

Department of Mines, Victoria. Geol. Survey. Geological Map of Victoria, showing the areas over which auriferous reefs outcrop at the surface.
Counties of Gladstone and Talbot.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Januar 1914. *)

Vorstand

Vorsitzender:	Herr Wahnschaffe.**)
Stellvertretende Vorsitzende	„ Eornhardt.
	„ Krusch.
	„ Bärtling.
Schriftführer	„ Hennig.
	„ Janensch.
	„ Weissermel.
Schatzmeister	„ Michael.
Archivar	„ Schneider.

Beirat

Die Herren Frech-Breslau, Fricke-Bremen, Madsen-Kopenhagen, Oebbecke-München, Rothpletz-München, Salomon-Heidelberg.

Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

Aachen, Geologische Sammlung der Kgl. Technischen Hochschule, 1907.

Aachen, Studiengesellschaft zur Untersuchung von Erzvorkommen, 1912. Aachen, Hochstr. 11/15.

Abendanon, E. C., Bergingenieur, 1907. Noordeinde 86, Haag (Holland).

*) bedeutet Teilnahme an der Hauptversammlung in Freiburg i. Br. 1913.

**) † am 20. Januar 1914.

- Ahlburg, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Albert, Robert, Dr., Professor an der Forstakademie, 1902. Eberswalde.
- Albrecht, Emil, Dipl.-Ingenieur und Generaldirektor, 1900. Hannover.
- Allorge, M. Marcel, 1908. Louviers, Normandie (France).
- Altona (Elbe), *Städtisches Museum*, 1910. Altona (Elbe).
- von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergrat, 1873. München, Ludwigstr. 16.
- Andrée, Karl, Dr., Privatdozent, 1902. Marburg (Hessen), Orléans Str. 11 part.
- Arlt, Geh. Bergrat, 1866. Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Straße 56.
- Arlt, Hans, Dr., Bergassessor, 1911. München, Herzogparkstr. 2.
- Arndt, Heinrich, stud. geol., 1909. München, Himmelreichstraße 3.
- von Arthaber, G., Dr., Professor, 1892. Wien IX, Ferstelgasse 3.
- Aßmann, Paul, Dr., Kgl. Geologe, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Athenstädt, Professor, Dr., Oberlehrer, 1912. Duisburg, Cölner Straße 16.
- Aulich, Dr., Professor an der Kgl. Maschinenbau- und Hüttschule, 1907. Duisburg, Prinz-Albrecht-Str. 33.
- Balthazar, Jean, 1907. Bonn, Koblenzer Str. 99.
- Bamberg, Paul, Fabrikbesitzer, 1902. Wannsee b. Berlin, Kleine Seestraße 12.
- Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille, rue Pascal 41.
- Barsch, Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Bärtling, R., Dr., Kgl. Geologe, Privatdozent, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44. *
- Basedow, Herb., Dr., Chief Medical Inspector and Chief Protector of Aborigines, 1908. Kent-Town, Adelaide, Süd-Australien.
- Baumann, L., Dipl.-Bergingenieur, 1908. Transvaal, Randfontein, c/o. J. H. Baumann, Esq., P. O. Box 2.
- Baumgärtel, Bruno, Dr., Privatdozent an der Kgl. Bergakademie, 1910. Clausthal (Harz).
- Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).
- Beck, Carl, Dr., 1898. Stuttgart, Wagenburgstr. 10.
- Beck, Richard, Dr., Professor, Oberbergrat, 1884. Freiberg i. S., Meißner Ring 10.

- Becker, A., Lehrer am Realprogymnasium, 1912. Staßfurt.
- Becker, Ernst, Dr., Geologe, 1903. Peking, Universität.
- Behlen, H., Kgl. Forstmeister, 1908. Kiel, Knooper Weg 37.
- Behr, Johannes, Dr., Bezirksgeologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Behr, Fritz M., cand. geol., 1913. Bonn, Poppelsdorfer Allee 61.
- Behrend, Fritz, Dr., Assistent an der Kgl. Bergakademie, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Belowsky, Max, Dr., Professor, Privatdozent, Kustos am Min.-Petrogr. Institut, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Benecke, E. W., Dr., Professor, 1866. Straßburg i. Els., Goethestr. 43.
- Berendt, G., Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1861. Friedenau, Kaiserallee 120.
- Berg, Georg, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Bergeat, Alfred, Dr., Professor, 1893. Königsberg i. Pr. XIII., Oberteichufer 12.
- Bergmann, W., Bergwerksdirektor, 1904. Ilseder Hütte b. Peine.
- Bergt, Walter, Dr., Professor, Direktor des Museums für Vulkanologie und Länderkunde (Stübelstiftung) im Grassi-Museum, Privatdozent für Mineralogie und Petrographie an der Universität, 1894. Leipzig-Eutritzsch, Gräfestr. 34.
- Berlin, Bibliothek der Kgl. Technischen Hochschule*, 1909. Charlottenburg.
- Berlin, Geologisch-mineralogisches Institut der Kgl. Landwirtschaftl. Hochschule*, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 42.
- Berlin, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität*, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Berlin, Geologische Sammlung der Kgl. Bergakademie*, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Berlin, Handbibliothek des Geologischen Landesmuseums*, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Berlin, Verein der Studierenden der Geographie an der Universität Berlin*, 1912. Berlin NW 7, Geographisches Institut der Universität, Georgenstr. 34/36.
- Beyer, Schulrat, Professor, Dr., 1911. Dresden 27, Kantstr. 2.
- Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1883. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Biereye, Professor, 1907. Groß-Lichterfelde, Haupt-Kadettenanstalt, Lehrerhaus.

- von Bismarck, 1898. Vierhof bei Groß-Sabow.
- Blaas, Jos., Dr., Professor, 1884. Innsbruck. Gutenbergstr. 3.
- Blanckenhorn, Max, Dr., Professor, Mitarbeiter der Geol. Survey of Egypt und der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1881. Marburg i. Hess., Wilhelmsplatz.
- Bochum i. W., Westfälische Berggewerkschaftskasse, 1905.*
- Bode, Arnold, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, 1902. Clausthal (Harz).
- Boden, Karl, Dr., Geologe, Assistent am Geolog.-Paläontol. Institut der Universität, 1907. München, Geolog. Institut der Universität, Neuhauser Str. 51.
- Böhm, Joh., Dr., Professor, Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Böhndel, stud. geol., 1912. Freiburg i. B., Vogesenstr. 21, IV. *Bonn, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1907. Bonn, Nußallee.*
- * Born, Axel, Dr., Assistent am Senkenbergischen Museum, Frankfurt a. M., Viktoria-Allee.
- von dem Borne, Dr., Professor, 1888. Krietern (Kreis Breslau), Königl. Erdwarte.
- Bornhardt, Geh. Oberbergrat, 1894. Charlottenburg, Dornburgstr. 49.
- Borth, Deutsche Solvaywerke, Aktien-Gesellschaft, Abteilung Borth, 1910. Borth, Post Büderich, Kreis Mörs.*
- Botzong, Carl, Dr., 1907. Heidelberg-Handschuhsheim, Bergstr. 107.
- Branca, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Brandes, H., Rentner, 1889. Hoheneggelsen N. 231 (Prov. Hannover).
- * Brandes, Theodor, Dr., Assistent am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität, 1912. Leipzig, Talstr. 35.
- Brauns, Reinhard, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1885. Bonn, Endenicher Allee 32.
- Bravo, José J., Professor, Direktor del Cuerpo de Ingenieros de Minas, 1908. Lima (Peru), Apartado No. 889.
- Breslau, Deutscher Markscheiderverein, 1912. Breslau VIII, Goethestr. 69.*
- Breslau, Geologisches Institut der Universität, 1910.*
- Briquet, Abel, Avocat à la cour d'appel, 1914. Douai (Nord), 44 rue Jean de Bologne.
- Broili, Ferdinand, Dr., a. o. Professor, Konservator an der Paläontolog. Staatssammlung, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Straße 51.

- Bruhns, W., Dr., Professor, 1888. Clausthal (Harz), Kgl. Bergakademie.
- Brünn, *Lehrkanzel für Geologie und Mineralogie a. d. k. k. Deutschen Technischen Hochschule*, 1909.
- * von Bubnoff, Serge, Dr., 1909. St. Petersburg, Galernaja 25, Quart. 10.
- Bucher, Walter, Dr., 1910. Cincinnati, Ohio, 2624 Eden Avenue.
- Bücking, Hugo, Dr., Professor, Direktor der Geol. Landesanstalt, 1873. Straßburg i. Els., Lessingstr. 7.
- Budapest, Ungarisches Nationalmuseum, Mineralogische Abteilung*, 1912. Budapest XVIII, Nationalmuseum, Asvanytár (Mineralogische Abteil.)
- * Buldirski, Boris, cand. geol., 1913. Tübingen.
- Burre, O., Dr., 1910. Detmold, Neue Leopoldstr. 14.
- Busz, K., Dr., Professor, 1904. Münster i. W., Heerdestr. 16.
- Buxtorf, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6.
- Cahn, Gustav, Bergwerksbesitzer, 1912. Triest.
- Canaval, Richard, Dr., k. k. Berghauptmann und Hofrat, 1890. Klagenfurt, Ruprechtstr. 8.
- Capellini, Giovanni, Professor, Senator, 1884. Bologna.
- Carthaus, Emil, Dr., 1910. Halensee, Schweidnitzer Str. 9 I.
- Chewings, Charles, Dr., 1896. Hawthorn, William-Street, South Australia.
- Clark, William Bullock, Dr., Professor, State Geologist für Maryland, 1885. Baltimore, John Hopkins University.
- Clarke, John Mason, Dr., Professor, State Geologist and Paleontologist, Director New York State Museum, 1886. Albany (New York), State Hall.
- Clausnitzer, Otto, Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Clausthal, Kgl. Oberbergamt*, 1869.
- * Cloos, Hans, Dr., 1909. Bonn, Haydnstr. 6.
- Cöthen, Städtisches Friedrichs-Polytechnikum*, 1908.
- Cramer, Rudolf, Dr., Kgl. Geologe, 1906. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Crecelius, Th., Lehrer, 1909. Lonsheim bei Alzey (Rhein-hessen).
- Cronacher, R., Dr. phil., Dipl.-Ingenieur, 1908. Berlin NO 18, Virchowstr. 7.
- Crook, Alja Robinson, Dr., Curator, State Museum of Natural History, 1897. Springfield, Ill., U. St. A.

Dahms, Albert, Bergassessor, 1909. Hannover, Wöhlerstraße 29 I.

Dammer, Bruno, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.

Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor a. D., 1892. Berlin NW 23, Händelstr. 1.

Danzig, E., Dr., Professor, 1901. Rochlitz i. S.

Darton, N. H., Geologist U. S. Geological Survey, 1904. Washington, D. C.

Dathe, Ernst, Dr., Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe a. D., 1874. Berlin W 35, Steglitzer Str. 7.

* Deecke, Wilhelm, Dr., Professor, Direktor der Großherzogl. Badischen Geol. Landesanstalt, 1885. Freiburg i. Br., Erwinstr. 37.

De la Croix, Charles, 1911. Berlin-Lichterfelde, Bellevue 29.

Delhaes, W., Dr., 1907. Hannover, Scharnhorststr. 17 I.

Delkēskamp, R., Dr., 1905. Frankfurt a. M., Königstraße 63.

Denckmann, August, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent an der Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Deninger, Karl, Dr., 1902. Freiburg i. Br., Hebelstr. 40. Geologisches Institut.

De Stefani, Carlo, Dr., Professor, Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen, 1898. Florenz.

* Dienemann, Dr., Assistent am Geologischen Institut der Universität, 1913. Marburg (Lahn).

Dienst, Paul, Dr., Assistent an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Dietrich, W., Dr., Assistent am Geol.-Paläont. Institut u. Museum, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Dietz, C., Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Einigkeit, Ehmen bei Fallersleben.

Dietz, Eugen, Bergassessor, Dr., 1905. Eisleben, Grüne Gasse 1.

Dittmann, Kurt Emil, Dr., Dipl.-Ingenieur, 1911. Essen (Ruhr), Dreilindenstr. 63 I.

de Dorlodot, Henry, Abbé, Professor an der Université catholique, 1902. Löwen in Belgien, 44 rue de Bériot.

Dortmund, *Naturwissenschaftl. Verein*, 1913. Dortmund, Märkische Str. 60.

- Drevermann, Fritz, Dr., Kustos am Senckenbergischen Museum, 1899. Frankfurt a. M.-Preungesheim, Parsevalstraße 10.
- Du Bois, Georg C., Dr., Direktor der Deutschen Gold- u. Silberscheideanstalt, 1899. Frankfurt a. M., Weißfrauenstraße 7.
- Duft, Bergrat, 1911. Berlin W 8, Unter den Linden 31 III.
- Dyhrenfurth, Günther, Dr., 1908. Breslau XII, Schloß Carlowitz.
- Ebeling, Bergrat, 1894. Hannover, Tiergartenstr. 42.
- von Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburgstraße 4 B II.
- Eck, Otto, Dr., 1908. Berlin NW 21, Bundesratsufer 9.
- Eller, Albert, Dr., Dipl.-Ingenieur, Direktor der Westpreußischen Bohrgesellschaft, 1908. Danzig.
- von Elterlein, Adolf, Dr., Unterstaatssekretär a. D., 1898. Walsrode (Hannover), Kirchstr. 6.
- Emerson, Benjamin, Professor der Geologie an den Amherst and Smith Colleges, 1868. Amherst (Massach.), N.-A.
- Endriß, Karl, Dr., Professor an der Kgl. Technischen Hochschule, 1887. Stuttgart, Neue Weinsteige 75.
- Enke, Alfred, Dr. med. h. c., Kommerzienrat, 1913. Stuttgart, Hasenbergsteige 3.
- * Erdmannsdörffer, O. H., Dr., Professor, 1900. Hannover. Techn. Hochschule, Geolog. Institut.
- Ermisch, Karl, Bergwerksdirektor bei Friedrichshall und Sarstedt A.-G., 1908. Kaliwerk Friedrichshall bei Sehnde (Hannover).
- Ernst, Gustav, Kgl. Bergrat, 1909. Halberstadt, Seydlitzstraße 13 B.
- Esch, Ernst, Dr., 1893. Darmstadt, Roquetteweg 37. *Essen (Ruhr), Bibliothek des Vereins für die bergbaulichen Interessen, 1907. Essen (Ruhr).*
- Ewald, Rud., Dr., 1910. Königsberg (Pr.), Geol. Institut der Universität.
- Felix, Johannes, Dr., Professor, 1882. Leipzig, Gellertstraße 3.
- Fels, Gustav, Dr., 1902. Wien VI, Köstlergasse 6.
- Felsch, Joh., Dr., 1908. p. A. Professor Meier, Casilla 1559, Santiago de Chile (Süd-Amerika).
- Fenten, José, Dr., Staatsgeologe, 1906. Buenos Aires, Casilla Correo 1568.
- Finckh, Ludwig, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, Privatdozent, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Fischer, H., Geh. Bergrat, 1906. Dresden.
- Fischer, Dr., Stabsarzt a. D., 1909. Veste Koburg.
- * Fischer, Ernst, Dr., 1911. Halle a. S., Geologisches Institut der Universität.
- Flegel, Dr., Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- * Fliegel, Gotthard, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin-Wilmersdorf, Gieselerstr. 22.
- Fraas, Eberhard, Dr., Professor, 1890. Stuttgart, Stitzenburgstr. 2.
- Francke, M., Bergassessor a. D., Bergwerksdirektor, 1912. 1 London Wall Buildings, London E. C.
- Frank, Julius, Bergwerks- und Hüttenbesitzer, 1909. Adolfs-
hütte bei Dillenburg.
- * Franke, A., Lyceallehrer, 1910. Dortmund, Junggesellen-
straße 18.
- Franke, G., Professor, Geh. Bergrat, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Franke, Dr., Professor, 1895. Schleusingen.
- Frech, Fritz, Dr., Geh. Bergrat, Professor an der Universität und der Technischen Hochschule, 1881. Breslau, Schuh-
brücke 38/39, Geologisches Institut. Privatwohnung:
Neudorfstr. 41.
- Fremdling, C., Kgl. Oberbergamtsmarkscheider, 1910. Dort-
mund, Knappenberger Str. 108.
- Fremery, Hermann, 1908. Aachen, Mozartstr. 12.
- Frentzel, Alexander, Dr. = Ing., Dipl.-Ing., 1906. Tet-
juschi (Gouv. Kasan), Rußland.
- Freundenberg, Wilh., Dr., Privatdozent, 1907. Göttingen,
Baurat Gerberstraße 19.
- Freystedt, Landesbauinspektor, Regierungsbaumeister a. D.,
1908. Posen O 1, Königsplatz 6 III.
- Fricke, K., Dr., Professor, 1875. Bremen, Mathildenstr. 25.
- Friederichsen, Max, Dr., Professor, 1903. Greifswald,
Moltkestr. 4.
- Baron von Friesen, Kammerherr, Exzellenz, 1883. Karls-
ruhe (Baden), Jahnstr. 20.
- Fuchs, Alex., Dr., Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, In-
validenstr. 44.
- Fuchs, Hubert, Bergrat, 1910. Dresden-Radebeul, Kaiser-
Friedrich-Allee 19.
- Fulda, Ernst, Bergassessor, 1911. Eisleben, Hessestr. 23.
- Gäbert, Carl, Dr., Geologe, Montangeologisches Bureau, 1907.
Leipzig, Inselstr. 2.

- * Gagel, Curt, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent an der Bergakademie, 1890. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Gärtner, Dr., Direktor der Wenzeslausgrube, 1904. Ludwigsdorf, Kreis Neurode.
- Geinitz, Eugen, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1877. Rostock.
- Geisenheimer, Dr., Bergassessor, 1904. Kattowitz.
- Gerth, Heinrich, Dr., Privatdozent, 1907. Bonn, Geolog. Institut, Nußallee.
- Gill, Adam Capen, Dr., 1891. Ithaca (New York), Cornell University.
- Glöckner, Friedr., Dr., 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Gorjanović-Kramberger, Karl, Dr., Hofrat, Professor und Präsident der geologischen Kommission der Königreiche Kroatien-Slavonien, Direktor des Geologischen Nationalmuseums, 1898. Agram (Zagreb), Kroatien.
- Goslar, *Naturwissenschaftlicher Verein*, 1904.
- Gosselet, Jules, Professor, 1862. Lille, rue d'Antin 18.
- Goßner, B., Dr., Privatdozent, 1911. München, Neuhauser Straße 51 (Mineralogisches Institut).
- Gothan, Walter, Dr., Privatdozent, Sammlungskustos a. d. Geolog. Landesanstalt, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Göttingen, *Geologisches Institut der Universität*, 1905.
- Grabau, H., Dr., Professor, Oberlehrer a. D., 1879. Leutzsch b. Leipzig, Rathausstr. 1.
- Graf, Engelbert, Schriftsteller, 1911. Berlin - Steglitz, Peschkestr. 16 II.
- * Gräßner, P. A., Geheimer Regierungsrat, Generaldirektor a. D., 1889. Schlachtensee b. Berlin, Adalbertstr. 25 A I.
- Gravelius, Dr., Professor an der Technischen Hochschule, 1905. Dresden-A., Reißigerstraße 13.
- Graz, *Geologisches Institut d. k. k. Universität*, 1913. Graz.
- Greif, Otto, Bergingenieur, 1907. Stuttgart, Landhausstr. 2 II.
- Gröber, Paul, Dr., 1907. Buenos Aires (Argentinien), Calle Maipú 1241.
- Gröbler, Bergrat, 1894. Wetzlar, Hausergasse 36.
- * Grosch, Paul, Dr., I. Assistent am Geol. Institut der Universität, 1907. Freiburg i. Br., Weiherhofstr. 7.
- von Groth, Paul, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1866. München VI, Brieffach.
- Grubenmann, Ulr., Dr., Prof., 1907. Zürich, Eidgen. Polytechnikum.
- Grupe, Oskar, Dr., Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Guillemain, Constantin, Dr., Privatdozent, 1899. Aachen, Försterstr. 2.
- Gürich, Georg, Dr., Professor, Direktor des Mineralogischen Instituts, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1891. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.
- * Haack, W., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Haardt, W., cand. geol., Assistent an der Bergakademie, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Haarmann, Erich, Dr., Geologe, 1904. Berlin-Halensee, Küstriner Str. 11.
- Haas, Karl, Dr., 1905. Basel (Schweiz), Wellsteinplatz 3.
- Hahn, F. Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe.
- * Hahn, Felix, Dr., 1907. Stuttgart, Kgl. Naturalienkabinettt.
- Hahne, August, Stadtschulrat, 1913. Stettin, Königsplatz 15.
- Hähnel, Otto, Dr. phil., Assistent am I. Chemischen Institut der Universität, 1909. Berlin SW 61, Johanniterstr. 15.
- Halberstadt*, „Naturwissenschaftlicher Verein“, 1912. Halberstadt.
- Halle a. S.*, Kgl. Oberbergamt, 1910.
- Halle a. S.*, Landwirtschaftliches Institut der Kgl. Universität Halle-Wittenberg, 1910. Halle a. S., Ludwig-Wucherer-Str. 2.
- Hambloch, Anton, Dr.-Ing. h. c., Grubendirektor, 1906. Andernach a. Rh.
- Hamm, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstr. 4.
- Haniel, C. A., 1908. Düsseldorf, Goldsteinstr. 37.
- Harbort, Erich, Dr., Privatdozent, Kgl. Geologe, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Harder, Poul, Dr., 1910. Kopenhagen, Östervoldgade 7.
- Harker, A., M. A., 1887. Cambridge (England), St. John's College.
- Haßlacher, H., Bergassessor, 1907. Berlin W 50, Marburger Str. 8.
- Haupt, O., Dr., Kustos an der geol.-mineralogischen Abteilung des Großherzogl. Landesmuseums, 1907. Darmstadt, Wendelstadtstr. 13 I.
- Hauser, Dr., Privatdozent, 1910. Berlin NW 7, Bunsenstr. 1, Technologisches Institut der Universität.
- Hauthal, Rudolf, Dr., Professor, 1891. Hildesheim, Roemer-Museum.
- Heckel, M., Bergrat, Kgl. Bergwerksdirektor, 1911. Vienenburg a. Harz.
- Hecker, O., Dr., Geologe, 1900. Dahlem, Parkstr. 90/92.

- Heidelberg, *Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität*, 1912.
- Heidenhain, F., Dr., Professor, Oberlehrer, 1866. Stettin, Preußische Str. 43 III.
- Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich.
- Heim, Fritz, Dr., Geologe, 1910. München, Ismaningerstr. 65.
- Heisecke, Wilhelm, 1911. Grünau b. Berlin, Königsstr. 7 II.
- Helgers, Eduard, Dr., 1905. Frankfurt a. M., Mendelssohnstraße 69.
- Freifräulein v. Helldorf, Adda, 1911. Dresden, Dürerstraße 86 I.
- Henke, Wilh., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Henkel, Ludwig, Dr., Professor, Oberlehrer, 1901. Schulpforta bei Naumburg a. S.
- * Hennig, Edwin, Dr., Privatdozent an der Universität, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Henning, Charles L., Bergingenieur, 1912. Denver, Colorado, U.S.A. 4922 W, 34th Avenue.
- Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a. M., Zeil 48 I.
- Herbing, Dr., Bergreferendar, 1904. Halle a. S., Marienstraße 7 pt.
- Hermann, Paul, Dr., Geologe, 1904. Mannheim, Stephanienpromenade 17.
- Hermann, Rud., Dr., 1904. Berlin-Steglitz, Flemmingstr. 8.
- Herrmann, Fritz, Dr., Kgl. Geologe, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Herzberg, Franz, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, 1909. Frankfurt a. M., Rüterstr. 11.
- Heß von Wichdorff, Hans, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- van der Heyden à Hauzeur, Louis, Generaldirektor 1903. Auby-lez-Douai (France, Nord), Compagnie Royale Asturienne Des Mines.
- Hibsch, Jos. Em., Dr., Professor, 1883. Tetschen-Liebertsdorf, Post Tetschen (Böhmen).
- Hildebrandt, Max, 1901. Berlin N 65, Triftstr. 61.
- Hintze, Carl, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1870. Breslau, Moltkestr. 5.
- Hirschwald, Julius, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1898. Grunewald bei Berlin, Wangenheimstr. 29.
- Hlawatsch, Carl, Dr., Volontär am k. k. Naturhist. Hofmuseum, miner.-petrogr. Abteilung, 1907. Wien XIII/5, Linzer Str. 456.

- Hoffmann, Bergassessor, 1910. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Höhne, Erich, Dr., Geologe, 1908. Pechelbronn b. Wörth, Post Sulz unterm Wald (Elsaß), Deutsche Erdölgesellschaft.
- Holland, F., Oberförster, 1895. Heimerdingen, O.-A. Leonberg (Württemberg).
- Holtheuer, Richard, Dr., Professor, 1891. Leisnig i. S. Homberg (Niederrhein), Steinkohlenwerk „Rheinpreußen“. 1913.
- Höppner, Wilhelm, Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Horn, Erich, Dr., Wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Mineral-Geol. Institut, 1907. Hamburg, Lübecker Tor 22.
- Hornstein, F. F., Dr., Professor, 1867. Kassel, Weigelstraße 2 II.
- Hornung, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstr. 3.
- Hotz, Walther, Dr., 1912. Weltevreden (Niederl. Indien), Koningsplein.
- Hoyer, Professor, 1894. Hannover, Ifflandstr. 33.
- Hoyer, Carl G., Bergassessor, 1906. Aachen, Bahnhofstr. 33.
- * Hoyermann, Thekla, cand. geol., 1913. Tübingen. Geolog. Institut der Universität.
- Huffnagel, P., Districtsgeoloog, 1909. Ruurlo, Niederlande.
- Hug, Otto, Dr., 1897. Bern, Belpstr. 42.
- Hughes, Thomas McKenny, Professor. Trinity College, Cambridge (England).
- Hugi, E., Dr., Professor, 1907. Bern (Schweiz), Geologisches Institut der Universität.
- * Hummel, Karl, Dr., 1911. Freiburg i. Br., Geologisches Institut, Hebelstr. 40.
- Freiherr von Huene (v. Hoyningen-Huene), Friedrich, Professor, Dr., Privatdozent, 1899. Tübingen.
- * Huth, W., Dr., 1912. Berlin-Lichterfelde 3, Unter den Eichen 55 I.
- Jaeckel, B., Dr., Chemiker, 1912. Elberfeld, Siegfriedstr. 39.
- Jaffé, Richard, Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur und Markscheider, 1911. Frankfurt a. M., Gärtnerweg 40.
- Jahn, Jar. J., Dr., Professor, 1907. Brünn in Mähren, Böhmisches Technische Hochschule.
- * Jaekel, Otto, Dr., Professor, 1884. Greifswald, Fischstraße 18.
- Janensch, Werner, Dr., Professor, Kustos am Geol.-Paläont. Institut d. Mus. f. Naturkunde. 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

- von Janson, A., Rittergutsbesitzer, 1886. Schloß Gerdaun (Ost-Pr.).
- Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1872. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Jung, Gust., Kommerzienrat, Direktor, 1901. Neuhütte bei Straßebach, Nassau.
- Just, Wilhelm, 1890. Zellerfeld (Harz).
- Kaiser, Erich, Dr., Professor, 1897. Gießen, Löberstr. 25.
- Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1874. Dresden-A., George-Bähr-Str. 22.
- Kattowitz, Kattowitzer Aktien-Gesellschaft für Bergbau- und Eisenhüttenbetrieb*, 1905.
- Katzer, Friedrich, Dr., Regierungsrat, Vorstand der Bosnisch-herzegow. Geologischen Landesanstalt, 1900. Sarajevo (Filialpost).
- Kaufholz, Dr., Professor, Oberlehrer, 1893. Goslar, Vogel-sang 4.
- Kaunhowen, F., Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kayser, Emanuel, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Geologischen Instituts der Universität, 1867. Marburg in Hessen.
- Kegel, Wilhelm, Dr., Assistent am Museum der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Keidel, H., Dr., Staatsgeologe, Chef der Sección Geología (d. División de Minas, Geología é Hidrología), 1909. Buenos Aires, Maipú 1241.
- * Keilhack, Konrad, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kemmerling, G. L. L., Dipl.-Bergingenieur, 1910. Maastricht (Holland).
- Keßler, Paul, Dr., 1907. Saarbrücken.
- Keyßer, Carl, Dr., Dipl.-Bergingenieur, 1909. Unter-Eschbach bei Bensberg (Rhld.), Vieillemontagne.
- Kirschstein, Egon Fr., Geologe und Forschungsreisender, 1902. Adresse z. Z. unbekannt.
- Kirste, Ernst, Rektor, 1910. Altenburg, Ziegelstr. 38.
- Klähn, Hans, Dr., 1910. Colmar i. E., Korngasse 6.
- Klauß, Oskar, Bergwerksdirektor, 1908. Hannover, Lärchenberg 15.
- Klautzsch, Adolf, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Klein, W. C., Dr., Geoloog bij de Bataafsche Petroleum-maatschappij, 1910. 's Gravenhage, Lange Vijverberg 2.

[Nach 1. V. Weltevreden (Niederl. Indien). Bataafsche Petroleummaatschappij.]

- Klemm, Gustav, Dr., Bergrat, Professor, Großherzogl. Hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.
- Klewitz, Otto, Bergreferendar, 1909. Klein-Lübars bei Groß-Lübars, Reg.-Bez. Magdeburg.
- Klien, Walter, Dr., I. Assistent am Geologischen Institut und der Bernsteinsammlung, 1910, Königsberg i. Pr., Lange Reihe 3 II.
- * Klinghardt, Franz, Dr., 1910. Bonn, Geol.-paläontol. Institut der Universität, Nußallee 2.
- Klockmann, Friedrich, Dr., Prof., Geh. Regierungsrat, 1879. Aachen, Technische Hochschule.
- * Klusemann, K., stud. geol. et. rer. nat., 1912. Kiel, Blücherstr. 9 I.
- Knauer, Joseph, Dr., Geologe, 1907. München 38, Notburgastraße 6 II.
- Knod, Reinhold, Dr., 1907. Trarbach a. d. Mosel.
- Koch, Max, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe a. D.. 1884. Berlin W 30, Frankenstr. 7.
- Koehne, Werner, Dr., Kgl. Geologe, 1902. München, Ludwigstr. 16.
- Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, Oberbergrat, 1901. Freiberg, Sachsen.
- Kolesch, Dr., Professor, Oberlehrer, 1898. Jena, Forstweg 14.
- v. Komorowicz, M., Dr., Regierungsgeologe, 1911. Buitenzorg (Java), Bantar Pete, Villa La Paz.
- von Koenen, Adolf, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1863. Göttingen.
- Königsberg i. Pr., Königliche und Universitäts-Bibliothek*, 1909.
- Koenigsberger, Joh., Dr., Prof., 1911. Freiburg i. Br., Hebelstr. 33.
- Koperberg, M., Oberingenieur a. D. des Bergwesens in Niederländisch-Indien, 1912. Utrecht, Fr. Halstr. 1.
- Korn, Joh., Dr., Landesgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Koroniewicz, Paul, Dr., 1910. Warschau, Geologisches Institut des Kaiserl. Polytechnikums.
- Koert, Willi, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kossmat, Fr., Prof., Dr., Direktor der Königl. Sächsischen Geol. Landesanstalt, 1913. Leipzig, Talstr. 35.
- Krahmann, Max, Professor, Bergingenieur, Dozent für Bergwirtschaftslehre an der Kgl. Bergakademie. Privatdozent

- a. d. Techn. Hochschule, 1889. Berlin NW 40, Platz v. d. Neuen Tore 1.
- Kraisz, Alfred, Dr., Geologe der Deutschen Erdöl-Aktiengesellschaft, 1909. Wietze in Hannover.
- * Kraencker, Jakob, Dr., Oberlehrer, 1907. Straßburg i. E., Graumannsgasse 11.
- * Krantz, Fritz, Dr., Teilhaber der Firma Dr. F. Krantz, Rheinisches Mineralien-Kontor, 1888. Bonn, Herwarthstraße 36.
- Kranz, W., Hauptmann, 1909. Straßburg i. E., Mannheimer Straße 10 II.
- Krause, Carl, Dr.-Ing., Beratender Bergingenieur, 1910. Lüderitzbucht.
- Krause, Paul Gustaf, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.
- Krauß, Hans, cand. geol., 1910. München, Karolinenplatz 4.
- * Krenkel, E., Dr., 1907. Leipzig, Steinstr. 17 II r.
- Kretschmer, Franz, Bergingenieur und Bergbaubetriebsleiter, 1899. Sternberg (Mähren).
- Krollpfeiffer, Georg, Assistent bei der Kgl. Bergakademie, 1910. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kronecker, W., Dr., 1910. Adresse z. Z. unbekannt.
- Krumbeck, Lothar, Dr., Privatdozent, 1912. Erlangen.
- Krusch, Paul, Dr., Professor, Abteilungsdirigent a. d. Geol. Landesanstalt, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Kühn, Benno, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kukuk, Bergassessor, Geologe der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, 1907. Bochum, Bergschule.
- Kumm, August, stud. geol., 1911. Heidelberg, Bunsenstraße 4 II.
- Kummerow, E., Mittelschullehrer, 1912. Brandenburg a. d. Havel, Harlungerstr. 39.
- Kuntz, Julius, Diplom-Ingenieur, beratender Bergingenieur und Montangeologe, 1905. Steglitz bei Berlin, Hohenzollernstr. 3.
- Kurtz, Professor, Dr., Gymnasialoberlehrer, 1912. Düren, Binsfelderstr. 20.
- * Lachmann, Richard, Dr., Privatdozent, 1909. Breslau, Fürstenstr. 102.
- Lang, Richard, Dr., Privatdozent, 1909. Adr. z. Z. unbekannt.
- van der Leeden, Dr., Assistent am Mineralog.-Petrograph. Institut der Universität, 1910. Berlin - Lichterfelde, Jungfernstieg 7.

- Lehmann, E., Dr., Assistent am vulkanolog. Institut, 1908. Neapel-Vomero.
- Lehmann, P., Geheimrat, Dr., Dozent für Erdkunde an der Universität, 1898. Leipzig, Kantstr. 15.
- * Leidhold, Clemens, Dr., Assistent a. Geol.-Paläontol. Institut der Universität, 1912. Straßburg i. E.
- Lenk, Hans, Dr., Professor, 1888. Erlangen.
- Leonhard, Richard, Dr., Professor, 1894. Breslau, Kronprinzenstr. 72.
Leopoldshall-Stafsfurt, Herzoglich Anhaltische Salzwerks-Direktion, 1912.
- Leppla, August, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Lepsius, Richard, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, 1872. Darmstadt, Goethestr. 15.
- Leuchs, Kurt, Dr., Privatdozent, 1907. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- * Lieber, Hugo, cand. geöl., 1913. Marburg (Lahn), Uferstraße 8.
- Liebrecht, F., Dr., 1909. Lippstadt i. W.
- van Lier, Bergingenieur, 1907. Amsterdam, von Breestraat 114.
- Lindemann, A. F., 1884. Sidholme, Sidmouth, Devon (England).
- Lindemann, Bernh., Dr., 1907. Göttingen, Dusterer Eichenweg 19.
- von Linstow, Otto, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Lissón, Carlos, Professor, 1908. Lima (Peru).
- von Loesch, Karl Christian, Dr. phil., Referendar a. D., 1907. München, Leopoldstr. 6.
- Löscher, Dr., Professor, 1909. Essen-Ruhr, Königssteiner Straße 19 I.
- Lotz, Heinrich, Dr., Kgl. Bezirksgeologe a. D., 1898. Charlottenburg, Berliner Str. 57.
- Loewe, Dr., Bergassessor a. D., Direktor des Kaliwerks Friedrich Franz, 1910. Lübtheen (Mecklenburg).
- Ritter von Łozinski, Walery, Dr., 1907. Lemberg (Galizien), Ul. Kopernika 58 II.
- Lucius, Michel, Lehrer, 1909. Luxemburg-Gare.
- Lyman, Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Philadelphia (Pa.), Locust Street 708, U. St. A.
- Macco, Albr., Bergassessor und Kgl. Berginspektor a. D., Privatdozent, 1897. Cöln-Marienburg, Leyboldstr. 29

- Madsen, Victor, Dr., Staatsgeologe und Direktor von Danmarks geologische Undersögelse, 1892. Kopenhagen V., Kastanievej 10.
- Maier, Ernst, Professor, Dr., 1908. Santiago (Chile), Casilla 1559.
- Martin, J., Dr., Professor, Direktor d. Naturhist. Museums, 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.
- Martin, Karl, Dr., Professor, 1873. Leiden (Holland), Rembrandtstr. 19.
- * Marx, Walfried, Rechtspraktikant a. D., cand. geol., 1913. Freiburg, Mercystr. 2.
- Mascke, Erich, Dr., 1901. Göttingen, Rheinhäuser Chaussee 6.
- Fürst Matschabelli, Georg, Dipl.-Bergingenieur, 1912, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Graf von Matuschka, Franz, Dr., 1882. Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Str. 44 I.
- McClelland Henderson, J., Dr., Bergingenieur, 1895, London E. C., 4 Bishopgate.
- Medon, G. N., stud. geol., 1912. Zehlendorf b. Berlin, Georgstr. 6.
- * Meigen, W., Dr., Professor, 1913. Freiburg i. B., Hildastr. 54.
- Meister, Ernst, Dr. phil., 1912. Breslau, Geolog. Institut der Universität, Schuhbrücke 38/39.
- Meißner, Direktor der Pommerschen Kalksteinwerke, G. m. b. H., 1912. Zarnglaff b. Rackitt i. Pom.
- Menten, Hubert, 1911. Berlin W 30, Aschaffenburg Str. 13.
- Mentzel, H., Bergrat, Kgl. Bergwerksdirektor und Bergassessor, 1905. Gladbeck (Westfalen).
- Menzel, Hans, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Merzbacher, Gottfried, Dr., Professor, 1906. München, Möhlstr. 25.
- Mestwerdt, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Meyer, Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Meyer, Erich Oskar, Dr., 1907. Breslau, Schuhbrücke 38.
- * Meyer, Hermann L. F., Dr., Privatdozent, 1905. Gießen, Mineralogisches Institut.
- Michael, Richard, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Michels, Xaver, Gutsbesitzer, 1902. Andernach a. Rh.
- Milch, Ludwig, Dr., Professor, 1887. Greifswald, Schützenstraße 12.
- Möhring, Walther, Dr., Geologe der Compañía Argentina de Perforaciones, 1909. Buenos Aires, Argentinien, Calle 25 de Mayo 293.
- Molengraaff, G. A. F., Dr., Professor, 1888. Delft, Voorstraat 60.
- Monke, Heinrich, Dr., 1882. Berliu-Wilmersdorf, Jenaer Straße 7.
- Montreal, Canada, Librarian of the Peter Redpath Library, 1913.*
Montreal (Canada), Mc. Gill, University.
- Morgenstern, Karl, Kaufmann, 1897. Zehlendorf, Wannseebahn, Alsenstr. 42.
- Mrazec, Ludovic, Professor Dr., Direktor der Königl. Rumänischen geologischen Landesanstalt, 1912. Bukarest, Universität.
- Mühlberg, Johannes, Hoflieferant, Kgl. Rumänischer Konsul, 1905. Dresden-A., Webergasse 32.
- Mühlberg, Max, Dr., 1899. Aarau (Schweiz).
- Müller, Hans, cand. phil., 1911. Adresse z. Z. unbekannt.
- Müller, Heinr., Dr., Kgl. Geologe, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Müller-Herrings, Paul, Bergreferendar, 1909. Colmar i. E., Bruatstr. 6 II.
- Mülter, H. F., Bohrunternehmer, 1910. Königslutter, Herzogt. Braunschweig.
- München, Bibliothek des Paläontologisch-Geologischen Instituts, 1905.*
Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Mylius, Hugo, Dr., Privatdozent, 1907. München, Ohmstraße 15 III.
- Nägele, E., Verlagsbuchhändler, 1905. Stuttgart, Hasenbergsteige 1.
- Naumann, Edmund, Dr., 1898. Frankfurt a. M., Zeil 114.
- Naumann, Ernst, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Neubauer, Bergrat, Repräsentant und Direktor der Gewerkschaft Ludwig II., 1894. Staßfurt-Leopoldshall.
- Niedzwiedzki, Julian, Dr., Professor, Hofrat, 1873. Lemberg, Technische Hochschule.
- Baron Nopcsa, Franz, Dr., 1903. Ujarad, Temesmegye, Ungarn.
- Noetling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Chatsworth, New Norfolk (Tasmanien), Australien.

- Oebbeke, Konrad, Dr., Professor, 1882. München, Techn. Hochschule, Arcisstr. 21.
- Oberste Brink, K., Markscheider, 1912. Marten bei Dortmund, Zeche Germania I.
- Obst, E., Dr., Privatdozent, 1909. Marburg (Lahn), Geograph. Institut.
- Öhmichen, H., Dipl.-Ing., Bergingenieur, 1899. Frankfurt a. M., Metallbank, Bockenheimer Anlagen 45.
- Ollerich, Ad., 1891. Hamburg, Rontzelstr. 68.
- Oppenheim, Paul, Dr., Professor, 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.
- Orth, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1869. Berlin W 30, Zietenstr. 6 B.
- Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. Br.
- Oestreich, Karl, Dr., Professor, 1908. Utrecht.
- Papavasiliou, S. A., Dr., Bergingenieur, 1908. Naxos (Griechenland).
- v. Papp, Karl, Dr., Geologe an der kgl. Ungarischen Geolog. Reichsanstalt, 1900. Budapest, Stefánia út 14.
- Passarge, Siegfried, Dr., Professor, 1894. Wandsbek bei Hamburg.
- Paulcke, W., Dr., Professor, 1901. Karlsruhe, Technische Hochschule.
- Peckelmann, Werner, Dr., Kgl. Geologe, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Penck, Albrecht, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Instituts für Meereskunde und des Geographischen Instituts der Universität, 1878. Berlin NW 7, Georgenstraße 34/36.
- Penecke, K., Dr., Professor, 1881. Czernowitz, Residenzgasse 1 A.
- Person, Paul, Kaufmann, 1901. Hannover, Georgstr. 13.
- Petrascheck, Wilhelm, Dr., Sektionsgeologe der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1901. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
- Pfaff, F. W., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1887. München, Herzogstr. 7 II.
- Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).
- Philipp, Hans, Dr., Professor, 1903. Greifswald, Steinbecker Str. 43.
- Philippson, Alfred, Dr., Professor, 1892. Bonn, Königstr. 1.
- Picard, Edmund, Dr., Sammlungskustos, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Pietzcker, Franz, Dr., Kgl. Geologe, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Pietzsch, Kurt, Dr., Geologe der Kgl. Sächs. Landesanstalt, 1908. Leipzig, Talstr. 35 II.
- Pilz, R. R., Dr., Dipl.-Ing., 1913. Heidelberg, Häußerstr. 28.
- Pittsburgh (Pennsylvania), Carnegie Museum, 1911.*
- Plieninger, Felix, Dr., Professor, 1891. Landwirtschaftl. Hochschule Hohenheim bei Stuttgart.
- Počta, Phil., Dr., Professor, 1908. Prag, Karlsplatz 21.
- Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.
- Polster, Bergrat, 1896. Weilburg.
- * Pompeckj, Jos. Felix, Dr., Professor, 1898. Tübingen.
- Pontoppidan, Harald, Dr., 1907. Hamburg. Claus-Groth-Str. 12.
- Porro, Cesare, Dr., 1895. Mailand, Via Cappuccio 21.
- Portis, Alessandro, Dr., Professor, 1876. Rom, Museo geologico della Università.
- Posen, Naturwissenschaftliche Abteilung der Deutschen Gesellschaft für Kunst und Wissenschaft, 1909. (Zu senden an: Herrn Professor Könnemann, Posen W 3, Carlstr. 19.*
- Prag, Geologisches Institut der k. k. Deutschen Universität, 1911. Prag II, Weinberggasse 3.*
- * Praesent, Hans, Dr., 1912. Greifswald, Langestr. 47.
- Pressel, K., Dr., Professor, 1907. München, Victor-Scheffel-Straße 8 III r.
- Quaas, Arthur, Dr., Konservator am Geologischen Reichsmuseum, 1902. Leiden (Holland), van der Werffplatz.
- Quelle, Otto, Dr., Privatdozent, 1903. Bonn, Loëstr. 31. (1. IV. 14 Hamburg, Woldsenweg 7 I.)
- Quiering, Heinr., Dr., 1912. Charlottenburg 5, Kaiserdamm 11, z. Z. Breslau, Oberbergamt.
- * Quitzow, W., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Raefler, Friedrich, Dr., Bergreferendar, 1908. Gera (Reuß), Nikolaistr. 1.
- Ramann, Emil, Dr., Professor, 1898. München, Zieblandstraße 16.
- Range, Paul, Dr., Kaiserl. Geologe, Leiter der Bohrkolonne Süd, 1905. Kuibis, Deutsch-Südwestafrika. via Lüderitzbucht.
- Rassmuss, Hans, Dr., Staatsgeologe, 1910. Buenos Aires (Argentinien), Calle Maipú 1241.
- Rau, K., Dr., Kgl. Oberförster, 1905. Bermaringen, O.-A. Blaubeuren (Württemberg).
- Rauer, Philipp, Dipl.-Ing., 1913. Leipzig-Stötteritz, Naunhoferstr. 9.

- * Rauff, Hermann, Dr., Professor, 1877. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Reck, Hans, Dr., 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43, Geol. Institut der Universität.
- Regel, Fritz, Dr., Professor der Geographie, 1892. Würzburg, Uhlandstr. 12 I.
- Baron von Reh binder, Boris, Dr., 1902. St. Petersburg, Berginstitut, Quart. 15.
- Reinisch, Dr., Professor, 1905. Mockau b. Leipzig.
- Reiser, K., Dr., Professor, 1906. München, Liebigstr. 16 II.
- Remelé, Ad., Dr., Honorarprofessor, Geh. Reg.-Rat, 1866. Eberswalde, Forstakademie.
- Renner, Dr., Kgl. Geologe, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Renz, Carl, Dr., Privatdozent, 1903. Breslau XVIII, Eichendorffstr. 53.
- Reuning, Ernst, Dr., Prokurist der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika, 1910. Lüderitzbucht.
- Richter, Rudolf, Dr., 1907. Frankfurt a. M.-Eschersheim, am Kirchberg 24.
- Riedel, Adolf, cand. geol., 1910. Braunschweig, Gaußstr. 25.
- Riedl, Emil, Lehrer, 1911. Körbeldorf, Post Pegnitz, Oberfranken.
- Rimann, E., Dr., Dipl.-Bergingenieur und Dipl.-Markscheider, 1908. Rio de Janeiro, Servicio geologico e mineralogico de Brasil, Praia Vermelha.
- Rinne, Fritz, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1887. Leipzig, Mineral. Institut der Universität, Talstr. 35.
- Röchling, W., Bergreferendar, 1908. Saarbrücken, Kanalstr. 1.
- Röhler, Friedr., Lehramtspraktikant, 1910. Pforzheim, Nebeniusstr. 11 I.
- Romberg, Jul., Dr., 1889. Zehlendorf (Wannsee), Landhaus Weiß, Klein-Machnower Chaussee.
- Baron von der Ropp, Jean Friedrich, Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1911. Berlin W 8, Kanonierstr. 2.
- Rosenfeld, Paul, Dr., Rechtsanwalt, 1910. Berlin SW 11, Anhaltstr. 14.
- Rother, Robert, Bergreferendar, 1913. Adresse z. Z. unbekannt.
- Rothpletz, August, Dr., Professor, 1876. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Rumpf, Joh., Dr., Hofrat u. Hochschulprofessor i. R., 1876. Piber b. Graz (Steiermark).
- Ruppel, Robert, Bergreferendar, 1913. Düsseldorf-Oberkassel, Kaiser-Wilhelm-Ring 3.

- Rutten, L., Dr., 1907. Soerabaja, Java, Shanghai und Hongkong Bank.
- Ryba, Franz, Dr., o. ö. Professor a. d. k. k. Montan-Hochschule, 1912. Pübram.
- Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. Warm Springs, 51 Dear Lodge County (Montana).
- * Salfeld, H., Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1905. Göttingen, Geologisches Institut.
- Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, 1891. Heidelberg, Geologisches Institut der Universität, Hauptstr. 52 II.
- Sauer, Adolf, Dr., Professor, Vorstand d. Kgl. Württ. Geol. Landesaufnahme, 1876. Stuttgart, Mineralog.-Geolog. Institut der Kgl. Technischen Hochschule, Seestr. 124.
- Schalch, Ferdinand, Dr., Großherzogl. Bad. Landesgeologe, Geheimer Bergrat, 1876. Freiburg i. Br., Rosastr. 11.
- Scheffer, Bergassessor, 1912. Dortmund, Betenstr. 12 (Erzstudien-Ges.)
- Scheibe, Robert, Dr., Geh. Bergrat, Professor, Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1885. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstraße 7.
- * Scherber, P., Dr., Wirkl. Admiralitätsrat, 1911. Berlin W 15, Uhlandstr. 57 I.
- * Schjerning, W., Dr., Direktor des Kaiser-Wilhelms-Realgymnasiums, 1905. Berlin SW 68, Kochstr. 66 I.
- Schlafke, Otto, Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schlagintweit, Otto, Dr., Privatdozent, 1907. Würzburg, Scheffelstr. 3 I.
- Schlee, Paul, Dr., Professor, Oberlehrer, 1905. Hamburg 24, Immenhof 19.
- Schlenzig, J., Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1898. Charlottenburg, Neue Kantstr. 1.
- Schlippe, O., Dr., 1886. Leipzig-Gohlis, Menckestr. 18.
- * Schloßmacher, K., Dr., 1912. Heidelberg, Geol. Mineralog. Institut der Universität.
- Schlunck, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schmeißer, Karl, Dr.-Ing. h. c., Kgl. Berghauptmann und Oberbergamtsdirektor, 1900. Breslau, Kaiser Wilhelmplatz.
- * Schmidle, W., Direktor der Oberrealschule, 1909. Konstanz (Baden).

- Schmidt, Adolf, Dr., Professor, 1879. Heidelberg, Zwingerstr. 2.
- * Schmidt, Axel, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1905. Stuttgart, Büchsenstr. 56.
- * Schmidt, Carl, Dr., Professor, 1888. Basel, Münsterplatz 6/7.
- Schmidt, Martin, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1896. Stuttgart, Büchsenstr. 56 II.
- Schmidt, W. Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schmierer, Th., Dr., Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schnarrenberger, Karl, Dr., Landesgeologe, 1904. Freiburg i. B., Bismarckstr. 7.
- Schneider, Otto, Dr., Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schneiderhöhn, Hans, Dr., I. Assistent a. Mineralog.-Petrogr. Institut der Universität, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Scholz, E., Dr., Geologe bei der Kaiserl. Regierung, 1910. Daressalam, Deutsch-Ostafrika.
- Schöndorf, Dr., Privatdozent, 1911. Hannover, Geolog.-Mineralog. Institut der Kgl. Techn. Hochschule.
- Schöppe, W., Dr.-Ing., Bergwerksdirektor, 1907. Berlin-Zehlendorf (Wannseeb.), Georgstraße-Erlenweg.
- Schottler, W., Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1899. Darmstadt, Martinsstr. 93.
- Schreiter, Rud., Dr. phil., wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Kgl. Mineralog. Museum, 1912. Dresden-N., Förstereistr. 25 II.
- Schröder, Henry, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schrödter, E., Dr.-Ing. h. c., 1906. Düsseldorf, Jacobistraße 3/5.
- Schucht, F., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Schuh, Friedr., Dr., 1911. Erlangen, Luitpoldstr. 76¹/₃.
- Schulte, Ludw., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schulz, Eugen, Dr., Bergrat, 1879. Cöln-Lindenthal, Geibelstraße 33 I.
- Schulze, Gustav, Dr., 1907. München, Geol.-Paläont. Institut, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Schumacher, E., Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1880. Straßburg i. Els., Nikolausring 9.
- Schünemann, Ferdinand, Kgl. Berginspektor und Bergassessor, 1905. Schmalkalden, Kgl. Bergrevier.

- Schwarz, Hugo, Dr., 1907. Warschau, Jasna 30.
- Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, 1908. Helmstedt.
- Schweisfurth, Walter, Bergassessor, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schwertschlager, Jos., Dr., Professor, 1908. Eichstätt (Mittelfranken).
- Scipio, W., Regierungsassessor a. D., 1906. Mannheim, N 5.
- Scupin, Hans, Dr., Professor, 1893. Halle a. S., Friedrichstraße 41.
- Seemann, Friedrich, Dr., Privatdozent, Kustos am Städtischen Museum, 1909. Aussig a. d. E. (Böhmen).
- Seidl, Erich, Bergassessor, 1910. Berlin N 4, Invalidenstr. 4.
- * von Seidnitz, W., Dr., Professor, 1906. Jena, Universität.
- Seligmann, Gustav, Dr., Bankier, 1873. Koblenz, Neustadt 5.
- Selle, V., Dr., Bergassessor a. D., 1909. Göllingen am Kyfthäuser, Gewerkschaft Günthershall.
- Semmel, Johannes, Bergreferendar, 1910. Bonn, Argelanderstraße 56.
- Semper, Max, Professor, Dr., Dozent a. d. Techn. Hochschule, 1898. Aachen, Technische Hochschule.
- von Seyfried, Ernst, Dr., Major a. D., Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1895. Wiesbaden, Dambachtal 30.
- Sieber, Hans, Dr., Seminarlehrer, 1908. Bischofswerda, Bautzener Straße 70.
- Sieber, Hugo, cand. geol., 1913. Marburg, Uferstr. 8.
- Siegen, Siegener Bergschulverein, E. V.*, 1910.
- Siegert, Leo, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Simons, Herbert, Student des Bergfachs, 1910. Charlottenburg, Pestalozzistr. 6.
- Söhle, Ulrich, Dr., Privatdozent, Dipl.-Bergingenieur, 1891. Braunschweig, Humboldtstr. 24 II.
- Solger, Friedr., Dr., Privatdozent, z. Z. Professor a. d. Kaiserl. Universität zu Peking, 1900. Peking, China, Deutsche Post.
- Sommermeier, Leopold, Dr., 1908. Bonn, Nußallee 2.
- Soenderop, Fritz, Dr., Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Sorg, Bergassessor, 1905. Lipine (Oberschlesien), Schlesische Aktiengesellschaft für Bergbau und Zinkhüttenbetrieb.
- * Soergel, Wolfgang, Dr., 1909. Freiburg i. Br., Geolog. Institut, Hebelstr. 40.

- Spandel, Otto, 1910. Nürnberg, Verlag des General-Anzeigers f. Nürnberg-Fürth.
- Speyer, Carl, Dr., 1907. Solln bei München, Hirschenstraße 18.
- * Spitz, Wilhelm, Dr., 1907. Freiburg i. Br., Großherzogl. Bad. Geol. Landesanstalt, Bismarckstr. 7/9.
- Spulski, Boris, Dr., 1909. Kiew, Rußland, Universität, Geologisches Kabinett.
- von Staff, Hans, Dr., Privatdozent a. d. Universität, 1909. Berlin W 66, Leipziger Straße 115/116.
- Stahl, A. F., Bergingenieur, 1899. St. Petersburg, Gontscharnaja 13.
- Stappenbeck, Richard, Dr., Staatsgeologe, 1904. Buenos Aires (Argentinien), Division Minas, Geología é Hidrología, Calle Maipú 1241.
- Steeger, A., Mittelschullehrer, 1914. Crefeld, Sternstraße 19.
- Stein, Dr., Geh. Bergrat a. D., 1865. Halle a. S.
- Steinmann, Gustav, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Bonn a. Rh., Poppelsdorfer Allee 98.
- Sterzel, J. T., Dr., Professor, Direktor der städtischen naturwissenschaftlichen Sammlung, 1877. Chemnitz, Heinrich-Beck-Str. 16.
- Steuer, Alex., Dr., Bergrat, Professor, Großherzogl. Hess. Landesgeologe, 1892. Darmstadt, Herdweg 110.
- Stille, Hans, Dr., Professor, 1898. Göttingen, Geol. Institut der Universität, Herzberger Chaussee 55.
- Stöber, F., Dr., Professor, 1896. Gand (Belgien), Université, rue de la roseraie.
- Stoller, J., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Stolley, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Technische Hochschule.
- Straßburg i. E., Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Straßburg*, 1909. Straßburg i. E., Blessigstr. 1.
- Stremme, Hermann, Dr., Professor, Privatdozent, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- * Stromer von Reichenbach, Ernst, Dr., Professor, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
- Struck, Rud., Dr. med., Professor, 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
- Strüver, Giovanni, Dr., Professor, 1864. Rom.
- Stürtz, B., Mineralog. und paläontolog. Kontor, 1876. Bonn, Riesstr. 2.

Stuttgart, Geologische Abteilung des Königl. Statistischen Landesamts.
1903.

Stutzer, O., Dr., Professor, 1904. Freiberg i. S.

Sueß, F. E., Dr., Professor, 1905. Wien VII, Lindengasse 46.

Taeger, Heinr., Dr., Privatdozent, 1910. Wien XVIII,
Währingerstr. 133.

Tarnowitz, Oberschlesische Bergschule, 1905.

Thenn, Fr., Rentier, 1909. München, Rumfordstr. 19 I.

* Thiem, Günther, Dr.-Ing., Zivilingenieur, 1911. Leipzig,
Hillerstr. 9.

Thoroddsen, Thorwaldur, Dr., Professor, 1885. Kopen-
hagen, V. Frederiksborgallee 50.

Thost, Rob., Dr., Verlagsbuchhändler, 1891. Groß-Lichter-
felde-Ost, Wilhelmstr. 27.

* Thürach, H., Dr., Großherzogl. Bad. Bergrat und Landes-
geologe, 1885. Freiburg i. B.-Günterstal, Schauinsland-
straße 8.

Tießen, Ernst, Dr., Professor, Wannsee bei Berlin, Walthari-
straße 11.

Tietze, Emil, Dr., Oberbergrat, Hofrat, Direktor der k. k.
Geolog. Reichsanstalt, 1868. Wien III 2, Rasumoffsky-
gasse 23.

Tietze, O., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1900. Berlin N 4,
Invalidenstr. 44.

Tille, Dipl.-Ingenieur, 1912. Halle a. S., Lindenstr. 61.

Tilmann, Norbert, Dr., Privatdozent, 1907. Bonn, Geol.-
Pal. Institut der Universität.

Tobler, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münster-
platz 6, Geologisches Institut.

Tornau, Fritz, Dr., Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Inva-
lidenstr. 44.

Tornow, Maximilian, Dr., Bergassessor, 1913. Berlin N 4,
Invalidenstr. 44.

Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Königsberg
(Ostpr.), Busoltstr. 5.

Toula, Franz, Dr., Hofrat, Professor, 1892. Wien VII,
k. k. Techn. Hochschule, Kirchengasse 19.

Trauth, Friedrich, Dr., 1907. Wien, Burgring 7.

Trummer, P. H., Kaufmann, 1909. Wandsbek, Löwen-
straße 25.

Tzschachmann, Walther, Dr., 1912. Stryj, Galizien,
Ul. Wyspiańskiego.

* Uhlemann, Alfred, Mitarbeiter der Königl. Sächs. Geolog.
Landesanstalt, 1910. Plauen, Vogtland, Sedanstr. 14 II.

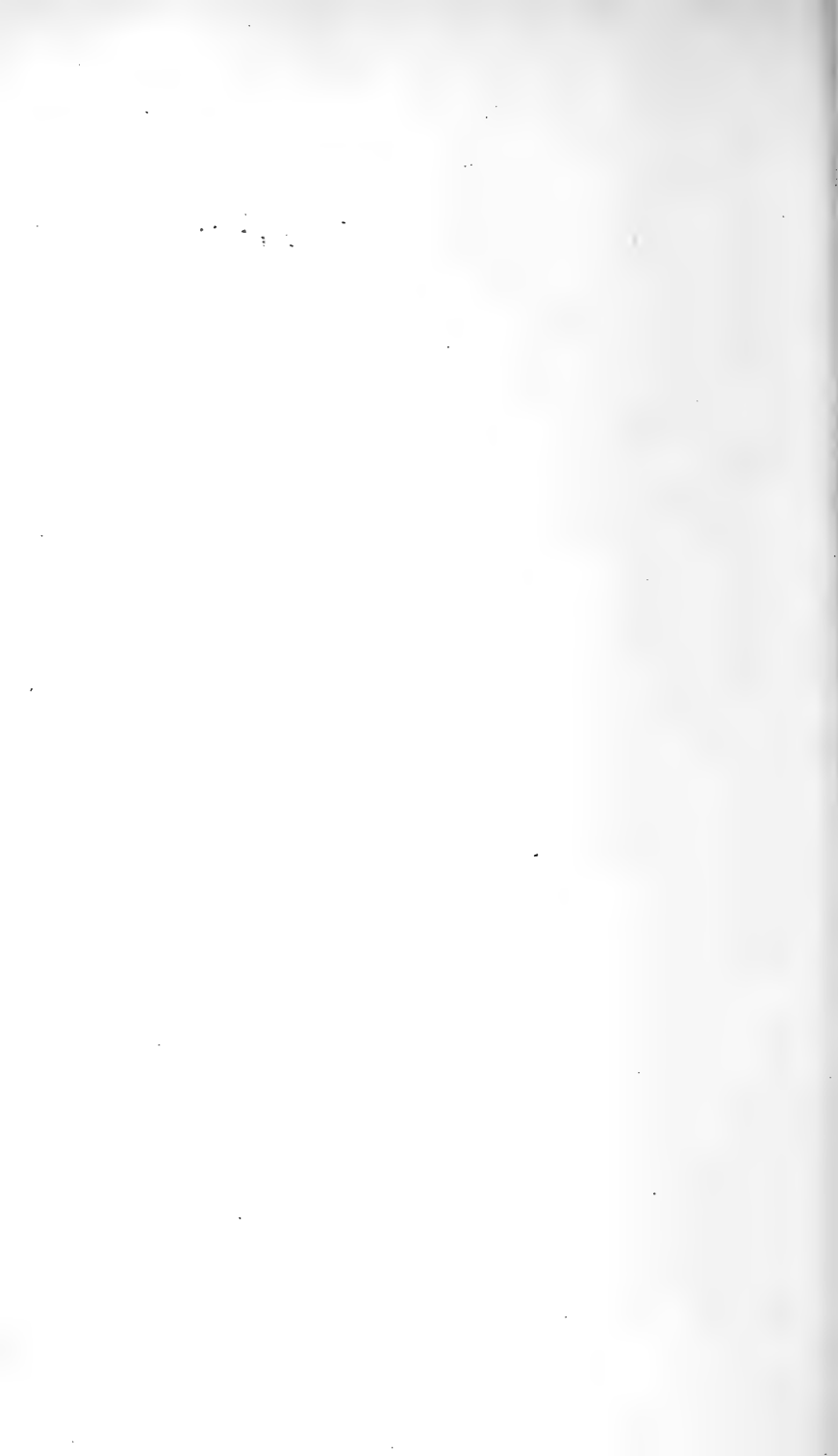
- Ulrich, Dr., Geh. Sanitätsrat, 1902. Berlin O 17, Fruchtstraße 6.
- Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.
- Vacek, Michael, Dr., Chefgeologe u. Vizedirektor der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
- Vater, Heinrich, Dr., Professor, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.
- Verloop, J. H., Dr., 1907. Hilversum (Holland), P. C. Hooftweg 9.
- Viebig, Bergassessor, 1907. Hamm (Westf.), Zeche Maximilian.
- Vischniakoff, N., 1876. Moskau, Gagarinsky, Peroulok 18.
- Vogel, Berghauptmann a. D., 1906. Bonn, Drachenfelsstraße 3.
- Vogel, Fr., Dr., Professor, 1884. Nikolassee bei Berlin, Cimbernstr. 3.
- Vogel von Falckenstein, K., Dr., Privatdozent an der Forstakademie, 1910. Eberswalde, Breite Straße 15.
- Vogt, J. H. L., Dr., Professor, 1891. Trondjem, Norwegen, Technische Hochschule.
- Voigt, Kaufmann, 1901. Braunschweig, Schöppenstedter Straße 35.
- Voit, Friedrich W., Dr., Bergingenieur, 1901. Berlin-Steglitz, Schloßstr. 7.
- Volz, Wilhelm, Dr., Professor, 1894. Erlangen, Sieglitzhoferstr. 57.
- Vorweg, Hauptmann a. D., 1894. Warmbrunn i. Schl.
- Wagner, Richard, Oberlehrer an der Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.
- Wagner, Willy, Dr., 1911. Straßburg i. E., Steinwallstraße 6.
- Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, Dr., 1902. Ringenkuhl bei Großalmerode.
- Waldenburg i. Schles., Niederschlesische Steinkohlen-Bergbau-Hilfskasse*, 1864. Waldenburg i. Schl., z. H. der Direktion der Niederschlesischen Bergschule.
- Waldschmidt, Ernst, Dr., Professor, 1885. Elberfeld, Griffenberg 67.
- * Walther, Joh., Dr., Professor, 1883. Halle a. S., Domstr. 5.
- Walther, Karl, Dr., 1902. Montevideo (Uruguay), Camino Millan 376.
- Wanner, J., Dr., Professor, 1907. Bonn, Geologisches Institut, Nußallee 2.
- Warmbrunn, Reichsgräfl. Schaffgotsch'sche Majoratsbibliothek*, 1910. Warmbrunn i. Schl.

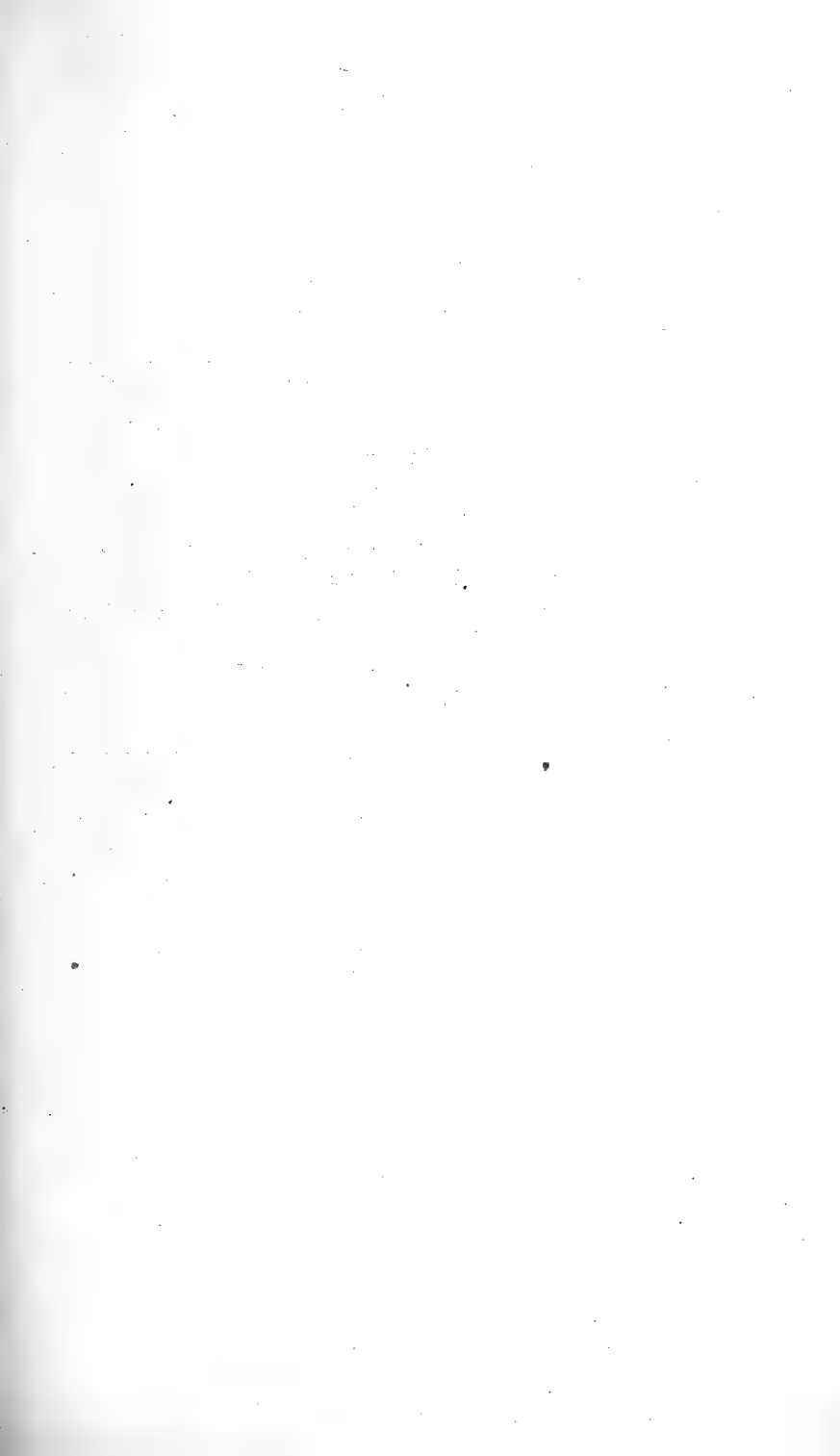
- van Waterschoot van der Gracht, Dr., W. A. J. M.,
Ingenieur-Directeur der Rijksopsporing van Delfstoffen,
1909. 's Gravenhage, Cremerweg 6.
- Weber, Emil, Dr., 1881. Schwepnitz i. S.
- Weber, Maximilian, Dr. phil. et med., Professor, 1899.
München, Gabelsbergerstr. 73 III.
- Wedding, Bergreferendar, 1907. Ilsenburg a. Harz.
- Wedekind, Rudolf, Dr., Privatdozent, 1907. Göttingen,
Mauerstr. 21.
- Wegner, Richard N., Dr., 1908. München W 12, Berg-
mannstr. 54 I.
- Wegner, Th., Dr., Professor, 1904. Münster i. W., Pferde-
gasse 3.
- Weigand, Br., Dr., Professor, 1879. Straßburg i. Elsaß,
Schießrain 7.
- Weingärtner, P. Reginald, M., O. P., 1912. Vechta, Olden-
burg, Missionsschule der Dominikaner.
- * Weise, E., Professor, 1874. Plauen im Vogtlande.
- Weiser, Friedr. Moritz, cand. geol., 1910. Leipzig-Eutritzsch,
Delitzscher Str. 71 I.
- Weissermel, Waldemar, Dr., Professor, Privatdozent, Kgl.
Landesgeologe, 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Weiß, Arthur, Dr., Physiker am Technikum, 1895. Hild-
burghausen, Schloßgasse 9 part.
- Welter, Otto, Dr., 1907. Bonn, Beringstr. 4.
- * Wendel, Else, stud. phil., 1913. Berlin-Lichterfelde-West,
Tulpenstr. 5a.
- Wentzel, Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Laibach.
- * Wepfer, Emil, Dr. phil., 1908. Freiburg i. Br., Hebelstr. 40
(Geol. Institut der Universität).
- Wermbter, Hans, Dr., Professor, Oberlehrer, 1904. Hildes-
heim, Friesenstr. 13 I.
- Werth, Emil, Dr., Kartograph der Kgl. Preuß. Landes-
aufnahme, 1908. Berlin-Wilmersdorf, Binger Str. 17.
- van Werveke, Leopold, Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1879.
Straßburg i. Els., Ruprechtsau, Adlergasse 11.
- Wetzel, Walter, Dr., Assistent am Mineralogischen Institut
und Museum, 1910. Kiel.
- * Wichmann, Arthur, Dr., Professor, 1874. Utrecht (Nieder-
lande), Universität.
- Wichmann, R., Dr., 1909. Hamburg-Eilbeck, Richard-
straße 88.
- Widenmeyer, Oscar, Dipl.-Ingenieur, 1906. c/o. Deutsche
Erdöl-Aktiengesellschaft. Berlin W 35, Kurfürstenstr. 137.

- Wieggers, Fritz, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Wien, k. k. Universitäts-Bibliothek, 1881.
Wien, Mineralogisch-Petrographisches Institut d. Universität, 1913.
- Wilckens, Otto, Dr., Professor, 1901. Straßburg i. E., Ruprechtsauer Allee 22.
- * Wilckens, Rudolf, Dr., 1909. Hannover, Wiesenstr. 56.
- Willmann, Karl, cand. rer. nat., 1911. Freiburg i. Br., Hildastr. 40.
- Windhausen, Anselm, Dr., Staatsgeologe, 1903. Buenos Aires, Argentinien, Casilla Correo 1691.
- Wittich, E., Dr., 6 a del Cipres, 176, Mexiko, D. F.
- Wittmann, H., Lehrer, 1912. Dortmund, Beurhausstr. 63 II.
- Wójcik, Kasimir, Dr., Privatdozent und Assistent am Geol. Institut in Krakau, 1908. Krakau, St. Anna-Gasse 6.
- Woldřich, Dr., Professor, 1910. Prag II, Karlsplatz 287, Miner.-Geolog. Institut der Böhm. Techn. Hochschule.
- Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohe Straße 62.
- von Wolff, Ferdinand, Dr., Professor, 1895. Danzig-Langfuhr, Technische Hochschule, Mineral.-Geologisches Institut.
- Wolff, F. M., Dr., 1908. Berlin NW 40, In den Zelten 11.
- Wolff, Wilhelm, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1893. Frohnau bei Berlin, Markgrafenstraße.
- Wunstorff, W., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Wurm, Adolf, Dr., Assistent am Geol. Institut der Universität, 1910. Heidelberg.
Würzburg, Mineralogisch-Geologisches Institut der Kgl. Universität, 1909.
- Wüst, Ewald, Dr., a. o. Professor, 1901. Kiel, Mineralog. Institut.
- Wysogórski, Joh., Dr., 1898. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.
- Young, Alfred P., Dr., 1895. London, per Adr. Messrs. Grindlay and Co., Parliament Street 54.
- Zache, E., Dr., Professor, Oberlehrer, 1891. Berlin O 17, Küstriner Platz 9 II.
- von Zahn, Gustav Wilhelm, Dr., Professor der Geographie an der Universität, 1905. Jena, Marienstr. 8.
- Zechlin, Konrad, Apotheker, 1906. Salzwedel.
- Zeise, Oskar, Dr., Landesgeologe a. D., Bureau für wirtschaftliche Geologie, 1886. Mariendorf bei Berlin, Ringstraße 86 I.

- * Ziervogel, Herm., Dr., Dipl.-Bergingenieur, Großherzogl. Bergmeister, 1908. Karlsruhe, Zähringer Str. 65.
- Zimmer, Robert, Bergwerksunternehmer, 1901. Kassel-Wilhelmshöhe, Schloßteichstr. 13.
- Zimmermann, Ernst, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Königl. Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Zimmermann, Ernst, Dr., Kgl. Geologe, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Zobel, Rektor, 1910. Groß-Lichterfelde W., Sophienstr. 7.
- Zuber, Rudolf, Dr., Professor an der Universität, 1897. Lemberg (Galizien), Universität, Geologisches Institut.
-







Erklärung zu Tafel XII.

- Fig. 1. *Lytoceras salebrosum* POMP.; Straße Silvan—Murtede. (Mittlerer Lias.) S. 532.
- Fig. 2. *Amaltheus Renzi* MEISTER; südlich Ventoza, an der Straße Antes—Ventoza. (Mittlerer Lias.) S. 543.
- Fig. 3. *Hildoceras bifrons* BRUG. var. *lusitanica* MEISTER; Marmeleira; (Oberlias.) S. 548.
- Fig. 4. *Hildoceras bifrons* BRUG var. *angustisiphonata* PRINZ; nordöstlich von Enxofaes. (Oberlias.) S. 548.
- Fig. 5. *Hildoceras Levisoni* SIMPS.; westlich der Kirche von Escapaes. (Oberlias.) S. 549.
- Fig. 6. *Hildoceras Mercati* HAUER var. *quadrata* HAUG emend. MEISTER zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes. (Oberlias.) S. 550.
- Fig. 7. *Liparoceras Bechei* SOWERBY; S. Pedro de Muel bei Cintra (Mittlerer Lias). S. 535. (Geolog. Museum zu Breslau.)

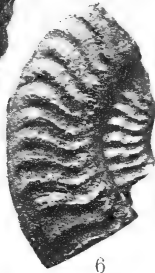
Sämtliche Originale mit Ausnahme des *Liparoceras Bechei* Sow. (Museum Breslau) befinden sich in der Privatsammlung von Herrn C. RENZ; die Figuren entsprechen der natürlichen Grösse der Stücke.



1



2



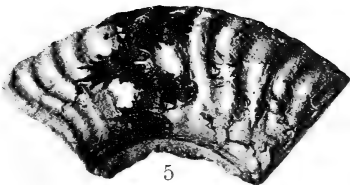
6



4



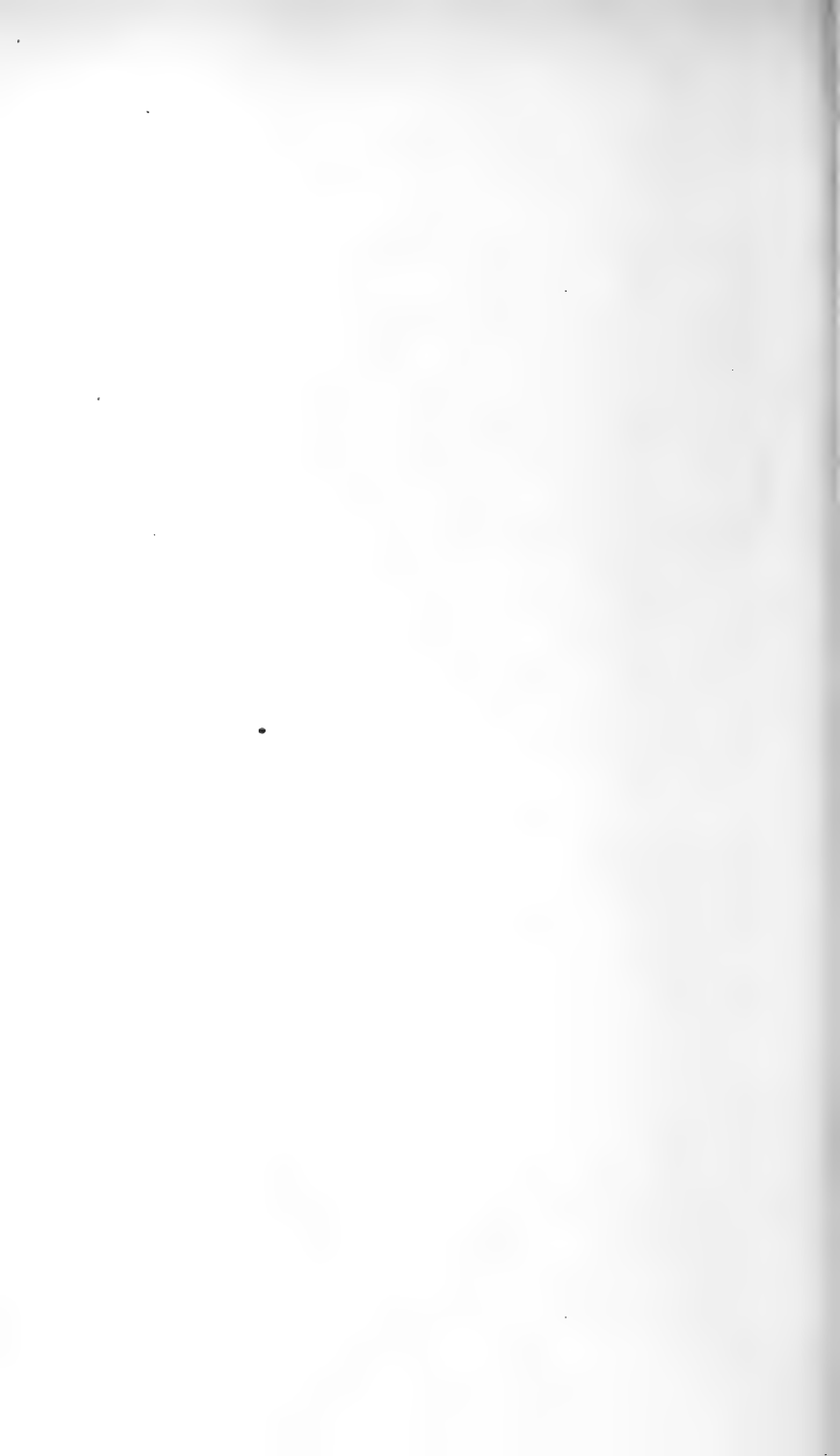
3

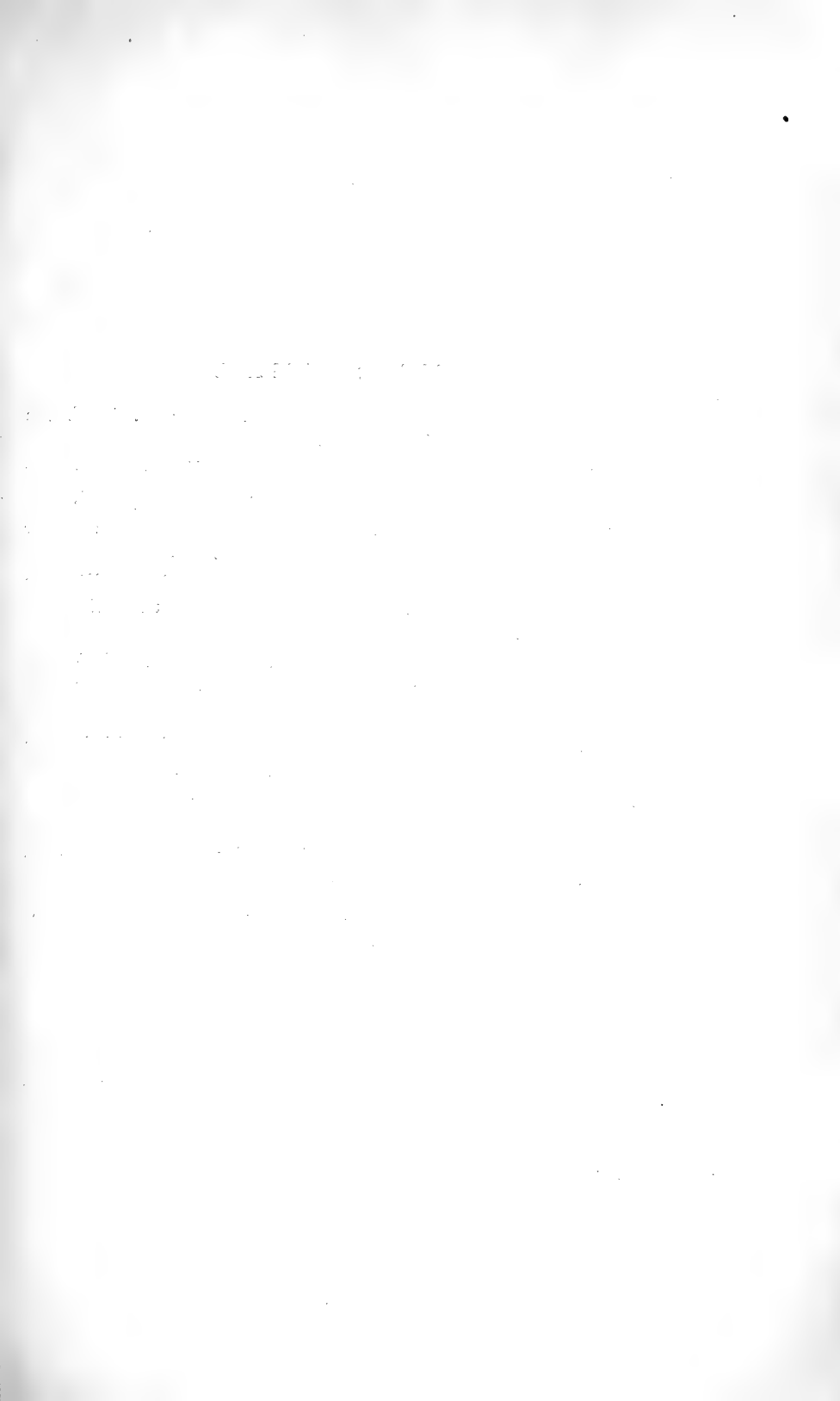


5



7





Erklärung zu Tafel XIII.

- Fig. 1. *Hildoceras (Fuciniceras) pectinatum* MENEHGH.; nordöstlich von Silvan. (Oberlias.) S. 560.
- Fig. 2. *Hildoceras (Fucinicras) Meneghinianum* HAAS (= *Hildoceras ruthenense* REYN.); nördlich ENXOFAES. (Oberlias.) S. 561.
- Fig. 3. *Hildoceras Saemanni* DUMORT. var. *compressa* MEISTER; an der Straße Murtede-Pedrulha. (Oberlias.) S. 553.
- Fig. 4. *Hildoceras boreale* SEEBACH mit *Serpula plicatilis* MÜNSTER; zwischen den Windmühlen von Silvan und ENXOFAES. (Oberlias.) S. 555.
- Fig. 5. *Hildoceras cornacaldense* TAUSCH; nördl. ENXOFAES. (Oberlias.) S. 556.
- Fig. 6. *Hildoceras (Arcticeras) retrorsicosta* OPPEL; WSW von Vimeira. (Oberlias.) S. 557.
- Fig. 7. *Hildoceras Saemanni* DUMORTIER; zwischen den Windmühlen von Silvan und ENXOFAES. (Oberlias.) S. 552.
- Fig. 8. *Amaltheus (Pleuroceras) aff. spinatus* BRUG.; nördlich ENXOFAES. (Oberlias.) S. 540.
- Fig. 9. *Coeloceras commune* SOWERBY; nördlich ENXOFAES. (Oberlias.) S. 583.

Sämtliche Originale befinden sich in der Privatsammlung von Herrn C. RENZ; die Figuren entsprechen der natürlichen Grösse der Stücke.



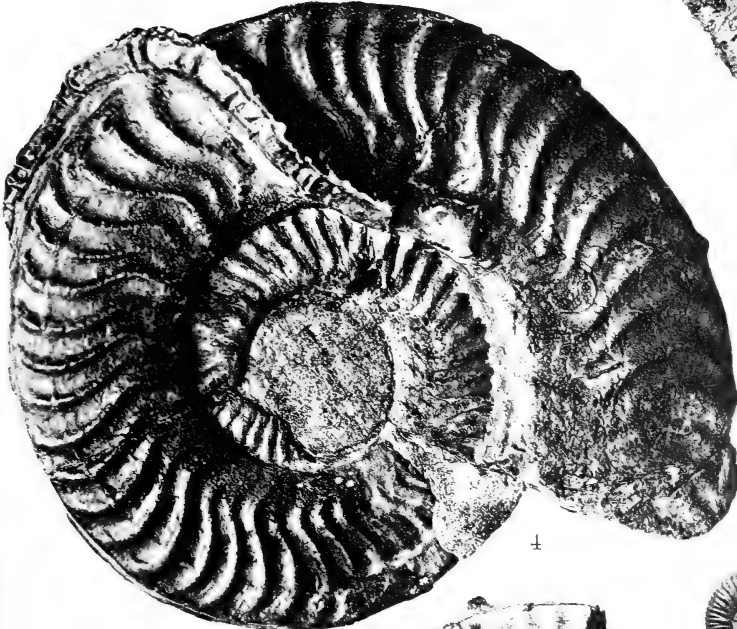
1



2



3



4



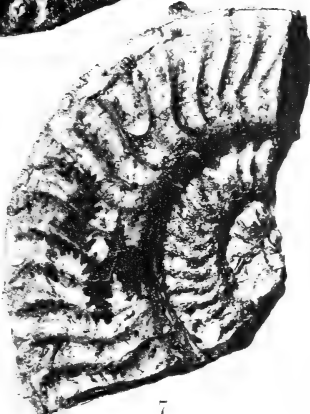
8



9



5



7



6



Erklärung zu Tafel XIV.

- Fig. 1, 1a. *Hildoceras (Fuciniceras) costicillatum* FUCINI emend. MEISTER; an der Straße Silvan—Murtede. (Oberlias.) S. 562.
- Fig. 2. *Harpoceras fallaciosum* BAYLE var. *Cotteswoldiae* BUCKMAN; zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes. (Oberlias.) S. 566.
- Fig. 3. *Harpoceras fallaciosum* BAYLE var. *Müllerei* DENCKMANN; an der Straße Silvan—Murtede. (Oberlias.) S. 567.
- Fig. 4. *Harpoceras aalense* ZIETEN; an der Straße Murtede—Pedrulha. (Oberlias.) S. 568.
- Fig. 5. *Harpoceras subcomptum* BRANCA; zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes. (Oberlias.) S. 570.

Sämtliche Originale befinden sich in der Privatsammlung von Herrn C. RENZ; die Figuren entsprechen der natürlichen Grösse der Stücke.



1



1a



2



5

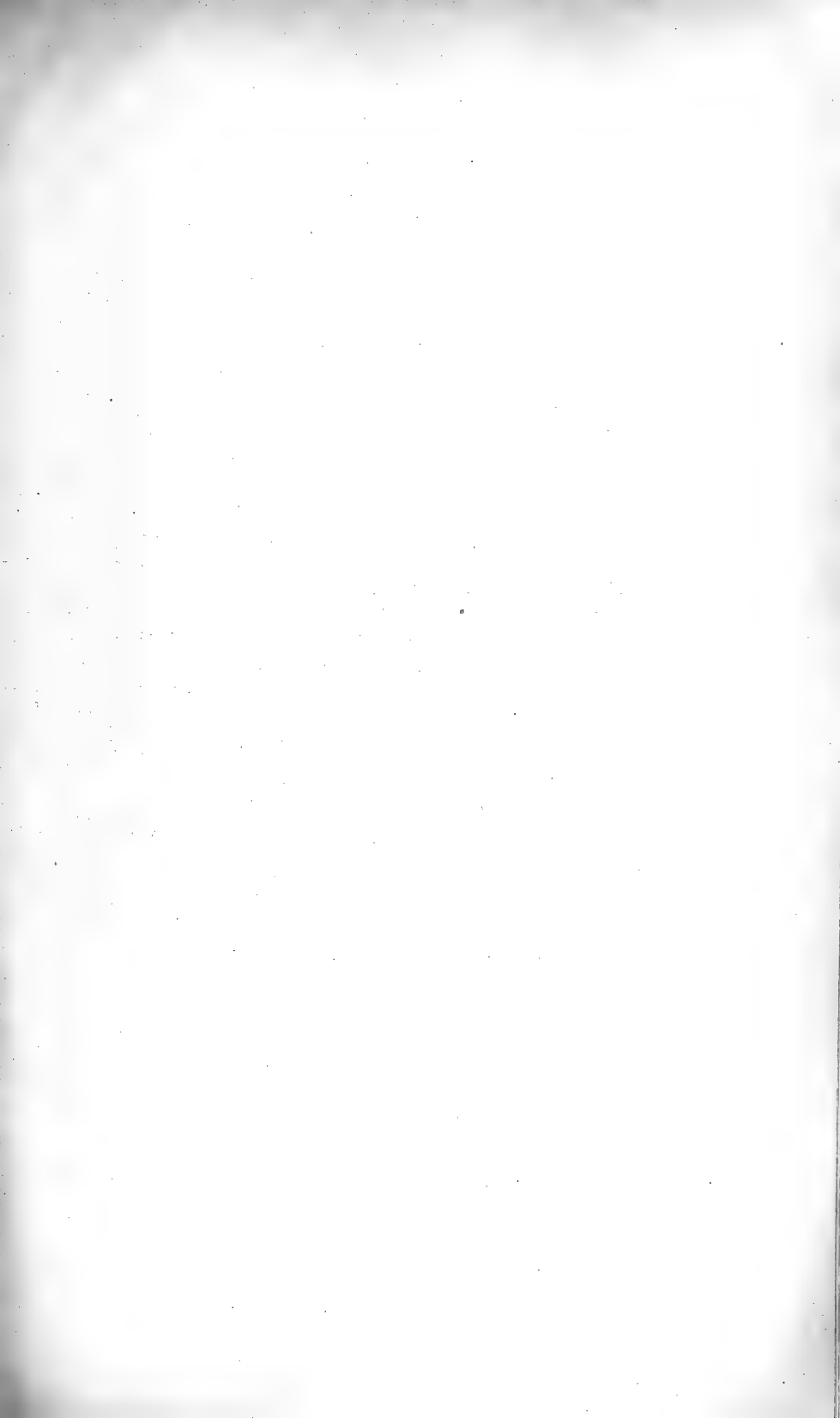


3



4





Erklärungen zu Tafel XV.

- Fig. 1, 1a. *Coeloceras Desplacei* D'ORB. var. *mediterranea* RENZ; an der Straße Silvan—Murtede. (Oberlias.) S. 578.
- Fig. 2. *Coeloceras annulatum* SOWERBY; an der Straße Silvan—Murtede. (Oberlias.) S. 579.
- Fig. 3, 4. *Coeloceras annuliforme* BONARELLI; östlich der Kirche von Escapaes und (4) zwischen den Windmühlen von Silvan und Enxofaes. (Oberlias.) S. 581.
- Fig. 5. *Coeloceras* cf. *anguinum* REN.; östlich der Kirche von Escapaes. (Oberlias.) S. 580.
- Fig. 6, 7. *Coeloceras commune* Sow. var. *Holandrei* D'ORB. emend. MEISTER; nördlich Enxofaes (Oberlias.) S. 584.

Sämtliche Originale befinden sich in der Privatsammlung von Herrn RENZ; die Figuren entsprechen der natürlichen Größe der Stücke.



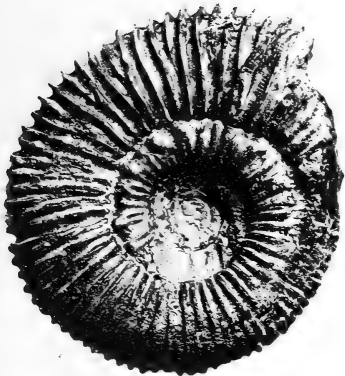
1



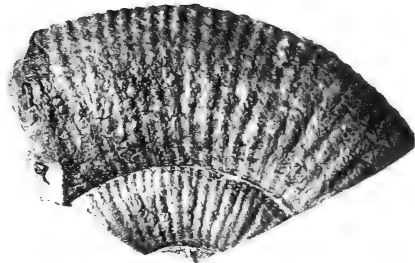
1a



6



2



3



4



5



7



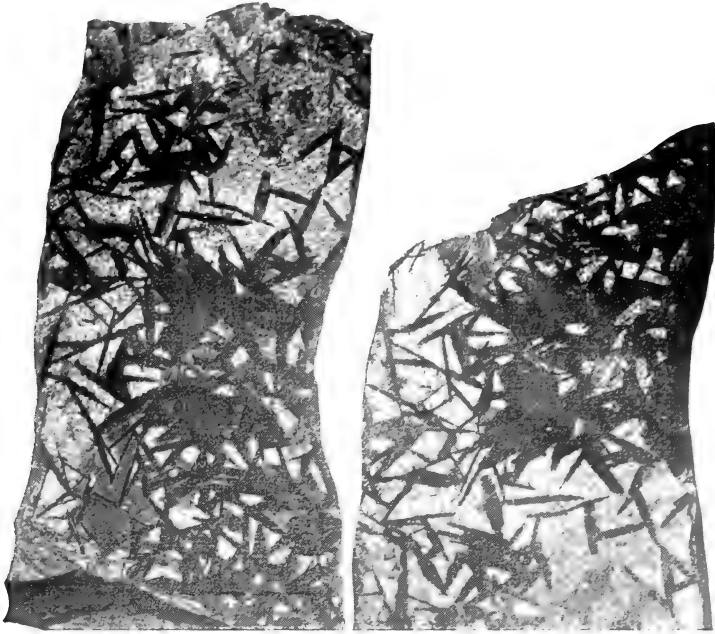


Fig. 1.

Fig. 2.

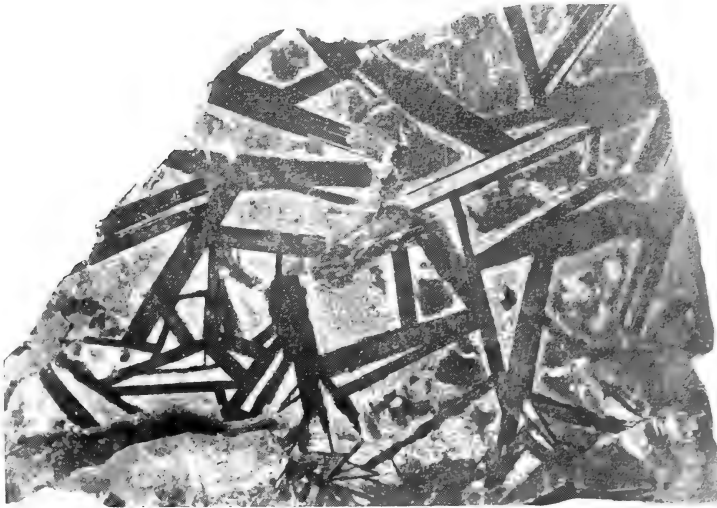


Fig. 3.

Pflanzenreste aus den unterkulmischen Grauwackenschiefern des Vogelsberges bei Kamenz i. Sa.

Fig. 1 u. 2. Pflanzenhäcksel mit kleinen elliptischen Blättchen.

Fig. 3. Breitere Pflanzenstengel mit sitzenden Blattresten.





Fig. 4.

Fig. 5.



Fig. 6.

Pflanzenreste aus den unterkulmischen Grauwackenschiefern des Vogelsberges bei Kamenz i. Sa.

Fig. 4. Lineallanzettliches Blatt von *Cordaites palmaeformis* (?) Göpp.

Fig. 5. Spitzzulaufende Blätter von *Cordaites* spez.

Fig. 6. Gegendruck der Platte Fig. 3.

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

Erklärung zu Tafel XVIII.

Fig. 1. *Ricnodon* cf. *dispersus* FRITSCH aus der Gaskohle von Nürschan.

Fig. 2. Dasselbe Stück, Erläuterung der Schädelknochen:

- | | |
|---------------------|---------------------|
| 1. Postparietalia. | 12. Jugale. |
| 2. Supratemporalia. | 13. Squamosum. |
| 3. Tabulare? | 14. Quadratojugale. |
| 4. Parietalia. | 15. Articulare. |
| 5. Frontalia. | 16. Dentale. |
| 6. Nasalia. | 17. Angulare. |
| 7. Postfrontalia. | 18. Infradentale. |
| 8. Praefrontalia. | 19. Jugale oder |
| 9. Praemaxillare. | Postorbitale? |
| 10. Maxillare und | 20. Schultergürtel. |
| ? Lacrimale. | 21. Vorderbeine. |
| 11. Postorbitale. | |

Vergrößerung $1\frac{1}{2}$ fach.

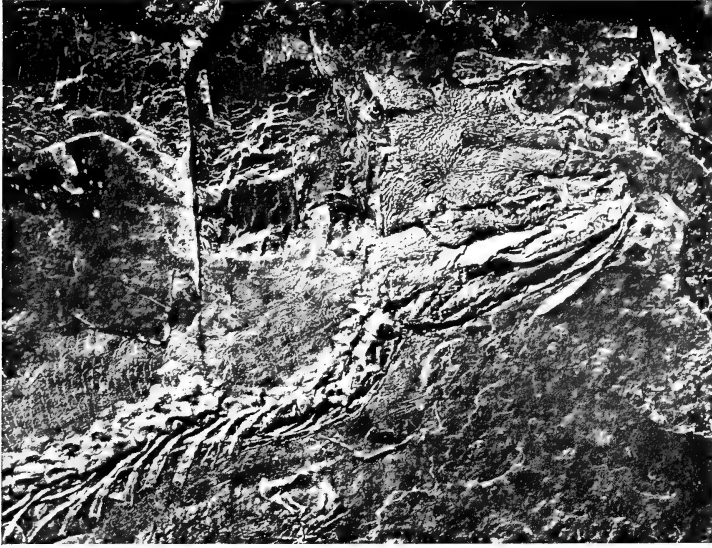


Fig. 1.



Fig. 2.

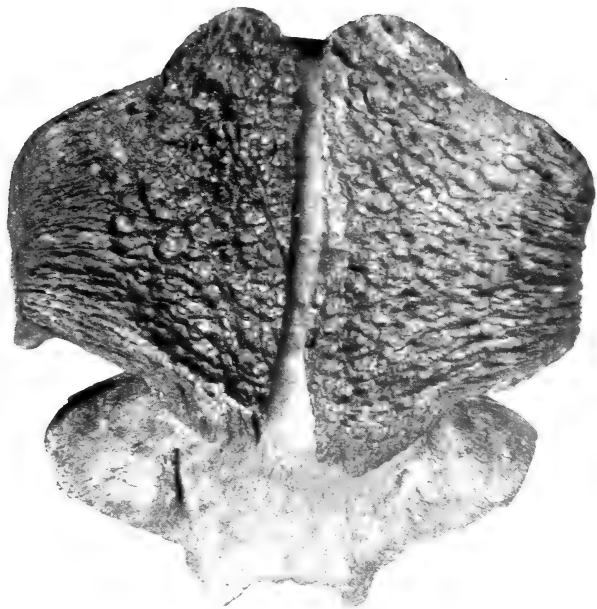


Fig. 1.

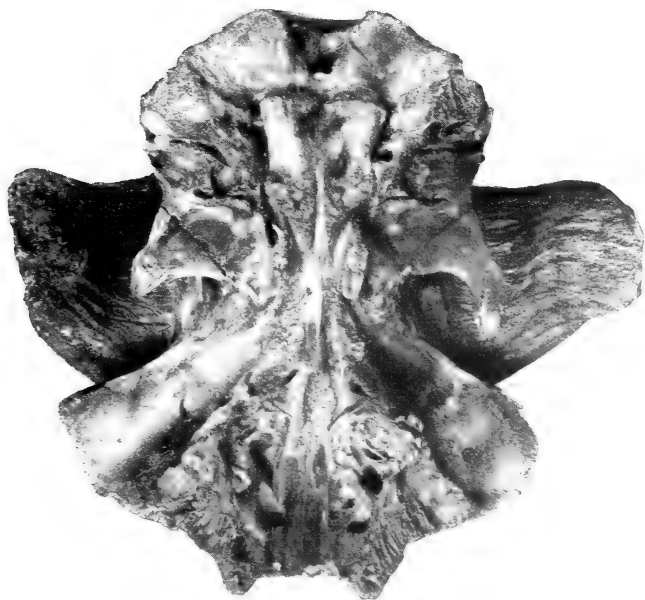


Fig. 2.



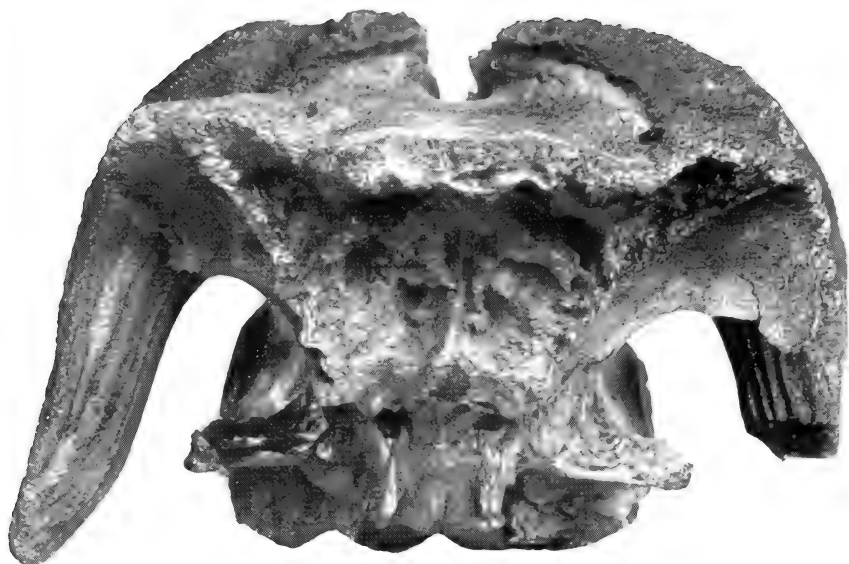
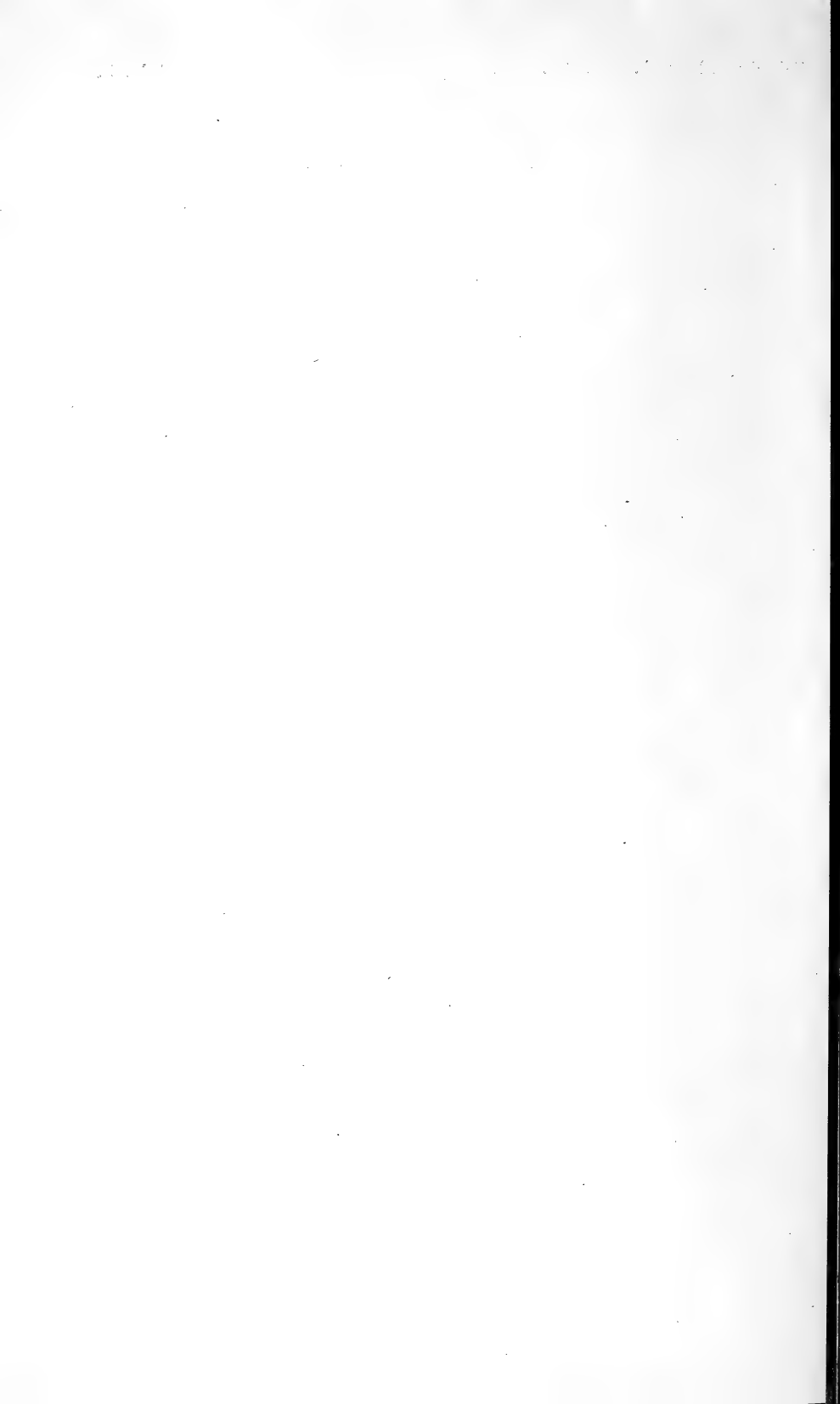


Fig. 3. Etwa $\frac{1}{3}$ d. nat. Gr.



Fig. 4. Etwa $\frac{3}{10}$ d. nat. Gr.

Fig. 3 u. 4. *Ovibos Mackenzianus*. Schädelansichten von vorn und hinten.



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 1:

65. Band.

1913.

INHALT.

Protokoll der Sitzung vom 8. Januar 1913 1

Vorträge:

KÖHNE: Vorlage und Erläuterung von Profilen aus dem
Peissenberger Kohlenrevier (Titel) 1

JENTZSCH, A.: Ostdeutsches Pliocän 1

MENZEL, H.: Diskussionsbemerkungen zum Vortrage
von Herrn JENTZSCH (Mit 1 Textfigur) 3

HARBORT, E.: Neu- und Umbildungen in Neben-
gesteinen der Salzstöcke des Norddeutschen Flach-
landes (Mit 3 Textfiguren) 6

WIEGERS, F.: Zur Gliederung des französischen Di-
luviums (Titel) 16

Mitteilung des Vorstandes 16

Briefliche Mitteilungen:

HAARMANN, Erich: Geologische Streifzüge im Staate
Coahuila (Mit 16 Textfiguren) 18

GERTH, H.: Flache Überschiebung oder Absenkung auf
der Südflanke der Weissensteinkette bei Günsberg? 47

PRAESENT, Hans: Die höchste marine Grenze auf
Bornholm (Mit 1 Textfigur) 53

HARBORT, E.: Über *Corbula isocardiaeformis* als
Synonym für *Isocardia angulata* PHILL. 56

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr	WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr	BÄRTLING
Stellvertretende	"	RAUFF	"	"	FLIEGEL
Vorsitzende:	"	BORNHARDT	"	"	HENNIG
Schatzmeister:	"	MICHAEL	"	"	JANENSCH
Archivar:	"	SCHNEIDER			

Beirat für das Jahr 1913

die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden, Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 160 71 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 1.

1913.

Protokoll der Sitzung vom 8. Januar 1913.

Beginn 7 Uhr.

Der Vorsitzende, Herr WAHNSCHAFFE, eröffnet die Sitzung und erteilt dem stellvertretenden Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls. Das Protokoll der Sitzung vom 4. Dezember 1912 wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Bergbaubeflossener ROBERT RUPPEL, Berlin NW.,
Luisenplatz 1 IV, vorgeschlagen durch die Herren
SCHEIBE, RAUFF, BEYSCHLAG.

Herr Bergreferendar HEINRICH MÜLLER, Berlin N 4,
Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren BEY-
SCHLAG, KRUSCH, MICHAEL.

Herr KÖHNE spricht über das Thema „Vorlage und Erläuterung von Profilen aus dem Peißenberger Kohlenrevier“.

Herr JENTZSCH spricht über Ostdeutsches Pliocän:

Nachdem vor drei Jahren Redner sich für ein pliocänes Alter des „Posener Tones“ ausgesprochen hatte¹⁾, war es dringend erwünscht, weitere Stützen für diese Auffassung zu suchen und den wenigen bisher aus Ostdeutschland bekannt gewordenen Arten der Pliocänfauna weitere Funde anzugliedern. Das Ver-

¹⁾ JENTZSCH: Der Posener Ton und die Lagerstätte der Flora von Moltkegrube. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, Bd. XXXI, Teil I, H. 1, S. 192—201.

breitungsgebiet des Posener Tones versprach noch am ehesten Erfolg nach dieser Richtung. Bei Durchsicht der dem Kaiser-Friedrich-Museum in Posen zugegangenen neueren Funde bemerkte Redner einen Knochen, der in einer Ziegelei zu Budy bei Schildberg, also im südlichsten Teile der Provinz Posen, gefunden war. Die dortige Grube, welche Redner vor einigen Jahren untersucht hatte, baut typischen „Posener Ton“ unter diluvialer Decke ab. Nach dem Fundberichte soll der Knochen im Posener Ton gefunden sein, also im Pliocän. Dem entspricht sein Erhaltungszustand völlig. Der Vorstand der Sammlung, Herr Prof. Dr. PFUHL, überließ mir auf meine Bitte den Knochen zur Bestimmung. Diese wurde durch Herrn H. SCHRÖDER ausgeführt und ergab mit Bestimmtheit, daß er das Proximale des rechten dritten Metatarsale eines kleinen, aber doch ausgewachsenen *Rhinoceros* ist. Damit ist nachgewiesen, daß er keiner der bekannten diluvialen Arten angehört, somit nach Lage der Verhältnisse dem ostdeutschen Pliocän zuzurechnen ist. Die Faunula des letzteren besteht nunmehr aus einem *Rhinoceros*, zwei verschiedenen Mastodonarten von Thorn und Obornik und einer *Paludina* aff. *Fuchsi* von Lopatken. Dem paßt sich eine Florula Ostpreußens an. An der Nordküste des Samlandes kommen nämlich bei Rauschen, noch über dem die bekannte Miocänflora¹⁾ bergenden „Mittleren Letten“, im ZADDACHSchen „Glimmersande“ Zapfen vor, davon ich in meiner früheren Stellung als Direktor des Ostpreußischen Provinzial-Museums viele Dutzende in Händen gehabt habe. Diese Zapfen gehören 2 Arten an: Der *Pinus Laricio Thomasiana* und *Pinus Hogeni*. Erster steht der *P. Laricio* POIR., letztere der *P. Halepensis* MILL. ganz nahe, zwei noch heute in Südeuropa lebenden Arten. Obwohl *P. Thomasiana* nach älteren Angaben auch in der (miocänen) Kohle von Liblar bei Köln vorkommen soll, werden doch im neuesten Verzeichnis die dortigen Pinuszapfen unbestimmt gelassen. Die Rauschener Zapfen sind mithin mindestens verdächtig auf pliocänes Alter. Letzteres würde auch den bei Danzig gefundenen beiden linken Hornzapfen des *Bubalus Pallasii* v. BAER²⁾ zukommen, falls

¹⁾ ZADDACH: Das Tertiärgebirge Samlands. Schriften der phys.-ökonom. Gesellschaft Königsberg. Bd. VIII, 1867, S. 85—197, insbesondere S. 101 und Tafel XVI. — O. HEER: Miocäne baltische Flora. Königsberg 1869, insbesondere S. 22—25. — JENTZSCH: Das Alter der samländischen Braunkohlenformation und die Senftenberger Tertiärflora. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, Bd. XXIX, S. 58—61.

²⁾ F. RÖMER: Über C. E. VON BAERS *Bos Pallasii* aus dem Diluvium von Danzig. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Bd. XXVII, 1875.

letztere nicht etwa, wie die letzten Veröffentlichungen darüber noch als möglich zulassen, verschleppt sein sollten? Die genannten wenigen, aber beachtenswerten Funde, zu denen noch ein von DEEKE mitgeteilter Cyrenenfund aus Hinterpommern kommt, verteilen sich auf ein weites Gebiet und auf 1¹/₂ Jahrhunderte. Bei ruhiger Überlegung können sie eigentlich nicht überraschen. Denn wir wissen, daß der ganze deutsche Nordosten vom Ende des Oligocän bis zum Beginne der Diluvialzeit keinerlei Meeresreste geliefert hat, also wohl Festland gewesen sein muß. Obwohl das darüber hinschreitende Eis seinen Untergrund vielerorts zerstörte, müssen doch unter den Glazialablagerungen noch stellenweise Überbleibsel der nächstälteren Schichten erhalten geblieben sein, wengleich sie jetzt verdeckt sind. Diese Überbleibsel zu suchen, ist also eine Aufgabe der Zukunft. Ihre Fauna und Flora ist uns außerdem erhalten in einzelnen Stücken, welche als Geschiebe in glazialen oder fluvioglazialen Schichten des deutschen Nordostens gefunden werden. Dem erwähnten Pinus-Zapfen gleichende hat Redner sogar in einem Bohrprofil¹⁾ von Preuß.-Holland (Ostpreußen) beobachtet. In der das ganze Miocän und Pliocän umfassenden Festlandzeit des deutschen Nordostens mögen dort recht verschiedene Faunen und Floren sich abgelöst haben, deren Reste im Laufe der nächsten Jahrhunderte allmählich gefunden werden müssen.

In der Diskussion führt Herr MENZEL folgendes dazu aus (mit 1 Textfigur):

Seit der ersten Entdeckung der Paludinen-Reste in dem Posener Flammenton und ihrer Veröffentlichung im Jahre 1910 war ich bemüht, besseres und vollständigeres Material zu näherer Bestimmung der pliocänen Paludinen zu erlangen. Als ich daher im Sommer 1911 auf der Durchreise Danzig berührte, unterzog ich mit freundlicher Beihilfe des Direktors des Danziger Provinzial-Museums, des Herrn Professors Dr. KUMM, die dort aufbewahrten fossilen Paludinen einer Durchsicht und entdeckte eine ganze Anzahl leidlich, wenn auch nicht vollständig erhaltener Stücke, die zu der pliocänen Form gehören. Ihre Fundorte sind:

S. 430—441, Taf. XI. — LA BAUME: Beitrag zur Kenntnis der fossilen und subfossilen Boviden. Schriften der Naturforscher-Gesellschaft in Danzig, N. F., XII, S. 45—80, insbesondere S. 49—50.

¹⁾ JENTZSCH: Bericht über die Verwaltung des Provinzialmuseums in den Jahren 1893—95. Schriften Physikal.-Ökon. Gesellschaft Königsberg 1896, S. 107.

1. Schwetz, Kiesgrube an der Kulmer Chaussee, zusammen mit *Cardium edule* und *Tellina solidula*, 4 Exemplare.
2. Neu-Barkoschin, Kreis Berent (wahrscheinlich auch aus Kies), 1 Stück; 1908 angekauft.
3. Abbau Briesen, Kreis Briesen, Westpreußen. 2 Stücke; HEYM ded. 1905.
4. Strasburg, Westpreußen. Wohl aus Kies. 2 Stücke; FEHLAUER ded. 1900.

Außerdem gelang es mir, unter dem von Herrn JENTZSCH im Laufe langer Jahre mit großer Sorgfalt gesammelten Materiale an Fossilien aus Westpreußen, das teils von primärer, zum großen Teil aber von sekundärer Lagerstätte aus Diluvialschichten jeder Art stammt und in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin aufbewahrt wird, einen *Lithoglyphus* zu entdecken, der mit *Lithoglyphus acutus* COB. identisch ist. Er stammt aus Carlswalde bei Riesenburg.

Wenn die Paludinen auch nicht ganz vollständig sind, so gestatten sie doch aufs neue die Feststellung, daß sie in die Reihe der *Paludina Neumayeri* gehören und der *P. Fuchsi* in gewisser Weise nahe stehen, wenn sie auch mit keiner bekannten Art identisch sind. Da ihre nächsten Verwandten indessen ihre Hauptverbreitung in den oberpontischen Schichten haben und auch der *Lithoglyphus* in denselben Schichten auftritt, so möchte ich heute glauben, daß die Schichten von Lopatken, in denen sich die *Paludina* primär gefunden hat, diesem Horizont gleichzustellen sind, in dem ja auch schon *Mastodon Borsoni* vorkommt, nicht aber, wie ich früher ausgeführt habe, der levantinischen Stufe. Wir hätten damit ein Alter des Posener Flammentones, das sich nach oben zu bis zum Mittelpliocän erstreckt.

Nach meiner Vorstellung hat sich zur Neogenzeit bis in das mittlere Pliocän hinein von Österreich-Ungarn her, vielleicht durch Russisch-Polen hindurch, ein im Süden anfänglich noch brackisches, danach aber immer mehr ausgesüßtes, im Norden, in den heutigen Provinzen Schlesien, Posen und Westpreußen aber durchweg mit Land- und Süßwasserbildungen erfülltes Becken bis dicht an die heutige Ostsee heran ausgebreitet, das die fließenden Gewässer der umliegenden Länder aufnahm. Spätere Untersuchungen in dieser Richtung werden das sicher immer mehr bestätigen. Auch eine erneute Durcharbeitung der Pflanzen des Posener Flammentones unter diesem Gesichtspunkte dürfte noch weitere Stützen für diese Ansicht beibringen.

Bis jetzt wären also als aus dem ostdeutschen Mittelpliocän stammend an tierischen Fossilien folgende Arten festgestellt, von denen eine, die *Paludina*, auch aus dem Tone selbst bekannt ist:

Mastodon Zaddachi JENTZSCH

Rhinoceros sp.

Lithoglyphus acutus COB.

Paludina crassa n. sp.

Da sich letztere als neue Art erwiesen hat, so mag sie hier neu benannt und beschrieben werden:

Paludina crassa n. sp.

Gehäuse kegelförmig, dickschalig, enggenabelt, Nabel durch den Spindelumschlag etwas verdeckt. Zahl der Umgänge mehr als 5 (nur unvollständige Stücke bekannt). Dieselben sind ziemlich stark gewölbt, treppenförmig aufgebaut und nehmen gleichmäßig und ziemlich rasch an Durchmesser zu, so daß der nächste mindestens doppelt so hoch wie der vorhergehende ist. Oberfläche, soweit es sich bei den meist abgerollten Stücken erkennen läßt, mäßig fein quergestreift.



Paludina crassa n. sp.

1 von Neu-Barkoschin; 2—4 von Schwetz, Kiesgrube an der Kulmer Chaussee.

Eine Längsskulptur oder eine bemerkenswerte Abplattung ist nicht zu erkennen. Die Nähte sind ziemlich tief, die Umgänge erscheinen oft nur lose aufeinander gelegt. Mundsaum ist nicht erhalten. Der Durchschnitt der mit dicken Wandungen versehenen Umgänge ist ein wenig schief eiförmig gestaltet und oben vollständig gerundet. Man wird daraus schließen können, daß auch die Mündung rundlich eiförmig gestaltet ist.

Vorkommen: Primär in dunklen Kohlenletten des Posener Flammentones in einem Bohrloche bei Lopatken und auf sekundärer Lagerstätte in unterdiluvialen Kiesen Westpreußens.

Es scheint sich auch nach den neu untersuchten Stücken zu bestätigen, daß die pliocäne *Paludina crassa* n. sp. zu den

glatten Paludinen gehört, trotz ihrer sonst sehr üppigen Schalentwicklung. Indessen kann nicht verschwiegen werden, daß z. B. Stücke der im Alter mit Knoten versehenen *P. (Tylotoma) rumana* TOURN., denen die letzten Windungen abgebrochen sind, an den jüngeren Umgängen eine ähnliche, annähernd stielrunde, dickschalige, glatte, gewölbte Form zeigen wie die vorliegende *Paludina*.

Herr E. HARBORT spricht über Neu- und Umbildungen im Nebengestein der norddeutschen Salzstöcke.

Die eigenartigen geologischen und tektonischen Verhältnisse der norddeutschen Salzstöcke sind durch die zahlreichen Arbeiten und Diskussionen der letzten Jahre allgemein bekannt geworden und ebenso die drei verschiedenen Theorien, die aufgestellt wurden, um eine Erklärung für das Aufsteigen des Salzgebirges durch die oft einige Kilometer mächtigen Deckschichten zu geben.

Diese drei Theorien sind kurz folgende: Auf der einen Seite steht die LACHMANN-ARRHENIUSsche, nach der das Salzgebirge aus endogenen Kräften heraus zu autoplasten Ekzemen durch die Deckgebirgsschichten hindurchwuchs, auf der andern Seite die von STILLE vertretene extrem tektonische Theorie, wonach das Salzgebirge durch horizontalen Falten-schub im Kern von Triassätteln aufgewölbt wurde. Die Diskussion über diesen Gegenstand hat ergeben, daß meine vor mehreren Jahren über die Ursache des Aufsteigens der Salzmassen in unserer Gesellschaft geäußerten Anschauungen zwischen den beiden erwähnten Theorien stehen.¹⁾ Ich habe seinerzeit ausgeführt, daß diese Salzmassen in Norddeutschland auf vorgebildeten tektonischen Störungslinien unter dem Druck der im Verlauf des Mesozoikums und Tertiärs immer mächtiger anschwellenden Deckgebirgsschichten, also durch vertikal nach unten wirkende Druckkräfte, in die Höhe gepreßt worden seien. Das Salzgebirge müsse seinen heutigen Lagerungsverhältnissen entsprechend wie ein flüssiges Magma aufgestiegen sein. Daß es bei diesen Aufpressungsvorgängen innerhalb des Salzgebirges zu den mannigfaltigsten Faltungerscheinungen kam, ist allgemein bekannt; es ist aber auch weiter von vornherein anzunehmen, daß es dabei zu den verschiedensten Umkrystallisationen, Umbildungen und Neubildungen innerhalb

¹⁾ E. Harbort: Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Diese Zeitschr. 1910, S. 326 ff.

des Salzgebirges, der Salzgesteine selbst gekommen sein muß. Auf diese Prozesse innerhalb des Salzgebirges will ich jedoch heute nicht eingehen. Es sind darüber speziellere Untersuchungen von seiten der geologischen Landesanstalt im Gange, über die demnächst durch die Herren BEY-SCHLAG und SEYDEL ausführlich berichtet werden wird.

Ich möchte heute nur einige kurze Mitteilungen über Neu- und Umbildungen in den Nebengesteinen der Salzstöcke geben und auf einige Erscheinungen aufmerksam machen, die vielleicht nicht unwichtig sind bei der Beurteilung der Entstehung der Salzstöcke.

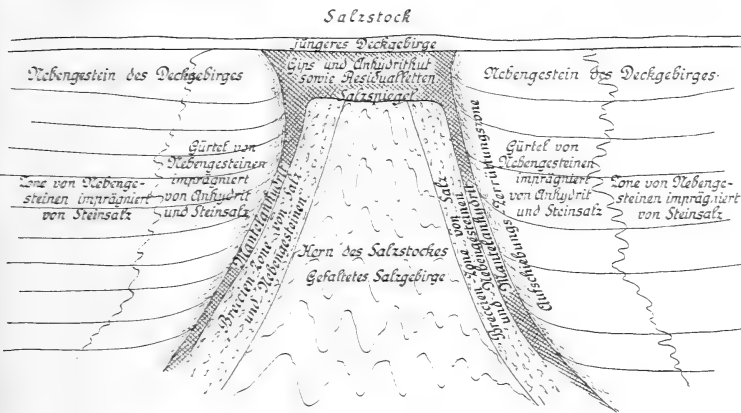


Fig. 1.

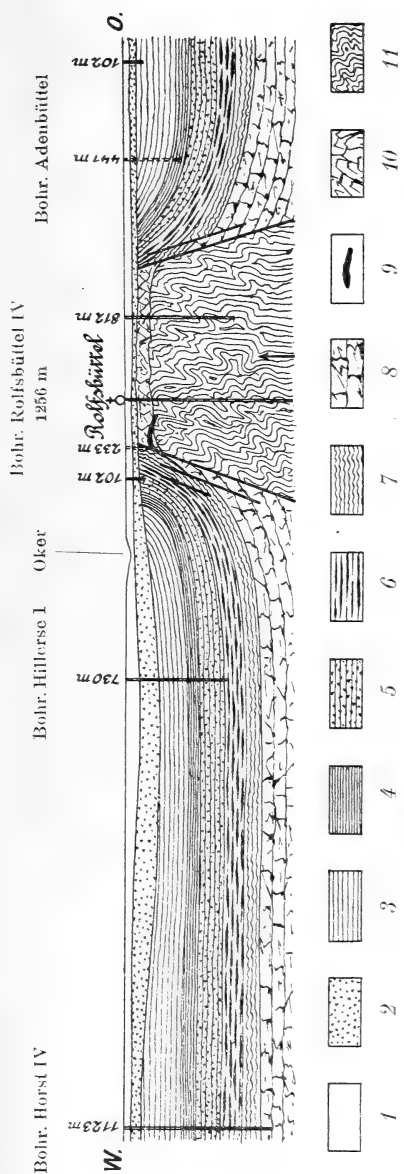
Schematischer Querschnitt durch einen norddeutschen Salzstock und sein Nebengestein (Tertiär, Kreide, Jura oder Trias), die Abwanderung von Salz und Anhydrit in die Nebengesteine veranschaulichend.

Begeben wir uns von dem Kern eines Salzstockes nach den Rändern desselben, so finden wir in den peripheren Teilen des Salzgebirges allgemein kleinere und größere bis kubikmetergroße, bald sporadisch eingesprengte, bald zu dichten Scharen gedrängte, meist eckig und scharf begrenzte Stücke jüngerer, mesozoischer Deckgebirgsschichten, die an den Flanken der Salzstöcke von dem aufsteigenden Salzgebirge gefaßt, mitgeschleppt und nach und nach mit dem Salz innig vermengt wurden. Auffällig ist, daß weder diese im Salz eingeschlossenen Gesteinsstücke, noch auch die Gesteine am Salzhorst, abgesehen von der mechanischen Zerstückelung selbst, keine besonderen Merkmale zeigen, die auf sehr intensive Pressung, Verknetung oder gar dynamometamorphe

Umkrystallisationsvorgänge hinweisen. Meist sind die Brocken nicht einmal abgerundet oder ausgewalzt beim Transport, sondern wie erwähnt, durchaus scharfkantig, derart, daß bisweilen benachbarte durch Steinsalz getrennte Stücke genau aufeinander passen. Hinter dieser Zone von breccienartigem Salzgebirge liegt nun in der Regel ein den Aufschiebungsflächen parallel verlaufender Mantel von Anhydrit, der, ähnlich wie der Anhydrit die Schichtenköpfe bedeckt, das Salzgebirge randlich wie ein Mantel umgibt. Ich will diese Anhydritablagerung, die in ihrer Struktur oft an manche Varietäten des Hauptanhydrites erinnert — meist ist es ein zuckerkörniger bis dichter, im übrigen aber petrographisch recht verschieden struierter Anhydrit —, als Mantelanhydrit bezeichnen. Das Vorhandensein dieses Anhydritmantels um den Salzstock (nachgewiesen bis zu 600 m Teufe) läßt darauf schließen, daß ebenso wie am Salzhut Ablaugungen stattfanden, auch an den Seitenflächen der Salzstöcke Auflösungen und Abwanderungen der Salzmassen in die Nebengesteine stattgefunden haben müssen. Untersucht man die Schichten des Nebengesteins um einen Salzhorst, die vielfach fast ungestört und horizontal gelagert sind, so findet man, daß auch in einer Zone bis zu 1 km Breite auf Schichtflächen und Klüften Anhydrit in diese Gesteine eingewandert ist und ferner poröse Gesteine die Anhydritmassen gewissermaßen wie einen Schwamm aufgesogen haben. GAGEL¹⁾ hat diese Anhydritisierungen und das Einwandern von Anhydrit auf den Klüften in Nebengestein sehr eingehend vom Lüneburger Salzstock beschrieben. Es ist dies aber eine ganz allgemeine Erscheinung, und die Einwanderung der Anhydritmassen ist nicht nur auf die stark gestörte Breccienzone in der unmittelbaren Nähe des Salzstockes beschränkt, sondern verliert sich erst ganz allmählich in einem oft kilometerbreiten Gürtel um den Salzhorst. Die von GEINITZ²⁾ erwähnten „Anhydritschichten“ aus der oberen Kreide der Bohrung Jessenitz 4, dessen Profil er nach den von mir bereits durchgeklopften Kernen aufstellte, das aber dementsprechend, wie ich an anderer Stelle nachweisen werde, mehrerer Berichtigungen bedarf, sind nichts weiter als solche sekundär auf Schichtfugen und Klüftchen eingewanderten Anhydritmassen, keineswegs aber „Einquetschungen von seitlich daneben befindlichem Anhydrit des Horstes.“

¹⁾ C. GAGEL: Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1909, S. 218 und 244 ff.

²⁾ E. GEINITZ: Zur Geologie des Lübtheener Gebirgszuges II. Arch. d. Ver. d. Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg 66, Jahrg. 1912, S. 52 ff.



1 Diluvium und Alluvium. 2 Senon. 3 Albien. 4 Aptien. 5 Barrëmien. 6 Hauterivien. 7 Valanginien.
8 Wealden. 9 Basalt. 10 Gips- und Anhydritschut. 11 Salzgëbirge, Steinsalz mit Letten- und Anhydrit-
einlagerungen sowie Kalisalzlagern.

Fig. 2.
Querprofil durch die Untere Kreide an der Oker bei Hillerse, Wipshausen, Adenbüttel
und den Aufpressungshorst von Zechstein-Salzgebirge bei Rofsbüttel.

Maßstab für Längen und Höhen gleich, etwa 1 : 50000.

Daß aber die Nebengesteine in unmittelbarer Nähe der Salzstöcke ferner stark von Steinsalz imprägniert sind, ist eine ebenso allgemeine Erscheinung, die schon darin zum Ausdruck kommt, daß Bohrkerne aus solchen Bohrungen in kurzer Zeit nach dem Austrocknen der Bergfeuchtigkeit starke Ausblühungen von Salzen erkennen lassen. Ich habe nun weiter am Rolfsbütteler Salzstock eine ganze Anzahl von Bohrungen untersucht, die $1\frac{1}{2}$ —5 km vom Salzrücken entfernt stehen und schwer durchlässige, bis gegen 1000 m mächtige Schiefertone der Kreide- und Wealdenformation durchbohrten. Diese z. T. vor 7—8 Jahren als Kernbohrungen und mit Süßwasserspülung ausgeführten Bohrungen lieferten nun selbst in den mehrere Kilometer vom Salzhorst entfernten Löchern (z. B. Bohrloch Hillerse I und Horst IV.) Kerne von Tonen und stark bituminösen Blättertonen, die imprägniert sind von Steinsalz und einen Chlornatriumgehalt von 2 Proz. und mehr aufweisen. Das im 62. Bande dieser Zeitschrift S. 333 gegebene Profil des Rolfsbütteler Salzstockes mag zur Veranschaulichung hier nochmals abgedruckt werden (cf. S. 9). Trotzdem die Bohrkerne mit Süßwasserspülung gebohrt wurden und später von mir noch wiederholt abgebürstet worden sind, zeigen sie immer wieder beim Trocknen einen dünnen, glänzenden Überzug von Salz. Die Menge des Salzgehaltes scheint entsprechend der Entfernung vom Salzstock abzunehmen¹⁾. Daß dieser Salzgehalt ursprünglich bei der Ablagerung dieser Sedimente ausgeschieden sei, ist nicht wohl anzunehmen, da die in den heutigen Meeren niedergeschlagenen terrigenen Seichtwasserablagerungen im günstigsten Falle einen sehr viel geringeren Gehalt von Chlornatrium aufweisen, nämlich den entsprechenden Anteil von NaCl, welcher auf die Bergfeuchtigkeit von dem Chlornatriumgehalt normalen Meerwasser mit ca. 3 Proz. entfällt. Bei 20 Proz. Bergfeuchtigkeit — die meisten Tongesteine dürften weniger Bergfeuchtigkeit enthalten — würden also im günstigsten Falle 0,6 Proz. NaCl in Frage kommen, wobei allerdings zu berücksichtigen wäre, daß gelegentlich durch Adsorption in den Sedimenten eine kleine Anreicherung eingetreten sein könnte. Überdies besitzen aber auch die gleichen Gesteine in anderen Gebieten weiter ab von Salzstöcken den hohen Steinsalzgehalt nicht. In der Bohrung Horst 4 aber sind ferner z. B. nicht nur die marinen Neocomtone von Salz imprägniert, sondern auch die

¹⁾ Genauere Analysen stehen z. Z. noch aus, sollen aber baldigst an dieser Stelle veröffentlicht werden. Auch wäre es interessant, nachzuweisen, ob Kali- und Chlormagnesiumsalze in die Nebengesteine abgewandert sind.

nichtmarinen, pflanzen- und brackwassertiereführenden Wealdenschiefer in etwa 1000 m Teufe. Da die Nebengesteine in dem vorliegenden Falle außerordentlich schwer durchlässig sind für Wasser, so kann die Zuführung des Salzgehaltes wohl nur durch ganz allmähliche Diffusion innerhalb der bergfeuchten Gesteine erklärt werden. Grundwasserströmungen sind in diesen Gesteinen und Teufen so gut wie ausgeschlossen, und die Vorstellung von ARRHENIUS¹⁾, daß die Salzstöcke rings von einer wasserführenden Schicht umgeben seien, von der aus das Salzgebirge durchschwängert und zu Auflösungen und Umkrystallisationen veranlaßt würde, ist nicht zutreffend (Siehe Fig. 3). Der Bergbau hat wiederholt in solchen Salzstöcken die Begrenzungsflächen des Salzgebirges in Horizontalbohrungen und Strecken durchfahren, und diese Stellen blieben, wie der Bergmann sich ausdrückt, „knochentrocken“.

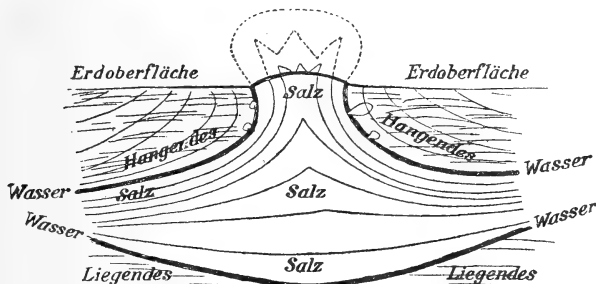


Fig. 3.

Typus eines siebengebürgischen Salzstockes nach POSEPNY--ARRHENIUS.

Die von Herrn BEYSCHLAG in der Diskussion vertretene Vorstellung, daß die Salzmassen vielleicht nur am derzeitigen Salzspiegel aufgelöst wurden und daß sich die Laugen von hier aus horizontal verbreiteten, wäre denkbar, wenn man gleichzeitig berücksichtigt, daß das Aufsteigen des Salzstockes ganz allmählich erfolgte, entsprechend der Zunahme der mesozoischen Sedimente, wie ich es an anderer Stelle wiederholt ausgeführt habe. Dagegen wäre es schwerer zu erklären, daß die Salzmassen am heutigen Salzspiegel aufgelöst wurden, sich horizontal ausbreiteten und dann quer durch die Schichtung durch hunderte von Metern undurchlässiger Tongesteine nach unten gewandert sein sollten. Jedenfalls spricht das Vorhandensein des

¹⁾ S. v. ARRHENIUS: Zur Physik der Salzlagerstätten. Meddelanden fran K. Vetenskapsakademiens Nobelinstitut, Bd. II, Nr. 20, S. 17.

Mantelanhydrites und der in den Nebengesteinen weithin eingewanderte Anhydrit dafür, daß doch auch stoffliche Abwanderungen seitlich in größerer Tiefe der Salzstöcke stattgefunden haben, die dann nur durch Diffusion oder Zirkulation gesättigter Laugen auf Klüften und Schichtflächen zu erklären wären, da Grundwasserströmungen hier kaum anzunehmen sind.

Berücksichtigt man nun aber die Mengen der Nebengesteine, die von Salz imprägniert sind, so ergibt sich, daß ganz gewaltige Abwanderungen von Salzmassen in die Nebengesteine stattgefunden haben müssen, Tausende von Kubikmetern oder gar Kubikkilometer.

MONKE und BEYSCHLAG¹⁾ haben auf den engen Zusammenhang zwischen Salzlaugen und Erdöl an unseren Salzstöcken und das stetige Zusammenvorkommen beider aufmerksam gemacht und weiterhin die Vermutung ausgesprochen, daß die Salzlaugen auf bituminöse Nebengesteine in der Weise einwirkten, daß sie die Bitumina aus diesen Gesteinen freimachten, die sich dann in porösen Gesteinen zu Petroleumlagerstätten ansammeln konnten. Es ist nun eine auffällige Erscheinung, daß an den Salzstöcken Norddeutschlands das Bitumen wenigstens in den Tonen der mesozoischen Sedimente, obgleich sie vielfach stark von Salz imprägniert sind, noch drinnen steckt. Ich möchte daher der übrigens von BEYSCHLAG, MONKE und MRAZEC bereits diskutierten Annahme mehr zuneigen, daß die Petrolea nichts weiter sind, als die angesammelten Rückstände der bekanntlich besonders im älteren Steinsalz, enthaltenen Bitumina nach der Auflösung des Salzes. Während das Steinsalz seitlich weithin abwanderte, reicherten sich näher am Salzstock die Bitumina auf porösen und klüftigen Gesteinen an. Daß Erdöl in zerklüftetem Salzgebirge austritt, oft zusammen mit schlagenden Wettern, hat der deutsche Kalibergbau ja leider wiederholt feststellen müssen. Es ist aber wohl kaum anzunehmen, daß in solchen Fällen die Bitumina sekundär von den Nebengesteinen her in den Salzstock eingewandert sind. Jedenfalls würde ich es für sehr wichtig halten, wenn einmal experimentell festgestellt würde, ob man durch Auflösung von älterem Steinsalz, ev. unter erhöhtem Druck, Erdöle erhalten kann. Das ältere Steinsalz ist überall besonders stark bituminös und stinkt beim Anschlagen intensiv. Wiederholt wurde mir von Bergleuten mitgeteilt, daß in ihm aufgefahrene Strecken nicht so gut stehen,

¹⁾ H. MONKE und FR. BEYSCHLAG: Über das Vorkommen des Erdöls. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1905, Heft 1, 2 und 12, S. 425 ff.

als unter gleichen Bedingungen im jüngeren Steinsalz angelegt, sondern hereintreiben und quellen, so daß die verengten Strecken häufiger erweitert werden müssen. Es wäre möglich, daß hier zwischen dem Bitumengehalt und der Beweglichkeit des älteren Steinsalzes ein ursächlicher Zusammenhang besteht.

Auf einige andere Umwandlungen in den Nebengesteinen bzw. Neubildungen in denselben möchte ich noch kurz hinweisen. Ich habe gelegentlich in mehreren Bohrungen, so z. B. bei Hope in unmittelbarer Nähe des Salzhorstes tertiäre, tonige Grünsande beobachtet, glaukonitische Schichten, welche sich unmittelbar dem Senon auflegen und wahrscheinlich dem Eocän angehören. Während diese Sedimente fernab vom Salzhorst keine petrographischen Besonderheiten aufweisen, sind sie in der Nähe der Salzstöcke oft durchsetzt von unzähligen kleinen, bis einige Millimeter langen, schwebend gebildeten, teils hellen, teils dunkel gefärbten Dihexaedern von Quarzkryställchen, deren Entstehung wohl vielleicht so zu erklären ist, daß stark alkalische Wässer gelöste Kieselsäure fortführten und hier zur Ausscheidung brachten. Größere derartige Quarzkrystalle von 1 cm Länge und mehr (Prisma und Dihexaeder) beobachtete ich auch in Tonen der unteren Kreide in der Bohrung Warmeloh I.

Im Gipsstut der Salzstöcke Norddeutschlands z. B. im Gipsstut von „Adolfsglück“ fanden sich gelegentlich große, unregelmäßige Knollen von Dolomit, die ich früher als Reste und Schollen von Plattendolomit ansah. Genauere Untersuchungen der Struktur, sowie die mannigfaltig wechselnde chemische Zusammensetzung ergaben jedoch, daß es sich ebenfalls um Residuen handelt, um konkretionäre Bildungen, wahrscheinlich entstanden aus den Rückständen der dolomitischen Einlagerungen des grauen Salztones. Ich bin heute der Ansicht, daß möglicherweise auch manche Dolomitierungserscheinungen weiter ab vom Salzstock auf die sekundäre Zuführung magnesiahaltiger Lösungen vom Salzgebirge her zu erklären sind. Ich habe früher¹⁾ dolomitische Gesteine aus dem unteren Valanginien von zwei Bohrungen aus dem Kreidegebiet zwischen den Rolfsbütteler und Ölheimer Salzstöcken beschrieben, die äußerlich durchaus den Zechsteindolomiten gleichen und vielleicht sich in der angedeuteten Weise genetisch erklären lassen.

Nicht unerwähnt will ich lassen das Auftreten größerer Mengen von Pyrit in den Sedimenten der Nebengesteine in

¹⁾ E. HARBORT: Über zwei Tiefbohrungen in der unteren Kreide bei Stederdorf und Horst im Kreise Peine. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1905, S. 33 ff.

der Nähe von Salzstöcken. Es finden sich ja zwar auch in diesen Sedimenten, z. B. in der oberen Kreide, nicht selten primäre Konkretionen von Pyrit; doch ist es eine allbekannte Tatsache, daß der Pyrit besonders häufig in unmittelbarer Nähe der Salzstöcke, an Erdölzonen gebunden, poröse Gesteine imprägniert. Die in den alten Teerkublen von Hordorf ausgeworfenen Ölsande sind z. B. außerordentlich reich an Pyrit.

Für den Bohrtechniker in Erdölgebieten ist der sonst beim Bohren wenig beliebte Pyrit ein guter Vorbote. Die Entstehung dieser Pyritmassen könnte vielleicht so erklärt werden, daß durch die beim Auflösen der Steinsalzmassen freiwerdenden Kohlenwasserstoffe ein Teil der Kalziumsulfatlösungen reduziert wurde, und der bei diesem Prozeß freiwerdende Schwefelwasserstoff nun seinerseits zirkulierende Eisensalzlösungen als Sulfide fällte. Es würde das eine ähnliche Erklärung sein, wie sie auch von STILLE¹⁾ und anderen für die Entstehung der Schwefelwasserstoffquellen aus Mündermergelgipsen am Deister usw. gegeben wurde.

Zum Schluß möchte ich auf intensive, eigenartige Rotfärbungen mancher Kreidegesteinshorizonte in unmittelbarer Nähe der Salzstöcke hinweisen, die weiter ab vom Salzhorst diese auffallende rote Farbe nicht besitzen, sondern ihre normale weiße oder graue Beschaffenheit. Derartige Rotfärbungen der Kreideschichten kenne ich von den Gaultschichten Helgolands, ferner aus dem Flammenmergel der Bohrung Jessenitz 4. Sie sind weiter bekannt aus der Tourtia bei Lüneburg und dem unteren Gault am Hope-Lindwedeler Salzstock. Herr STOLLER machte mich ferner auf ähnliche Erscheinungen im Gault der Bohrung Gamsen bei Gifhorn aufmerksam. Auch Schichten des Senons habe ich gelegentlich in ähnlicher intensiver Färbung an Salzhorsten beobachtet, so daß diese Rotfärbung der Sedimente gewissermaßen zur Leitschicht beim Auffinden von Salzstöcken im norddeutschen Flachlande werden kann ähnlich wie die Zunahme des Salzgehaltes der Sedimente. Diese auffällige Rotfärbung kann auf dreierlei Weise zustande gekommen sein.

1. Die Rotfärbung rührt her von der Aufnahme roter Gesteine aus dem Untergrunde zur Zeit der Ablagerung des betreffenden Sedimentes. Eigentümlich ist sie dem betreffenden Formationshorizont nicht, da sie, wie erwähnt, weiter ab vom

¹⁾ STILLE: Über den Gebirgsbau und die Quellenverhältnisse bei Bad Nenndorf a. Deister. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. Landesanstalt 1901, S. 361.

Salzstock abnimmt und es sich vorwiegend um stark kalkige Gesteine bzw. um Mergel handelt, d. h. also um Gesteine, bei denen im allgemeinen entsprechend ihrer Entstehung rote Farbe und Kalkgehalt sich auszuschließen pflegen. So könnten die roten Kreidemergel auf Helgoland ihre rote Farbe aus zertrümmerten Buntsandsteinschichten bekommen haben, die roten Schichten des oberen Gault am Jessenitzer Salzstock vielleicht durch Aufnahme von roten Keuperletten, über welche die Kreide hier transgrediert. Wenn diese Erklärung richtig ist, so würden die geschilderten Verhältnisse jedenfalls beweisen, daß die Aufwölbungen älterer Triasgesteine im Untergrunde und auch wohl die Salzstöcke selbst bereits zur Gaultzeit vorhanden waren.

2. Die rote Farbe mancher Kreidesedimente an den Salzstöcken könnte daher rühren, daß das Kreidemeer bereits aufgепreßte Salzstöcke umspülte, daß in der Nähe derselben entweder rote Zechsteinresidualletten mechanisch aufgearbeitet wurden oder aber die im Meerwasser enthaltenen Eisensalze infolge der wasserentziehenden Eigenschaften des an Chlornatrium lokal konzentrierten Meereswassers als Eisenoxyde ausgefällt wurden.

3. Die Rotfärbung in den Sedimenten der Nebengesteine könnte durch sekundäre Infiltrationen eisen- und chlornatriumhaltiger Lösungen vom Salzstock her erklärt werden und der Eisengehalt etwa aus Carnalliten oder dem jüngeren Steinsalz herrühren.

Gegen die letzte Erklärung scheint mir jedoch die Tatsache zu sprechen, daß solche intensiv rotgefärbten Kreidemergel wechsellagern bzw. wieder überlagert werden von nicht rotgefärbtem Kreidegestein. So überlagern z. B. die roten Gaultschichten am Jessenitzer Salzstock z. T. rein weißgefärbte Kalke und Mergel der oberen Kreide.

Meine vorstehenden Ausführungen können keine erschöpfende Darstellung des Gegenstandes geben, sondern sollen lediglich eine Anregung sein, weiterhin diese Umwandlungen der Nebengesteine der Salzstöcke genauer zu studieren, da ich glaube, daß sie nicht unwichtig sind sowohl für die Erklärung der heutigen Erscheinungsformen der Salzmassen im Untergrunde des norddeutschen Flachlandes, als auch für die diagenetischen Vorgänge innerhalb der Nebengesteine selbst.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren GRUPE, BEYSCHLAG, SEIDL und der Vortragende.

Zum Schluß spricht Herr WIEGERS „Zur Gliederung des französischen Diluviums“¹⁾.

Zur Diskussion äußern sich die Herren KÖHNE, VON STAFF, RASSMUSS und der Vortragende.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
WAHNSCHAFFE.	MICHAEL.	SCHNEIDER.

Mitteilung des Vorstandes.

Gemäß dem von der Hauptversammlung in Greifswald in der Sitzung vom 9. August 1912 gefaßten Beschluß ist nachstehendes Schreiben an den Preußischen Herrn Minister der geistlichen und Unterrichtsangelegenheiten in Berlin abgesandt:

Euere Exzellenz

beehren wir uns, davon geziemend in Kenntnis zu setzen, daß die Deutsche Geologische Gesellschaft in ihrer allgemeinen Tagung in Greifswald im August vorigen Jahres einstimmig die Resolution gefaßt hat, bei Ew. Exzellenz vorstellig zu werden, dem geologischen Unterricht an den Schulen eine größere Ausdehnung als bisher zu geben und diesen namentlich an den Gymnasien zur Einführung zu bringen.

Die elementaren Kenntnisse vom Bau der Erde, der Gebirgsbildung, des Vulkanismus, der Erdbeben, der geologischen Arbeitsleistung des Wassers sowie der historischen Entwicklung der Erdoberfläche und ihres organischen Lebens sind heutzutage wichtige Erfordernisse der allgemeinen Bildung. Trotzdem ist ihre Pflege in unseren Schulen weit hinter derjenigen in anderen Staaten zurückgeblieben.

Die Geologie ist die naturgemäße Grundlage der Geographie, die aus ihren Ergebnissen das Verständnis der

¹⁾ Der Vortrag wird in einem der nächsten Hefte erscheinen.

heutigen Erdoberfläche herleitet. Auch für eine anregende Vertiefung der Heimatkunde ist die Geologie in hervorragendem Maße geeignet. Dazu kommt ihre große Bedeutung für das praktische Leben, mit dem doch schließlich der größte Teil der Gymnasialzöglinge später zu tun bekommt. Ein Verständnis für die Bodenschätze des Landes, namentlich der Kohlen-, Salz- und Erzlager, für die Wasserversorgung und Quellenkunde, für die land- und forstwirtschaftliche Ausnützung des Bodens ist ohne geologische Grundbegriffe unmöglich. Hier aber versagten unsere Schulen und besonders unser humanistisches Gymnasium bisher vollständig, während in den Schulen anderer Länder gerade Geologie eines der anregendsten Lehrfächer geworden ist.

Finanzielle Rücksichten können bei der Einführung der Geologie als Lehrfach nicht mitsprechen, da die Geologie im Gegensatz zur Chemie, Physik und Mineralogie fast ohne alle kostspieligen Hilfsmittel gelehrt werden kann.

Die einzige Vorbedingung, die für einen solchen Unterricht zu erfüllen wäre, ist die Aufnahme der Geologie als Prüfungsfach in das Staatsexamen, damit zunächst geeignete Lehrer herangebildet werden. In welcher Weise das am zweckmäßigsten zu ermöglichen ist, wird besonderer Beratungen bedürfen, denen die Unterzeichneten nicht vorgeifen möchten. Sie erlauben sich aber, an Ew. Exzellenz die gehorsame Bitte zu richten, die Erledigung dieser schon lange dringlichen Angelegenheit nicht länger hinausschieben zu lassen. Wir gestatten uns dabei, auf die in der Anlage beigefügte frühere Resolution der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom Jahre 1910 nochmals hinzuweisen.

Im Auftrage der Deutschen Geologischen Gesellschaft:

gez. FELIX WAHNSCHAFFE OTTO JAEKEL

Briefliche Mitteilungen.

1. Geologische Streifzüge in Coahuila.

Von Herrn ERICH HAARMANN.

(Mit 16 Textfiguren.)

Mexico, den 8. Juni 1912.

Seit September 1910 habe ich in Coahuila, jenem Staate, der den mittleren Teil von Nordmexiko bildet, wiederholt größere Reisen ausgeführt. Der Mangel an Vegetation und die sich weit hinziehenden, gleichmäßig aufgebauten Sierrren erleichtern geologische Studien sehr, dagegen verhindern die außerordentliche Größe des Gebiets, in dem die meisten Reisen in langen Überlandwegen gemacht werden müssen, das meist wüstenartige Klima, sowie das Fehlen topographischer Karten, sich in wenigen Monaten ein vollständiges Bild der Geologie zu machen.

Wenn ich trotzdem schon heute einige meiner geologischen Beobachtungen mitteile, so geschieht dies lediglich deswegen, weil es mir durch die wiederholten politischen Unruhen in jenen Gegenden zweifelhaft geworden ist, ob ich in absehbarer Zeit meine Studien dort fortsetzen und zu einem gewissen Abschluß bringen kann, es mir aber andererseits besser erscheint, einstweilen etwas Unvollständiges über diese schwer zugänglichen und noch recht unbekanntem Gebiete zu geben, als gar nichts zu veröffentlichen. Man wolle daher die vorhandenen Lücken entschuldigen, die der natürliche Mangel jeder Pionierarbeit sind. Diese lassen jedoch auch erkennen, welche interessante Probleme noch in Coahuila zu lösen sind. Da mir Zeit und Literatur fehlen, mein Material demnächst selbst zu bearbeiten, so habe ich einen Teil davon an Kollegen zur Bearbeitung weitergegeben, für deren Übernahme ich diesen auch hier verbindlichst danke.

Lage, Topographie und Entwässerung. Coahuila wird im Norden vom Rio Grande del Norte begrenzt, der hier



Fig. 1.

die Staatsgrenze Mexikos gegen die Vereinigten Staaten von Amerika bildet. Weiter grenzen an Coahuila, von Osten über Süden nach Westen die mexikanischen Staaten: Nuevo León, San Luis Potosí, Zacatecas, Durango und Chihuahua. Coahuila liegt etwa zwischen $24\frac{1}{2}^{\circ}$ und 30° nördl. Br. und 1° und 5° westl. L. von Mexiko. Man rechnet in Mexiko nach dem Meridian von Mexiko-Stadt, der $98^{\circ} 16' 40''$ westl. L. von Greenwich entspricht.

Coahuila hat einen Flächenraum von 165 099 qkm, ist also elfmal so groß wie das Königreich Sachsen. Auf den Quadratkilometer kommen durchschnittlich 2,2 Einwohner, tatsächlich jedoch sind weite Landstrecken unbewohnt.

Die beigefügte Skizze von Coahuila, Fig. 1, gibt keine Gebirge an¹⁾, jedoch erkennt man die wichtigsten Züge der Oberflächengestaltung auch aus dem Verlauf der Flußläufe und der Verteilung der Lagunen sowie den eingeschriebenen Zahlen, welche Höhen in Metern über dem Meere angeben.

Im nördlichen Teile des Staates fällt das Land nach Norden zu ab; es wird hier vom Rio Grande del Norte entwässert, der vor der Einmündung des Rio Pecos nordöstliche und östliche Richtung hat. Im östlichen Coahuila verläuft mit nordnordwestlichem Streichen die nördliche Verlängerung der Sierra Madre Oriental, die sich jenseits des Rio Grande topographisch und geologisch in den Sierren zwischen Rio Grande und Rio Pecos fortsetzt.

Die Sierra Madre Oriental ist aus mehreren Gebirgsketten zusammengesetzt und kein geschlossenes Gebirge. Ihre Bedeutung liegt darin, daß sie mit ihrem Ostabfall die Begrenzung des mexikanischen Hochlandes gegen die Küstenregion bildet, die aus der flachhügeligen Zone in der Nähe der Sierra nach dem Golf zu in die flache Küstenebene übergeht. Ungefähr dort, wo die Sierra in die Südostecke unserer Kartenskizze eintritt, fängt sie an, sich zu zerteilen: ein Teil der Kulissen schwenkt nach Westen ab und streicht fast ost-westlich, mit geringer Abweichung nach Nordwesten, ein anderer Teil folgt der alten nordnordwestlichen Richtung, und diesen nennen wir, obwohl er an Bedeutung und Geschlossenheit verloren hat, im folgenden Sierra Madre Oriental.

In dem Winkel, den die sich teilenden Sierren miteinander bilden, liegt, wie auch aus der Karte von ABBOT ausgezeichnet zu ersehen ist, eine Art Massiv. Inwieweit dieses durch die

¹⁾ Die beste Karte von Coahuila ist die von T. S. ABBOTT, 1:500000, 1905.

Tektonik bedingt ist und die Ursache zur Teilung der Sierren war, müssen weitere Beobachtungen zeigen.

Die Wasser der nördlichen Sierra Madre Oriental nimmt der ihr hier östlich parallel verlaufende Rio Grande auf, der sie weiterhin dem Golf von Mexiko zuführt.

Die ost-westlich gerichteten Sierren im Süden geben ihre Niederschläge zum Teil ebenfalls an das Stromgebiet des Rio Grande ab, weiter westlich jedoch fließen sie dem Bolsón von Mapimí zu. Derselbe nimmt auch die Wasser auf, die von der Westseite der Sierra Madre Occidental abfließen.

Mit „Bolsón“ bezeichnet man ein abflußloses Auffüllungstal, das von Bergen wenigstens teilweise umgeben ist und wie eine „große Tasche“ die Niederschläge der Berge und das von diesen transportierte Gesteinsmaterial aufnimmt. Sodann versteht man aber auch unter „Bolsón“ mehrere zusammenliegende Bolsones, wenn diese in ihrer Gesamtheit ein abflußloses Gebiet bilden. Eine scharfe Trennung ist dann nämlich meistens nicht möglich, da die einzelnen Bolsones fast immer wenigstens stellenweise untereinander verbunden sind. Auch der „Bolsón de Mapimí“ ist ein großes abflußloses Gebiet, das aus zahlreichen, meistens jedoch nicht ganz für sich abgeschlossenen Bolsón-ebenen besteht.

Da in anderen Sprachen ein Wort fehlt, das „Bolsón“ wiedergeben könnte, so verdient diese Bezeichnung allgemeine Verbreitung, wie sie auch in der amerikanischen Literatur schon eingeführt ist¹⁾.

Der Bolsón von Mapimí liegt zwischen den beiden Haupt-sierren im Osten und Westen, den ost-westlich streichenden Sierren im Süden (zwischen Saltillo und Torreón) und etwa dem Rio Grande im Norden. Ein großer Teil dieses riesigen Beckens gehört zu Coahuila, ein anderer zu Chihuahua und ein kleiner zu Durango.

Dieses Becken darf man sich nun, wie schon oben angedeutet wurde, keineswegs als eine große Ebene vorstellen, vielmehr erheben sich schroff aus ihm zahlreiche meist nicht sehr lange, isolierte Kulissen, die Höhen bis weit mehr als 1000 m über den Ebenen erreichen, wie z. B. nach meinen Messungen die Sierra del Pino (zwischen 28° und 29° nördl. Br. und im 4° westl. L. von Mexiko), deren höchster Punkt 1400 m über der westlich angrenzenden Ebene liegt.

¹⁾ R. T. HILL: Topographic Atlas, U. S., Blatt 3, U. S. G. S. 1900, S. 8. — W. G. TIGHT: Am. Geologist, Bd. 36, 1905, S. 271—284. — C. H. GORDON: Professional Paper 68, U. S. G. S., S. 221.

Die Bolsón-Ebenen bilden oft abflußlose Seen, d. s. Lagunen, die jedoch nur selten, da es keine permanenten Flüsse gibt, Wasser enthalten, während man sie auf den Karten fast immer als dauernde Seen dargestellt findet.

Durch die Schuttmassen, welche die Wasser von den randlichen Gebirgen und den Sierren inmitten des Bolsóns zeitweise nach den Tälern trugen, wurden die Gebirgsketten immer mehr begraben, weiter und weiter ertranken sie in den jungen Sedimenten der Täler.

Diese Auffüllungstäler gerade sind es, die den Unterschied zwischen dem Bolsón von Mapimí bzw. der Mesa Central und den Ketten, für die wir den Namen „Sierra Madre Oriental“ beibehalten haben, ausmachen. In dieser nämlich werden die Täler im allgemeinen weiter erodiert, die Schuttmassen werden ausgeräumt und dem Vorlande oder dem Meere zugeführt. Dadurch werden die Ketten der östlichen Sierra Madre besser herausmodelliert und erscheinen so dem Beobachter weitaus bedeutender, als die in hunderten von Metern mächtigem Schutt begrabenen Sierren der Mesa. Tatsächlich sind sie es jedoch nicht, im Gegenteil: nach Osten wird die absolute Höhe der Sierren im allgemeinen geringer.

Da sich die Ketten der Mesa und der Sierra Madre geologisch nicht unterscheiden, so bleibt einzig dieser topographische Unterschied.

Stratigraphischer Überblick. Paläozoicum. Paläozoische Schichten waren bisher im ganzen Gebiete unbekannt¹⁾. Bei „Las Delicias“ fand sich nun eine mächtige Schichtenfolge von präpermischem Alter, das sich genauer bis jetzt nicht bestimmen ließ, und ich nenne daher diese Schichten, bis weitere Untersuchungen ihre geologische Stellung ergeben haben: „Delicias-Schichten“.

Die Mächtigkeit der Delicias-Schichten ist mindestens 2000 m, wahrscheinlich aber noch erheblich mehr. Am besten sind sie in einigen „Arroyos“ aufgeschlossen, so vor allem im Arroyo de Wenceslao und im Arroyo de San José. In ihrem unteren Teile bestehen die Delicias-Schichten vorwiegend aus Geröllen und verbackenen Sanden, meist vulkanischer Gesteine; nach oben werden die Gerölle kleiner und nehmen ab: mächtige Bänke vulkanischer Sande, die man stellenweise zuerst für ver-

¹⁾ Die Erze von Sierra Mojada treten nicht, wie R. BECK, sich auf MALCOLMSON beziehend, in der 3. Auflage seiner „Lehre von den Erzlagertstätten“, Bd. II, S. 278, sagt, in carbonischem, sondern in cretacischem Kalkstein auf.

wittertes vulkanisches Gestein halten könnte, wiegen vor. Noch weiter nach oben folgen dunkle bis schwarze Mergelschiefer und Mergel, die Lagen von Geoden und Bänke von dunklem Kalk enthalten. Leider fand ich keine Fossilien, jedoch war die mir zur Verfügung stehende Zeit sehr kurz, so daß ich hoffe, bei längerem Suchen doch welche zu finden.

Auf den Delicias-Schichten liegen stellenweise Reste von Korallenriffen. Sie bestehen aus einem dunkelblaugrauen bis gelblich-grauen, festen, spröden und ungeschichteten Kalk, der besonders im Pichagua gut zu beobachten ist. Er enthält eine reiche Fauna von meist verkieselten Korallen (Tetrakorallen und Tabulaten) Brachiopoden usw., deren Bearbeitung Herr W. HAACK freundlichst übernommen hat. Dieser hat sie zwar noch nicht beendet, jedoch hat die bisherige Vergleichung eine große Ähnlichkeit mit den von G. GIRTY¹⁾ beschriebenen Guadalupe-Schichten ergeben, und wie Herr HAACK mir mitteilt, haben die bei Las Delicias gefundenen Klippen höchstwahrscheinlich permisches Alter. Von der Aufzählung der bisher bestimmten Fossilien sehe ich ab, da Herr HAACK demnächst selbst seine Untersuchung der Fauna veröffentlichen wird.

Mesozoische Schichten. In bezug auf die stratigraphischen Verhältnisse der mesoischen Formationen verweise ich auf die Arbeiten der um die Gliederung dieser Schichten in Mexiko verdienten Geologen BURCKHARDT und BOESE. Durch die Arbeiten des ersten wurden uns mehrere Jura-vorkommen näher bekannt, während BOESE besonders Kreide bearbeitete. Es genügt hier, auf die zusammenfassenden Notizen der beiden Autoren²⁾ hinzuweisen, wo weitere Literatur angegeben ist.

Für uns ist hier folgendes wichtig: Die ältesten der bekannten mesozoischen Schichten unseres Gebiets gehören dem Oberen Jura an. Sie sind bisher von Mazapil, San Pedro del Gallo (westlich Mapimí) und Symón bekannt, welche Vorkommen von BURCKHARDT bearbeitet wurden.

Auch Untere Kreide kennt man von verschiedenen Punkten, jedoch nur aus der Zone, in der auch Oberer Jura vorkommt: also im südlichen und südwestlichen Teile unserer Kartenskizze, während weiter nördlich Untere Kreide ebensowenig wie Jura bekannt geworden ist. Es ist wahrscheinlich, daß je weiter nach Norden, um so mehr Verhältnisse eintreten,

¹⁾ G. GIRTY: The Guadalupian Fauna, Prof. Paper 58, U. S. G. S.

²⁾ C. BURCKHARDT: Neue Untersuchungen über Jura und Kreide in Mexiko. Zentralbl. Min. 1910, Nr. 19 u. 20. — E. BOESE: Neue Beiträge zur Kenntnis der mexikanischen Kreide. Ebenda.

wie sie in Texas herrschen, wo Aptien das älteste bekannte Kreideglied ist und Mittlere Kreide weithin transgredierend liegt. Der Rio Grande ist, soweit er Mexiko und die Vereinigten Staaten scheidet, weder in tektonischer noch in stratigraphischer Beziehung eine Grenze.

Weit verbreitet sind jene mächtigen, größtenteils fossilarmen Kalke der Unteren und Mittleren Kreide, welche die Hauptmasse der Sierren bilden.

Die Obere Kreide beginnt mit Turon (Zone des *Inoceramus labiatus*), von dem BOESE eine Reihe Fundpunkte angibt, und das ich selbst noch an zahlreichen anderen Stellen gefunden habe. Diese Stufe tritt überall im Gebiet in derselben Facies und mit der gleichen individuenreichen aber speziesarmen Fauna auf. Es sind dünn-schichtige, ebenplattige Kalkschiefer, meist etwas mergelig, in denen *Inoceramus labiatus* und einige andere Arten dieses Genus sehr häufig sind.

Die Labiatusschichten sind, soweit wir heute wissen, die jüngste derjenigen Schichtstufen, von denen wir sicher eine gleichmäßige Ausbildung ihrer Facies kennen, d. h. sowohl westlich der Sierra Madre Oriental, im Gebiet der Mesa Central, als auch in ihrem östlichen Vorlande, also in Gebieten mit heute recht verschiedenen Höhenlagen.

Eine interessante Turon-Fauna fand sich beim Macho in der Hacienda Móvano¹⁾, deren Bearbeitung Herr E. BOESE freundlichst übernommen hat. Es findet sich unter den Fossilien auch *Inoceramus labiatus*, und wie mir Herr BOESE mitteilt, handelt es sich hier um die Basis der Labiatus-Schichten.

Emscher fand ich an den Cabeceras del Río Escondido, nicht weit von Allende, Coahuila, östlich der Sierra Madre Oriental. Er besteht aus dickbankiger heller Kalkkreide mit einer dem *Inoceramus digitatus* ähnlichen Form. Herr BOESE hält sie für eine neue Art und wird auch hierüber gelegentlich eine Notiz geben. Der Emscher ist hier also ähnlich ausgebildet wie in Texas und verschieden von dem Vorkommen in Guerrero, dem ersten und bisher einzigen in der Literatur bekannten Fundpunkt von Emscher in Mexiko. Dort tritt nämlich nach BURCKHARDT diese Stufe als „schwärzliche Schiefer und Mergelschiefer, grauliche oft sandige Schiefer und Mergelkalk“ auf.

¹⁾ Bei meinen Untersuchungen im Gebiete dieser Hacienda sowie bei denen des Cerro de Santiago, die wegen der großen Wasserarmut und der weiten Entfernungen nur mit mancherlei Schwierigkeiten auszuführen waren, fand ich stets gern gewährte tatkräftige Hilfe des Hauses FEDERICO RITTER, wofür ich diesem auch hier verbindlichsten Dank sage.

Untersenen beschrieb BOESE von Cárdenas, das er wegen der so verschiedenen Facies von anderen amerikanischen Vorkommen mit dem Lokalnamen „División Cárdenas“ belegte.

Auch Obersenen gibt BOESE an, jedoch ist wenigstens oberstes Obersenen bisher nicht nachgewiesen worden.

Endlich Danien. Dieses und vielleicht ein Teil des Senons wird in Nordamerika durch Laramie vertreten, eine höchst interessante Formation, da sie nach den weit verbreiteten, gleichmäßigen Meeresbildungen des Jura und der älteren Kreide eine durchaus andere Facies zeigt. Laramie ist in nächster Nähe des Festlandes oder auf ihm, in Binnenseen gebildet worden. In Coahuila sind Laramieschichten bisher aus den Kohlengebieten bekannt geworden¹⁾. Sie enthalten Sandsteine und Konglomerate und in ihrem unteren Teile Kohlen, gerade wie jenseits des Rio Grande. Auf die Folge der jüngsten Kreideschichten im Kohlenbezirk von Esperanzas müssen wir unten noch eingehen.

Für im wesentlichen gleichaltrig mit Laramie glaube ich Schichten halten zu sollen, die ich im Gebiet der Hacienda Móvano, besonders in der Nähe des Ranchos Soledad fand, und die ich bis zur endgültigen Festlegung ihres Alters „Soledad-Schichten“ nenne. Zuunterst treten graue, grüne und rote Mergel auf, die häufig steinmergelartig zerbröckeln. Ich habe diese bunten Mergel auch an vielen Stellen an der Bahn zwischen Escalón und Sierra Mojada beobachtet. Darüber liegt eine Folge von Sandsteinen, Konglomeraten und Ton-schiefern, bzw. Sandschiefern. Die Sandsteine zeigen vielfach diskordante Parallelstruktur und sind häufig zu Quarziten verkieselt. Die Gerölle bestehen hauptsächlich aus Kreidekalk und vulkanischen, vor allem Andesit- und Rhyolith-ähnlichen Gesteinen, wie sie auch in den vulkanischen Hügeln jener Gegend auftreten. Fig. 2 gibt ein Bild der Soledad-Schichten beim Rancho Soledad.

Offenbar sind diese Schichten in Becken und zwar in Süßwasserbecken gebildet worden, denn nichts deutet auf Ablagerung im Meere oder in seiner Nähe, wie dies beim Laramie in den Kohlengebieten der Fall ist. Glaukonit wurde im Gegensatz zu jenen Gebieten in den Soledad-Schichten nirgends gefunden.

Fossilien sind selten; nur an einer Stelle fanden sich in den Konglomeraten verkieselte Hölzer und riesige verkieselte Wirbeltierreste. Meine Zeit erlaubte es nicht, an jener Stelle

¹⁾ J. G. AGUILERA: Les gisements carbonifères de Coahuila. Guide géologique au Mexique 1906, XXVII.

Aufschlüsse zu machen, und so mußte ich mich mit der Aufsammlung der herausgewitterten Stücke begnügen, die meist nicht recht gut erhalten waren. Leider fanden sich keine Zähne, die eine Bestimmung erleichtert hätten. Immerhin sandte ich die Wirbeltierknochen Herrn HENRY SCHROEDER, der sich freundlichst ihrer Untersuchung annahm und zu der Ansicht kam, es sei das wahrscheinlichste, daß es sich um Saurier handele. Zu genauen Bestimmungen ist aber natürlich weit mehr und besseres Material notwendig, dessen Beschaffung der Wassermangel jener Gegend schwierig und die

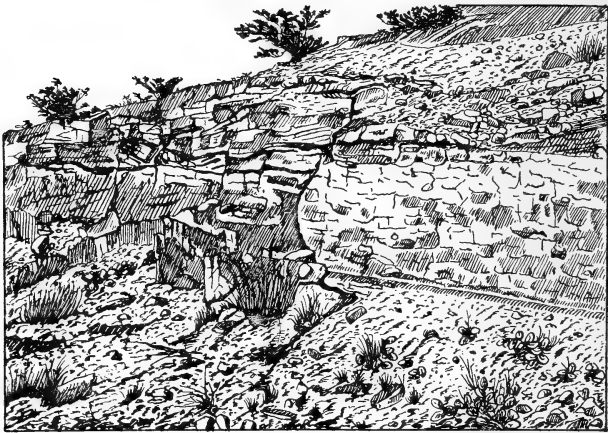


Fig. 2.
„Soledad-Schichten“ beim Rancho Soledad.

Revolution augenblicklich unmöglich macht. Trotzdem hoffe ich eines Tages, wenn möglich im größeren Maßstabe, mehr Material ausgraben zu können.

Diese wahrscheinlich als Saurierreste zu deutenden Wirbeltierknochen legen die Gleichaltrigkeit der Soledad-Schichten mit Laramie nahe.

Tertiär wurde nirgends gefunden, es mag jedoch bemerkt werden, daß die Laramiestufe von einigen Autoren als ältestes Tertiär aufgefaßt wurde¹⁾.

¹⁾ Zur Stratigraphie der obersten Kreideschichten vergleiche auch T. W. STANTON und J. B. HATCHER: Geology and Palaeontology of the Judith River beds. Bulletin 257, U. S. G. S. 1905.

Tektonische und vulkanische Vorgänge und ihre Zeitlichkeit. Der Ablagerung der präpermischen Delicias-Schichten muß die Bildung eines Festlandes vorangegangen sein, von welchem das diese zusammensetzende Gesteinsmaterial abgetragen werden konnte. Besonders im unteren Teile bestehen die Delicias-Schichten vorwiegend aus Geröllen und Sanden vulkanischen Gesteins und mit oder nach jener ältesten nachweisbaren Schichtenbewegung muß daher auch vulkanisches Magma emporgestiegen sein.

Die Delicias-Schichten wurden vor Ablagerung des Perm sehr stark gefaltet, und zwar streichen die Schichten nordöstlich und fallen steil nach Norden ein. Vielfach ist das Ein-

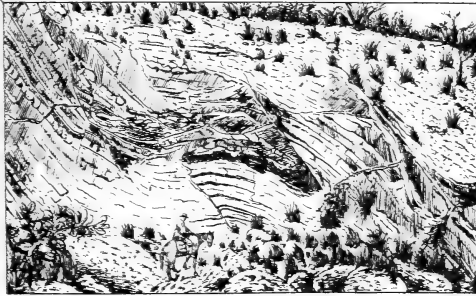


Fig. 3.
„Delicias-Schichten“ im Arroyo de Wenceslao.

fallen senkrecht, fast nirgends weniger als 45° . Zahlreiche meist unbedeutende Querverwerfungen durchsetzen die Schichten, von denen Fig. 3 ein Bild gibt.

In den stark nach Norden gefalteten Delicias-Schichten glaube ich den Typus der Appalachen wiederzuerkennen, und es ist möglich, daß wir es hier mit den Resten eines südlichen Zweiges dieses außerordentlich ausgedehnten Gebirges zu tun haben, dessen Auffaltung im Obercarbon stattfand.

Der auf den gefalteten Delicias-Schichten stellenweise noch erhaltene permische Korallenkalk, der in Figur 4 abgebildet wurde, hat soweit sich bisher feststellen ließ, keine Dislokationen in bezug auf seine Unterlage erfahren. Der massige Kalk zeigt keine Schichtung, sondern ist von verschiedenen gerichteten Klüften durchsetzt, die den Kalk in einzelne Blöcke auflösen.

Bei den jüngeren Dislokationsperioden, denen die heutigen Oberflächenformen im wesentlichen ihre Entstehung verdanken, lassen sich im Gebiet unserer Kartenskizze wie auch in anderen Teilen Mexikos zwei Faltungsrichtungen unterscheiden: eine generell nordwestlich gerichtete, die häufig stark nach Ost-West, weniger nach Nord-Süd abweicht und eine nordöstlich streichende, die Abweichungen nach Nord-Süd zeigt. Man ersieht hieraus, daß beide Faltungen ineinander übergehen können, jedoch sind sie meistens auseinander zu halten.

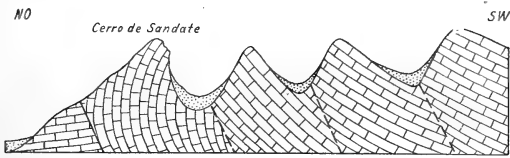


Fig. 4.

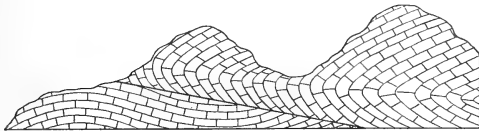
Der „Pichagua“, bestehend aus permischem Korallenkalk, darunter „Delicias-Schichten“.

Die nordwestliche Faltung ist die weitaus bedeutendere, denn sie beherrscht die höchsten Gebirge: die Sierra Madre Occidental und die Sierra Madre Oriental, sowie die zahlreichen Sierren im dazwischenliegenden Bolsón de Mapimí¹⁾; sie hat das ganze Gebiet meist außerordentlich stark zusammengeschoben. Häufig findet man nach Norden überfaltete Antiklinalen, oft scheinbar monoklinalen Bau und stellenweise Schuppenstruktur, bei welcher an streichenden, parallelen Überschiebungen sich dieselben Schichten öfters wiederholen.

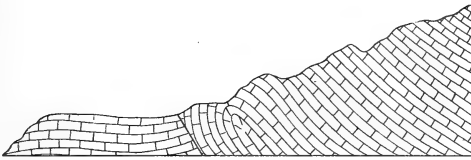
¹⁾ Allgemein wird wohl nunmehr die Tatsache anerkannt sein, daß die Mesa Central kein Horst und topographisch keine große Ebene, sondern im wesentlichen ein Faltenland ist. Vgl. hierzu E. BÖSE: Zur Frage der Entstehung des sogenannten mexikanischen Zentralplateaus. N. Jahrb. Min. 1908, Bd. II. Die Ansichten BÖSES über diesen Gegenstand sind auch nach meinen Beobachtungen durchaus zutreffend.



I. Profil durch den Cerro de Sandate.



II. Profil südöstlich von Sta. Eulalia.



III. Profil an der Westseite des Puerto de Sta. Eulalia.

Fig. 5.

Schematische Profile durch den Nordrand der Sierra de San Lorenzo.



Fig. 6.

Berge an der Ostseite des Puerto de Sandate.
Links der Cerro de Sandate.

Fig. 5 zeigt diese Verhältnisse vom Nordrande der Sierra de San Lorenzo, südlich von San Pedro de las Colonias. Fig. 6 gibt die natürliche Ansicht des ersten Profils in Fig. 5. Die Überschiebung ist in der Figur nicht zu sehen, sie geht dort zutage, wo im Nordabfall des Cerro de Sandate eine leichte Delle erscheint. Aus dem Einfallen der Überschiebungen und der Richtung der Überfaltung, wie sie aus Fig. 7 ersichtlich ist, die ich der Liebenswürdigkeit des Herrn ARTUR FREY verdanke, geht hervor, daß der Druck, welcher die nordwestliche Faltung verursacht hat, von Süden bzw. von Südwesten kam.

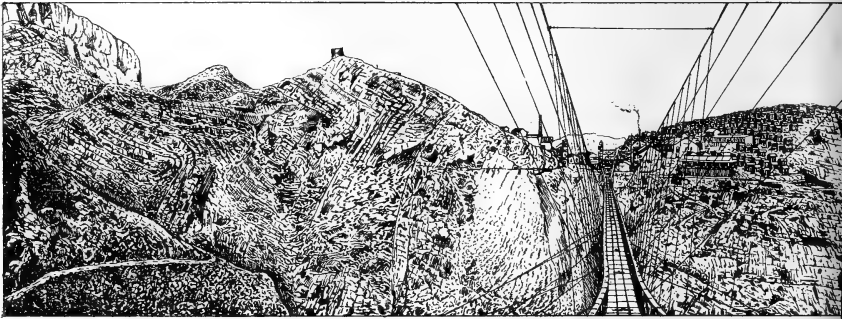


Fig. 7.

Nach Nordwesten überfaltete Kreidekalkschichten bei der Ojuela-Grube (Mapimí), gesehen von Campo Sur.

Die Sierren ziehen sich meist nicht sehr weit hin, um dann von anderen parallel verlaufenden, wechselnd ansetzenden Ketten abgelöst zu werden. Dabei ist auffällig, daß das Streichen der Schichten oft gegen das Generalstreichen der Sierren gerichtet ist, und zwar verlaufen die Gebirge mehr in der Nord-Süd-Linie angenäherten Richtungen gegenüber den mehr nordwestlich streichenden Schichten. Es entstehen dadurch eigenartige Abzweigungen von den Hauptgebirgszügen, die durch mehr oder weniger tiefe Einbuchtungen von diesen getrennt sind. SÜSS nennt diese Erscheinung treffend „schräge Kulissenfaltung“, die sich sonst besonders im Great Basin, Arizona, Neu-Mexiko, aber auch in Nieder-Californien findet. Auf die Ähnlichkeit des Baus der Sierren im Bolsón de Mapimí mit dem der Basin Ranges, wies auch E. SÜSS nach Berichten von EDMUND NAUMANN und anderen schon hin, und

er betrachtet diese Ketten als die südliche Fortsetzung seines „Zwischengebirges“. SÜSS meint, die Mesa Central sei ein „eingebrochenes Faltenland“: „streichende Brüche durchschneiden den Bau, der an ihnen oft in lange Streifen zerlegt ist, oft auch zu tiefen Gräben absinken mag“. Solche streichenden Brüche, an denen Absenkungen stattgefunden haben, mögen existieren, sie sind mir jedoch nicht bekannt geworden, und ich bin der Ansicht, daß der ganze Bau sehr wohl lediglich durch tangentialen Zusammenschub, der in der Hauptsache Faltung und Überschiebung, gelegentlich auch Aufpressung an steilen Brüchen zur Folge hatte, gebildet werden konnte.

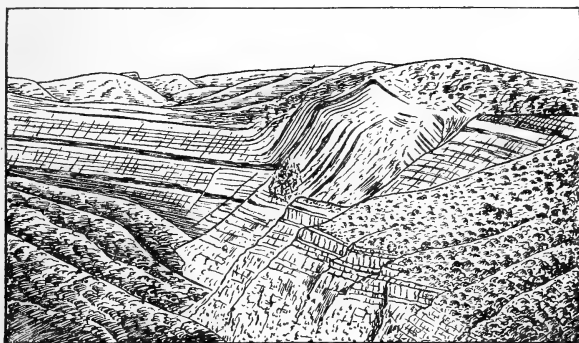


Fig. 8.
„Polygon-Falte“ bei Minas Viejas (Nuevo León).

Im östlichen Vorlande der Sierra Madre Oriental, wo die nordwestliche Faltung schon sehr an Intensität abgenommen hat und ganz aufhört, findet man weithin die Schichten nur schwach geneigt, bis sie dann oft unvermittelt scharf gefaltet sind. Solche Verhältnisse sah ich bei Peyotes und in anderen Gegenden. Eine ausgezeichnete Vorstellung hiervon gibt Fig. 8, die ich der Freundlichkeit des Herrn C. Q. SCHLERETH verdanke. Man sieht auf ihr nach Norden gegen ein durch eine Querverschiebung freigelegtes Profil. Links auf dem Bilde liegen die Schichten flach; ohne Bruch gehen sie dann plötzlich in eine Falte über, die sich aus einzelnen nach unten durchgebogenen, winklig aneinander stoßenden Stücken zusammensetzt. Solche Falten nenne ich „Polygon-Falten“. Im Hintergrunde links setzen schwach nach Südwesten geneigte Kreideschichten die Berge zusammen. Diesseits, also südlich der Querverschiebung, längs welcher jetzt ein Tal erodiert

worden ist, setzt die Sattelachse fort, jedoch hier auf dem Südflügel von einer Überschiebung begleitet. In dem Schema



Fig. 9.
Schema des Baus
bei Minas Viejas.

Fig. 9 sind diese Verhältnisse dargestellt. Tangentialer Gebirgsdruck kam, wie überall bei der nordwestlichen Faltung aus Südwesten und schob die Schichten zusammen. Der südliche Gebirgstheil ließ sich wohl wegen eines vorlagernden Hindernisses nicht weiter schieben, so daß die nach der Faltung weiter wirkenden Kräfte sich in einer Überschiebung am Südflügel auslösten, während sie beim nördlichen Teil entlang der Verschiebung dessen Vorschub nach Nordosten bewirkten, so daß hier kein Bruch der Schichten eintrat.

Verwerfungen im engeren Sinne, an denen im wesentlichen vertikale Schichtenverschiebungen stattgefunden haben, konnten bisher erst an einer Stelle beobachtet werden, und zwar dort, wo der Horst der paläozoischen Delicias-Schichten

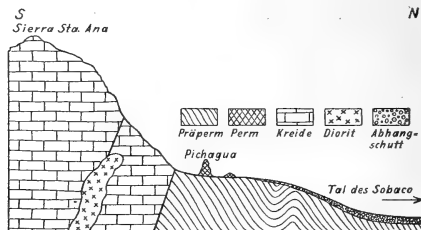


Fig. 10.
Schematisches Profil durch den Nordrand der Sierra Sta. Ana,
Hacienda „Las Delicias“.

erscheint, an der Südwestecke jenes oben erwähnten Massivs, das ich im Winkel zwischen den sich teilenden Sierren vermute.

Während die Kreideschichten auf der Südseite der Sierra Santa Ana noch gefaltet sind, liegen sie auf deren Nordseite sählig oder kaum merklich geneigt. Hier finden sich steile Brüche, die nach der Sierra, also nach Süden zu einfallen. Die nördlicheren Schollen sind in Staffeln relativ und auch wohl tatsächlich die gehobenen, und an dieser Störungszone kommt dann Paläozoicum (Delicias-Schichten und Perm) zutage: geologisch ein Horst, topographisch ein Graben. Meine Auffassung der Verhältnisse kommt in dem schematischen Profil Fig. 10 zum Ausdruck.

Fig. 11 zeigt die beiden sich kreuzenden Spalten am Agua Grande, oberhalb der Häuser der Hacienda Las Delicias. Fig. 12 gibt die N 15° O streichende Spalte, an der keine



Fig. 11.

Die beiden sich kreuzenden Spalten am Agua Grande (Hacienda „Las Delicias“).

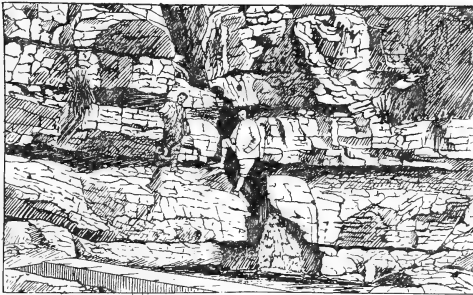


Fig. 12.

Nordöstlich streichende Kluft am Agua Grande.

Verwerfung der Schichten stattgefunden hat, während an dem in Fig. 13 dargestellten Bruche, der in N 70° W streicht und mit 70° nach Süden fällt, eine Schichtenverschiebung vor sich ging, und zwar, wie die mit dem Einfallen gerichteten

Harnischstreifen zeigen, wesentlich im senkrechtem Sinne. Der Teil rechts der Verwerfung ist der gehobene.

Es liegt kein Grund vor, anzunehmen, daß die hier nachzuweisenden wesentlich vertikalen Bewegungen auf senkrecht gerichtete Kräfte zurückzuführen sind, es ist vielmehr naheliegend auch diese Brüche als Folge horizontalen Schubs aufzufassen, wie dessen Wirkungen südlich und weiter nördlich dieses Gebiets zu beobachten sind. Daß er hier nicht die „Great Basin structure“ hervorrief, sondern sich in der



Fig. 13.

Verwerfung am Agua Grande.

Aufpressung des paläozoischen Horstes an Staffelbrüchen auslöste, liegt lediglich daran, daß die mesozoischen Schichten hier auf der scharf gefalteten alten Unterlage ruhen, die eine weitere Faltung nicht zuließ.

Außerhalb des Gebiets fand ich ähnlich aufgepreßte Schichten beim Salto Grande, in der Nähe von Necaxa, etwas nördlich von 20° nördl. Br. in der Sierra Madre Oriental. Hier sieht man in einer Basaltdecke einen Horst von Kreidekalk, der gegen das vulkanische Gestein mit steil von ihm abfallenden Verwerfungen abschneidet, von denen wenigstens eine gut aufgeschlossen ist. Ich halte die Kreideschichten für aufgepreßt und dabei zusammengestaucht. In der Nähe der Verwerfung biegen sich die Kalke nach unten und legen sich der

Verwerfung selbst parallel, so daß dadurch der Eindruck eines aufgepreßten Pfropfens entsteht. Damit stimmt auch überein, daß die in beiden Gebieten weitverbreiteten jüngeren Schichten — also bei Las Delicias: Kreide, bei Necaxa: Basalt — durchaus ungestört und praktisch horizontal liegen. Dies ist jedenfalls leichter dadurch zu erklären, daß die älteren Gesteine gehoben wurden, als dadurch, daß die jüngeren weithin gleichmäßig gegenüber den verhältnismäßig viel weniger ausgedehnten Kernen alter Schichten abgesunken sind.



Fig. 14.

Intrusion von Diorit in Kreideschichten beim Agua Grande.

Während und nach der nordwestlichen Faltung fand unterirdisches Magma Wege emporzusteigen: es bildete Intrusionen und drang bis an die Oberfläche, wo es Ergüsse und Krater bildete.

Eine Intrusion von Diorit wurde in dem schematischen Profil Fig. 10 angedeutet. Sie steht in Verbindung mit der Verwerfung am Agua Grande. Auffallend ist, daß der Diorit die Kreideschichten in keiner Weise aufbiegt oder stört. Aus Profil Fig. 10 ist dies schon ersichtlich, und Fig. 14 bringt es nochmals im einzelnen zur Darstellung. Man muß zu der Auffassung kommen, daß das Magma schon bestehende Hohlräume ausgefüllt hat, die sich in dem kalkigen Gestein besonders entlang Verwerfungen durch erhöhte Wasserzirkulation

bildeten. In denselben Kreideschichten findet man auch sonst zahlreiche Höhlen und in der Ebene bedeutende Erdfälle.

Außer Intrusionen kommen auch vielfach Vulkane vor. Typisch ist der „Vulkan von MÓvano“ beim Rancho MÓvano. Sein Hauptteil ist der Cerro de MÓvano (64 m über dem Rancho MÓvano). Er bildet mit den Hügeln beim Rancho Santa Maria den Vulkan, der heute durch Erosion stark zerstört ist; alle seine Reste beweisen durch ihren gleichmäßigen periklinalen Bau, daß sie zusammengehören. Ihr Material besteht aus Basalten, die oft sehr porös sind. Außer Basalten finden sich Tuffe, besonders bei Alt-MÓvano. Der Vulkan von MÓvano hat in Höhe der heutigen umgebenden Ebene einen Durchmesser von ungefähr 5 km.

Einen anderen Typ von Vulkanen vertritt der Cerro de Santiago, etwa 20 km nördlich von San Pedro de las Colonias.

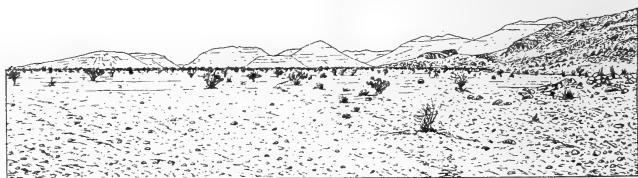


Fig. 15.

Partie von der Westseite des Cerro de Santiago.

Er ist ein stark zerrissenes, aus vielen Gipfeln bestehendes kleines Gebirge, das Bogenform hat: im Süden ist der Bergzug westlich gerichtet, er biegt dann allmählig nach Norden um, und geht in rein nördliche Richtung über. Die Hauptmasse des Gebirges liegt im südlichen Teil, wo es sich auch am höchsten über die benachbarte Ebene erhebt. Fast alle Erhebungen des Gebirges, sowie die zahlreichen Berge und Hügel in seiner Nähe, fallen nach der Innenseite des Bogens schroff, nach außen sehr sanft ab. Ein charakteristisches Bild von der Westseite des Cerro de Santiago gibt Fig. 15, die auch einen gleichmäßig abfallenden Kegel zeigt; solche sind jedoch nicht die Regel. Im Nordosten, der offenen Seite des vom Cerro de Santiago gebildeten Bogens vorgelagert, etwa 6 km von ihm entfernt, liegen die Gachupines, die ihren Steilabfall nach dem Cerro de Santiago zu, also nach Süden bzw. Südwesten haben, während sie sich nach Norden langsam abdachen. Der Cerro de Santiago und die Gachupines bilden

daher Teile eines kreisförmigen Bergzuges, der im allgemeinen nach innen steil, nach außen flach abfällt. Die Oberflächenformen werden durch den geologischen Bau bedingt, denn die vulkanischen Gesteine (vorwiegend Andesite und Basalte), aus denen alle jene Berge und Hügel bestehen, zeigen ein Einfallen, das ihrem flachen Abfall entspricht, d. h. im Cerro de Santiago nach Süden bis Westen, in den Gachupines nach Nordosten. Dabei wird generell das Fallen nach dem Außenrande des Santiago-Bogens flacher. Alle diese Erhebungen bilden danach die verhältnismäßig geringen Reste eines Ringvulkans. Zum großen Teil sind sie durch die Seeablagerungen der Laguna begraben, in die sie sich unter der heutigen Oberfläche noch fortsetzen, so daß der Vulkan an der Basis einen Durchmesser von wenigstens 25 km gehabt haben muß. Aus der Form der Erosionsreste zu schließen, war er wohl nicht sehr hoch und hatte einen weiten Krater.

Die nordöstliche Faltung ist die nächst jüngere der bis heute sicher nachweisbaren tektonischen Erscheinungen, denn die jüngeren Schichten sind, soweit sie überhaupt gefaltet wurden, von ihr betroffen worden. So vor allem die oben erwähnten Soledad-Schichten, jene Beckenbildungen, in denen Gerölle vulkanischer Gesteine vorkommen.

Sonst macht sich die nordöstliche Faltung noch dadurch bemerkbar, daß sie die schon nordwestlich zusammengeschobenen Schichten nochmals in nordöstlicher Richtung faltete. In nordwestlich scharf zusammengestauchten Gebieten, wie in den großen Sierras, ist die nordöstliche Faltung oft nicht leicht nachzuweisen. Und doch glaube ich die oben geschilderte eigenartige „schräge Kulissenfaltung“ durch doppelte Faltung, d. h. durch eine stärkere ältere und eine weitaus schwächere jüngere erklären zu sollen. Sicherer hierüber müssen weitere Untersuchungen ergeben.

Dort, wo während der älteren Dislokationsperiode die Schichten nur schwach gefaltet wurden, ist die nordöstliche Faltung meist gut zu beobachten, wie beispielsweise im östlichen Vorlande der Sierra Madre Oriental, wo die nordwestlichen Falten allmählig ausklingen. Wo ich beide Richtungen zusammen beobachtete, war regelmäßig die nordwestliche die bedeutendere; beide sind oft an einer Schicht auf einem Quadratmeter Fläche zu sehen. Nirgends jedoch konnte ich dort einen Bruch nachweisen, vielmehr geht die eine Streichrichtung immer mehr oder weniger sanft in die andere über. Häufig findet man in kleineren und größeren Hügeln periklinales Streichen. Besonders kenne ich diese Verhältnisse in

der Gegend von Peyotes und Allende (Coahuila), südlich Ciudad Porfirio Diaz. Neben großen Flächen, wo die Schichten nur sehr wenig und gleichmäßig geneigt liegen, findet man Gebiete, die durch Periklinalen in ihrer Topographie schachbrettartiges Aussehen haben. Zwischen nordwestlich und nordöstlich gerichteten Hügeln liegen kesselförmige Täler. Die Hügel zeigen fast immer perisynklinalen Bau, während die Antiklinalen in den Tälern liegen. Wie es scheint, hängt dies von der Gesteinsbeschaffenheit ab: spröde Kalke werden besonders bei doppelter Faltung sehr zerbrechen, und zwar hauptsächlich in den Periantiklinalen, so daß die Erosion dort doppelt rasch einwirken kann.

Der periklinale Schichtenbau ist aus vielen Gebieten Nordmexikos bekannt, so besonders aus der Gegend zwischen Monterrey und Torreón. SCALIA¹⁾ meinte, die Ursache seien Lakkolithen (von denen freilich nie etwas zu sehen war), aber schon BOESE²⁾ sprach die Vermutung aus, daß doppelte Faltung der Grund sei.

In einiger Entfernung östlich von der Sierra Madre ist in unserem Gebiete die nordwestliche Faltung nicht mehr nachzuweisen, vielmehr beobachtete ich dort rein nordöstliches Streichen der Schichten. So ist z. B. bei den Cabeceras del Rio Escondido Emscher in N 50° O zu einem Sattel gefaltet, der nach Südosten mit 16°, nach Nordwesten mit 40° abfällt. Dies sowie Beobachtungen an anderen Stellen deuten darauf hin, daß auch bei der nordöstlichen Faltung der Druck von Süden bzw. Südosten kam. In der Kohlengrube „El Fénix“ sah ich ein Streichen des Flözes in N 45° O mit 5° Fallen nach Süden. Nach dem Grubenbilde ist das Generalstreichen das gleiche.

Infolge der nordöstlichen Faltung wurden, wie man nach unseren heutigen Kenntnissen annehmen muß, Lakkolithen gebildet. Von den mir im Gebiet bekannten ist der bedeutendste der Cerro Blanco, unmittelbar bei dem als „Blanco“ bezeichneten Punkt der Kartenskizze, im Gebiete der Ranchos de Armendaiz, etwa 175 km nördlich vom Cerro de Móvano. Er bildet 2 Spitzen: Cerro Blanco Grande und Cerro Blanco Chico. Zum größten Teil wird er aus rostbraun verwitterndem, hellem

¹⁾ S. SCALIA: Sopra alcune singolari formazioni montuose del Messico. Atti dell' Accademia Gioenia di scienze naturali in Catania. Ser. 4a, Bd. XIX, 1906.

²⁾ E. BÖSE: Excursion dans les environs de Monterrey et Saltillo. Guide géologique au Mexique, XXIX. Vgl. auch Denselben: Excursion dans les environs de Parras. Ebenda, XXIII.

Rhyolith (?)¹⁾ gebildet, von dem der Berg seinen Namen hat. Fig. 16 gibt einen Blick auf den Cerro Blanco von Süden; der Cerro Blanco Chico liegt vor der höchsten Spitze und erscheint im Bilde als ein Grat. Am Fuße des Cerro Blanco legen sich Labiatusschichten mantelförmig um ihn herum; es sind hier, wie auch sonst, mergelige Kalkschiefer, die zahlreiche Fossilien, und zwar besonders Inoceramen führen. Es kann kein Zweifel sein, daß hier eine Aufpressung der Schichten durch das Magma stattgefunden hat; wie sollte sonst wohl eine sich dem Lakkolithen so anschmiegende Lagerung der Schichten zustande kommen! In den Schiefeln treten, ihrem Streichen folgend, Gänge von Camptonit (nach WAITZ) auf. Solche finden sich auch weiter



Fig. 16.
Der Cerro Blanco von Süden.

westlich, und zwar immer im Streichen der Turonschiefer, so daß man annehmen muß, daß das Magma infolge der Faltung in den durch diese hervorgerufenen Schwächelinien aufgestiegen ist. Man beobachtet dies z. B. westlich am Wege vom Rancho Blanco nach Paquita, wo die Schichten und der Eruptivgang in N 27° O streichen. Noch weiter westlich im Tale von Temporal, am Wege vom Rancho Blanco zur Noria del Temporal streichen die Schichten in N 70° O. In ihnen

¹⁾ Herr P. WAITZ war so freundlich, einen Teil der von mir in Coahuila gesammelten Gesteine zu untersuchen. Ein Stück von dem Material des Cerro Blanco bestimmte er als „Granitisch-porphyrisches Gestein mit Topas, Turmalin und Muscovit aus der pneumatolytischen Kontaktzone“. Herr WAITZ fügt hinzu, daß das Gestein dem Quarzporphyr mit Topas aus der Kontaktzone des Granits der Saubachschlucht in Sachsen ähnelt, und verweist dabei auf ROSENBUSCH.

tritt hier mit gleicher Richtung ein bis 14 m mächtiger Gang von Camptonit auf, in dessen Nähe die Schichten kontaktverändert sind: die hellgelben, mergeligen Kalkschiefer sind verkieselt und sehen dunkel, fast schwarz aus. Zudem sind sie hier stark gestaucht, während sie sonst verhältnismäßig sanft und gleichmäßig gefaltet sind, woraus sich ergibt, daß das Magma, wiewohl es den durch die Faltung vorgezeichneten Schwächelinien folgte, doch beim Aufsteigen die Schichten noch selbst erheblich zusammendrückte.

Zur Bloßlegung dieses Lakkolithen, der heute als hohe Spitze weithin sichtbar ist, mußte langwährende Erosion einwirken.

Ganz ähnliche Lakkolithen sind in den Vereinigten Staaten bekannt, und auch von der Grenze dieser gegen Mexiko hat BOESE¹⁾ einen solchen beschrieben. Es ist dies der Cerro de Muleros, etwa 460 km nordwestlich vom Cerro Blanco. Auch dort, wo Syenitporphyr das Material des Lakkolithen bildet, ist das jüngste Glied, mit dem er in Kontakt steht, Turon, während sich in den Vereinigten Staaten auch noch in allerjüngsten Kreideschichten lakkolithische Intrusionen finden.

Über die relativen Altersverhältnisse der jüngeren Faltungen und vulkanischen Erscheinungen wiederhole ich zusammenfassend: die älteste und in ihrem Effekte bedeutendste Faltung ist die nordwestliche. In den von ihr hauptsächlich betroffenen Schichten finden sich keine Gerölle vulkanischen Gesteins, vielmehr drang vulkanisches Magma in oder durch diese Schichten, oft auf Spalten oder an den durch die Faltung geschwächten Stellen oder Linien der Erdkruste, so daß wir das Emporsteigen des Magmas als eine Folge jener ältesten Dislokationsperiode, jedenfalls aber als eine jüngere Erscheinung wie diese ansehen müssen. Die nordöstliche Faltung betraf auch jüngere, nicht nordwestlich gefaltete Schichten — sie ist daher eine jüngere tektonische Erscheinung, in deren Gefolge Lakkolithen entstanden.

Die Zeitlichkeit des Beginns der ersten dieser Krustenbewegungen läßt sich gut bestimmen. Wir haben gesehen, daß das jüngste Glied der Kreide, von dem wir eine durchgehende Verbreitung in gleicher Facies kennen, Turon (Unter-

¹⁾ E. Böse: Excursion au Cerro de Muleros. Guide géologique au Mexique 1906, XX, und Derselbe: Monografía geológica y paleontológica del Cerro de Muleros. Boletín del Instituto Geológico de Mexico, Nr. 25.

turon) ist. In den nachturonen Schichten finden wir nun, je weiter nach oben, desto ungleichmäßigere Verteilung und desto stärkere Wechsel in den Facien, so daß wir annehmen müssen, daß nach Abschluß des Unterturons zeitweise Bewegungen der Erdkruste eingesetzt haben, die zu Ausgang der Kreidezeit, vor Ablagerung des Laramie, d. h. zur Zeit des Emschers und besonders des Senons außerordentlichen Umfang annahmen. Denn nur so erklärt sich uns der scharfe Facieswechsel: statt mehr oder weniger gleichmäßiger Meeresbedeckung der tieferen Kreideschichten sehen wir im Laramie Ablagerungen, die in der Nähe vom Festland oder auf diesem gebildet wurden, und denen ein solches das Geröll- und Sandmaterial zur Bildung seiner Schichten geliefert haben muß.

Auch die an der Basis des Laramie auftretenden Kohlen, deren Bildung einen festen Sockel zur Voraussetzung hat, deuten auf vorhergehende Krustenbewegungen: ist doch der Zusammenhang zwischen solchen und der Ablagerung größerer Kohlenmengen schon oft genug nachgewiesen worden, so in Deutschland bei den Kohlenlagern des Carbons, des Wealdens und des Tertiärs. Die Coahuila-Kohlen wurden am Fuße der schon zum größten Teil vorhandenen Sierra Madre Oriental abgelagert, welche weithin einen Uferrand bildete. Dieselben Verhältnisse sehen wir sich jenseits des Rio Grande in den Vereinigten Staaten fortsetzen, und wir betrachten daher jene Fortsetzungen als eine geologische Einheit mit den Erscheinungen in Mexiko.

Während und nach Ablagerung der Kohlen und des Laramies wanderte die nordwestliche Faltung noch etwas über ihren früheren Bereich hinaus, denn die obersten Kreideschichten sind noch in der Nähe der Sierra zum Teil nordwestlich gefaltet, wie z. B. bei Esperanzas.

Im allgemeinen gelten in Mexiko alle Dislokationen, welche für die heutigen Oberflächenformen bestimmend waren — soweit ich aus der Literatur und mündlichen Mitteilungen entnehmen kann — für tertiär, obwohl AGUILERA schon längst von Schichtenbewegungen zur Kreidezeit gesprochen hat. Er begründet dies jedoch nicht näher und widerspricht sich auch öfters, so daß sich seine Meinung keine allgemeine Geltung verschaffen konnte. AGUILERAS Zusammenstellung¹⁾ der jüngsten Kreideschichten bei Esperanzas gebe ich nachstehend wieder. Sie läßt erkennen, daß in der Ebene und im Gebiet der Sierra verschiedene Ablagerungsbedingungen geherrscht haben.

¹⁾ J. G. AGUILERA: a. a. O.

die nur durch das Aufsteigen des Gebirges erklärt werden können. Im Text spricht sich AGUILERA auch dahin aus, daß die Kohlen am Fusse eines Gebirges abgelagert seien, während er in der stratigraphischen Übersicht die höchsten Schichten in der Sierra als „durch Erosion zerstört“ angibt. Folgerichtig ist jedoch anzunehmen, daß Äquivalente der obersten Schichten (von 4 bzw. 3 aufwärts) in der Sierra überhaupt nicht abgelagert werden konnten, sondern dort damals nur Abtragung stattfand.

	Ebene	Sierra von Santa Rosa
Pliocän	9. Kalkkonglomerat	
	8. Gelblicher Kalk	
Eocän	7. Austerbank in den Schiefen	Durch Erosion zerstört
	6. Bunte Schiefer	- - -
Danien	5. Glaukonitische Sandsteine mit Pflanzenabdrücken und verkieselten Hölzern	- - -
	4. Schiefer mit den in Abbau stehenden Kohlenlagern	Nur in geringer Mächtigkeit an einigen Stellen am Fuße der Sierra sichtbar
Aturien	3. Kalkige, gelbliche, fossilführende Sandsteine mit dünnen Lagen von Schiefer und ebenfalls fossilführendem Kalk	Kohlenschiefer an den Abhängen in geringer Mächtigkeit Kalkschiefer mit <i>Exogyra costata</i> auf der Höhe der Sierra
	Emscher?	Fossilführende Schiefer von Muzquiz (Montana und Colorado)
Unterturon	1. Kalkige Schiefer mit <i>Inoceramus labiatus</i>	

Wir sehen also, daß in Mexiko ebenso wie in den benachbarten Teilen der Vereinigten Staaten und vielen anderen Gegenden der Erde, starke Gebirgsbildungen im Ausgange der Kreidezeit stattfanden. An diesem Ergebnisse würde auch dann nichts Wesentliches geändert werden, wenn sich entgegen der heutigen Auffassung herausstellen sollte, daß Laramie als Alttertiär aufzufassen sei: auch dann würde bestehen bleiben,

daß die Krustenbewegungen während der Wende der Kreidezeit und des Tertiärs in erster Linie für die heutige Oberflächengestaltung maßgebend waren.

Auch für die vulkanischen Bildungen, die im Anschluß an die nordwestliche Faltung entstanden, müssen wir jungcretacisches Alter annehmen, und zwar postturon bis prä-laramie, denn in den Soledad-Schichten finden wir ihre Gesteine als Gerölle.

Nachdem das Gebiet der Mesa Central zusammengeschoben war, und in langen Kulissen die heutigen Sierren vorgebildet waren, begann die Auffüllung der Täler, wodurch die Sierren selbst immer mehr zugeschüttet wurden. Nach Ablagerung der ältesten dieser Beckenbildungen, zu denen wir die Soledad-Schichten rechnen, fand in alttertiärer Zeit die nordöstliche Faltung statt, welche die Bildung von Lakkolithen mit sich brachte.

Mit dieser Auffassung des Alters der Lakkolithen stimmt überein, daß, wie wir oben sahen, Gänge vulkanischen Gesteins, die mit dem Cerro Blanco in Verbindung stehen, in nordöstlich streichenden Falten auftreten. Dies allein würde jedoch für das Alter der Lakkolithen kaum als beweisend gelten können — wichtiger scheint mir zu sein, daß für die durchaus gleichartigen Lakkolithen in den Vereinigten Staaten posteretacisches Alter sichergestellt ist. Herr WHITMAN CROSS war so liebenswürdig, mir die Gründe hierfür kurz mitzuteilen¹⁾, wofür ich ihm verbindlichst danke. Er schließt seinen Brief, indem er sagt: „I can readily believe that the epoch of

¹⁾ Diese sind:

„1st. From personal knowledge of the rocks I am perfectly sure that the laccolith and sheet intrusions of the Henry, Abajo and La Sal Mountains of Utah, The Carrizo Mountains of Arizona, the El Late, La Plata Rico and Elk Mountains of Colorado are of the same epoch of intrusion and are closely related rocks.

2nd. These intrusive bodies occur at many different horizons from the Paleozoic to the post-Laramie Cretaceous. We have, however no evidence of more than one general epoch of intrusion.

3rd. In the West Elk Mountains of Colorado, sheets and dikes of these porphyries intrude pyroclastic sediments above the uppermost coal-bearing beds of the upper cretaceous. The beds intruded are presumably early Eocene in age. (See Anthracite-Crested Butte folio U. S. G. S.)

4th. In the Telluride quadrangle Colorado laccoliths disturb the lower volcanics of the great Tertiary sequence of the San Juan mountains. (See Telluride folio U. S. G. S.)

5th. In the Silverton quadrangle Colorado, sheets and small laccoliths of typical character intrude the Tertiary volcanics, which

such intrusion did begin earlier in adjacent provinces, but should desire to have satisfactory evidence.“ Dem kann ich nur zustimmen, und da nichts gegen das frühtertiäre Alter der Lakkolithen in Mexiko bekannt ist, die wenigen bisherigen Beobachtungen aber dafür sprechen, so müssen wir sie für gleichaltrig mit denselben Bildungen in den Vereinigten Staaten halten.

Jünger als die nordöstliche Faltung und die Lakkolithen ist das Empordringen von Basalten, wozu z. B. der von AGUILERA¹⁾ bei Esperanzas erwähnte Basalt gehört. Alluviale vulkanische Vorgänge gibt es jedoch in Nordmexiko nicht, im Gegensatz zu Südmexiko und Mittelamerika, wo man allermeist gute Erhaltung und zum Teil riesige Höhen der Vulkane beobachtet. Auch die im Süden so häufigen makroseismischen vulkanischen Erdbeben sind im zentralen Norden Mexikos unbekannt oder zum mindesten außerordentlich selten. Verschiedene Gründe scheinen dafür zu sprechen, daß es auch im Süden ältere Vulkane gibt, und daß in beiden Gebieten die vulkanischen Vorgänge mehr oder weniger gleichzeitig eingesetzt, im Süden aber länger ausgehalten haben, während der Norden eher zur Ruhe kam — daß also nicht etwa ein Wandern der vulkanischen Tätigkeit von Norden nach Süden stattgefunden hat.

Unser Gebiet scheint auch noch in ganz junger, sicher noch in posttertiärer Zeit von Schollenbewegungen betroffen worden zu sein. Bekannt sind solche schon aus vielen Teilen Mexikos und der Vereinigten Staaten: so vom Isthmus von Tehuantepec, von der Golfküste, von Niederkalifornien, vom Großen Salzsee, aus Neu-Mexiko²⁾ und von zahlreichen anderen Stellen.

certainly followed great Post-Cretaceous erosion. (See Silverton folio U. S. G. S. and Rico and La Plata folios U. S. G. S. in addition to those named before.)

6th. I would refer to a general discussion of the subject under the title „The laccolithic mountain groups of Colorado, Utah and Arizona“ by myself, published in 1895 . . .

Much further information has been secured since 1895, confirming the conclusions of that date in most respects.

I certainly make no dogmatic generalization as to the date of these intrusions. They may not all be of the same age, even in Colorado and Utah, but no evidence has been found suggesting that in that province these intrusions began before the close of the Cretaceous.“

¹⁾ J. G. AGUILERA: a. a. O.

²⁾ Im Professional Paper 68, U. S. G. S., sagt C. H. GORDON auf S. 220 mit Bezug auf Sierra und Socorro counties in Neu-Mexiko: „Although the chief displacement evidently took place in Tertiary time,

Durch junge Bewegungen ist wohl auch eine Beobachtung zu erklären, die ich am Vulkan von MÓvano machte. Auf den rein aus vulkanischen Gesteinen bestehenden Hügeln, die den Vulkan bilden, beobachtete ich zahlreiche Kreidekalkgerölle und auf dem Cerro de MÓvano, der sich bis 64 m über dem Rancho MÓvano erhebt, fand sich das letzte Kalkgeröll weniger als 2 m unter dem höchsten Punkt. Diese Gerölle sind von Wasser transportiert, und das konnte nur geschehen, als der Talboden eine entsprechende Höhenlage hatte, und zwar wurden sie von den viel höheren Kreidesierren hergetragen, der Sierra de Cipriano oder anderen. Auch P. WARTZ¹⁾ erwähnt von Wasser transportierte Gerölle auf dem Hügel westlich von Parral (Chihuahua).

Die Täler im Bolsón von Mapimí sind also nicht, wie manche anzunehmen scheinen, seit ihrer Entstehung mehr oder weniger gleichmäßig immer weiter aufgefüllt worden, sondern sie waren schon mal höher als heute zugeschüttet. Ich vermute, daß jugendliche Hebungen des ganzen Landes veranlaßt haben, daß das Erosionsniveau tiefer gelegt wurde, und so vielfach eine Abtragung der Talablagerungen stattfinden konnte.

Die früher weit stärkere Einbettung der Berge erklärt vielleicht die teilweise Erhaltung der alten vulkanischen Bildungen aus der Wendezeit von Kreide und Tertiär.

Zusammenfassung.

Zum ersten Male wurden in Coahuila palaeozoische Schichten nachgewiesen, und zwar die präpermischen „Delicias-Schichten“ und Perm in Gebiete der Hacienda Las Delicias.

Die Delicias-Schichten, die aus Konglomeraten, Sanden und Mergeln bestehen, sind in nächster Nähe von Festland

evidences of later movement appear in places in the faulting of the Palomas gravel.“ Die Palomas gravel sind Plistocän.

Was den ersten Teil des zitierten Satzes angeht, daß nämlich die bedeutendsten Schichtenbewegungen im Tertiär stattfanden, so scheint der Autor damit nicht durchaus scharf die Tertiärzeit bezeichnen zu wollen. Sagt er doch selbst auf S. 237 unter „Tertiary system“: „With the close of the Cretaceous period . . . came an uplift . . .“ und in den von den drei Autoren derselben Schrift verfaßten „General features“ heißt es auf S. 32 unter „Tertiary and Quarterny events“: „At the close of Cretaceous time the long-maintained condition of quiescence and scarcely broken periods of deposition ceased.“ Also: im Ausgange der Kreidezeit!

¹⁾ P. WARTZ: Esquisse géologique et pétrographique des environs de Parral. Guide géologique au Mexique, XXI.

abgelagert worden, dessen Bildung dieser Schichtenfolge also vorausgehen mußte. Sie selbst sind scharf nordöstlich gefaltet und fallen steil nach Norden, so daß ihr Bau dem der Appalachen sehr ähnlich ist, die im Obercarbon aufgefaltet wurden.

Nach der Dislokation der Delicias-Schichten bildeten sich auf ihnen bei Las Delicias zur Permzeit Korallenriffe.

In einer Zone im südlichen und südwestlichen Teile des Gebiets finden sich Oberer Jura und Untere Kreide, während im übrigen Cenoman die älteste bisher bekannte mesozoische Schichtstufe ist, so daß hier, wie es scheint, Verhältnisse eintreten, die denen in Texas ähnlich werden.

Wir sahen, daß das jüngste Glied der Kreide, welches in Gebieten mit heute verschiedenen Höhenlagen in gleicher Facies auftritt, Turon (Unterturon) ist, daß jedoch, je weiter nach oben die Kreideschichten um so größere Unterschiede in der Facies und um so ungleichmäßigere räumliche Verteilung zeigen, und zwar mehr nach oben immer mehr litorale Kennzeichen, bis wir rein litorale Facies im Laramie sehen, welches vermutlich dem Danien und einem Teil des Senons entspricht. Zum ersten Male wurden auch im Gebiet des Bolsón von Mapimí Schichten gefunden, die wahrscheinlich dem Laramie gleichartig sind, und die wir vorläufig „Soledad-Schichten“ nannten.

Schon von anderen Autoren wurde im Gegensatz zu früheren Ansichten festgestellt, daß das heutige Mexiko im wesentlichen ein Faltenland sei. Auch für Coahuila ist dies zutreffend, und wir unterscheiden dort in dem Faltenbau: die Mesa Central, hier der Bolsón von Mapimí, und die Sierra Madre Oriental. Geologisch sind diese Gebiete gleichartig, und sie unterscheiden sich nur dadurch, daß im abflußlosen Bolsón von Mapimí die Kulissentäler zum Teil aufgefüllt sind, während sie in der Sierra ausgeräumt und tiefer erodiert werden.

Zwei Faltungen ließen sich unterscheiden: eine generell nordwestlich und eine generell nordöstlich gerichtete. Von diesen war die nordwestliche die ältere und weitaus bedeutendere.

Wir schlossen, daß das teilweise Landfestwerden im Ausgange der Kreidezeit auf vorhergehende, jedoch postturone Gebirgsbildungen zurückzuführen sei und erkannten, daß damals die ältere der für die Gestaltung der heutigen Oberflächenformen maßgebenden Dislokationsperioden, welche die Schichten in nordwestlicher Richtung faltete, einsetzte.

Ein mitten im Bolsón von Mapimí vermutetes Massiv, das topographisch gut zu erkennen, tektonisch jedoch noch nicht festgelegt ist, war möglicherweise die Ursache dazu, daß die von Süden kommenden Ketten der Sierra Madre Oriental sich trennen und im Süden des Massivs sich nach Westen umbiegen, während sie im Osten nach Nordnordwesten weiterstreichen.

Mit der nordwestlichen Faltung fand unterirdisches Magma Wege emporzusteigen und Intrusionen und Vulkane zu bilden, so daß sich deren Gesteine in den wahrscheinlich jungcretacischen Soledad-Schichten schon als Gerölle finden.

Die Soledad-Schichten sind, wie auch andere junge Schichten, im wesentlichen nordöstlich gefaltet, und diese Faltungsperiode ist daher posteretacischen, und zwar höchstwahrscheinlich frühtertiären Alters. In ihrer Folge bildeten sich Lakkolithen.

Jünger ist das Empordringen von Basalten, zu denen der bei Esperanzas bekannt gewordene gehört.

Später, sicher noch in posttertiärer Zeit, fand eine Hebung des Landes im ganzen statt, wodurch das Erosionsniveau tiefer gelegt und im Bolsón von Mapimí die früher schon stärkere Einbettung der Sierren zum Teil wieder abgetragen wurde.

2. Flache Überschiebung oder Absenkung auf der Südflanke der Weißensteinkette bei Günsberg?

Von Herrn H. GERTH.

Buenos Aires, im August 1912.

Infolge einer mehrmonatlichen Reise in der Cordillere ist es mir erst jetzt möglich, zu BUXTORFS „Bemerkungen über den Gebirgsbau des nordschweizerischen Kettenjura, im besondern der Weißensteinkette“¹⁾ Stellung zu nehmen, in denen er den von mir in „Beiträge zur Kenntnis der Tektonik des Ostendes der Weißensteinkette im Schweizer Juragebirge“²⁾

¹⁾ Diese Zeitschr. 1911, H. 3, S. 337 ff. (I).

²⁾ Diese Zeitschr. 1910, H. 4, S. 516 ff. (II).

niedergelegten Erklärungsversuch des Baues dieser Kette angreift. Durch meinen Aufenthalt in Argentinien bin ich nicht in der Lage, alle von Herrn BUXTORF angeführten Punkte jetzt zu beurteilen, und muß ich mich auf die Besprechung einiger allgemeinerer Tatsachen beschränken. Dies glaube ich jedoch nicht unterlassen zu können, da in den Ausführungen BUXTORFS einige für den Kern der Frage ganz nebensächliche Punkte in den Vordergrund gestellt werden, so daß der Fernstehende leicht ein falsches Bild von der wahren Sachlage bekommen kann.

Auf das Klusenproblem, das BUXTORF so schnell im Sinne MÜHLBERGS entscheiden zu können glaubt, will ich jetzt nicht eingehen, zumal mir ja für dieses Gebiet eine Entgegnung durch Herrn MÜHLBERG schon in Aussicht gestellt ist. Wenden wir uns also gleich dem Aufbruch der Weißensteinkette bei Günsberg zu.

Um Mißverständnissen vorzubeugen, will ich die beiden Auffassungen hier noch einmal kurz klarstellen. Ich nehme an, daß bei der Auffaltung der Weißensteinkette das unmittelbar an das Gebirge grenzende Land in der Gegend von Günsberg nicht mitgehoben wurde, sondern etwas einsank. Hierdurch wurde der Südschenkel der Antiklinale steilgestellt, die Kalkhorizonte ausgedünnt und ausgezogen und die dazwischen liegenden mergeligen Schichten ausgequetscht; schließlich kam es wohl auch zur Zerreißung der ausgedünnten Kalke. Dies war der primäre Vorgang, dann drängte allerdings der hochgebliebene Gewölbeteil nach Süden über den abgesunkenen vor und bewirkte so die starke Überkippung der geschleppten Schichten des in die Tiefe gesunkenen Schenkels, wie ich das durch die Luftlinien in Prof. 27 und den Fig. 5 u. 6 anzudeuten versucht habe (II).

BUXTORF dagegen glaubt das eigentümliche Fehlen der höheren Schichten des Südschenkels folgendermaßen erklären zu können: An einem plötzlich in der Flanke auftretenden, schwach geneigten Sprung erfolgte eine Loslösung der höheren Gewölbepartie, und diese wurde über die Schichtköpfe der Schenkelbasis hinweg nach Süden geschoben.

Nachdem mir BUXTORF nunmehr zugibt, daß die Liaskalkscholle beim Scheibenstand von Günsberg ihre flache Lagerung auf der Molasse sekundärer Überkippung verdankt, ist die Hauptstütze für seine Annahme noch das Profil in dem kleinen Bach, der die Kimmeridgefluh zwischen Dählen und Säget nahe ihrem Ostende durchbricht. Ich will gern zugeben, daß die detaillierte Zeichnung, welche BUXTORF jetzt

gibt (I, S. 346), den dort aufgeschlossenen Verhältnissen mehr gerecht wird als mein etwas schematisch gehaltenes Profil (II, S. 534). Daß in diesem Aufschluß Horizonte durch Ausquetschung fehlen, habe ich nie bestritten, ob es nun die Kalke des Sequans oder Rogensteins sind, und vielleicht auch noch tiefere Molasseschichten, bleibt für den Kernpunkt der von mir angeschnittenen Frage vollkommen ohne Bedeutung. Die einzige wichtige Tatsache, die wir aus den Aufschlüssen bei Säget entnehmen können, ist das im wesentlichen konkordante Einfallen aller Schichten von der Molasse bis zum Lias, ganz gleich, wie stark sie nach Süden überkippt sind. Dieses Faktum ist von mir schon früher klar hervorgehoben und auch meinen Profilentwürfen zugrunde gelegt worden. BUXTORFS erste Profile¹⁾ sind aber in diesem Punkte ganz unrichtig, und auch die neuen Durchschnitte geben die wirklichen Verhältnisse zum mindesten unklar wieder. Weder in dem Aufschluß am Säget, noch sonst irgendwo bei Günsberg, sehen wir Schichten des Südschenkels in diskordanter Lagerung auf die Schichtköpfe der Molasse geschoben, wie es BUXTORF darzustellen pflegt. Er gibt allerdings zu, daß die Überschiebung nirgends unmittelbar aufgeschlossen sei, sie könnte also nur durch die allgemeinen Verhältnisse des Baues der Kette in der Umgebung von Günsberg wahrscheinlich gemacht werden. Ich habe nun gerade einige allgemeinere Gesichtspunkte angeführt, die sehr gegen die Annahme einer Überschiebung sprechen. BUXTORF versucht sie freilich zu widerlegen, doch wie mir scheint, mit recht wenig Glück. Neben dem Fehlen oder der Reduktion höherer Horizonte des Südschenkels ist die allergrößte Eigentümlichkeit die starke Abtragung der Kette auf der Südflanke, so daß sogar die Anhydritgruppe im Kern des Gewölbes bloßgelegt wird. Sie ist und bleibt bei der Annahme einer Überschiebung, die uns gerade ein vollständiges, nach Süden vorspringendes Gewölbe vermuten lassen sollte, ganz unverständlich. Ein Erklärungsversuch des tektonischen Aufbaues eines Gebirges muß doch auch dem heutigen morphologischen Bild gerecht werden. Ich habe ferner darauf aufmerksam gemacht, daß oberhalb Günsberg die Kalk-Trümmer und Schollen vollkommen fehlen, die wir sonst überall, wo steilgestellte Malmkalke die Gewölbe flanken bilden, in mehr

¹⁾ Geologische Beschreibung des Weißenstein-Tunnels und seiner Umgebung. Beitr. z. geolog. Karte d. Schweiz. N. F. Lief. XXI. Bern 1907. (III).

oder minder ausgedehnten Massen das Molassevorland bedecken sehen. Ich suchte dieses Fehlen dadurch zu erklären, daß hier die Malmkalke an der Verwerfung in die Tiefe versenkt worden sind und daher auch der Erosion kein Material liefern konnten. Gegen diese Deutung führt BUXTORF nun die Eismassen ins Feld, die gerade bei Günsberg alles fortgeräumt haben sollen, während sie unmittelbar nördlich und südlich, nämlich da, wo wieder Malmkalke an der Gewölbeflanke hervortreten, die Trümmer haben liegen lassen. Diese selektive Erosion des Eises hat wohl auch die ganze Stirn des auf die Molasse überschobenen Gewölbes, die man bei Günsberg erwarten sollte und von der man heute merkwürdigerweise nicht mehr die geringste Spur findet, hinweggefegt? Ich habe weiter angeführt, daß eine so bedeutende Überschiebung, wie sie BUXTORF annimmt, nicht lokal auf die Umgebung von Günsberg beschränkt sein kann, sondern sich auch weiter nach Osten und Westen verfolgen lassen müsse. Diesen Einwand glaubt BUXTORF ebenso schnell dadurch abtun zu können, daß er schreibt, die Überschiebung sei keineswegs auf die Umgebung von Günsberg beschränkt. Er fügt seinen ersten Profilen nun noch ein weiter östlich durch die Gegend des Hochkreuz und Hochstelli gelegtes hinzu, in dem wir die Malm- und Rogensteinfluhen des Südschenkels weit auf die Molasse überschoben sehen (I, S. 359, Prof. 1). Leider führt aber BUXTORF keine Beobachtung an, die ihn zur Konstruktion dieses Profils führte, und auch mir ist am Hochstelli kein Aufschluß bekannt, den man in diesem Sinne verwerten könnte. Wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir annehmen, daß es rein konstruktiv, durch Verlängerung der bei Günsberg angenommenen Überschiebungsfläche nach Osten gewonnen ist. In Wirklichkeit beobachten wir nun am Ostende der Fluh des Hochstelli, dort wo vom Reckenacker ein Holzabfuhrweg zum Bach herunterführt, das von Bohnerz bedeckte Kimmeridge in normalem Kontakt mit Molasse. Wir haben also allen Grund anzunehmen, daß die steilgestellten und überkippten Schichten des Hochstelli in der Tiefe wurzeln, wie ich es in Profil 26 meiner zitierten Arbeit dargestellt habe. Weder am Hochstelli im Osten, noch an der Balmfluh im Westen, lassen sich Erscheinungen beobachten, die für eine etwaige größere Ausdehnung der Überschiebung sprechen. Allein dieser Umstand in Verbindung mit dem vollständigen Fehlen von Resten des überschobenen Komplexes bei Günsberg, nicht nur von Trümmern, sondern auch von Anstehendem, scheint

mir die Überschiebungshypothese in höchstem Grade unwahrscheinlich zu machen. Solange mir also BUXTORF keine Unrichtigkeiten nachweist, die wirklich gegen meinen Erklärungsversuch sprechen, sehe ich mich nicht genötigt von demselben abzugehen, und auch STEINMANN und seine Schule werden nach wie vor nur da größere Überschiebungen annehmen, wo der allgemeine Gebirgsbau für ihr Vorhandensein spricht.

Die genaue Kartierung der Gegend, die BUXTORF nun durch einen seiner Schüler hat in Angriff nehmen lassen, wird noch besser zeigen als meine Skizze (II, S. 532) und die topographische Karte es jetzt schon tun, daß wir es doch mit einer Reihe verschieden gebauter Stücke in der Weißensteinkette zu tun haben, und daß die von mir angenommenen Querstörungen doch nicht so aus der Luft gegriffen sind, wie es BUXTORF hinstellt. Ich habe schon ausgeführt, daß die Schollen mehr in vertikaler als in horizontaler Richtung gegeneinander verschoben sind. Daß aber bei solchen vertikalen Bewegungen einzelner Gewölbeabschnitte die Schichtbänder der steilgestellten Schenkel im kartographischen Bild keine deutliche seitliche Verschiebung erkennen lassen werden, liegt auf der Hand. Wenn ein Schichtkomplex (Rogenstein) von 40° Nordfallen plötzlich zu 80° Südfallen übergeht (Hochkreuz) und ca. 1 km weiter westlich ebenso plötzlich wieder flach nach Norden fällt, in der Längmattscholle, dann aber wieder steil mit 70° nach Süden geneigt ist, so haben wir doch wohl allen Grund anzunehmen, daß er von einer Reihe von Störungen durchsetzt wird.

Zum Schluß noch einige Worte über die Bedeutung der sekundären, nach Beendigung der Auffaltung eintretenden Dislokationen in den östlichen Ketten des Schweizer Juras, denen BUXTORF im Gegensatz zu mir nur eine ganz untergeordnete Rolle zukommen lassen möchte. Ich glaube, daß wir gerade dort zwei Arten der Dislokation deutlich unterscheiden können. Die erste bestand in der Auffaltung der Antiklinalen; die zweite, die begann, als die durch den faltenden Druck hervorgerufene Spannung nachließ, äußerte sich im Zusammenbrechen und Einsacken der ebengebildeten Gewölbe¹⁾. Natürlich werden die Bewegungen der zweiten Art besonders da auftreten, wo ihnen durch die der ersten vorgearbeitet wurde, sei es z. B. durch Steilstellung und Ausdünnung eines Schenkels der Antiklinale, während sie an

¹⁾ Hervorheben möchte ich ausdrücklich, daß ich mich mit diesen Darlegungen zunächst auf die östlichen Ketten, die ich allein genauer kenne, beschränke.

anderen ganz ausbleiben und die regelmäßige Urform der Falte erhalten wird. Durch diese Annahme scheint mir eine sehr merkwürdige Erscheinung der östlichen Ketten des Schweizer Juras eine ungezwungene Erklärung zu finden: Wir sehen dort in ein und derselben Kette wiederholt Stücke, in denen noch der Scheitel der Gewölbe oft bis zu den jüngsten Schichten erhalten ist, abwechseln mit solchen, in denen die Falten sehr tief abgetragen und aufgebrochen sind, so daß in ihrem Kern verhältnismäßig tiefe Horizonte zutage treten, ohne daß sich die Höhe der ursprünglichen Auffaltung wesentlich ändert. Betrachten wir diese Tatsache etwas näher, so finden wir, daß, wenn uns heute noch geschlossene Gewölbe erhalten sind, wenigstens des Doggers, diese die reguläre Form haben, eine Falte mit mehr oder weniger steilen Schenkeln und stark gewölbtem Dach (Röthifluß, Weißensteinkette; Beretenkopf, Farisbergkette). Versuchen wir aber dort, wo die Ketten heute stark abgetragen oder gerade die Flanken der Falten der Erosion anheimgefallen sind, die ursprüngliche Gestalt der Antiklinale zu rekonstruieren, so kommen wir vielfach zu der von mir als Koffergewölbe bezeichneten Form, einer Antiklinale mit steilen Schenkeln, die oben plötzlich zu dem weiten flachen Dach umbiegen. Es zeigt sich nun ferner, daß an den zuletzt erwähnten Stellen besonders starker Abtragung der Ketten diese fast immer von Störungen betroffen sind, die einen Schenkel oder auch ganze Teile des Gewölbes abgesenkt haben. Hier und da mag das Koffergewölbe auch schon bei der ersten Art der Bewegung entstanden sein; doch kam es dann in den scharfen Umbiegungen offenbar überhaupt nicht zu bruchloser Faltung der Kalkhorizonte, und es wurde auch auf diese Weise späteren Abrutschungen schon vorgearbeitet. So erklärt sich das morphologische Bild, das uns die Ketten des östlichen Juras darbieten, der rasche Wechsel geschlossener Gewölbe und tief aufgebrochener Antiklinalen, auf einfache Weise durch das Einbrechen und Zusammensinken der Falten an einigen Stellen. Hier wurde der Erosion durch tektonische Vorgänge und Sackungen vorgearbeitet, während an anderen Punkten das ursprüngliche Gewölbe erhalten blieb. Letzteres aber ist die typische regelmäßige Jurafalte mit stark gewölbtem Scheitel, wie wir sie aus den älteren Durchschnitten kennen, nicht aber sind es die geknickten und gestauchten Falten, die BUXTORF in seinen Profilen aus den Alpen, wo der Zusammenschub ein viel intensiverer war, auf den Jura überträgt.

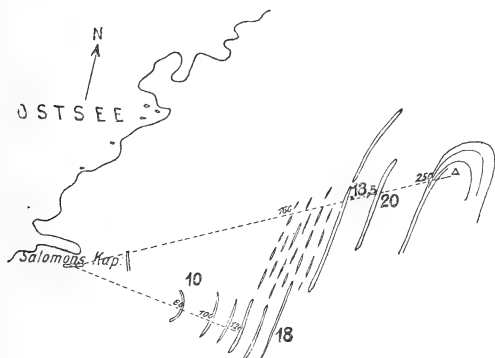
3. Die höchste marine Grenze auf Bornholm.

Von HERRN HANS PRAESENT.

(Mit einer Textfigur).

Greifswald, den 5. Juni 1912.

In diesen Monatsberichten 1911, S. 47—77 kommt Herr Hauptmann W. KRANZ in seiner Arbeit über „hohe Strandlinien auf Bornholm“ auf Grund eigener eingehender Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß die höchste marine Grenze sich nur etwa 8—10 m über dem heutigen Mittelwasserspiegel



Skizze der hochgelegenen alten Strandwälle bei Salomons Kapel. Maßstab ungefähr 1:5000. Die kleinen Zahlen bedeuten Entfernung von Salomons Kapel, die großen die Höhe über dem Ostseemittelwasser in m.

der Ostsee findet, daß also die früheren dänischen Messungen (z. B. FORCHHAMMER 12—13 m, MUNTHE 17 m) durchweg zu hoch seien. Dagegen erhob der auf Bornholm kartierende dänische Geologe V. MILTHERS Einspruch (ebenda S. 397—399), verteidigte die älteren dänischen Beobachtungen, bezeichnete sie als „vielmehr ziemlich niedrig“ und führte unter anderen hochgelegenen Vorkommen mariner Ablagerungen auch den höchsten bekannt gewordenen alten Strandwall an, indem er schrieb: „Der höchste Punkt der marinen Grenze überhaupt findet sich im Norden auf Hammeren, ca. 250 m östlich von der Ruine „Salomons Kapel“, wo man ein Paar schwach ausgebildete Strandwälle und einen ganz kleinen Terrassenabsatz, bzw. 20—21 $\frac{1}{2}$ —22 m ü. M. sieht.“ (S. 398). An diese

wichtige Stelle war Herr KRANZ, wie er mir mitteilte, bei seinen Begehungen nicht gekommen, und deshalb empfahl er sie in seiner Erwiderung an MILTHERS (ebenda S. 566—569) einer Nachprüfung (S. 567).

Auf persönliche Bitte des Herrn KRANZ hin besuchte ich gelegentlich der diesjährigen Pfingstexkursion der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald die fragliche Stelle bei Salomons-Kapel auf Hammeren. Mit Hilfe der Angaben MILTHERS' fand ich die alten Strandwälle sofort, wenngleich die von ihm erwähnten 20 m ü. M. liegenden Wälle mehr nordöstlich als östlich von Salomons-Kapel in 250 m Entfernung zu sehen sind. Mit einem 20 m-Meßband und einem schnellen Nivellement mit Meßlatte und Horizontalglas (unter Berücksichtigung des gleichzeitigen Pegelstandes im Hammerhavn) habe ich die beigefügte Skizze aufgenommen, woraus die Richtigkeit von MILTHERS' Beobachtungen an dieser Stelle vollauf zu sehen ist¹⁾.

Salomons-Kapel liegt nahe der Uferlinie nördlich vom Hauptleuchtturm auf Hammeren im Hintergrunde einer kleinen Bucht mit relativ flach ansteigenden Ufern. Steht man bei der Kapelle, so gewinnt man leicht den Eindruck, als befände man sich auf dem Boden einer weiten, jetzt über dem Meere liegenden Bucht, deren steilere Abgrenzungen im Hintergrunde sich vielleicht als Überreste alter Kliffs deuten lassen. Steigt man nach Nordosten hin an, so gelangt man nach 160 m Entfernung an die ersten sich scharf von dem grünen Rasen abhebenden Geröllwälle, von denen besonders die beiden obersten sich deutlich verfolgen lassen. Die Höhe der Wälle ü. d. M. beträgt an dieser Stelle etwa 18,5—20 m (vergl. die Skizze). Wenn MILTHERS 20—22 m Höhe angibt, so dürfte die geringe Differenz auf Kosten meines schnellen Höhennivellements zu setzen sein. Bis an den Fuß des steiler ansteigenden, vielleicht alten Kliffs kann man eine Fülle schön gerundeter Strandgerölle sammeln, obgleich oberflächlich die subärischen Wirkungen der jüngsten Zeit oft den Granit in Grus haben zerfallen lassen, und Heidekraut in günstigen von Humus eingenommenen Vertiefungen sich angesiedelt hat. Wenn auch die typischen Brandungsgerölle und kantengerundeten Blöcke noch kein zwingender Beweis für alte Meeresablagerungen zu sein brauchen, so spricht doch die deutliche Form der weit zu verfolgenden Strandwälle, für die Annahme, daß

¹⁾ Bei den Messungen unterstützten mich die Herren Kommilitonen DREYER, JUNGNITZ, Dr. KROHN und ZIEGNER, denen ich auch an dieser Stelle besten Dank aussprechen möchte.

tatsächlich einst das Meer bis hier hinauf gereicht hat, resp. das Land sich um diesen Betrag gehoben hat. Östlich von Salomons-Kapel hat der an den Messungen mitbeteiligte cand. phil. ZIEGNER ca. 6 Wälle hintereinander eingezeichnet, die bei ihrer verschiedenen Höhenlage (ca. 10—18 m) vielleicht Stillstandslagen der Uferlinie darstellen.

Es ergibt sich also, daß die von MILTHERS angegebene höchste marine Grenze in ca. 20 m Höhe über dem heutigen Meeresspiegel richtig beobachtet ist, und daß deshalb die von Herrn KRANZ an seine Grenzlinie von 8—10 m geknüpften Theorien der Revision bedürfen. Leider war es mir nicht möglich, bei der kurzen Reise der Greifswalder Geographischen Gesellschaft auch die anderen von KRANZ und MILTHERS diskutierten Stellen zu besuchen. Deshalb vermag ich mich auch nicht zu den von KRANZ aufgestellten „Ursachen der Strandverschiebung“ (ebenda S. 61 bis 77) zu äußern, sondern kann lediglich die beobachteten Tatsachen mitteilen. M. E. wäre es aber eine dankenswerte Aufgabe, einmal systematisch die ganze Insel zu umwandern und sämtliche hohen Strandlinien einwandfrei und genau zu fixieren, um endgültige Klarheit in diese Fragen zu bringen, falls das nicht schon inzwischen von der dänischen geologischen Landesuntersuchung geschehen ist. — Herr KRANZ stimmt meinen Ausführungen bei und hält jetzt die Möglichkeit eustatischer Bewegungen bei der Nordwestecke Bornholms für ausgeschlossen.

4. Über *Corbula isocardiaeformis* als Synonym für *Isocardia angulata* PHILL.

Von Herrn E. HARBORT.

Berlin, im Januar 1913.

A. WOLLEMANN hatte in seiner Arbeit über die Bivalven und Gastropoden des deutschen und holländischen Neocoms (Abhandl. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., Heft 31, S. 114) die Vermutung ausgesprochen, daß der im englischen und norddeutschen Neocom außerordentlich weit verbreitete kleine Zweischaler, der von PHILLIPS der Gattung *Isocardia* zugewiesen worden war, möglicherweise der Gattung *Corbula*

zugerechnet werden müsse. Ich habe alsdann im Jahre 1905 das Schloß an verschiedenen Exemplaren präparieren und untersuchen können und konnte danach feststellen, daß *Isocardia angulata* PHILL. zweifellos zur Gattung *Corbula* gehört. H. WOODS macht nun in seiner Monographie der Kreidezweischaler Englands, Band II, Teil 5 (Palaeontographical Society 1908, S. 211—212) darauf aufmerksam, daß der Name *Corbula angulata* bereits von LAMARCK für eine eocäne Form vergeben ist. Es ist daher notwendig, dies außerordentlich häufige Fossil der unteren Kreide neu zu benennen — und ich bringe dafür in Vorschlag den Namen *Corbula isocardiaeformis*.

Corb. isocardiaeformis ist in sämtlichen Stufen des norddeutschen Neocoms vorhanden und spielt hinsichtlich der außerordentlichen Häufigkeit, der weiten horizontalen Verbreitung und Unabhängigkeit von der Facies im norddeutschen Neocommeer eine ähnliche Rolle, wie etwa das *Cardium edule* in unserer heutigen Nord- und Ostsee.

Zeitschrift

der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 2.

65. Band.

1913.

INHALT.

Protokoll der Sitzung vom 5. Februar 1913. 57

Vorträge:

- GÜRICH, G.: Vermeintliche Fossilien des Otawikalkes
in Deutsch-Südwestafrika 58
- LACHMANN: Ueber den Bau alpiner Gebirge (Titel) . 58
- HARBORT: Diskussion zu dem Vortrage des Herrn
LACHMANN 58
- SEIDL: Ueber die Steinsalzablagerungen des oberen Zech-
steins bei Schönebeck nach den Grubenaufschlüssen
des Graf-Moltke-Schachtes (mit Lichtbildern) (Titel) 59
- HARBORT: Diskussion zu dem Vortrag des Herrn SEIDL 60
- LACHMANN: Diskussion zu dem Vortrag des Herrn SEIDL 62

Briefliche Mitteilungen:

- KOENIGSBERGER, Joh., und MORATH, O.: Grund-
lagen der experimentellen Tektonik (mit 9 Textfig.) 65
- RASSMUSS, H.: Der Gebirgsbau der Lombardischen Alpen
(mit 4 Textfiguren) 86
- HARBORT, E.: Nachträgliche Bemerkungen zu meiner
Kritik der Lachmannschen Ekzentheorie 101
- HARBORT, E.: Ueber den Salzgehalt der Nebengesteine
an den norddeutschen Salzstöcken 108
- KRUSCH, P.: Jura, Muschelkalk und Rötikalke in der
Bohrung „Schwarze Erde 14“ bei Raesfeld 112
- STUTZER, O.: Ueber glaziale Konglomerate im Lande
Katanga, Belgisch-Kongo 114

Neueingänge der Bibliothek 118

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende	„ RAUFF	„	FLIEGEL
Vorsitzende:	„ BORNHARDT	„	HENNIG
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„	JANENSCH
Archivar:	„ SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1913

die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatsitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage nach dem Vortrage** an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden, Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit zugänglich, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammungskustos Dr. Schneider**,
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geb. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 160 71 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 2.

1913.

Protokoll der Sitzung vom 5. Februar 1913.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Der Vorsitzende teilt mit, daß unsere Gesellschaft am 16. Januar d. J. ein sehr geschätztes Mitglied, den Kustos und Bibliothekar an der Königlichen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie Dr. OSKAR EBERDT, durch einen plötzlichen Tod verloren hat. Der Verstorbene, der sich ursprünglich dem Studium der Botanik gewidmet hatte, brachte der Geologie und unserer Gesellschaft stets ein reges Interesse entgegen. Für letztere bearbeitete er das im Jahre 1903 erschienene Register der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft für die ersten 50 Bände vom Jahre 1848—1898. Im Jahre 1907 gehörte er als Schriftführer, von 1908 bis 1912 als Archivar dem Vorstande unserer Gesellschaft an und hat sich mit hingebendem Eifer um ihre geschäftliche Verwaltung verdient gemacht.

Seinem Organisationstalent verdankt die Bibliothek der Königlichen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie eine bedeutende Erweiterung und ausgezeichnete Katalogisierung. Dem warmherzigen, vielseitig gebildeten und zu jeder Auskunft stets bereiten Manne werden wir ein treues Andenken bewahren.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Sitzen.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Bergbaubefüssener ROBERT ROTHER, Berlin NW. 23, Altonaer Str. 21, vorgeschlagen durch die Herren RAUFF, MICHAEL und RASSMUS.

Herr Bergassessor Dr. M. TORNOW, Berlin N. 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen durch die Herren BEYSCHLAG, MICHAEL und SEIDL.

Herr Bergassessor Dr. OTTO CLAUSNITZER, Berlin N. 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen durch die Herren BEYSCHLAG, MICHAEL und SEIDL.

Herr Bergassessor WALTER SCHWEISFURT, Berlin N. 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen durch die Herren BEYSCHLAG, MICHAEL und SEIDL.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr G. GÜRICH sprach über **Vermeintliche Fossilien des Otawikalces in Deutsch-Südwestafrika.**

Er weist nach, daß der von KUNTZ mitgebrachte *Orthoceras*-ähnliche Körper eine kieselige Konkretion ist, während die von P. HERMANN mitgebrachten „Orthoceren“ und „Cyrthoceren“ konzentrische Gipsmergelkonkretionen sind. Man ist sonst immer noch nicht in der Lage, dem Otawikalce ein bestimmtes Alter beizulegen.

In der Diskussion spricht Herr LOTZ.

Herr LACHMANN spricht über den Bau alpiner Gebirge¹⁾.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren SCHLUNCK, HARBORT und der Vortragende.

In der Diskussion zu dem Vortrag des Herrn LACHMANN führt Herr HARBORT folgendes aus:

In den letzten Jahren wurde wiederholt der Versuch gemacht, die Theorie der Deckenüberschiebungen von den alpinen Verhältnissen auch auf unsere deutschen paläozoischen Gebirgsrümpfe zu übertragen. Ich habe s. Z. entschieden dagegen Stellung genommen²⁾ und nachgewiesen, daß die Lagerungsverhältnisse des Iberger Kalkstockes z. B. sich am einfachsten nach

¹⁾ Der Vortrag wird in einem der nächsten Hefte abgedruckt werden.

²⁾ E. HARBORT: Zur Frage der Deckenüberschiebung des Iberger Kalkes bei Grund im Harz. Zentralbl. f. Min. 1911, S. 675ff.

der alten Horsttheorie erklären lassen. jedenfalls aber die isolierte Korallenriffnatur des Iberger Kalkstockes nach bionomischen Grundsätzen sich durchaus vereinbaren läßt mit einer autochthonen Entstehung des Kalkes.

Die Annahme, daß der Iberg und konsequenterweise dann auch der Rübeländer Kalkstock Erosionsreste einer alten Deckenüberschiebung seien, schien mir durch nichts begründet. Damals sind mir bereits gelinde Zweifel auch an der Richtigkeit der Deutung der Decken in den Alpen aufgestiegen, als ich sah, auf welch unsicheren Unterlagen hier in Norddeutschland die Deckenüberschiebungstheorie von alpinen Geologen basiert wurde. Insbesondere blieb mir stets rätselhaft, warum wir von den Überschiebungsdecken in den Alpen noch nirgends in den supponierten Ursprungsgebieten unzweifelhafte Wurzelreste gefunden haben. Leider kenne ich die Alpen recht wenig und eigentlich nur als gelegentlicher Tourist, so daß ich mir ein Urteil über die Richtigkeit der von Herrn LACHMANN vortragenen neuen Theorie der Krystallokinese nicht erlauben kann. Jedenfalls aber glaube ich, daß Herrn LACHMANN'S Theorie über die Entstehung der komplizierten Tauchfalten usw. in den Alpen den Vorzug hat, daß die vielumstrittene Frage nach den Wurzeln der Überschiebungsdecken ausgeschaltet wird.

Auf eine andere Schwierigkeit der Deckenüberschiebungstheorie möchte ich noch hinweisen. Herr SCHLUNCK führte soeben aus, daß bei den alpinen Faltungsvorgängen derartig hohe Druckkräfte auf die verschiedensten Gesteine eingewirkt hätten, daß diese vollkommen plastisch geworden sein müßten. Ich möchte jedoch daran erinnern, daß die metamorphen Umkrystallisierungen, von denen Herr LACHMANN erzählt hat, z. B. gerade die allerjüngsten tertiären Schichten der Alpen betroffen hat, also Ablagerungen, die, abgesehen von einem etwa horizontal wirkenden Faltungsdruck, niemals unter einer besonders hohen Druckbelastung von Tausenden von Atmosphären gestanden haben können, weil jüngere Sedimente von solcher Mächtigkeit hier niemals abgelagert worden sind.

Herr SEIDL spricht über die Steinsalzablagerungen des oberen Zechsteins bei Schönebeck nach den Grubenaufschlüssen des Graf Moltke-Schachtes (mit Lichtbildern¹⁾).

In der Diskussion sprachen die Herren HARBORT, WUNSTORF, BEYSLAG, LACHMANN und der Vortragende.

¹⁾ Der Vortrag erscheint in einem der nächsten Hefte.

In der Diskussion zu dem Vortrag des Herrn SEIDL bemerkte Herr **HARBORT** folgendes:

Von den wichtigen Mitteilungen des Herrn SEIDL interessieren am meisten seine Ausführungen über die dynamometamorphen Vorgänge innerhalb des Salzgebirges. Der Vortragende hat gezeigt, daß die verschiedenen Salzsorten infolge der ungleichen Druckverteilung die mannigfaltigsten Umkrystallisationen erlitten haben. So könne z. B. älteres Steinsalz, welches im normalen Zustande deutliche Jahresringe von Anhydrit usw. erkennen läßt, unter besonderen Druckverhältnissen derart umgewandelt werden, daß sich zunächst die Anhydritschnüre zu einzelnen wurmartigen Enden auflösen oder gar der Anhydrit als eine feine Trübe gleichmäßig das ganze Steinsalz durchsetze. Innerhalb der einzelnen Falten im Salzgebirge zeige das in den Mulden und Sattelkernen angestaute Salz eine andere Struktur als das an den Faltschenkeln ausgewalzte und gezerzte Salz. Ich möchte darauf hinweisen, daß, wenn es sich hier wirklich um ganz allgemein verbreitete Erscheinungen handelt, für die bergmännische Praxis daraus Schlußfolgerungen von der größten Wichtigkeit zu ziehen wären. Bekanntlich hat der Salzbergmann in Norddeutschland mit so außerordentlich komplizierten Faltungserscheinungen in seinem Grubenfelde zu rechnen, daß es ihm oft ganz unmöglich ist, irgendeine Gesetzmäßigkeit in dem Aufbau der Salzmassen zu erkennen und er daher aufs Geratewohl irgendwohin mit seinen Strecken in das Grubenfeld hineinfährt, wo durch Horizontalbohrungen das Vorhandensein von Kalisalzen nachgewiesen wurde. Die von Herrn SEIDL gegebene Charakteristik der verschiedenen petrographischen Ausbildung des Salzes würde nun wenigstens in den schichtungslosen Salzgesteinen die Konstruktion von Sätteln und Mulden ermöglichen und die Entwirrung der regellosen Lagerungsverhältnisse erleichtern.

Was nun die dynamometamorphen Umwandlungen der sonstigen Salzgesteine anbelangt, so wies Herr SEIDL darauf hin, daß selbst der Anhydrit in tektonisch stark beanspruchten Teilen mancher Lagerstätten seine ursprüngliche Struktur vollständig verlieren könne und den mannigfaltigsten mechanischen Umformungen unterworfen sei. Ich muß jedoch dazu bemerken, daß mir diese Umwandlungen des Anhydrites weniger mechanisch-plastische Umformungen zu sein scheinen, sondern daß es sich vielmehr, wie das ja auch von dem übrigen leicht löslicheren Steinsalz und Kalisalz gilt, um Umschmelzungs- bzw. Umkrystallisationsprozesse handelt, um dynamometamorphe Vorgänge, die nicht ganz allein unter dem Einfluß von Druck

und erhöhter Temperatur zustande kommen, sondern auch bedingt werden von den in den Salzen enthaltenen Lösungskomponenten. Die Erklärung der konglomeratischen Carnallite des Herrn SEIDL auf rein mechanischem Wege als Rollungsbreccien zwischen zwei als Preßbacken wirkenden Steinsalzplatten scheint mir nicht zutreffend zu sein, da sich solche konglomeratischen Carnallitlager nicht nur an solchen Stellen finden, wo das Kalilager durch Auswalzung dezimiert wurde, sondern oft gerade da, wo die Kalilager am stärksten anschwellen. Zudem aber erscheint auch die Beobachtung, daß konglomeratische Teile eines Carnallitlagers wechsellagern mit geschichteten, mit diesem Erklärungsversuch unvereinbar zu sein. (Die von ARRHENIUS versuchte Erklärung paßt sich, nachträglich bemerkt, den Verhältnissen besser an, obwohl auch diese Deutung noch mancherlei Lücken und Fragen offen läßt.)

Bezüglich der Bildungsmöglichkeit von Hartsalzlager aus ursprünglichem Carnallit durch Umkrystallisation in Gebieten stärksten Druckes will ich gerne zugeben, daß sie hier und da, insbesondere in den arg gestörten nordhannoverschen Kalisalzstöcken, vorhanden gewesen sein mag. Ich habe selbst wiederholt Beobachtungen gemacht, die mir die Möglichkeit einer derartigen Entstehung wahrscheinlich machen. Im 23. Abbau der Hauptfördersohle des Kaliwerkes Beienrode ist an einer seitlichen Verschiebung des konglomeratisch ausgebildeten Carnallitlagers das normale Kalilager offenbar infolge von Druckmetamorphose umgewandelt in ein Carnallit-Sylvin-Gestein. In dem fast reinen Carnallit liegen zahlreiche schwebend gebildete Würfel von Sylvin eingelagert. Es scheint also, als ob hier zunächst das Steinsalz, die schwefelsaure Magnesia, dann aber auch ein Teil der Chlormagnesia ausgewandert ist. Die Erklärung des Herrn SEIDL, daß die abgespaltene Chlormagnesia sich in den sog. Urtaugen wiederfinden, erscheint mir durchaus plausibel (obwohl ich damit nicht sagen will, daß der Bergmann nunmehr alle Laugen für harmlos halten darf). Ich möchte aber ferner darauf aufmerksam machen, daß sich in den nordhannoverschen Salzstöcken innerhalb der Kaliregion bisweilen dünne, bis einige Meter mächtige, auf größere Entfernung hin aushaltende Lager von reinem Bischofit oder auch von Langbeinit finden, in Teufen, wo an sekundäre Hutbildungen nicht mehr zu denken ist. Es erscheint mir daher näherliegend, auch derartige Vorkommen und Anreicherungen an Magnesiumsalzen als Ausseigerungsprodukte infolge von Umkrystallisation ursprünglicher Carnallitlager aufzufassen. Hierfür spricht denn auch die Tatsache, daß im Fortstreichen solcher chlor-

magnesiareicher Salzgesteine chlormagnesiafreie, oder doch chlormagnesiarmer Kalisalze mit Hartsalzcharakter aufgeschlossen wurden. Gleichwohl aber möchte ich doch sehr davor warnen, derartige lokal zu beobachtende Prozesse einer Art von Hartsalzbildung, d. h. von chlormagnesiarmer Kalisalzen, allgemein für die Entstehung der Hartsalzlager im engeren Sinne verantwortlich zu machen, denn bekanntlich sind Hauptverbreitungsgebiete unserer Hartsalzlager die tektonisch nur wenig gestörten Lagerstätten im Werra- und Südharz-Gebiet. Bei den durchaus regelmäßigen Lagerungsverhältnissen kann an eine derartige Entstehung der Hartsalze aus Carnallititen durch Druckmetamorphose nicht gedacht werden. Eine Verallgemeinerung der SEIDL'schen Hartsalztheorie erscheint mir somit nicht wohl möglich.

Herr R. LACHMANN führte zu dem Vortrage des Herrn E. SEIDL das Folgende aus.

Zur Beurteilung des tektonischen Charakters der Salz-lagerstätte von Schönebeck ist eine Ergänzung der Profile bis zum mittleren Zechstein erforderlich, welche ich den Vortragenden vorzunehmen bitte.

In erster Linie freue ich mich, daß infolge des Eingreifens von Herrn Geheimrat BEYSCHLAG sich eine Vermittlung in der Salzfrage anzubahnen scheint. Dieser mit Dank zu begrüßenden Tatsache gegenüber kann ja ruhig der Zukunft vorbehalten bleiben, festzustellen, welcher Anteil an dem in Ausbildung begriffenen Kanon Herrn STILLE, meinem jetzt versöhnten Gegner Herrn HARBORT und mir zuzumessen ist. Jedenfalls darf ich wohl das Verdienst in Anspruch nehmen, die Salzstockfrage in Deutschland zuerst wieder unter einem allgemeinen Gesichtspunkt formuliert und historisch beleuchtet zu haben. Wenn bereits in meinem ersten Vortrage ausweislich des Protokolls (Diese Zeitschr. 1910, Monatsber., S. 116) ausgeführt wurde, „Die Reihung der Ekzeme an der Aller spricht für das Vorherrschen der asiatischen NW-Richtung auch während des Mesozoicums“, so geht daraus hervor, daß, was die Lageabhängigkeit mancher Salzstöcke von tektonischen Linien angeht, der Herr Vortragende zu Unrecht einen Unterschied zwischen seiner Meinung und der Ekzemtheorie konstruiert hat. ARRHENIUS würde sich, wenn er anwesend wäre, mit der Deutung des Problems durch den Vortragenden zweifellos in vielen Punkten einverstanden erklärt haben.

Prinzipielle Einwendungen habe ich nur gegen die Heranziehung allein der plastischen Kohäsionseigenschaften des Stein-

salzes zur Erklärung der „Durchspießung“ des Hangenden durch die Salzmassen. Dieses besteht häufig aus unplastischen Kalken und Sandsteinen und könnte deshalb nur durch einen ganz starren Körper, nicht durch das Salz als plastischen Körper durchspießt werden. Es zeigen sich übrigens im Zechsteinsalz auch keine oder höchst selten mechanisch-plastische Deformationen, vielmehr ergibt sich gerade aus den Bildern des Herrn Vortragenden besonders deutlich die krystalloblastische Struktur — im Sinne BECKES — der in Bewegung befindlichen und deutlich umkrystallisierten Salzmassen. So sind die Salzagen und die Anhydritaggregate mit „Entmischungshäutchen“ geradezu vollendet typische Beispiele von „Krystalloblasten“, und der Zusammenhang zwischen Bewegung und Lösungsumsatz wird gerade durch die SEIDLschen Bilder aufs deutlichste demonstriert.

Rekrystallisation (nicht die Krystallisationskraft, wie in der Diskussion der Dezembersitzung Herr KRUSCH mir unterlegte) oder Wanderung unter Lösungsumsatz kennzeichnet also das Wachstum der Ekzeme.

Der Versuch, den MRAZECschen Begriff der Diapirfalte nach Deutschland zu verpflanzen, muß entschieden zurückgewiesen werden, EDUARD SUESS sprach sich, wie ich einer brieflichen Mitteilung von SVANTE ARRHENIUS entnehme, gerade für die Notwendigkeit aus, die rumänische Salztektonik nach unseren norddeutschen, durch bessere Aufschlüsse und gründliche wissenschaftliche Verarbeitung geklärteren Begriffen umzuarbeiten, und es besteht absolut kein Grund zu einem derartigen Ideenimport aus Osteuropa.

Es ist zweitens erfreulich, daß der EVERDINGSche Begriff der Deszendenz und des Hauptsalzkonglomerats, den ich 1910 als erster angefochten habe, nunmehr auch in Berlin fallengelassen ist. Leider scheint mir die neue Deutung, Carnallitbreccie und Hartsalze durch Streß aus einem geschichteten carnallitischen Mutterlager abzuleiten, ebenso unannehmbar zu sein.

Beide Lagerstättenformen treten auch in gänzlich ungestörten Gebieten auf, wie bereits die Herren HARBORT und WUNSTORF bemerkten, und es ist kein Anlaß vorhanden, zwei ursächlich verschiedene Formen anzunehmen. Außerdem reagieren die Salzgesteine, wie ja auch der Herr Vortragende demonstriert hat, auf tektonische Beanspruchung durch Fließerscheinungen und nicht durch Breccienbildung. Schließlich steht die Annahme der Hartsalzbildung aus Carnallit im Widerspruch mit den von VAN T'HOFF aufgestellten chemisch-physikalischen Gesetzen. Es müßte sich bei tektonisch veran-

laßten Umbildungen im Gefolge des Wachstums der Ekzeme wegen der niederen Temperaturen in der Umbildungsregion nicht Hartsalz, sondern Kainit gebildet haben.

Aus den angeführten Gründen trete ich, sowohl was die konglomeratische Ausbildung des Carnallits, wie die Entstehung von Hartsalz anlangt, für die bis heute noch von keiner Seite angefochtene ARRHENIUSsche Vorstellung ein, daß ein ursprünglich vorhandenes Reichardt-Kainitlager infolge von Erderwärmung durch Sedimentbelastung noch vor der eigentlichen Ausbildung von Salzstöcken mit ihren „tektonischen“ Begleiterscheinungen in 2 und mehr Kilometern Tiefe in Carnallit, Hartsalz und thermometamorph zersprengtes Brecciengestein umgewandelt worden ist.

Nach Verlesung und Genehmigung des Protokolls wird die Sitzung geschlossen.

v.

w.

o.

WAHNSCHAFFE.

BÄRTLING.

JANENSCH.

Briefliche Mitteilungen.

5. Theoretische

Grundlagen der experimentellen Tektonik.

Von den Herren JOH. KOENIGSBERGER und O. MORATH.

(Mit 9 Textfiguren.)

Freiburg i. Br., im Oktober 1912.

Allgemein pflegt man im geologischen Unterricht die komplizierten Vorgänge bei der Gebirgsbildung durch einfache tektonische Modelle (Haut eines Apfels, Papier, Tücher) anschaulich zu machen. Manche Forscher haben dann das Ziel erstrebt, die Vorgänge in der Natur durch Modelle nachzuahmen und aus dem Verhalten des Modelles Schlüsse auf die Kräfte bei der Gebirgsbildung zu ziehen. —

Wir erwähnen hier nur die Experimente von J. HALL, FAVRE, DAUBRÉE, H. SCHARDT, H. CADELL, E. REYER, B. WILLIS und namentlich von W. PAULCKE¹⁾, der eine eingehende klare historische Übersicht der Arbeiten seiner Vorgänger gibt. Gerade in den neuesten Untersuchungen wird immer mehr Wert auf eine möglichst getreue Nachahmung der Natur gelegt, und es ist kein Zweifel, daß die Versuche von H. SCHARDT, von H. CADELL, von B. WILLIS, von W. PAULCKE dem Ziel immer

¹⁾ W. PAULCKE: Das Experiment in der Geologie. Karlsruhe 1912. Wir möchten z. S. 36, Anm 2¹ bemerken, daß die Wirkung des Wassers bei der Dynamometermorphose zuerst 1901 von dem einen von uns aus petrographisch-chemischen Gründen gefordert und dann durch Versuche von G. SPEZIA und solche von dem einen von uns gemeinsam mit W. MÜLLER 1906 als wahrscheinlich nachgewiesen wurde. E. RIECKE erwähnte nur beiläufig in einer theoretisch-physikalischen Arbeit die Rolle eines Lösungsmittels bei einseitigem Druck. — An die Verwandlung von Holz in Kohle nur durch Druck (S. 14) vermag der eine von uns nicht zu glauben. Möglicherweise war der Brückenpfeiler, wie das oft geschieht, schon vorher angekohlt worden. Andernfalls muß die Reibungswärme sehr groß gewesen sein.

näher gekommen sind. Diese Vervollkommnung der Mittel ist durch ein richtiges Gefühl der experimentierenden Geologen erreicht worden, ohne daß einer derselben hätte beweisen können, daß seine Anordnung wirklich besser als die früheren war. Die Ergebnisse können nicht als Beweis dienen; denn sie sollen gerade die Beobachtungen in der Natur kontrollieren. — Wir haben uns deshalb die Frage vorgelegt, wie ein Modell beschaffen sein muß, damit es möglichst genau die Vorgänge in der Natur wiedergibt. H. VON HELMHOLTZ¹⁾ hat zuerst das Problem des hydrodynamischen und aerodynamischen Modells theoretisch erschöpfend behandelt; das Studium an Modellen in der Praxis ist heute im Schiffsbau und Flugzeugbau allgemein üblich. — Auch in der Elastizitätslehre fester Körper und den damit zusammenhängenden tektonischen Problemen der Gebirgsbildung ist eine exakte Angabe der Beschaffenheit eines wirklich naturgetreuen Modells möglich. Das Problem ist mathematisch ziemlich einfach; wir wollen uns aber hier darauf beschränken, den Gedankengang der Ableitung darzulegen. Alle Eigenschaften oder physikalischen Konstanten einer Substanz, z. B. die von Granit, sind durch die drei Grundeinheiten, Länge, Masse und Zeit, gegeben²⁾. Wenn wir also eine bestimmte Annahme über das Längenverhältnis der Natur zum Modell machen, z. B. daß 100 km = 1 m also das Verhältnis 100 000 : 1 sein sollen, ebenso bezüglich der Zeit und Masse, so sind theoretisch alle Eigenschaften der Modellsubstanzen eindeutig definiert; sie müssen in einem bestimmten Verhältnis zu denen der natürlichen Gesteine stehen. Praktisch entsteht dann nur die Frage, ob wir eine solche Modellsubstanz auch herstellen können.

Wir bezeichnen die Eigenschaften in der Natur mit dem Index 0: l_0, ρ_0 usw., die im Modell mit 1: l_1, ρ_1 . Also das Längenverhältnis Modell : Natur = $\frac{1}{100\,000} = 1 \cdot 10^{-5}$. Das Größenverhältnis bei dem Modell von W. PAULICKE dürfte wohl auch zwischen 10^{-4} und 10^{-5} liegen.

Hinsichtlich der Dichten oder spezifischen Gewichte der Modellsubstanzen haben wir nicht viel Auswahl; die verfügbaren, billigeren Substanzen haben ein spezifisches Gewicht zwischen 1 und 10, also von derselben Größenordnung

¹⁾ H. v. HELMHOLTZ: Wiss. Abhdlg., I, S. 158, 1882.

²⁾ Man könnte auch die chemischen Vorgänge mit einbegreifen; doch sei hiervon abgesehen, da sie bei der Gebirgsbildung für die Tektonik nur von sekundärer Bedeutung sind.

wie das der Gesteine (2,4—3,4). Wir wählen die Dichte der Modellsubstanzen etwa = 3¹⁾, also $s_1 = s_0$ oder $[m_1 l_1^{-3}] = [m_0 l_0^{-3}]$, denn Dichte ist Masse m : Volumen l^3 . Die Masse transformiert sich also im Verhältnis $\frac{m_1}{m_0} = \left(\frac{l_1}{l_0}\right)^3 = 1 \cdot 10^{-5}$

Bezüglich der Zeit, mit der wir die Vorgänge am Modell sich abspielen lassen, haben wir keine willkürliche Wahl mehr; denn eine der Größen, welche die Zeit enthält, nämlich die Schwerkraft g , müssen wir so nehmen wie in der Natur. Wir können bis jetzt die Schwerkraft nicht beeinflussen oder eine andere Massenkraft ähnlicher Größe ohne viel Apparatur (Elektromagneten) hinzufügen²⁾. Die Schwerkraftbeschleunigung g

hat die Dimension $\frac{\text{Geschwindigkeit}}{\text{Zeit}} = \left[\frac{v}{t}\right] = [l \cdot t^{-2}]$.

Es ist also

$$l_0 t_0^{-2} = l_1 t_1^{-2} \quad \text{oder} \quad \frac{l_1}{l_0} = \left(\frac{t_1}{t_0}\right)^2$$

oder

$$\frac{t_1}{t_0} = \sqrt{\frac{l_1}{l_0}}. \quad \text{Da aber} \quad \frac{l_1}{l_0} = 1 \cdot 10^{-5}$$

angenommen wurde, so müßte sich die Zeit für den Modellvorgang zu dem in der Natur sich etwa wie 1 : 300 verhalten. Rein theoretisch müßten wir um ein vollkommen richtiges Modell herzustellen, die jetzigen Eigenschaften der Gesteine und von der geologischen Geschichte die Zeitdauer, den Anfangszustand und die wirkenden Druckkräfte kennen. Praktisch gestaltet sich die Sache hinsichtlich der Zeit einfacher. Auch wenn man, wie der eine von uns auf dem Standpunkt steht, daß einige tektonische Vorgänge bei der Gebirgsbildung sich relativ rasch in kurzen Perioden abgespielt haben, so wird man doch glauben dürfen, daß die Beschleunigungen³⁾ äußerst gering und zu vernachlässigen sind. Sogar die Geschwindigkeiten werden recht klein gewesen sein. Deshalb ist es ziemlich gleichgültig, wie lange der Vorgang im Modell braucht; nur dürfen keine nennenswerten Geschwindigkeiten

¹⁾ Eine etwas andere Zahl wäre ohne wesentliche Bedeutung, wie aus dem folgenden zu ersehen ist.

²⁾ W. PAULCKE hat diese Schwierigkeit bei seinen Versuchen umgangen, wie später erörtert wird.

³⁾ Wir halten die Erdbeben nur für Anzeichen tektonischer Vorgänge, nicht für den Vorgang selbst. Doch weiß man hiervon noch fast nichts.

(mehr als 0,1 cm p. sec.) zustande kommen. Die Rücksicht auf die innere Reibung in den Gesteinen verlangt noch kleinere Werte der Geschwindigkeit, damit die Spannungen¹⁾ im Modell wie das in der Natur der Fall war, sich während des Vorgangs selbst ausgleichen und keinen nennenswerten Betrag erreichen. Wenn ein tektonischer Vorgang, z. B. im Tertiär, dreimal während 200 000 Jahren und innerhalb dieser Hauptperioden von vielleicht 1000 Jahren Dauer zehnmal in 6 Monaten vor sich gegangen wäre, so entspräche das einer wahren Zeitdauer in der Natur von etwa $30 \cdot 6$ Monaten = 180 Monaten; denn die Pausen sind ohne Belang. Im Modell müßte dann der Vorgang $\frac{180}{300} = 0,6$ Monate dauern. Wir haben auch

bei unseren Versuchen gefunden, daß je langsamer und stetiger wir das Modell sich verändern ließen, um so ähnlicher die Ergebnisse der Natur werden.

Über den Anfangszustand vor der Bildung von Gebirgen ist man verschieden genau unterrichtet. In manchen Gegenden ist die geologische Geschichte vor der Hauptfaltung ziemlich gut, in anderen sehr wenig bekannt.

Bezüglich der wirkenden Kräfte bei einer Hauptfaltung steht es ähnlich. In einigen Fällen müssen Horizontaldrucke die Ursache gewesen sein, in andern sind noch Zusatzhypothesen möglich. Gerade diese Frage sollen die Modelle mitbeantworten und können es, wenn wir sie naturgetreu den theoretischen Forderungen entsprechend wählen. Die Brüche, Verwerfungen usw. soll unseres Erachtens das Modell automatisch wiedergeben. Man muß dazu im Modell die Erdkruste bis zur Tiefe der Druckausgleichung, der des „geschmolzenen“ Gesteines, darstellen. Die Druckausgleichungsfläche für die Schwerkraft nach PRATT und die Schmelzfläche (Grenzfläche fest-flüssig) nach der geothermischen Tiefenstufe liegen übereinstimmend in etwa 100 km. Die Ausgleichungsfläche für Spannungen möchten wir schon in etwa 50 km Tiefe suchen. Die Breite der darzustellenden Zone wird man nicht zu klein wählen dürfen. Wohl waren bei den meisten Gebirgsbildungen die Vorgänge einigermaßen auf kürzere Strecken parallel zu den Faltenachsen und senkrecht zu den wirkenden Kräften ähnlich. Doch sind überall erhebliche Wirkungen der seitlichen Massen bekannt. Will man also eine Strecke von

¹⁾ Es handelt sich hier um entsprechend große Spannungen; kleine Spannungen, wie sie sich im sog. Bergschlag usw. äußern, kommen für das Modell nicht in Betracht.

100 km Querprofil durch ein Gebirge = 1 m Modell¹⁾ darstellen, so sollte die Tiefe des Modells 50 cm, die Länge mindestens 50 cm betragen. Da die Dichte der Modells substanz etwa = 2 ist, so würde die Modells substanz etwa 250 kg wiegen. Bei den Versuchen von W. PAULCKE sind sogar schon 3000—3500 kg als Belastung verwandt worden. Wir haben, wie später dargelegt wird, die Tiefe des Modells geringer, 30 cm statt 50 cm genommen, uns mit 30 km = 30 cm Querprofil und demgemäß 40 cm Anfangslänge (Endlänge nach der Verschiebung variabel) begnügt; das Modell wog etwa 25 kg. Durch diese Abänderungen sind die theoretischen Forderungen nicht mehr exakt erfüllt; man müßte, wenn mehr Mittel zur Verfügung stehen, suchen diese einzuhalten.

Die im folgenden abgeleiteten und hier genügend genau befolgten wesentlichen Bedingungen für ein naturgetreues Modell sind aber bisher exakt überhaupt nicht, angenähert durch eine nachgiebige künstliche Überlastung²⁾ nur von W. PAULCKE innegehalten. Es sind folgende: Die Schichten müssen durch ihre eigene Schwere brechen, sich wieder verkitten und in sich verschieben können. Verschiedene Schichten haben verschiedene Konstanten.

Die theoretischen Beziehungen sind folgende: Die Zugfestigkeit³⁾ für Granit ist 0,5 kg pro qmm. Das besagt, wie eine einfache Rechnung ergibt, daß ein Granitstab von 200 m = $2 \cdot 10^4$ cm Länge nach unten aufgehängt durch seine eigene Schwere abreißen würde. Da die Dichte dieselbe ist, muß die Modells substanz so beschaffen sein, daß ein Stab aus ihr am oberen Ende aufgehängt bei einer Länge von $2 \cdot 10^4$ cm : $10^5 = 2 \cdot 10^{-1}$ cm = 2 mm durch sein Eigengewicht abreißt. Er darf also nur sehr wenig widerstandsfähig sein. Kalkstein entspricht Abreißen bei 1 mm Länge, Sand-

¹⁾ Genauere Angaben, auch für das Größenverhältnis 1 : 10^4 , sind in der Dissertation von O. MORATH zu finden.

²⁾ Eine starre Belastung durch ein mit Schrauben festgehaltenes Brett hat schon DAUBRÉE angewandt. Eine bewegliche aber gleichmäßige hydrostatische Überlastung führte B. WILLIS ein. In der Anwendung beweglicher, variabler Belastung durch W. PAULCKE liegt ein wesentlicher Fortschritt. Die Versuche von W. PAULCKE dürften das Verhalten der Erdkruste in einer Tiefe von etwa 2—3 km in vieler Hinsicht gut darstellen.

³⁾ Wir entnahmen die Zahlen den Veröffentlichungen von C. BACH, von BAUSCHINGER, den physik.-chemischen Tabellen von LANDOLT und BÖRNSTEIN, Berlin, 1910, ferner dem Handbuch d. Physik, herausgegeben von WINKELMANN, Bd. I. Artikel Zug, Druck, Kohäsionen, von F. AUERBACH, Leipzig, 1908.

stein schon bei 0,7 mm. Wesentlich komplizierter sind die Rechnungen zur Ermittlung der Biegezugfestigkeit, Druckfestigkeit usw. der Modellschubspannung. Wir geben hier nur die Resultate.

Biegezugfestigkeit.

Die Länge l_0 , bei der ein Stab von der Höhe h_0 und beliebiger Breite infolge seines Eigengewichtes bei Auflegen an beiden Enden und bei nicht unterstützter Mitte durchbricht, ist $l_0 = 176 \sqrt{h_0}$ für Granit. Mit Berücksichtigung der Schubspannung

$$l = \sqrt{3,1 \cdot 10^4 \cdot h - 2,8 h^2} \text{ für Granit}$$
$$\text{und } l = \sqrt{3,5 \cdot 10^4 \cdot h - 2,8 h^2} \text{ für Kalkstein}$$
$$\text{und } l = \sqrt{26 \cdot 10^4 \cdot h - 2,8 h^2} \text{ für Sandstein.}$$

Im Modell hängen Länge l und Höhe h des Stabes in folgender Weise zusammen:

$$\text{für Granitsubstanz } l = \sqrt{0,31 h - 2,8 h^2}$$
$$\text{für Kalkstein } l = \sqrt{0,35 \cdot h - 2,8 \cdot h^2}$$
$$\text{und für Sandstein } l = \sqrt{2,6 \cdot h - 2,8 \cdot h^2}.$$

Es muß also ein Stab von 5 mm Länge aus der Modellschubspannung geschnitten und an beiden Enden gestützt, bei einer Höhe von 0,1 mm oder bei etwa 8 mm Länge bei 0,3 mm Höhe durchbrechen.

Druckfestigkeit.

Die einseitige Druckfestigkeit ist für Granit etwa 8 kg pro qmm¹⁾; oder es würde eine freistehende Granitsäule von 2900 m sich selbst an ihrer Unterlage zertrümmern. In der Modellschubspannung muß das demnach schon bei 2,9 cm Höhe eintreten. Man sieht hieraus, gleichgültig ob die Zahl für Granit ganz genau bestimmt ist oder nicht, die äußerst geringe Festigkeit, die eine Modellschubspannung besitzen muß. Dieser Forderung ist bisher nicht genügt worden. Für Sandsteinmodellschubspannung wäre die entsprechende Höhe $h_1 = 0,3$ cm, für Kalkstein $h_1 = 1,8$ cm.

Die Forderungen bez. der Schubspannung sind dann meist von selbst erfüllt; der eine von uns hat sie aber auch exakt

¹⁾ Wir haben hier die üblichen, technischen Werte verwandt. F. RINNE und K. PRANDTL (N. J. Min. 1907 I, S. 43) haben gezeigt, daß und warum diese zu klein ausfallen. Hier kommt es zunächst weniger darauf an, wenn man nur an der Modellschubspannung die Festigkeit in derselben Weise ermittelt.

diskutiert. Fast gar nicht kommt es auf den Elastizitätskoeffizienten an, weil in der Natur die Kräfte so groß sind, daß bei einseitiger Beanspruchung fast stets eine Zerreißung stattfindet. Die kleinen Spannungsdifferenzen gleichen sich rasch aus, weil ja alle Gesteine von Rissen usw. durchzogen sind.

Die Bedingung für die Kompressibilität ist, wie sich leicht zeigen läßt, stets von selbst genügend erfüllt.

In der Natur sind aber noch zwei andere Größen von Bedeutung, die für den Ingenieur, der die Gesteine auf ihre Haltbarkeit prüft, ohne Belang sind, für die wir daher nur spärliche Daten besitzen: das ist äußere und innere Reibung. Immerhin läßt sich auch für diese Eigenschaften die Größenordnung angeben, und das führt auf eine sehr wichtige Eigenschaft der Modells substanz.

Die äußere Reibung tritt ein, wenn zwei Gesteins schichten auf einander vorbeigleiten, also bei allen Horizontalbewegungen: Decken, Gleitbretter usw. Sie ist angenähert gemessen für:

	bei Ruhe	bei Bewegung
Muschelkalk auf Muschelkalk	0,75	0,69
Rogenstein auf Rogenstein	0,75	0,67

0,75 ist der Bruchteil der Last, der zur Überwindung der Reibung gebraucht wird. Wenn also 1 kg Kalk auf einer Kalkfläche verschoben werden soll, braucht man eine Horizontalkraft, so groß, wie sie zum Heben von 0,75 kg notwendig wäre. Dieser Wert stellt eine maximale Grenze dar. Wenn zwei verschiedene Substanzen aufeinander gleiten, so ist nach einem bekannten physikalisch-technischen Satz der Wert kleiner. Ferner bildet sich in allen glimmerhaltigen Gesteinen sehr rasch eine Zone mit Paralleltexur, wie wir sie in den Alpen, in Norwegen u. a. a. O. an der Basis von Decken oft beobachten können. Häufig tritt auch die sogenannte Mylonitisierung, eine innere, mit Zertrümmerung des Gesteines verbundene Gleitbewegung in der Nähe (aber auch bis 500 m entfernt) der Grenzfläche ein, die die äußere Reibung erheblich heruntersetzt und in innere Reibung verwandelt. Vielfach sind auch wenig mächtige weiche Schichten vorhanden, die wie ein Schmiermittel wirken. Die äußere Reibung muß im Modell dieselbe Größe behalten, da sie eine Zahl ist. Diese Forderung ist, nebenbei bemerkt, leicht zu erfüllen. Schwerer ist es, Substanzen ausfindig zu machen, die den Zwischenmitteln bei den Gleitbrettern nach der Definition von A. SPITZ), z. B. Raibler

Schichten, zwischen Hauptdolomit und Wettersteinkalk, Kössner Schichten, Liasschiefer usw. entsprechen.

Anders verhält sich die innere Reibung. Sehr häufig werden in der Natur Gesteine in sich selbst verschoben; sie werden zertrümmert und gleiten ineinander. Hierbei sind zwei Fälle zu unterscheiden. Das Gestein zeigt bei dem betreffenden Druck eine innere Plastizität, wie das in der Natur stets für Steinsalz, öfters für Dolomit, etwas seltener für Kalkstein und nie für Silikatgesteine zutrifft. Marmor erfordert nach den Versuchen von F. D. ADAMS und von F. RINNE [vgl. die im Anhang¹⁾ auseinandergesetzten Überlegungen] mindestens etwa einen allseitigen Druck von 1000 kg p. qcm bei gewöhnlicher Temperatur, oder wohl etwa 500 kg p. qcm bei 400°; zu diesem Druck tritt der einseitig wirkende umformende hinzu. Da aber für eine etwas größere Gesteinsmasse der allseitige Druck, wie eine leichte Überlegung ergibt, nicht höher sein kann als die Überlagerung erlaubt, so tritt plastische Deformation von Kalkspath in etwa 5 km Tiefe, oder wenn wie bei der alpinen Faltung Erhitzung auftritt, vielleicht schon in 2,5 km Tiefe auf. Die dem Marmor entsprechende Modells substanz muß also unter ihrem Eigengewicht in etwa 2—3 cm Tiefe sich plastisch deformieren. In Wirklichkeit liegen die Verhältnisse in der Natur noch komplizierter. Ursprünglich sind in vielen Gebirgen nicht Marmore, sondern Kalksteine vorhanden. Diese sind, wie F. D. ADAMS²⁾ zeigte, viel widerstandsfähiger. Der Solnhofener Schiefer erfordert, damit Beginn des Fließens eintritt, bei 450° einen Druck von 4500 kg p. qcm, was einer Überlastung von etwa 18 km gleichkommt. Das wäre eine viel größere Tiefe als sie uns je durch Hebung aufgeschlossen ist. Tatsächlich sieht man auch in der Natur ein sehr verschiedenes Verhalten von reinem, grobkörnigen und von reinem feinkörnigen Kalkstein. Der einigermaßen reine feinkörnige Kalkstein wird plastisch deformiert, und gleichzeitig tritt eine Sammelkrystallisation, die Umwandlung zu Marmor, auf. Wie die Einschlüsse in den Mineralien auf Hohlräumen in solchen Marmoren und Dolomiten (Carrara, Campolungo usw.), zeigen, fand die Umkrystallisation in kohlenstoffhaltiger wässriger Lösung bei höherer Temperatur statt. Diese hat die plastische Deformation sehr erleichtert und im primär feinkörnigen Kalkstein vielleicht schon in Tiefen von 1—2 km ermöglicht. Im Modell kann man indeß zunächst

¹⁾ Vgl. Anhang über plastische Deformation von Gesteinen.

²⁾ F. D. ADAMS, The Journ. of Geol. 20. III. 1912.

von diesen physikalisch-chemischen Vorgängen absehen und für Marmor und reinen feinkörnigen Kalkstein gemeinschaftlich dieselbe innere Plastizität, gleichgültig wie sie zustande kommt, annehmen.

Unreiner Kalkstein setzt der Wirkung der wässerigen Lösungen größeren Widerstand entgegen, hauptsächlich aus mechanischen Gründen: er ist dichter, daher kann weniger Lösung eindringen, und das Kalkcarbonat wird teilweise von unlöslichen Bestandteilen umhüllt und geschützt. Solcher Kalkstein ist daher auch kaum plastisch. —

Die Silikatgesteine sind an sich nicht plastisch, wohl aber zum Teil deformierbar. Es tritt in ihnen ein Gleiten längs einiger Bestandteile insbesondere der Glimmer ein, und sie erhalten dadurch eine Paralleltextrur. Am stärksten ist das bei den glimmerreichsten Gesteinen, den Glimmerschiefern, ausgeprägt. Diese sind daher sehr leicht deformierbar; sie können in feinste Spitzfalten gelegt werden. Außerdem dienen sie andern Schichten als Gleitmittel, weil in den Glimmerschiefern leicht auch bei großer Überlastung eine Bewegung zustande kommt. Sie haben, wie man das kurz bezeichnen kann, eine geringe innere Reibung. — In Gesteinen mit weniger Glimmer ist diese Eigenschaft weniger ausgeprägt; doch gibt stets der Glimmer die Auslösung der Bewegung, bei der die andern Gesteinsteile (Quarz, Feldspat) mehr oder minder stark zertrümmert werden (Mylonite, Protogine). Fehlt Glimmer in einem Gestein, so kommt eine innere Bewegung kaum zustande; die Widerstandskraft eines solchen Gesteinskörpers ist viel größer. Das sieht man sehr schön schon an wenig mächtigen Aplitgängen in Myloniten. —

Durch die innere Bewegung entsteht, wie wir glauben, die Paralleltextrur bei den krystallinen Schiefen, und zwar bei denen erster Art, den kontakt-metamorphen, während der Aufschmelzung bei hoher Temperatur, bei denen zweiter Art, den dynamometamorphen, während der tektonischen Vorgänge bei niedriger Temperatur. In den Alpen, auch in Norwegen, haben ferner wässerige Lösungen die dynamometamorphe Umformung der Silikatgesteine durch Bildung von Sericit, Epidot, Saussuritisierung usw. wesentlich erleichtert. Im Modell ist eine derartige Verschiebung durch Glimmer nicht direkt nachzuahmen. Die Blättchen müßten um 1.10^5 kleiner sein, also submikroskopische Dimensionen haben, und dazu stimmt schon das ganze Korn der Modellsbstanz nicht. Da aber die Glimmer in der Natur in einem Gestein sich jeder beliebigen Be-

wegung anpassen, genügte uns in erster Annäherung eine allseitige innere Plastizität der Modellschubstanz. Bei Granit tritt diese, wie wir aus den Versuchen von F. W. ADAMS folgern, bei einer Überlastung von 2000 kg per qcm ein, zu der noch der einseitige Druck hinzukommt; das entspricht einer Überlastung von 8 km oder in der Modellschubstanz von 8 cm.

Die Brüche und Verwerfungen der Schichten und Senkungen größerer Teile kann man entweder, wie W. PAULCKE das tut, willkürlich hervorrufen oder auch automatisch im Modell wiedergeben. Wir haben, wie schon erörtert, die Tiefe des Modells bis zur Druckausgleichsfläche, wo der wahre plastische Zustand der Gesteine eintritt, genommen. Dann wird also ein Absinken der Schichten von

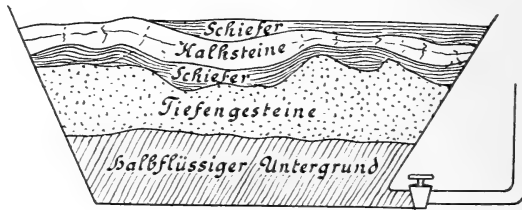


Fig. 1.

selbst eintreten, wenn es dem Vorgang entspricht. Um im Modell die Plastizität dieser untersten Teile darzustellen, ohne ihnen eine zu große Fluidität zu erteilen, muß ein Material genommen werden, in dem ein Druckausgleich rasch eintritt, verglichen mit der Zeit, die hierzu für die oberen Schichten notwendig ist. Das spezifische Gewicht dieser halbflüssigen Masse soll gleich oder eher ein klein wenig größer sein als das der oberen Schichten.

Die tektonisch wirksamen Kräfte im Modell sind theoretisch nur dann bestimmbar, wenn wir wüßten, wie sie in der Natur gewesen sind. Man hat im allgemeinen stets horizontal gerichtete Kräfte angenommen. Aus theoretischen Betrachtungen, auf die a. a. O. eingegangen werden soll, läßt sich schließen, daß die alte Anschauung vielleicht richtig ist, wonach die Spannung im Gewölbe der Erdkruste horizontale Kräfte und damit die tektonischen Vorgänge bedingt. Demnach wäre es am besten, ein seitlich keilförmiges Modell zu bauen (Fig. 1), etwas von der plastischen Unterlage langsam abfließen zu lassen und die dann entstehende Spannung — die

Modellschichten hängen frei, suchen nach unten zu gleiten — sich ausgleichen zu lassen. Wir haben davon abgesehen, weil die Kosten etwas größer sind, und haben uns damit begnügt, die Horizontalkräfte durch Zusammenschub der zwei Seitenwände, wovon die eine beweglich ist, zu erreichen. Durch Übertragung mit Zahnrädern konnte der theoretischen Forderung (S. 67) langsamer Veränderung einigermaßen, wenn auch nicht ganz, genügt werden. Es würde sich bei künftigen Versuchen empfehlen, entweder die obige Anordnung Fig. 1 oder wenigstens eine sehr starke verkleinernde Übersetzung mit Motorantrieb zu wählen, so daß die Verkürzung in einer Minute etwa $\frac{1}{2}$ mm oder weniger beträgt.

Die Modellsubstanzen haben etwa drei Gesteinsarten zu genügen: die Hauptmasse muß die Konstanten der Tiefengesteine besitzen; ein geringerer Teil in der Nähe der Oberfläche muß den Kalksteinen entsprechen; einige dünne Zwischenlagen sollen die Schichten ersetzen, die als Schmiermittel dienen. Aus praktischen Gründen müssen ferner einige dünne Schichten gefärbt werden, um das Bild klar wiedergeben zu können.

Anhang I.

Versuch einer praktischen Ausführung des naturgetreuen Modells.

Während die vorhergehenden theoretischen Darlegungen und die ausgerechneten Bedingungen für die Modellsubstanzen den Anspruch auf Richtigkeit und Exaktheit erheben, gilt das von unserer Ausführung eines Modelles nicht; dieses sollte, da wir die Kosten selbst tragen mußten, möglichst billig sein. Wir haben folgende Modellsubstanzen verwandt, die angenähert den oben mitgeteilten Bedingungen genügen, und für den Maßstab 1:75000 bis 1:25000 verwendet werden dürfen. Sie enthalten leicht zu beschaffendes Material. Für ganz exakte Versuche muß, wie früher dargelegt, für einen bestimmten Maßstab eine bestimmte Mischung hergestellt werden. In der Dissertation des einen von uns sind die Bedingungen ausgerechnet, denen die Modellsubstanz bei 1:100000, 1:50000, 1:10000 genügen muß. Man stellt sich erst die Ramsayfettmischung her, von der für 100 kg Modellsubstanz nur 100 g gebraucht werden; man verwendet hierzu 100 g Paraffin, 20 g Vaseline und 20 g reine Guttapercha, die etwa fünf Stunden lang auf 150°—250° erhitzt werden. Dann mischt man 900 Gewichtsteile Eisenpulver: 135 Teile Maschinenöl: 6 Teile Paraffin: 1 Teil Ramsayfett als

Granitmasse, 900 : 145 : 5 : 1 als Kalksteinmasse. Für die gefärbten Schichten:

rot:

500 Bleipulver : 500 Eisenoxyd : 300 Maschinenöl : 1 Ramsayfett,
grün:

500 Bleipulver : 500 Chromoxyd : 200 Maschinenöl : 1 Ramsayfett.

Kosten:

Maschinenöl techn. (MERCK, Darmstadt)	100 kg	=	38 M.
Eisenpulver Nr. 4 von DE HAEN,			
Seelze bei Hannover	100	=	35 -
Eisenoxyd rot tech. Nr. 7 dgl.	100	=	40 -
Bleipulver pulv. f. Akkumulatoren dgl.	100	=	140 -
Chromoxyd grün tech. Nr. 2 dgl.	100	=	190 -
Paraffin solid. (52°—53°), MERCK-			
Darmstadt	1	=	0,95 -

Kosten für 100 kg Modellsubstanzen:

Eisen	28 M.
Öl	10 -
Paraffin	1 -
alles andere zusammen	15 -
	54 M.

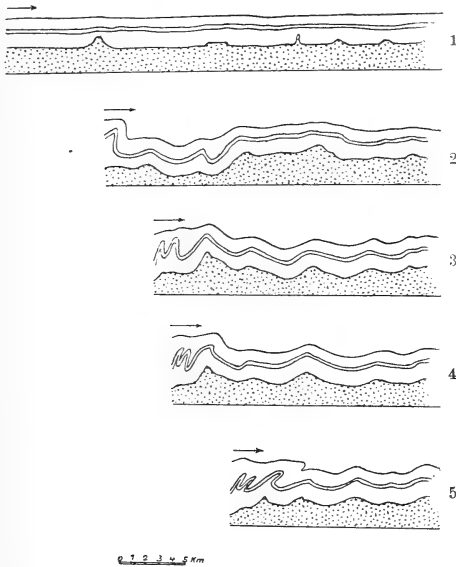
Die Substanzen sind nach jedem Versuch wieder verwertbar. Man muß nur vorsichtig die gefärbten von den ungefärbten Schichten trennen. Jede Masse wird für sich geschmolzen (auf etwa 40° erhitzt) und dann aufgegossen. Um hierbei eine Vermischung mit dem halbflüssigen Untergrund zu vermeiden, wird auf diesen ein ganz dünnes Battisttuch aufgelegt. —

Man kann leicht durch geeignetes Mischen und Prüfung der Materialkonstanten in der früher angegebenen Weise, sich genauer passende Modellsubstanzen und auch für andere Maßstäbe herstellen. Unser obiges Rezept soll nur einen Anhaltspunkt geben.

Wir geben einige Bilder¹⁾ der mit unserm kleinen Apparat von etwa 40 × 20 × 30 cm angestellten Versuche. Sie machen, wie uns scheint, einen ziemlich naturgetreuen Eindruck, und scheinen jetzt schon gegenüber den bisherigen

¹⁾ Die Schraffierungen und Punktierungen auf den Figuren haben nichts mit Schichtung zu tun. Der Verlauf der Schichten ist nur aus den Grenzlinien der einzelnen Lager zu erkennen. Die Reproduktion unserer Originalzeichnungen läßt leider manche Details nicht erkennen; insbesondere sind vielfach Ecken abgerundet wiedergegeben.

Versuchen einen Fortschritt darzustellen, obgleich in unserm Modell die Tiefe in verkürzten Maßstab mit Rücksicht auf die Materialersparnis genommen wurde. Wünschenswert für die weitere Forschung wäre in größerem und allseits richtigen Maßstab mit unseren Modellsubstanzen operieren zu können. Auch müßten mehr farbige Schichten genommen werden, um das Bild bis in größere Tiefe verfolgen zu können. Doch fehlen uns die Mittel. Immerhin ist mit diesem kleinen



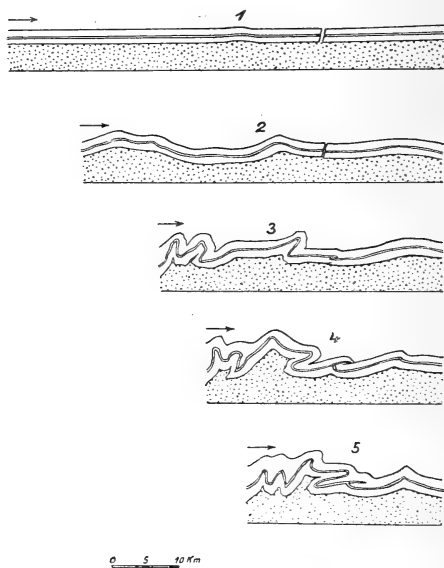
Blatt 1.

Faltengebirge mit überkippten Falten.
Im Modell: 1 : 100000.

Apparat, der mit Modellsubstanzen auf etwa 50 M. kommt, eine gute Veranschaulichung der tektonischen Vorgänge für den Unterricht möglich. Für etwa 800 M. wäre ein exakt richtiger Apparat mit Modellsubstanzen im Maßstab 1 : 75 000, der vielleicht am geeignetsten ist, auf einer Länge von 75 km (= 1 m Modell), Breite von 38 km (50 cm Modell) und 50 km Tiefe (60 cm Modell) herzustellen. Etwas überraschend bei den Figuren ist die Häufigkeit von Überschiebungen, die meist in der Mitte, wo die horizontal schiebenden Druckkräfte am geringsten waren, einsetzen, ferner das Fehlen

von Brüchen. Man erkennt deutlich interessante tektonische Einzelheiten; manche sind aus Naturbeobachtungen schon gefolgert worden.

1. Die am stärksten bewegte Stelle wird am meisten gefaltet.
2. Die Falten werden in der Bewegungsrichtung überkippt.
3. Eine als Falte hingleitende Decke, die sog. Überfaltungsdecke bei der die Schichten gewissermaßen aufgerollt werden, ist nicht zu beobachten. (Auch



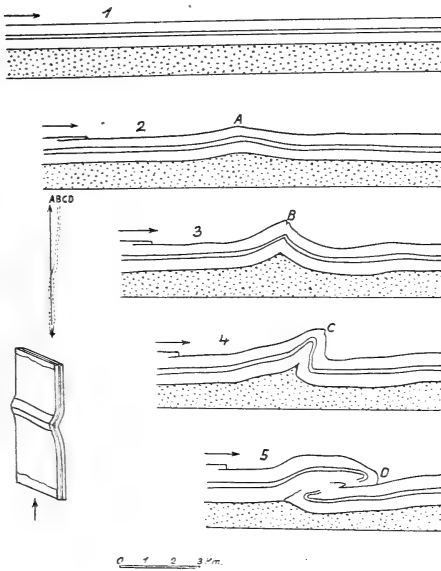
Blatt 2.

Liegende und überschobene Falten.

Im Modell: 1 : 100 000.

W. PAULCKE scheint sie nicht erhalten zu haben). Die Decke wird nur an ihrem Ende bisweilen gestaucht und aufgefaltet. Dagegen werden aufgerichtete Falten überkippt, flach gelegt und vielleicht etwas ausgewalzt (Blatt 2, Fig. 4 und 5). Eine starke Auswälvung und Ausquetschung von Mittelschenkeln ist nicht zu bemerken. Es scheint, daß im Modell wie in der Natur eine Zerreißung und Verschiebung der Faltenschenkel gegeneinander viel häufiger ist. Auf Blatt 3 wird eine

- Falte überkippt (Blatt 3, Fig. 4), auseinandergerissen und der eine Schenkel über den andern überschoben (Fig. 5).
4. Sehr merkwürdig ist Blatt 4, Fig. 3, 4 und 5. Diese zeigen, wie bei der Überschiebung eine Spitzfalte (Fig. 3), gestaucht, gehoben, jeder der beiden Schenkel zurückgefaltet und so auseinandergezerrt wird. Wenn man in der Natur nur Fig. 5 sieht, würde man wahrscheinlich zu ganz andern Erklärungen greifen.



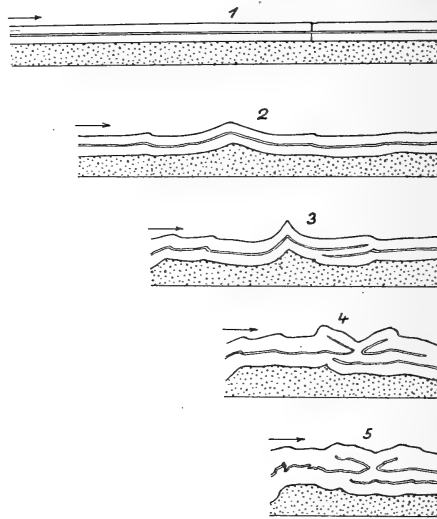
Blatt 3.

Zerreißung einer Falte, Übergang zur Überschiebung.
Im Modell: 1:50000.

5. Die Unterlage der Decke wird an ihrem Ende gefaltet (Blatt 6, Fig. 4), manchmal auch etwas hinaufgebogen (Blatt 2, Fig. 4, Blatt 4, Fig. 4). Mehrfache Decken haben wir nicht gesehen, vielleicht wegen zu wenig Farbschichten.
6. Eine Masse, die etwas Widerstand bietet, gibt Anlaß zu einer Überschiebung (Blatt 6), ebenso ein Bruch (Blatt 2, Fig. 2 und 3, und Blatt 4).
7. Größere Hohlräume (Blatt 5, Fig. 2) bilden sich nicht, außer ganz an der Oberfläche.

Zu beachten ist, daß alle diese Bilder nur einer einmaligen tektonischen Bewegung entsprechen, also insofern nicht ohne weiteres mit den alpinen Vorgängen verglichen werden können.

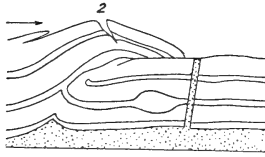
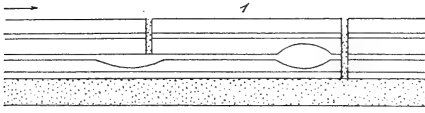
Aus der Tatsache, daß wir nur Falten und Überschiebungen, aber keine Brüche und Verwerfungen erhalten haben, läßt sich vielleicht schließen, daß erstere durch horizontale Druckkräfte, Zusammenschub der Erdkruste durch Kontraktion,



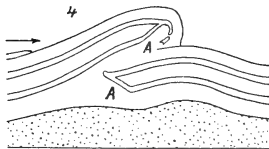
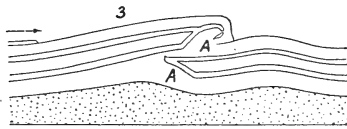
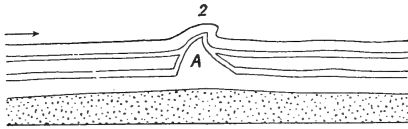
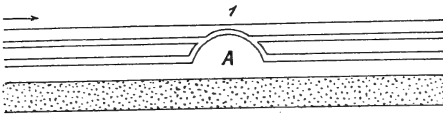
Blatt 4.
Überschiebung mit Stauchungsfaltung.
Im Modell: 1:50000.

letztere durch Zerrung bei lokaler Dilatation entstehen¹⁾. Ob diese Zerrung gleichzeitig mit den Faltungen erfolgte oder eine spätere Nachwirkung eines intensiven Faltungsprozesses ist, läßt sich wohl aus den Naturbeobachtungen bisher nicht sicher entnehmen. Das Verhalten des Modells würde möglicherweise für die zweite Auffassung sprechen. Doch müßten mehr Experimente an einem größeren Modell gemacht werden,

¹⁾ Man müßte zu dem Zweck im Modellkasten (Fig. 1) etwas flüssigen Untergrund unter Druck eingießen und so eine Hebung und Ausdehnung bewirken.



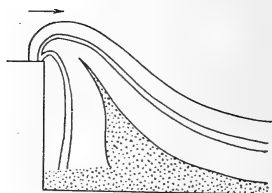
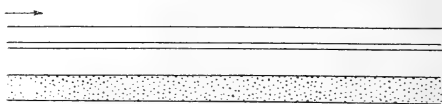
Blatt 5.
Im Modell: 1 : 50000.



Blatt 6.
Im Modell: 1 : 50000.

und namentlich der Verlauf der obersten Schicht durch Farbschichten besser hervorgehoben und untersucht werden.

Die Plastizität der Modellsubstanzen hängt sehr stark von der Temperatur ab. Die angegebenen Rezepte gelten



— 2 — 3 Km.

Blatt 7.

Einzelne Falte an Hinderniss.

Im Modell: 1:25000.

für 18° C. Zimmertemperatur. Hält man eine kleinere Plastizität oder innere Reibung als wir sie angenommen haben für richtig, so kann man die gleiche Modellsubstanz bei 14° verwenden, die halbe Plastizität erzielt man etwa bei 8°.

Anhang II.

Zur Plastizität der Gesteine.

L. MILCH¹⁾ hat eine Besprechung der Untersuchungen über Plastizität der Mineralien und Gesteine gegeben; auf diese sei verwiesen. Wir wollen hier nur die Grundlagen für die Zahlenangaben im vorigen Teil und unsere Ansichten darlegen, soweit sie von denen von L. MILCH verschieden sind.

Wir machen zunächst die Annahme, daß bei der eigentlichen dynamometamorphen Umformung der Gesteine 500° nicht überschritten werden; die Gründe hierfür wollen wir a. a. O. darlegen. Daß schon bei gewöhnlicher Temperatur eine plastische Umformung von Steinsalz, Sylvin, Kalkspat

¹⁾ L. MILCH: Geol. Rundsch. II, 1911, S. 145.

möglich ist, haben die Versuche von F. KICK, F. RINNE, F. D. ADAMS gezeigt; also sind auch die aus ihnen bestehenden Gesteine plastisch deformierbar. Andererseits haben die Versuche von F. D. ADAMS ebenso klar gezeigt, daß bei Zimmertemperatur und 15000 kg p. qcm und bei 450° und einem Druck von 6750 kg p. qcm¹⁾ kleine Öffnungen im Granit sich nicht schließen, daß also dies Gestein auch bei solchem Druck und hoher Temperatur nicht plastisch ist.



Fig. 2.

Gestreckte Konglomerate von Quarziten bei Ulvensrand und Mörketjern (Bergen). Die letzteren sind am stärksten gedehnt (das 2. Stück von links); die beiden großen Durchmesser des Ellipsoides verhalten sich zu dem kleineren wie 6:1.

ADAMS konnte andererseits Granit durch einen Druck von etwa 8000 kg p. Atm.²⁾ umformen, ohne daß der Granitblock seinen Halt verloren hatte. Demnach findet ein eigentliches Fließen des Gesteines, wie man es an Metallen, Steinsalz usw. beobachtet, nicht statt. Die Mineralien werden nur zertrümmert, verschoben und durch den Druck ineinander verzahnt. Der Verf. steht da auf demselben Standpunkt, den E. WEINSCHENK

¹⁾ F. D. ADAMS: Journ. of Geol. XX, 1912, S. 415.

²⁾ F. D. ADAMS: Journ. of Geol. XVIII, 1910, S. 523.

einnimmt. Den nämlichen Vorgang benutzt die Technik, um mit hydraulischen Pressen Pulver und Fasern zu solidem Material zu formen. — F. D. ADAMS erkannte auch unter dem Mikroskop die Zertrümmerung und Verschiebung der Mineralbruchstücke ganz deutlich¹⁾. Dasselbe gilt von den deformierten Silikatgesteinen in der Natur. Man hat da allerdings vielfach von undulös auslöschendem Quarz in dem Sinne gesprochen, daß man eine plastische Verbiegung von Quarzkrystallen annimmt. Ich habe die stärkst deformierten Quarzitzerölle von Mörketjern und Ulvensrand bei Bergen, die H. REUSCH beschrieben hat, daraufhin untersucht. Diese sind einer variablen Streckung ausgesetzt gewesen. An einem Aufschluß sind sie



Fig. 3.

Scheinbar undulös auslöschender Quarz aus den Quarzconglomeraten (Bergen) bei geeigneter Beleuchtung und 200facher Vergrößerung. Man sieht die scharfen Grenzen.

nur wenig deformiert (vgl. Fig. 2 die beiden Gesteinsstücke rechts); sie gehen allmählich in immer stärker deformierte über (vgl. Fig. 2 die beiden Stücke links). Wenn man im Dünnschliff die einzelnen Quarzkörner untersucht, so zeigen viele eine undulös kontinuierlich wechselnde Auslöschung. Bringt man aber den Dünnschliff auf einen Theodolithisch nach FEDOROW, so kann man durch Drehen um die zwei Horizontalachsen stets scharfe Grenzen zum Vorschein bringen; dieselbe Erscheinung ist von den Zwillings Ebenen der Plagioklase her bekannt. Der kontinuierliche Übergang zwischen zwei Auslöschungsrichtungen ist also nur scheinbar; er beruht auf der schrägen Lage der Grenzebene gegen den Schnitt. Durch Drehen kann man die Grenzebene vertikal stellen. Fig. 3 zeigt solche scharfe, sogar fast geradlinige Begrenzungen in einem scheinbar undulös auslöschenden Quarzkorn. Ähnliches gilt für die Feldspäte. Die Plastizität des Granits ist also nicht von derselben Natur wie die des Kalksteins, da sie

¹⁾ F. D. ADAMS: a. a. O., S. 524.

nicht durch die Mineralien selbst verursacht, sondern eine Zertrümmerung der Bestandteile mit darauffolgender Verkittung oder Verzahnung ist. Daher stellen die Mylonite die eigentliche Facies mechanisch umgeformter Silikatgesteine dar¹⁾. Besonders gern findet ein Gleiten der Mineralkörner längs der Glimmerblättchen statt; der Glimmer wird zerfasert, und es tritt eine mechanische Parallelstruktur ein.

Fragen wir uns nach dem Minimaldruck, bei dem eine Umformung eines Gesteines eintreten kann, ohne daß seine Festigkeit wesentlich leidet, so sieht man, daß ganz unabhängig von der Natur des Vorganges die Forderung besteht, daß der allseitige Druck das Zerbrechen verhindern, also etwas größer als die Bruchfestigkeit sein muß. Diese Überlegung ist zuerst von A. HEIM angestellt worden²⁾. Die Umformung erfolgt dann, wenn der Druck nach einer Seite größer ist, und er muß m. E. wieder etwas größer sein als der Druck, der Bruch hervorruft. Wenn also für Marmor nach den Versuchen von F. RINNE und H. PRANDTL³⁾ die Bruchfestigkeit bei einseitiger Belastung etwa 1000 kg p. qcm ist, so ist zur plastischen Umformung ein allseitiger Druck von 1000 kg p. qcm und einseitiger Überdruck von nochmals 1000 kg nötig. Ein allseitiger Druck kann aber nur bei entsprechender Überlastung zustande kommen. Darauf beruhen die S. 72 angegebenen Zahlen. Ähnliche Daten dürften für grobkörnigen Dolomit gelten. — Für feinkörnigen, nicht ganz reinen Kalkstein, z. B. Solnhofer Schiefer, liegt die Grenze für die Druckfestigkeit, wie F. D. ADAMS⁴⁾ fand, höher: bei etwa 2200 kg p. qcm. Zur Umformung wäre also der allseitige Druck dadurch gegeben, der einseitige müßte das Doppelte betragen. Bei 450° trat plastische Umbildung mit Schließen von Hohlräumen unter etwa 6700 kg p. qcm, also vermutlich einem allseitigen Druck von etwa 3300 kg p. qcm, ein. Der zur Umformung genügende Druck ist nicht angegeben⁵⁾. — Für Granit ist nach ADAMS die Druckfestigkeit etwa 1600 kg p. qcm, die Umformung tritt aber erst bei 8000 kg p. qcm⁶⁾

¹⁾ Außerdem existiert noch eine andere Umformung bei Gegenwart heißer Lösungen. Da werden Plagioklas und Biotit chemisch angegriffen und umgewandelt: Das bedingt Plastizität durch chemische Dynamometamorphose.

²⁾ Vgl. auch F. RINNE: N. Jahrb. Min. 1903, I, S. 177.

³⁾ F. RINNE: N. Jahrb. Min. 1907, I, S. 43.

⁴⁾ F. D. ADAMS: Journ. of Geol. XX, 1912, S. 108.

⁵⁾ F. D. ADAMS: a. a. O., S. 520.

⁶⁾ F. D. ADAMS: a. a. O., S. 523.

einseitigem Druck ein; danach wäre ein allseitiger Druck von 4000 kg p. qcm als nötig zu vermuten. Wir haben, weil man bei den Versuchen von ADAMS nicht leicht genau den wahren allseitigen Druck und den Einfluß der äußeren Reibung abschätzen kann, einen allseitigen Druck von 2000 kg p. qcm als genügend angenommen. Es mag sein, daß die Annahme von A. HEIM, auf die wir uns hierbei stützen, nicht ganz zutrifft, und daß die größeren Zahlen von ADAMS zugrunde zu legen sind. Doch dürfte, wenn ein Granit glimmerreich ist, und eine gleitende Bewegung längs der Blättchen zustande kommt, die innere Reibung, die sich dieser Umformung entgegenstellt, kleiner sein als die bei der Kompression von Säulen. In der Natur finden wir standfeste Granitmylonite in Tiefen, die sicher nicht über 10 km betragen, und also eine allseitige Belastung von nicht über 2000 kg p. qcm bewirkt haben können.

6. Der Gebirgsbau der lombardischen Alpen.

Von Herrn H. RASSMUSS.

(Mit 4 Textfiguren.)

Vortrag vom 6. November 1912.

Literatur.

Es sind nur die auf die Tektonik bezüglichen speziellen Arbeiten hier angeführt. Die im Text in Klammern beigefügten Zahlen verweisen auf die entsprechende Nummer dieses Verzeichnisses.

1. AIRAGHI, C.: Il Giura tra il Brembo e il Serio. Atti Soc. Ital. di Sc. nat., Milano 1897.
2. DE ALESSANDRI, G.: Osservazioni geologiche sulla Creta e sull'Eocene della Lombardia. Atti Soc. Ital. di Sc. nat., Milano 1899.
3. — Il gruppo del Monte Misma. Ebenda, Bd. 42, Milano 1903.
4. — Sezioni geologiche attraverso il gruppo de Mte. Misma. Atti Soc. Ital. di Sc. nat., Bd. 43, Milano 1904.
5. BALTZER, A.: Geologie der Umgebung des Iseosees. Geol. u. Paläont. Abh., hrsg. v. KOKEN, Jena 1902.
6. BECKER, H.: Carta geologica dell'Alta Brianza 1:86400. Milano, Sacchi, 1894.
7. — Brianza. Zeitschr. f. prakt. Geol., Berlin 1895.
8. BENECKE, E. W.: Erläuterungen zu einer geologischen Karte des Grignagebirges. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. III, 1884.
9. v. BISTRAM, A.: Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B., Bd. XIV, 1903.

10. BITTNER, A.: Über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, Bd. 31, Wien 1881.
11. — Nachträge zum Berichte über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia. *Ebenda*, Bd. 33, Wien 1883.
12. — Überschiebungerscheinungen in den Ostalpen. *Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst.*, Wien 1894.
13. BONARELLI, G.: Contribuzione alla conoscenza del Giura-Lias lombardo. *Atti R. Acc. Sc. di Torino*, Bd. XXX, 1894.
14. BUSSANDRI, G.: Osservazioni stratigrafiche sul Monte Barro. *Atti Soc. Ital. di Sc. nat.*, Bd. 49, Milano 1910.
15. CACCIAMALI, G. B.: Rilievi geotettonici tra il lago d'Iseo e la Val Trompia. *Comm. Ateneo di Brescia* 1906.
16. — Complemento dei rilievi geotettonici usw. *Ebenda* 1908.
17. — Costituzione geologica del Mte. Maddalena. *Ebenda* 1899.
18. — Studio geologico della regione Botticino-Serle-Gavardo. *Ebenda* 1904.
19. — La Geologia Bresciana alla luce dei nuovi concetti orogenici. *Ebenda* 1911.
20. — Struttura geologica del Gruppo del Guglielmo. *Ebenda* 1912.
21. — Revisione della geologia Camuna. *Ebenda* 1912.
22. — Una frattura con sovrascorrimento in Val Camonica. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 1909.
23. — Una falda di ricoprimento tra il lago d'Iseo e la Val Trompia. *Ebenda* 1910.
24. — La falda di ricoprimento del Mte. Guglielmo con prenesso schizzo tectonico della Lombardia orientale. *Ebenda* 1912.
25. — Studio geologico dei dintorni Collio. *Comm. Ateneo di Brescia* 1903.
26. CORTI, B.: Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche sulla regione compresa fra i due rami del lago di Como e limitata a sud dai laghi della Brianza. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, Bd. XI, 1893.
27. COZZAGLIO: Osservazioni geologiche sulla Riviera Bresciana del lago di Garda. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 1891.
28. — Ricerche sulla topografia preglaciale e neozoica del lago di Garda (tav. II). *Comm. Ateneo di Brescia* 1902.
29. CURIONI, G.: Geologia applicata delle provincie Lombarde. Bd. I, II. Milano 1877. Mit Karte 1:172800.
30. v. HAUER, F.: Erläuterungen zu einer geologischen Übersichtskarte der Lombardei mit kol. Karte. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.* Bd. IX, Wien 1858.
31. HEIM, A.: Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht. *Geol. Nachr.* 15, Naturf. Ges. Zürich, 1906.
32. MARIANI, E.: Appunti geologici sul secondario della Lombardia, occidentale. *Atti Soc. It. Sc. Nat.*, Bd. 43, Milano 1904.
33. PARAVICINI, G.: Contribuzione alla conoscenza geologica dell'Alta Brianza. *Manuskriptdruck*, Milano 1899.
34. PHILIPPI, E.: Beitrag zur Kenntnis des Aufbaues der Schichtenfolge im Grignagebirge. *Diese Zeitschr.* 1895.
35. — Geologie der Umgegend von Lecco und des Resegonemassivs. *Ebenda*, Berlin 1897.
36. PORRO, C.: Le Alpi Bergamasche, carta geol. 1:100000 con note ill. Milano 1903.
37. — Note geologiche sulla Alpi bergamasche e bresciane. *Rend. R. Ist. Lomb.*, Milano 1911.
38. RASETTI, E.: Il Monte Fenara di Valsesia. *Boll. Soc. Geol. It.* 1897.

39. RASSMUSS, H.: Zur Geologie der Alta Brianza. Zentralbl. Min. 1910.
40. — Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza. Geol.-Paläont. Abh., hrsg. v. KOKEN, X, 5, Jena 1912.
41. — Zur Geologie der Vall'Adrara. Diese Zeitschr. 1912.
42. REPOSSI, E.: Osservazioni stratigrafiche sulla Val d'Intelvi, la Val Solda e la Val Menaggio. Atti Soc. Ital. di Sc. nat., Milano 1902.
43. SALOMON, W.: Die Adamellogruppe. Abh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1908—10.
44. SCHMIDT, C. und SFEINMANN, G.: Geologische Mitteilungen aus der Umgebung von Lugano. Eclog. geol. Helv., Bd. II, Lausanne 1890.
45. SCHMIDT, C.: Zur Geologie der Alta Brianza. C.-R. VI. Congr. géol. int. Zürich 1894.
46. TARAMELLI, T.: Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi. Bern 1880.
47. — Carta geologica della Lombardia 1:250000 con spiegaz. Milano 1890.
48. — Di alcune condizioni tettoniche della Lombardia occidentale. Boll. Soc. Geol. It. 1902.
49. — Considerazioni a proposito della teoria dello Schardt nelle regioni esotiche delle Prealpi. Rend. R. Ist. Lomb., Bd. 31, Milano 1898.
50. — I tre laghi con carta geolog. Milano 1903.
51. — Sulla tectonica del Verbano. Rend. R. Istit. Lomb., Milano 1911.
52. TILMANN, N.: Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia. Diss., Bonn 1907.
53. — Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Trias des Mte. Guglielmo. Diese Zeitschr. 1909.
54. TOMMASI, A.: Alcune osservazioni stratigrafiche sui Corni di Canzo e dintorni. Rend. R. Ist. Lomb., Milano 1882.
55. TORNQVIST, G.: Geologischer Führer durch das oberitalienische Seengebirge. Berlin 1902.
56. VARISCO, A.: Carta geologica della provincia di Bergamo con note illustr. Bergamo 1881.
57. WILCKENS, R.: Beitrag zur Tektonik des mittleren Ogljotales. Diese Zeitschr. 1911.

Die Alpengologie wird gegenwärtig von der Theorie des einseitigen Schubes beherrscht. In kühner Konsequenz hat diese zu der großartigen Konstruktion der Überschiebungsdecken geführt, die ein gewaltiger einseitiger Schub von Süden her übereinandergetürmt haben soll. Die ostalpine Decke überlagert die lepontinischen und helvetischen Decken der Westalpen. Ein asymmetrischer Bau kennzeichnet die Faltengebirge. Die südlichen Kalkalpen, deren Bewegung nach Süd gerichtet ist, werden daher von EDUARD SUESS¹⁾ von den Alpen abgeschieden und mit den dinarischen Ketten zu den Dinariden zusammengefaßt, die sich nach Osten in den Tauriden nach Asien fortsetzen. Während die Alpen, im Rahmen der präpermischen Gebirge posthum gefaltet, sich durch ihre Be-

¹⁾ Das Antlitz der Erde.

wegungsrichtung von dem asiatischen Bau der Altalpen unterscheiden, behalten die Dinariden das kennzeichnende Merkmal der asiatischen Grenzbögen in der Bewegung nach Süden bei. Erkennt E. SUESS damit den Südalpen eine gewisse Gleichstellung mit den Nordalpen zu und versucht die Einseitigkeit des Baues der Gebirge durch die scharfe und vollständige Trennung dieser beiden Gebirgstteile aufrecht zu erhalten, so versuchen neuere Arbeiten von TILMANN (52,53) und R. WILCKENS (57) wiederum, auf ältere Ansichten von SUESS zurückgreifend, die südlichen Kalkalpen nur als ein Absenkungsgebiet der Alpen zur Poebene und Adria anzusehen und intensivere nach Süd gerichtete tangentielle Kräfte zu leugnen.

Ich habe am Ende meiner Arbeit über die südöstliche Alta Brianza (40) den Gebirgsbau der lombardischen Alpen kurz zu schildern versucht; weitere Untersuchungen, die ich in den Bergamasker und Brescianer Alpen ausführte, sowie neue wichtige Arbeiten des hochverdienten Brescianer Geologen G. B. CACCIAMALI erlauben jetzt ein vollständigeres Bild zu geben.

Die Grenze der Dinariden gegen die Alpen wird nach E. SUESS durch jene „Narbe“ bezeichnet, die in mehr als 400 km Länge von Ivrea im Westen bis zum Bachergebirge im Osten sich verfolgen läßt. Ihr entspricht eine Intrusivzone granodioritischer Gesteine und ein Gürtel tiefgreifender Dislokationen.¹⁾ Die Grenzlinie verläuft von Ivrea längs des Amphibolituzuges zum Lago Maggiore nach Bellinzona, quer hinüber zum Comer-See, folgt dem Veltlin bis Stazzone, der Tonale-Linie bis Dimaro, wo sie sich mit der Judicarien-Linie vereinigt und biegt dann über Meran und Bruneck in den Gailbruch ein. Das also nach Süden abgetrennte Gebiet zerfällt durch eine weitere Grenze, die der Richtung und Lage des Garda-Sees entspricht, in die lombardischen Alpen im Westen, die Venezianer Alpen im Osten, die sich durch verschiedene Sedimentausbildung schon vom Perm an unterscheiden. Ebenso ist der Gebirgsbau verschieden.

Die lombardisch-judicarischen Alpen zwischen Lago Maggiore im Westen und Garda-See—Sarca—oberes Etschtal im Osten bilden insgesamt einen gegen Südsüdost deutlich konvexen Bogen, dessen äußerste Wölbung etwa

¹⁾ SUESS: III 1, S. 422; SALOMON: Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. TSCHERMACKS Mineral. petrogr. Mitteil. 1897. SALOMON: Die Adamellogruppe, Wien 1908—10.

bei Brescia liegt (vgl. Carte geolog. internat. de l'Europe 1:1,5 Mill. Bl. 31 und Fig. 4). Die Bogenform ist der natürliche Ausdruck des tangentialen Gebirgsdruckes, wobei wir mit SUESS die Kraft im Zentrum, den Schub von innen nach außen, also hier von Nord nach Süd annehmen müssen. Das Zurückweichen des Bogens im Osten und Westen mag mit einer Hemmung durch die starren Porphyrlplatten von Bozen und Lugano zusammenhängen.

Der Gebirgsbogen der lombardischen Alpen zeigt sich selbst wieder aus einer Anzahl kleinerer Bögen girlandenförmig zusammengesetzt, wie die Betrachtung einer geologischen Übersichtskarte (TARAMELLI: Carta geologica della Lombardia 1:250 000) lehrt (vgl. auch Fig. 4). Wie der asiatische Bau im großen in eine Scharung und Kettung nach außen konvexer Faltenbögen zerfällt¹⁾, so zergliedert sich der lombardische Bogen im kleinen in eine Reihe von Teilbögen. Der ungleichen Intensität des von der Innenseite wirkenden Gebirgsdruckes, der unmöglich — schon wegen der ungleichförmigen Zusammensetzung der Erdrinde — sich in einem ganzen Erdringe zu gleicher Stärke entfalten kann, entspricht das Vor- und Zurückschreiten der Faltenwelle, dem Auf- und Abschwingen der Faltenachse in der vertikalen Komponente vergleichbar. Wir unterscheiden die Bögen Val Margorabbia—Varese—Mendrisio; Mendrisio—Como—Canzo. Diesem liegt im Süden der Bogen Mte. Barro—Erve vor. Es folgt die prächtige Girlande des Albeuza—Erve—Caprino—Almenno, dann ein mehr gradliniger Verlauf bis zur Val Cavallina. Der Iseo-See wird von dem Iseo-Bogen umkränzt (41). Von dort schwingt sich ein weiter Bogen zum Garda-See.

Einzelne dieser Faltenbögen zeigen sich randlich in eine Reihe schräg zur Gesamtrichtung streichender Wellen zerlegt, eine Erscheinung, die HAYDEN²⁾ an der Front Range als „folds en échelon“, E. SUESS³⁾ als Kulissenfalten“ bezeichnet hat. V. STAFF⁴⁾ und KRONECKER haben eine solche Einbiegung des Schichtstreichens vom Tornagotal am Ostende des Albengagewölbes beschrieben. Wahre Musterbeispiele dieser Zergliederung des Alpenrandes konnte ich am Iseo-Bogen beobachten (41). Während das Innere des Bogens im Westen des Iseo-Sees einen verhältnismäßig ruhigen

¹⁾ SUESS: Bd. I.

²⁾ Atlas of Colorado.

³⁾ Antlitz der Erde III, 2, S. 438 ff.

⁴⁾ V. STAFF: Über Kulissenfalten. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXX, 1910.

Bau zeigt, bäumen sich zum Alpenrande immer neue, schief streichende Sekundärgewölbe auf, die, vom Vorland von Süden aus gesehen, wie echte Kulissen hintereinander sich aufbauen (vgl. Karte, diese Zeitschr. 1912, S. 339.) Vor das Mismagewölbe tritt nach der Einbiegung von Grone (Mulde von S. Antonio) das Bronzone-Gewölbe, vor dieses nach der Mulde von Viadanica das Predoregewölbe, das sich durch die Canzano-Einbiegung in zwei Kulissen zweiter Ordnung teilt. Nach der Einbiegung des Schichtstrichens, die jetzt vom See von Sarnico, dem westlichen Zweige des Iseo-Sees erfüllt ist, dringt das Gewölbe des Mte. Alto von neuem in die Ebene vor. Dann biegt der Iseo-Bogen zur Val Trompia zurück.

Die Zersplitterung des Faltenbogens in seitliche Kulissen findet nur in einer tangentialen, von innen nach außen, d. h. hier von Nord nach Süd, wirkenden Kraft ihre Erklärung, wie v. STAFF¹⁾ gezeigt hat. AMPFERER²⁾ hat dargetan, daß bei nicht kreisförmigem Umriß einer vorwärts bewegten Scholle das Streichen der Falten schräg zum Schollenrande gerichtet ist, da die Falten sich senkrecht zu den Kraftstrahlen, den Verbindungslinien mit dem Schwerpunkt dieser Scholle, anordnen. Faßt man den nach Süd vordringenden Faltenbogen als eine einheitlich bewegte Scholle auf, so wird man zum Verständnis der schief streichenden Randfalten auch diese Erklärung heranziehen können.

Weist die äussere Form des Gebirgsbaues der lombardischen Alpen, der nach Süden konvexe Bogen mit seinen Girlanden und Kulissen, auf einen von Norden drängenden tangentialen Schub hin, so wird diese Anschauung durch das Studium der Struktur vollauf bestätigt. Der lombardische Bogen ist durch eine fortlaufende Reihe nach außen, also ungefähr nach Süden gerichteter Überschiebungen gekennzeichnet. Konnte die Form der Architektonik auch der eines Zerrungsgebirges, hervorgerufen durch einen Zug von Süden, ähneln, so wird diese Annahme durch die Struktur scharf widerlegt. Bei einer Zerrung müßte man Anzeichen von Ausdehnung im Schichtenbau erwarten, hier findet man die Beweise stärkster Zusammenpressung, wie den Schuppenbau von Canzo oder die Verknüchtungen in der Ravellamulde (40). Diese Tatsachen schließen auch die Entstehung durch „ein allgemeines Einsinken des Gebirges nach Süden“ (52) aus.

¹⁾ a. a. O.

²⁾ AMPFERER: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., 56, Wien 1906, S. 574, ein Hinweis, den ich Herrn v. STAFF verdanke.

Eine kurze Schilderung des Schichtenbaues möge zur Erläuterung dienen. Die südlichen Kalkalpen beginnen an der Val Sesia in Gestalt einzelner Kalkschollen. Die flach lagernde Trias-Liasscholle des Mte. Fenera ist die wichtigste (38). Zwischen Lago Maggiore und Lago di Lugano, wo die Kalkzone noch auf einen schmalen Streifen beschränkt ist, und der permische Quarzporphyr große Flächen einnimmt, finden sich nur durch Verwerfungen zerlegte Schollen, zwischen denen das Grundgebirge noch öfters hervortritt. In dem Liasgebiet zwischen Luganer- und Comer-See haben uns REPOSSIS Untersuchungen (42) bisher nur aufrechten Faltenbau und Ost—West streichende Verwerfungen kennen gelehrt.

Je weiter wir von Westen nach Osten vorschreiten, je breiteren Raum die Südalpen gewinnen, um so freier können sich die tektonischen Kräfte entfalten, um so mehr treten die Verwerfungsbrüche zurück, die im Westen in der schmalen Absenkungszone am Bruchrande der krystallinen Alpen gegen die Poebene, natürlich die Hauptrolle spielen müssen. Am Comer-See, in der Alta Brianza, tritt der tangentielle, von Norden kommende Gebirgsdruck zum erstenmal in größerer Intensität in Erscheinung. Von Como bis Canzo verläuft eine Überschiebung von Lias auf Kreide, die C. SCHMIDT (45) beschrieben hat. Den östlichen Teil dieser Überschiebung konnte ich genauer untersuchen (40). Auf flacher Überschiebungsfäche lagert der Mittel- und Unterlias auf flyschartiger jüngerer Kreide, die ein vortreffliches Schmiermittel abgegeben hat. Im Liegenden dieser Hauptüberschiebung findet eine vierfache enge Schuppung von Kreide und Jura statt. Ich habe die Intensität des Gebirgsdruckes mit der „Sonnwendphase“ FRECHS¹⁾ verglichen. Nach Osten, wo eine mächtige Riffbildung des oberrhätischen Korallenkalkes einsetzt und dem Gebirgsdruck ein Hindernis entgegengestellt hat, hört die Überschiebung auf; wir finden nur im Südschenkel der Ravellamulde eine innige Verknüpfung und Verquetschung der Schichten. Der Riffkalk selbst ist zu einem nach Süd überstürzten Spezialgewölbe, das an ähnlich gebauten Falten in den Nordalpen erinnert, zusammengestaut (Fig. 1). Dafür treten hier in einer südlicheren Zone Überschiebungen auf. Am Prasanto, wo die Schichten in prächtige Falten gelegt sind, ist zwischen zwei nach Süden überliegenden Gewölben ein dritter Antiklinalkern eingezwängt, die Mulden dazwischen sind ausgequetscht und

¹⁾ F. FRECH: Über den Gebirgsbau der Alpen. Petermanns Mitteil. 1908.

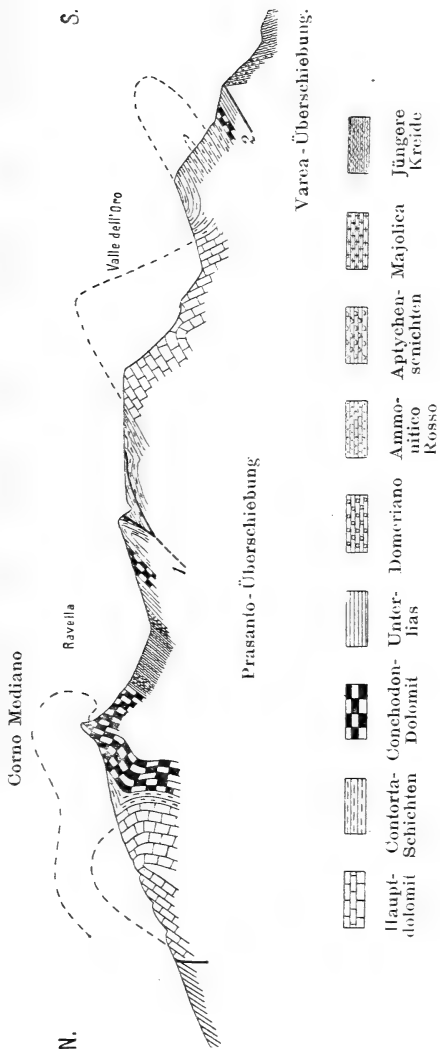


Fig. 1.
 Querprofil durch die südöstliche Alta Brianza. 1 : 50000.

durch Überschiebungen ersetzt. Noch weiter südlich, in der Randzone an der Val Varea, ist unterster Lias auf Tithon überschoben, rechts und links an Querverwerfungen abgebrochen, einem plötzlichen Überbranden der Faltenwelle entsprechend. Diese richtet sich dann noch einmal auf, um sich im Mte. Barro noch stärker nach Süden zu überschlagen. Auf einer schrägen Fläche, die die Schichten diskordant abschneidet, ist der Hauptdolomit auf die jüngeren Schichten bis zum Mittellias aufgeschoben. Im Osten treten diese wieder unter dem Hauptdolomit hervor, am andern Ufer des Lecco-Sees sind sie zuerst noch überkippt, um nach der Biegung von Erve im Albenza wieder in ein normales Gewölbe überzugehen. Dafür hat sich der tektonische Druck in der nächstnördlichen Zone aufgelöst — es scheint hier das Gesetz zu gelten, daß die Überschiebungen in den verschiedenen Zonen einander ablösen —, die die unmittelbare Fortsetzung der Ravellaüberschiebungszone bildet. Die Hauptdolomitscholle des Resegone östlich Lecco ist auf oberes Rhät überschoben, wie PHILIPPI (35) nachgewiesen hat. Auf die Resegone-Coltignonescholle türmt sich im Norden die Muschelkalk-Esinokalkscholle der Grigna meridionale, auf diese längs einer dritten Überschiebung der Muschelkalk und Esinokalk der Grigna settentrionale (34). Entsprechend dem Gesteinscharakter der starren Kalkmassen treten hier nicht Faltenüberschiebungen wie in der Alta Brianza, sondern dachziegelförmige Schollenüberschiebungen auf.

Die Überschiebungslinie, die von Como über Canzo bis zum Resegone zu verfolgen war, geht nach Osten in die von PHILIPPI (35) beschriebene Diagonalverschiebung von Morterone über, um am Mte. Aralalta ganz auszuklingen. Die Grignaüberschiebungen laufen nach Osten in die Verwerfung Valtorta-Averara aus (36). Hier hat die Stauung schon im Norden eingesetzt, wo permische Ablagerungen und krystalline — vielleicht paläozoische (43) — Schiefer den Bereich der Südalpen von neuem erweitern. Die krystallinen Schiefer des Vetlin sind an einer Überschiebung, deren flaches Einfallen PORROS Karte (36) deutlich zeigt, kilometerweit auf die permischen Sedimente im Süden überschoben. Der südlich gelegene beherrschende Gipfel der orobischen Alpen, der Pizzo dei tre Signori, ist gleichfalls durch eine Überschiebung gekennzeichnet. Nach Osten macht die Überschiebung der krystallinen Schiefer, die sich zuerst teilt, später einem nach Süd überkippten Faltenbau Platz. Ihr mechanisches Äquivalent ist in der außerordentlich verwickelten, wohl noch nicht klar

erkannten Tektonik der Presolana im Süden zu suchen, die PORRO durch Überschiebungen aus Süden erklärt (36).

Das sich im Osten anschließende Gebiet der oberen Val Camonica hat CACCIAMALI vor kurzem in einer zusammenfassenden Arbeit (21) behandelt. Die krystallinen Schiefer der Zone von Edolo sind nach den Untersuchungen PORROS (37) auf Perm und untere Trias im Süden überschoben. Die Überschiebung geht im Westen aus einer überkippten Falte am Mte. Bognaviso hervor und läuft nach Osten in den Gallinerabruch SALOMONS (43) aus. Sie wird im Norden am Palone di Torsolazzo von zwei weiteren aus verquetschten Falten entstandenen Störungen begleitet, an denen Sericitschiefer und karbonische Konglomerate auftreten. Im Süden von Malonno schließt sich eine vierte nach NW einfallende Störung an. Die Edoloschiefer fallen stets nach NW zur Tonallinie ein, was auf „struttura imbricata“ (Schuppenstruktur) zurückzuführen ist. CACCIAMALI kommt zu dem Schlusse: „Questa tectonica a zolle embriicate in senso S—N, ossia a ripetute sovrapposizioni od accavallamenti di serie in senso N—S, non si spiega se non ammettendo tante fratture immergenti a nord con altrettanti sovrascorrimenti di masse da nord a sud.“

Die eigenartig dreieckige Gestalt des krystallinen Gewölbes von Cedegolo hängt wohl mit der Intrusion des Adamello-ethmolithen zusammen und kann man vielleicht eine Fortsetzung des Tonalitkernes darunter annehmen (21). Die Lage des Adamello gerade im Zentrum des lombardisch-judikarischen Bogens (vgl. Carte geol. intern.) führt unwillkürlich zu der Vermutung¹⁾, daß ihm eine gewisse Bedeutung bei der Gebirgsbildung zuzuschreiben sei, besonders da er erst in junger Zeit emporgedrungen ist, wie SALOMONS Untersuchungen nachgewiesen haben. Sind wirklich die alpinen Zentralmassive, deren jugendliches Alter zu beweisen zahlreiche Forscher an der Arbeit sind, nur passiv heraufgetragene²⁾ Stücke der Erdrinde?

Im Süden des Adamello dringen die krystallinen Schiefer am weitesten nach Süden vor, einem Gebiet stärkster Emporhebung entsprechend, dessen Zentrum der Adamello bildet. Die Aufwölbung der von pflanzenführendem Perm bedeckten Quarzphyllite des Mte. Muffetto wird im Süden durch die Val Trompia-Linie SUESS' begrenzt. Diese stellt einen meist senkrechten oder steil nach Nord geneigten Bruch dar, zu

¹⁾ die auch BALTZER (5) ausspricht.

²⁾ SUESS: III, 2.

dem Querbrüche hinzutreten (52). Im Osten, in der Gegend von Collio, ist die Tektonik noch nicht geklärt. Die Karte CACCIAMALIS (52) läßt nicht sicher erkennen, ob hier Querbrüche den Verlauf der Grenzlinie beeinflussen, die ungefähr den Isohypsen folgt, oder ob diese in eine Überschiebung übergeht.¹⁾

Die camunische Triassynklinalen, die sich zwischen das Westende des Cedegolo- und Muffetogewölbes einschiebt und im Osten an das Adamellomassiv grenzt — vertikale Bewegungen herrschen in dessen Umgebung vor —, wird durch die von WILCKENS (57) erkannte steile Verwerfung Niardo—Val Dezzo

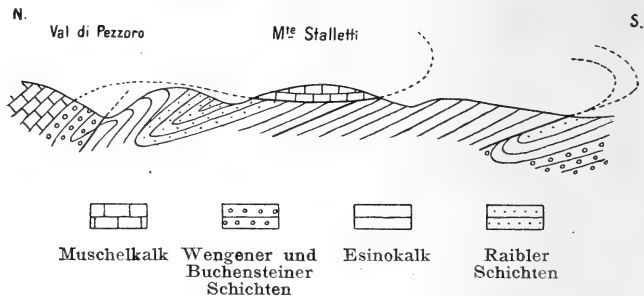


Fig. 2.

Profil durch die Guglielmo-Gruppe (nach CACCIAMALI). 1:50000.

zerschnitten. Im Süden folgt ein weniger bedeutender, nach Nord geneigter Bruch, der von Breno nach Westen zu der Val Dezzo verläuft, nach Osten dem Pillobruch SALOMONS entspricht (21).

In den Brescianer Kalkalpen, im Süden der Muffettoaufwölbung, ist eine wichtige langgedehnte Überschiebungslinie von CACCIAMALI erkannt worden. Sie verläuft von Pilzone am Iseo-See über die Punta d'Oro, den Mte. Redendone, Mte. Guglielmo, Castel dell'Asino zum Mte. Ario südlich der Val Trompia. Sie geht aus einer nach Süd überliegenden Falte hervor, deren Mittelschenkel ausgequetscht ist. An der Punta d'Oro ist Lias und Jura auf Kreide überschoben und zum Teil durch die Erosion des Rio Parlo von der — ca. 1 km entfernten — Wurzel gänzlich losgetrennt (15, 23). Nach NO treten, da die hangenden Schichten von der Erosion entfernt

¹⁾ Ich war durch ungünstiges Wetter und Zeitmangel verhindert, genauere Begehungen dort auszuführen.

sind, ältere Schichten des überschobenen Antiklinalkerns an den Überschiebungsrund: Hauptdolomit überlagert am Mte. Redondone und Mte. Valmala den unter der Kreide auftauchenden Lias (23). In der Mte. Guglielmo-Gruppe (vgl. Profil Fig. 2), von der CACCIAMALI (20) soeben eine Spezialkarte im Maßstab 1 : 25 000 veröffentlicht hat¹⁾, setzt sich diese Überschiebung in immer älteren Schichten fort. Am Mte. Nistola überlagert Esinokalk den Hauptdolomit des Mte. Lividino. Östlich dringt im Mte. Pergua eine breite Zunge von Esinoriffkalk bis an das Mellatal vor. In geringem Abstände folgt im Norden eine

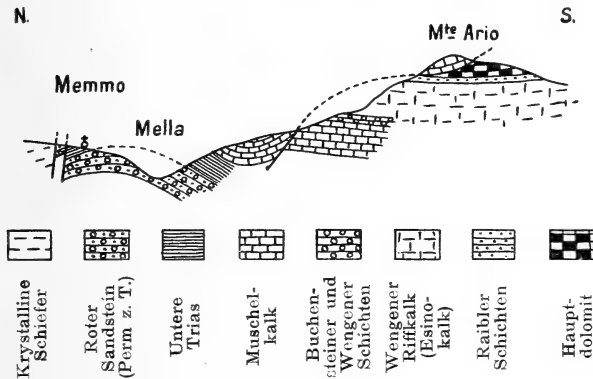


Fig. 3.

Profil durch den Mte. Ario (nach TILMANN). ca. 1 : 66 600.

zweite Überschiebung, die nach CACCIAMALI (20) mit 17° nach Norden einfällt. Der Muschelkalk des Mte. Stalletti, auf den sich Wengen-Buchensteiner Schichten und der Esinokalk des Guglielmo-Gipfel legt, ist auf den Esinokalk des Mte. Nistola überschoben. (Fig. 2). Durch die Erosion der Mella weit zurückgeschnitten, setzt sich die Überschiebung wahrscheinlich in der Muschelkalkklippe, die dem Hauptdolomit des Castello dell'Asino auflagert, am östlichen Ufer der Mella fort (20, S. 12, Anm. 1) und geht dann in die von TILMANN (52) beschriebene Überschiebung des Mte. Ario über (Profil Fig. 3).

BITTNER hatte aus seinen Untersuchungen im Val Trompia-Gebiet (10, 11) auf eine aus dem Zentrum des Gebirges gegen

¹⁾ TILMANN hatte im Jahre 1909 in dieser Zeitschrift (53) den Gebirgsbau des Guglielmo als durch Absenkungsbrüche gekennzeichnet dargestellt.

den Rand hin wirkende Kraft und einen „in gewissem Sinne symmetrischen Bau der Ostalpen“ geschlossen. TILMANN stellt das Gebiet als hauptsächlich von Längs- und Querverwerfungen zerbrochen dar, denen sich im Süden die beiden Antiklinen von Levrance und Vestone anschließen. Der Verlauf der Mte. Ario-Linie auch im Westen dieses Berges auf TILMANN'S Karte (52, Taf. I) beweist deutlich, wie flach diese Störung nach Norden einfällt. TILMANN will, wie früher SUESS, den Gebirgsbau durch Absenkung nach Süden erklären, im Gegensatz auch zu der Annahme einer Hebung des krystallinen Kernes des Muffetto (53, S. 216). Das Vorland der lombardischen Alpen, das Kreideflysch- und Tertiärhügelland im Süden ist aber gar nicht eingesunken, sondern nur weniger gehoben als die Kalkalpen: die Sedimente des Vorlandes lagen ja vorher unter dem Meeresspiegel. Selbst das Pliocän ist am Rande der lombardischen Alpen noch auf 400—500 m gehoben worden und beweist — wie die pliocänen Terrassen im Innern (40, 41) —, daß die Hebung so lange anhielt. Senkungsvorgänge treten erst in den Venezianer Alpen auf.

Der Bau der Bergamasker Voralpen gehorcht demselben Gesetz, zeigt dieselben Merkmale eines Schubes von Norden. Sind in den nördlichen italienischen Kalkalpen mit ihren starren triadischen Kalkmassen die Bewegungen mehr in Schollenverschiebungen vor sich gegangen, so finden dieselben tektonischen Kräfte im südlichen Gebiet plastischerer, meist jurassischer Schichten in überkippten Falten, gesteigert zu Faltenverwerfungen und Überschiebungen, ihren Ausdruck. Am Mte. Canto Alto, der die Fortsetzung des Albenzagewölbes nach Osten bildet, findet nach liebenswürdiger schriftlicher Mitteilung meines Freundes Herrn KRONECKER¹⁾ eine Wiederholung der mesozoischen Schichtserie durch Überschiebung statt. Die Gruppe des Mte. Misma zwischen Serio- und Cheriotal setzt sich nach DE ALESSANDRI (4) aus einer Reihe nach Süd überschlagener Falten zusammen, bei denen durch Ausquetschung des Mittelschenkels (4, S. 111) Faltenverwerfungen und Überschiebungen entstehen. Der Mte. Misma selbst ist durch eine eigenartige überschobene Liasscholle auf seinem Gipfel ausgezeichnet, die an eine ähnliche Lagerung am Mte. Barrogipfel erinnert. Im Osten des Cheriotales (Val Cavallina) dringt der Iseo-Bogen nach Süden vor, dessen Zergliederung in seitliche Kulissen ich oben beschrieben habe. In dem

¹⁾ der eben mit der Kartierung dieses Gebietes beschäftigt ist.

Winkel zwischen Misma-Gewölbe und Iseo-Bogen wird die Brachyantikline von Zandobbio aufgestaut. Das Bronzone-Mte. Gronegewölbe ist nach Süden überschlagen (41). Die eigentümliche, durch einen Bruch bedingte, viereckige Form des überkippten Predorgewölbes, das gerade am Rande der Kalkalpen — der ja einer Flexur entspricht — gelegen ist, scheint mir auf vertikale Kräfte hinzuweisen, die den Gewölbescheitel auseinanderzerren.

Der Iseo-See — bzw. sein N—S gerichteter Teil ohne den See von Sarnico —, in dem ich eine Querstörung annehmen muß (41), trennt die westliche in Kulissen zerteilte Hälfte des Iseo-Bogens von der östlichen, in der der Faltenbogen in die oben beschriebene Überschiebung Punta d'Oro-Mte. Redondone übergeht. Die Brescianer Voralpen zeigen weitere Überschiebungen (Mte. Maddalena, 18).

Bei Brescia biegt der Bogen der lombardischen Alpen nach Nordosten zurück. Der Gebirgsbau behält den gleichen Charakter. Der Garda-See wird am westlichen Ufer von einer gewaltigen Überschiebung von Hauptdolomit bis auf Kreide begleitet, die COZZAGLIO schon 1891 beschrieben hat (27). Ihr folgen parallele Überschiebungen im Westen (27, 28, Taf. II). Die Überschiebung des Mte. Baldo am Ostufer des Garda-Sees — mit dem der Übergang zu dem erst später dem Meere entstiegene Veroneser Tafelland¹⁾ beginnt — und der ähnliche Gebirgsbau der judikarischen Alpen (10), der durch die breit davorliegende Bozener Porphyrlatte in seiner Entfaltung gehemmt ist, fallen nicht mehr in das zu betrachtende Gebiet der eigentlichen lombardischen Alpen.

Einige Worte über das Alter der Gebirgsbildung mögen meine Schilderung schließen. Als die Theorie des einseitigen Schubes die Herrschaft gewann, und der symmetrische Bau der Ostalpen zertrümmert wurde, suchte man die nach Süd gerichtete Bewegung der Südalpen, als durch das Einsinken der Poebene bedingt, als das Resultat einer pliocänen Rückfaltung anzusprechen. Ja TERMIER²⁾ sah in den Dinariden den *traîneau écraseur*, der den eigentlichen Mechanismus des Nordschubes vollbracht und dann beim „elastischen Rückstoß“ nach Süden überkippt war. Die Südbewegung der Südalpen sollte also jünger als die nordalpine Deckenbewegung sein.

¹⁾ Vgl. K. BODEN: Die geologischen Verhältnisse der Veroneser Alpen zwischen der Etsch und dem Tale von Negrar. Beitr. z. Geol. und Paläont. Österreich-Ungarns und des Orients. Wien, 1908.

²⁾ La Synthèse des Alpes.

Ich habe an anderer Stelle (40, S. 126) nachzuweisen versucht, daß die Hauptaufriechung der lombardischen Alpen in die oberste Kreide zu versetzen sei. Dies geht einerseits aus den santonianen (2) Geröllablagerungen des Vorlandes — im Gebirge selbst fehlen diese oder zeitliche Äquivalente vollständig —, die bereits triadische Gerölle enthalten, andererseits aus der diskordanten Anlagerung der santonianen und jüngeren Ketten hervor, die auch durch den ruhigen

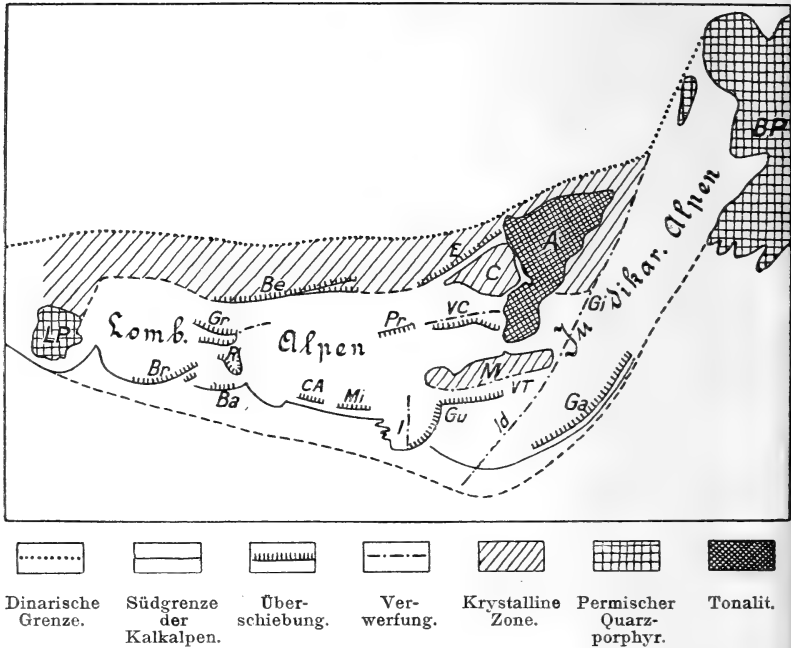


Fig. 4.

Schematische Skizze zur Tektonik der lombardischen Alpen.

- A Adamello.
- LP Luganer Quarzporphyr.
- BP Bozener Quarzporphyr.
- C Cedezolo - Aufwölbung.
- M Muffetto - Aufwölbung.
- Br Brianza - Überschiebungen.
- Gr Grigna - Überschiebungen.
- Be Bergamasker - Überschiebungen.
- R Resegone - Überschiebung.
- Ba Barro - Überschiebung.
- CA Canto Alto - Überschiebung.
- Mi Misma - Überschiebung.

- Gu Pta d'Oro-Guglielmo-Ario - Überschiebung.
- Ga Garda-See - Überschiebung.
- Pr Presolana - Überschiebung.
- E Überschiebung der krystallinen Schiefer von Edolo.
- I Iseo-Bogen.
- VC Val Camonica-Bruch.
- VT Val Trompia-Linie.
- Gi Giudicarien-Linie.
- Id Idro-Linie.

Bau von den Kalkalpen deutlich abweichen. Ich habe drei Phasen der Faltung unterschieden, in denen, von Erosionsperioden unterbrochen, stets neue Ketten dem Hauptgebirgskörper angegliedert wurden.

Die Schweizer Molasse, die älter als die helvetischen Decken sein soll¹⁾, enthält zahlreiche südalpine Gerölle, die nicht von der Klippendecke abgeleitet werden können²⁾ — ebensowenig wie die exotischen Blöcke des Flysch, die vielleicht bis in das Obersenon herabreichen³⁾ — sondern das Vorhandensein eines südalpiner Gebirges — wahrscheinlich schon im Obersenon — voraussetzen. Dieses muß also auch aus diesem Grunde älter als die nordalpiner Deckenbewegungen sein.

7. Nachträgliche Bemerkungen zu meiner Kritik der LACHMANNschen Ekzemtheorie.

Von Herrn E. HARBORT.

Berlin, November 1913.

Herr LACHMANN⁴⁾ hatte in seinen letzten Ausführungen in unserer Kontroverse auf meine wiederholte Anfrage an ihn, welches denn die physikalisch-chemischen Kräfte der von ihm behaupteten autoplasten Salzbewegungen wären, geantwortet: „Im übrigen kann ich auch heute noch nicht Herrn HARBORT zufriedenstellen, wenn er dargelegt haben will, mit welchem physikalischen Namen die Salzauftriebskräfte abgestempelt werden müssen. Nach Kraftgröße und Ablauf scheint mir manches in die Gruppe der osmotischen Kräfte zu weisen, über die ja allerdings selbst unter den Physikern keine gemeinsame Vorstellung existiert. Wie weit sich hier die

¹⁾ ARN. HEIM: Die Brandung der Alpen am Nagelflubgebirge. Vierteljahrschrift d. Naturf.-Ges., Zürich 1906.

²⁾ ARN. HEIM: Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch, mit einigen Bemerkungen über die subalpine Nagelflub. Ecl. geol. Bd. IX, 1907.

³⁾ ARN. HEIM a. a. O. S. 422.

⁴⁾ R. LACHMANN: ERICH HARBORT im Streit gegen die Ekzeme. Diese Zeitschr. 1911, Monatsber. S. 491.

Laboratoriumsbegriffe und die Erscheinungen in der Natur entgegenkommen, bleibt anderweitig auszuführen. Doch muß daran festgehalten werden, daß der Geologe zunächst nicht theoretische Erwägungen, sondern Beobachtungen zu sammeln hat.“ Dem Schlußsatz des Herrn LACHMANN stimme ich durchaus bei, nur meine ich, daß er selbst dieses Axiom nicht befolgt, wenn er seine Theorie auf die Annahme von Kräften stützte, deren Existenz und Wirken überhaupt noch zu beweisen war und deren Wesen er noch viel weniger erkannt hatte. Der Kernpunkt unseres ganzen Streites lag nun aber gerade in der Frage, ob die heutige Erscheinungsform vieler unserer Salzlagerstätten als autoplaste oder heteroplaste Gebilde zu deuten ist, d. h. ob die Formveränderungen der ursprünglichen Salzablagerungen im wesentlichen durch innere oder von außen her wirkende Kräfte anzunehmen sind. Nach LACHMANN wirkten ausschließlich endogene Kräfte an der Umformung der Salzlagerstätten, das Endprodukt sind seine autoplasten Exzeme; nach meiner Auffassung sind es dagegen exogene Kräfte, in erster Linie der Gebirgsdruck, gewesen, das Endprodukt sind heteroplaste Gebilde, keine Geschwüre, sondern allenfalls Quetsch- oder Druckwunden der Erdhaut. Bei dieser diametral entgegengesetzten Stellungnahme wäre es im Interesse der Sache zwecklos gewesen, die Diskussion weiter fortzusetzen, zumal da Herr LACHMANN nur wenig Hoffnung zu haben schien, selbst in absehbarer Zeit eine physikalisch-chemisch einleuchtende Erklärung für seine Theorie geben zu können. Wenigstens erweckten seine Worte (S. 491): „Wir können dann in Ruhe zusehen, bis uns die Physiko-Chemiker die Kräfte gegebenensfalls experimentell vorführen, welche diese Riesengebilde Meter um Meter in Hunderttausenden von Jahren emportreiben“ . . . , nicht den hoffnungsfreudigen Eindruck, wie seine mehrfachen Ankündigungen, demnächst die physikalisch-chemischen Erklärungen geben zu wollen. Nachdem nun Herr LACHMANN selbst offenbar auf eine physikalisch-chemische Begründung seiner Theorie zu verzichten schien, blieb abzuwarten, ob die Physiko-Chemiker das ihnen in das Nest gelegte Kuckucksei ausbrüten würden, und was dabei herauskäme. Zur allgemeinen Überraschung aber sieht das Junge ganz anders aus, als man nach dem Namen, den sein Vater ihm vorzeitig gab, hätte erwarten sollen. Die LACHMANNsche Ekzemtheorie von Ende 1912 stützt sich jetzt zum großen Teil auf die Annahme exogener Kräfte, nämlich den Druck der auf dem Salzgebirge lastenden Deckgebirgsschichten, d. h. also m. E. auf tektonische Kräfte.

ARRHENIUS¹⁾ und LACHMANN²⁾ haben nämlich inzwischen die Ekzemtheorie nach der physikalisch-chemischen Seite hin weiter ausgebaut und sind zu der Vorstellung gekommen (S. 153—157 der in Anm. 2 zitierten Arbeit), daß das Aufsteigen des Salzgebirges durch die überlagernden Deckgebirgsschichten aufzufassen sei als eine Äußerung der Isostasie in der Erdrinde, indem die spezifisch leichteren Salzmassen (Sp. G. 2,16) gegenüber den schwereren Deckschichten (Sp. G. 2,4—2,6) aufwärtsstrebten. „Die Druckunterschiede werden natürlich durch Einwirkung von außen geschaffen. Die Einwirkungen können tektonischer Natur sein oder durch das Grundwasser hervorgerufen werden“, da innerhalb der Salzmassen spezifisch leichtere und schwere Salzmassen nebeneinanderliegen, eilen diese verschieden schnell aufwärts, es kommt zu Differentialbewegungen mit Faltungsvorgängen im Gefolge.

Mein Profil vom Rolfsbütteler Salzstock³⁾ sowie meine damaligen und späteren Erläuterungen⁴⁾ dazu stimmen in manchen wesentlichen Punkten mit dieser Theorie. Ich führte s. Z. aus, daß das Salzgebirge unter dem Druck der sich ihm auflagernden, sukzessive immer mehr akkumulierenden, mesozoischen und jüngeren Sedimente auf spaltenartigen Hebungslinien aufgestiegen sein müsse. Die Druckkräfte waren im nordhannoverschen Gebiete im Gebiete der am typischsten ausgeprägten Salzhorste vorwiegend vertikal gerichtet, entsprechend der allmählichen Vertiefung des nordhannoverschen Sedimentationsbeckens. Ich vermutete, daß die Salzmassen leicht beweglich wie ein flüssiges Magma gewesen sein müßten, und stützte diese Annahme auf die heute uns entgegretenden eigenartigen äußeren Erscheinungsformen der Salzkörper sowie auf ihren komplizierten und vielfach unregelmäßig gefalteten inneren Aufbau.

¹⁾ Sv. ARRHENIUS: Zur Physik der Salzlagerstätten. Meddelanden from K. Vetenskapsakademiens Nobelinstitut, Bd. II, Nr. 20, S. 1—25.

²⁾ Sv. ARRHENIUS und R. LACHMANN: Die physikalisch-chemischen Bedingungen bei der Bildung der Salzlagerstätten und ihre Anwendung auf geologische Probleme. Geolog. Rundschau, Bd. III, Heft 3, S. 139—157.

³⁾ E. HARBORT: Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Diese Monatsber. 1910, S. 333. — (Bem.: Bezüglich des Maßstabes ist beim Umzeichnen ein Fehler untergelaufen, den ich hier berichtigen möchte: statt etwa 1:100000 ist etwa 1:50000 zu lesen, wie ja ohne weiteres aus den Tiefenangaben der Bohrungen zu entnehmen ist.)

⁴⁾ E. HARBORT: Über RICHARD LACHMANN'S Salzgeschwüre. Diese Monatsber. 1911, S. 270 ff.

Wenn Herr LACHMANN nun behauptet, daß meine Annahme einer rein mechanischen Plastizität der Salzmassen ihre leichte Beweglichkeit und das Aufsteigen nicht zu erklären vermöge, weil das Steinsalz in diesem Sinne als relativ spröder Körper zu betrachten sei, so muß ich gestehen, daß ich mir eines Unterschiedes zwischen rein mechanischer Plastizität und Umformbarkeit bei Mitwirkung chemisch-physikalischer Vorgänge, Umkrystallisationen und dynamometamorpher Umbildungen unter dem Einfluß ursprünglich im Salz enthaltener oder später zugeführter Lösungskomponenten früher nicht bewußt geworden bin. Die heutigen äußeren Erscheinungsformen der Salzmassen zwangen mich lediglich zu der Annahme, daß das Salzgebirge leicht beweglich, d. h. plastisch-flüssig, gewesen sein müßte, ich wollte zunächst nur eine deskriptive Darstellung der stattgefundenen Bewegungsvorgänge, weniger eine exakte chemisch-physikalische Erklärung geben.

Die Möglichkeit solcher Umkrystallisationsvorgänge innerhalb der Salzmassen habe ich nie geleugnet, sondern im Gegenteil selbst damit als mit gegebenen Faktoren operiert¹⁾. Nach allem scheint mir die neue ARRHENIUS-LACHMANNsche Theorie in vielen wesentlichen Punkten den von mir vertretenen Anschauungen durchaus nicht so fern zu stehen, als es zunächst den Anschein hat und in vielen Übereinstimmung zwischen uns zu herrschen. Jedenfalls aber glaube ich, daß durch die bisherigen Diskussionen jetzt wenigstens eine gemeinsame Grundlage geschaffen worden ist, von der aus eine Verständigung möglich erscheint.

Es erübrigt nur, auf einzelne Punkte nochmals zurückzukommen, die Herr LACHMANN auf meine früheren Einwände vorbringt²⁾.

Zu 1. Wenn Herr LACHMANN von einer Transgression des Keupers, des Röt, der Münder Mergel usw. über Salzgebirge spricht, so muß ich demgegenüber daran festhalten, daß von einer Transgression dieser Formationen im landläufigen Sinne in den fraglichen Gebieten keine Rede sein kann. Wenn es Herrn LACHMANN gelingen sollte, einwandfrei festzustellen, daß diese Formationsglieder ohne jedwede Dislokationen dem Salzgebirge aufliegen, so wäre er dann doch nur berechtigt, von einer lokalen, übergreifenden Lagerung des Röt, Keupers usw. zu sprechen, nicht aber von Meeres-transgressionen. Es würde dann konsequenterweise zu folgern

¹⁾ E. HARBORT: Diese Monatsber. 1911, S. 275 ff.

²⁾ Diese Monatsber. 1911, S. 491 ff.

sein, daß das Salzgebirge die es bedeckenden Triasschichten durchbrochen hat zu einer Zeit, als noch das Triasmeer über den betreffenden Gegenden stand, d. h. aber mit andern Worten, daß diese Salzstöcke submarin bis zum Meeresboden aufstiegen und dann später von den Keuper-, Jura- usw. -schichten überdeckt wurden. Ein einwandfreier Beweis für derartige Lagerungsverhältnisse ist jedoch m. E. bislang von Herrn LACHMANN nicht erbracht; am wenigsten gilt das aber für das Allertal, wo bekanntlich auf dem Salzgebirge Schollen der verschiedenalterigsten Gesteine liegen.

Zu 2. Es wird der Einwand gemacht, daß ein druckflüssig hervorgepreßtes Salz eine vollkommene Vermischung aufweisen müßte. Daß eine solche Vermischung der Komponenten des Salzgebirges stattgefunden hat, glaube ich aus der so unendlich mannigfaltigen petrographisch-mineralogischen Zusammensetzung der Salzgesteine schließen zu können. Die Untersuchungen VAN T' HOFFs haben uns ja gezeigt, daß die uns in den heutigen Salzlagerstätten entgegentretenden Gemenge von Salzmineralien nicht den ursprünglichen, durch chemische Präzipitationen auf dem Boden des Zechsteinbeckens entstandenen Salzgesteinen entsprechen. Es müssen also notwendig Wanderungen der einzelnen stofflichen Bestandteile, Vermischungen und Umsetzungen stattgefunden haben.

Zu 3. Die Möglichkeit, daß die Gipshutmassen subterrann gebildet sein könnten, habe ich niemals bestritten und möchte das auch den Einwendungen von STILLE gegenüber nochmals betonen. Wenn ich in meiner ersten Arbeit¹⁾ die Entstehung des Gips- und Anhydrithutes schilderte und zum Schluß hinzufügte: „dies mag vielfach submarin geschehen sein, z. B. wo die Transgression des Senonmeeres einen Teil der bereits abgelagerten mesozoischen Schichten zerstörte“, so ist durch die Worte „mag vielfach“ doch wohl ausgedrückt, daß außerdem die subterrane Entstehung in anderen Fällen für ebenso möglich gehalten wurde.

Zu 4. Die Beobachtung, daß gelegentlich unter den Deckgebirgsschichten in den Salzstöcken direkt das Steinsalz ohne aufgelagerten Gipshut angetroffen wurde, erklärte ich dadurch, daß an solchen Stellen anhydritarmes Steinsalz, insbesondere jüngeres Steinsalz, ausgelaugt wurde. Dieser Deutung schließt sich Herr LACHMANN an. Andererseits aber glaubt er das Fehlen des Gipshutes auch dadurch erklären zu können, daß

¹⁾ E. HARBORT: Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Diese Monatsber. 1910, S. 338.

seit der letzten Transgression der Salzauftrieb noch nicht wieder eingesetzt habe. Gegen diese Erklärung spricht jedoch die Tatsache, daß auf ein und demselben Salzstock, z. B. dem Hope-Lindwedeler, Teile des Salzstockes keinen Gipshut, sondern nur eine schützende Letten- und Tondecke besitzen, dicht benachbarte dagegen einen mächtigen Anhydrit- bzw. Gipshut. Herr LACHMANN würde also konsequenterweise zu der Vorstellung gezwungen werden, daß diejenigen Teile eines solchen Salzstockes ohne Gipsdecke relativ älter seien, als die von einem Gipshut bedeckten.

Zu 5. Bei Rolfsbüttel finden sich auf dem Salzgebirge transgredierende Flächen einer Senondecke. Herr LACHMANN folgert daraus: „Nach der HARBORTSchen Vorstellung aber müßte hier seit der Kreidezeit immer gerade so viel Steinsalz tektonisch herausgequetscht worden sein, wie subterran abgelaugt wurde, weil sonst die Senondecke entweder gelüftet worden wäre oder eingesunken sein müßte.“

Aus meinem Profil von Rolfsbüttel geht hervor, daß das Senon transgredierend über dem Gault liegt unter Ausfall der älteren Stufen der oberen Kreide. Es liegt daher nahe, anzunehmen, daß zwischen Gault und Senon das fragliche Gebiet zeitweilig nicht vom Meere bedeckt war und während dieser Zeit der Anhydrit durch Ablaugung der Schichtköpfe des Salzgebirges subterran oder subaërisch entstand. Das transgredierende Senonmeer bedeckte den Gipshut mit neuen Sedimenten. Dieser Zustand ist uns stellenweise erhalten geblieben. An andern Stellen des gleichen Salzstockes dagegen hat das Salzgebirge die Senondecke wieder durchbrochen. Es mag dahingestellt bleiben, ob dieses solche Stellen waren, wo durch spätere, tertiäre Denudations- oder diluviale Exarationsvorgänge die Senondecke geschwächt war.

Zu 6. „Daß der Gipshut Ablagerungsreste darstellt und somit gewaltige Auflösungen unter Tage vor sich gegangen sind“, habe ich niemals bestritten, ebensowenig die Tatsache, daß er von den Bergleuten wegen seiner Wasserführung sehr gefürchtet ist. Ich wandte mich nur gegen die Annahme wasserdurchschwängelter, senoner und tertiärer Ton- und Mergeldecken, welche den Salzauftrieb durch Umkrystallisation in dem vorhin erörterten und in ähnlichen Fällen angeregt haben sollen. Aus dem gleichen Grunde muß ich entschieden die Darstellung von ARRHENIUS¹⁾ als nicht zutreffend bezeichnen, wenn er die ganze Oberfläche der Salzstöcke um-

¹⁾ ARRHENIUS: Zur Physik der Salzlagerstätten, a. a. O., S. 14 u. 17.

kleidet sein läßt von einer wasserführenden Zone, und zwar sowohl im Hangenden als im Liegenden, so daß der ganze Salzstock gewissermaßen in wasserführenden Schichten schwimmt. Der Bergbau hat wiederholt die seitlichen Begrenzungsflächen mit Strecken durchfahren und durch zahlreiche Horizontalbohrungen durchörtert, ohne Wasser anzutreffen. Die randlichen Begrenzungsflächen waren meist „knochentrocken“, wie der Bergmann zu sagen pflegt. Die Durchwässerung der Salzmassen von außen her durch Tagewässer scheint mir daher für die Umkrystallisationsvorgänge beim Aufsteigen der Salzmassen keine wesentliche Rolle zu spielen.

Zu 7. Ich will zugeben, daß die wenigen Bohrungen bei Bremen, welche das Salzgebirge erst in bedeutender Tiefe erreichten, zufällig nicht auf dem Rücken, sondern auf einer seitlich abfallenden Flanke des Salzstockes stehen. Vergleicht man jedoch z. B. die Tiefenzahlen der zahlreichen salzfündigen Bohrungen an der unteren Aller zwischen Verden und Celle, so ergibt sich, daß die durch einzelne Querverschiebungen getrennten Salzpfiler dieser Salzhebungszone in beträchtlich verschiedenen Niveaus von 90—500 m angetroffen wurden. Herr LACHMANN meint, daß die tieferliegenden Ekzeme nachträglich versenkt wurden. Gut! Da es in jedem einzelnen Falle aber schwer werden dürfte, den Betrag in Metern nachzurechnen, um den das Ekzeme tiefer sank, sollte man zum mindesten recht vorsichtig sein und nicht eine solche Horizontbeständigkeit des Salzspiegels als Grundpfeiler von Theorien von weittragender Bedeutung verwerten.

Zum Schluß seien noch einige Bemerkungen gestattet zu den KIRSCHMANNschen Profilen durch das Salzgebirge an der oberen Aller, auf die sich Herr LACHMANN wiederholt bezieht. KIRSCHMANN stellt den Untergrund des Salzgebirges, die Oberkante des mittleren Zechsteins, als nahezu eben dar. Es wird daraus gefolgert, daß diese Lagerungsverhältnisse für autoplaste Entstehung, entsprechend der Ekzemtheorie, sprächen, da der mittlere Zechstein andernfalls doch wohl als Kern einer sattelförmigen Salzaufwölbung mit herausgewölbt sein müßte. Herr SCHMIERER zeigte mir nun aus den ihm bekannt gewordenen Bohrungen des oberen Allertales Kerne von Mittlerem Zechstein, die sämtlich ein Einfallen von über 40° besitzen. Danach scheint die Oberfläche des mittleren Zechsteines unter dem Allertal keinesfalls so ungestört zu liegen, wie Herr KIRSCHMANN annimmt. Herr SCHMIERER wird demnächst die KIRSCHMANNschen Profile noch einer besonderen Kritik unterziehen.

8. Über den Salzgehalt der Nebengesteine an den norddeutschen Salzstöcken.

Von Herrn E. HARBORT.

Berlin, den 6. Februar 1913.

In meinem Vortrag über „Neu- und Umbildungen im Nebengestein der norddeutschen Salzstöcke¹⁾ habe ich darauf aufmerksam gemacht, daß ganz allgemein die Nebengesteine einen mit der Entfernung vom Salzstock abnehmenden Salzgehalt besitzen. Der Salzgehalt betrage 2 Proz. und mehr. Diese letzte Angabe stützte sich zunächst nur auf vorläufige Feststellungen nach ganz roh ausgeführter Methode, indem ich eine größere Menge zerkleinerten Gesteines mit Wasser auslaugte, die erhaltene salzige Lösung eindampfte und aus der Gewichts Differenz zu der obigen Schätzung gelangte. Inzwischen habe ich eine Anzahl Analysen anfertigen und den Chlorgehalt von den im Wasser löslichen Bestandteilen mehrerer Gesteinsarten aus verschiedenen Teufen und Entfernungen von einzelnen Salzstöcken bestimmen lassen.

Die Analysen wurden von Herrn Dipl.-Ing. Dr. HEUSELER, Chemiker der Geol. Landesanstalt, ausgeführt.

Die Ergebnisse sind in der nebenstehenden Tabelle zusammengestellt.

Zu den Analysen ist folgendes zu bemerken:

1. Die Bohrkerne, welche zu dem Analysenmaterial verwandt wurden, entstammen sämtlich aus Bohrungen, die mit Süßwasserspülung ausgeführt wurden. Der wirkliche Salzgehalt der Gesteine dürfte daher noch ein wenig höher zu veranschlagen sein.
2. Die Gesteine wurden gepulvert, und der in Wasser lösliche Teil wurde extrahiert. Über den Gang der Untersuchung teilt Herr Chemiker HEUSELER mir das Folgende mit: „Es wurden 10 g der bei 110° getrockneten Substanz mit destilliertem Wasser ausgekocht, der Rückstand durch ein zuvor getrocknetes und gewogenes Filter filtriert und mit heißem Wasser gewaschen. Rückstand und Filter wurden in einem Wägegläschen wieder bei 110° getrocknet bis zur Gewichtskonstanz und ge-

¹⁾ Diese Monatsber. 1913, S. 10.

	Bohrloch und Tiefe	Entfernung vom Salzstock m	Alter und petrographische Beschaffenheit der Gesteine	In Wasser lösliche Proz.	Chlor Proz.	Berechnet auf NaCl Proz.	Differenz Proz.	Bemerkungen
Nebengesteine am								
a) Rolfbütteler Salzstock vgl. Profil, Diese Zeitschr. 1913, S. 9	1. Horst 4 790 m	5100	Fetter Schieferton der Unteren Kreide (Hauterivien)	1,96	0,93	1,55	0,41	Wenig Calcium, Spuren Magnesia
	2. Horst 4 1052 m	5100	Feinsandiger, pflanzenresteführender Schieferton der ob. Wealdenformation.	1,72	0,72	1,15	0,57	dgl.
	3. Hillerse 1 562 m	1700	Fetter Schieferton der Unteren Kreide (Barrémien)	1,35	0,57	1,05	0,30	dgl.
b) Jessenitz-Lübtheener Salzstock	4. Jessenitz 4 582 m	480	Grauer Kreidemergel (Cenoman)	3,42	1,37	2,26	1,16	Wenig Calcium, keine Magnesia
	5. Jessenitz 4 596 m	480	Roter Kreidemergel (Gault)	9,03	5,33	8,79	0,24	dgl.
c) Salzstock von Mariagluck-Höfer	6. Kragen b. Scharnhorst 513 m	ca. 200—500	Kreidemergel des Senon	5,49	2,75	4,54	0,95	dgl.
d) Hope-Lindwedeler Salzstock	7. Adolfs- glück 14 302 m	ca. 200—500	Gelb und grau geflammerter Mergel des Gault	7,96	4,60	7,60	0,36	dgl.

wogen. Die Lösung wurde zu 250 ccm verdünnt, davon die Hälfte zur Bestimmung von Chlor-Ion mittels Titration mit $\frac{1}{10}$ n. Silbernitratlösung verwandt, die andere Hälfte zur qualitativen Prüfung auf Eisen, Aluminium, Calcium und Magnesium.“

3. Der Chlorgehalt wurde auf NaCl umgerechnet, nachdem eine Kontrolle ergeben hatte, daß Magnesia in dem wasserlöslichen Teil der Gesteine nicht enthalten war.
4. Die Differenz zwischen berechneter Menge an NaCl und dem wasserlöslichen Teil der Gesteine dürfte dadurch zu erklären sein, daß einerseits geringe Mengen des im Gestein vorhandenen Calciumsulfates (Anhydrit oder Gips) in Lösung gingen, andererseits aber auch ein Teil des Chlorgehaltes auf Chlorkalium umzurechnen ist, oder aber die Gesteine auch zum Teil von Sulfaten der Alkalien durchtränkt sein mögen. Einige Gesamtanalysen des wasserlöslichen Teiles der Nebengesteine dürften zweifellos über diese Fragen späterhin interessante Aufschlüsse ergeben.

Ich habe nun in meinem Vortrag¹⁾ bereits darauf hingewiesen, daß mit der Entfernung vom Salzstock im allgemeinen auch eine Abnahme des Salzgehaltes in den Nebengesteinen zu konstatieren ist. Die Analysenergebnisse beweisen aber ferner, daß recht erhebliche Differenzen an Salzgehalt vorhanden sind zwischen den dichten, tonigen Gesteinen der unteren Kreide und den poröseren Mergeln der oberen Kreide, daß, mit andern Worten, die Salzaufnahmefähigkeit der verschiedenen Gesteine auch noch abhängig ist von ihrer Durchlässigkeit.

Die Menge des Salzes übersteigt, worauf ich bereits früher hinwies, bedeutend den primären Salzgehalt in normalen Meeressedimenten. Chemische Untersuchungen des von der Challenger-Expedition aus 675 Faden Teufe gedrehten roten Kontinentalschlammes ergaben einen Gehalt von 0,93 Proz. Na_2O , was einem Gehalt an Chlornatrium von 0,85 Proz. entsprechen würde²⁾.

In der Literatur sind wiederholt weit höhere Angaben über den Chlornatrium-Gehalt rezenter Meeressedimente gemacht

¹⁾ a. a. O.

²⁾ Report of the scientific results of the voyage of H. M. S. Challenger 1873—76 Deep-Sea Deposits. London 1891, S. 236.

worden. K. ANDRÉE¹⁾ hat kürzlich noch von neuem darauf hingewiesen. Die von der deutschen Südpolar-Expedition durch E. PHILIPPI gesammelten Tiefseeproben wurden von GEBBING²⁾ analysiert. GEBBING erwähnt, daß im roten Tiefseeton der Gehalt an Na Cl mit 6,8—8 Proz. am höchsten sei, im Diatomeenschlamm 5,4 Proz., im antarktischen Glazialton 1,9—3,7 Proz., im Globigerinenschlamm 1,3—3,8 Proz. betrage und führt die Unterschiede im Salzgehalt auf eine verschieden starke Adsorption der betreffenden Sedimente zurück, da der Salzgehalt des Meerwassers selbst nur ganz geringen Schwankungen unterworfen sei. Diese hohen Gehalte an Chlornatrium erklären sich jedoch dadurch, daß die mit der BACHMANNschen Schlammröhre gewonnenen und die gedrehten Meeresgrundproben zunächst auf Filtrierpapier getrocknet und dann erst analysiert wurden. Der Chlornatriumgehalt wurde also ohne Rücksicht auf das vordem vorhandene Volumen an Wasser auf den Trockenrückstand berechnet³⁾. Die von GEBBING angewandte Untersuchungsmethode gibt also keineswegs den prozentualen Chlornatriumgehalt der Meeresgrundproben, sondern nur den Salzgehalt einer eingetrockneten, im frischen Zustande weit voluminöseren Schlammprobe an. Da naturgemäß nicht mehr zu ermitteln ist, wie hoch in jedem einzelnen Falle das Volumen der Meerwasserlösung war, welches der Schlamm vor seinem Eintrocknen enthielt, so ist mit den GEBBINGschen Angaben über den Salzgehalt der Meeresgrundproben absolut nichts anzufangen. Damit werden aber auch die von GEBBING gemachten Ausführungen über die Adsorptionserscheinungen der Meeressedimente völlig hinfällig, und desgleichen seine abfällige Kritik über die chemischen Untersuchungsmethoden, nach denen die auf der Challenger-Expedition gesammelten Meeresgrundproben seinerzeit analysiert wurden. Damals hatte man nämlich zur Vermeidung des von GEBBING gemachten Fehlers die eingetrockneten Sedimente vor der Analyse entsalzt. Über den wahren Chlornatriumgehalt von Meeressedimenten wird man somit nur dann Aufschluß erhalten, wenn man gleichzeitig mit der Grundprobe den Gehalt an Meerwasser bestimmt und die gefundenen Mengen an Chlornatrium auf Trockensubstanz und Meerwasser berechnet. Die in der obigen Tabelle an-

¹⁾ K. ANDRÉE: Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geolog. Rundschau 1912, S. 158—160.

²⁾ GEBBING: Chemische Untersuchungen von Meeresboden-, Meerwasser- und Luftproben. Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903, Bd. VII, Berlin 1909, S. 77—119.

³⁾ GEBBING: a. a. O., S. 83 ff.

gegebenen Salzgehalte mesozoischer Gesteine können demnach nur durch sekundäre Einwanderung salziger Lösungen in die Gesteine erklärt werden, wie ich dieses in meinem Vortrage näher ausgeführt habe. Der Salzgehalt ist durchweg weit höher, als ihn normale Meeressedimente primär besitzen können.

9. Jura, Muschelkalk und Rötikalke in der Bohrung „Schwarze Erde 14“ bei Raesfeld.

Von Herrn P. KRUSCH.

Berlin, den 3. Februar 1913.

Die Untersuchung der Bohrung „Schwarze Erde 14“ bei Raesfeld, von welcher mir durch liebenswürdige Vermittlung der Fürstlich SALM-SALMSchen Generalverwaltung regelmäßig Kerne zugehen, hat einige Ergebnisse gezeitigt, welche auch für weitere Geologenkreise von Interesse sein dürften.

Unter der Unterkante der Oberen Kreide, welche anscheinend bei 264,26 m erreicht wurde, stellten sich Schichten ein, die in petrographischer Beziehung einen dunklen Mergelschiefer darstellen. Ein größerer mir zugangener Kern ergab eine Reihe von Versteinerungen, unter denen von Herrn J. BÖHM einwandfreie Arieten bestimmt wurden. Der Kern gehört also dem Lias α an.

Ob zwischen Jura und Oberer Kreide noch eine geringe Mächtigkeit Unterer Kreide vorhanden ist, läßt sich nicht sagen, da nur ab und zu — ca. alle 50 m — ein Kern gezogen wird.

Der Liasfund ist von großer Wichtigkeit, da es sich bei Raesfeld nach meiner Kenntnis um den östlichsten im westlichen Teile des Beckens von Münster handelt. Ich halte es jetzt allerdings nach dem mir vorliegenden Profil der Bohrung Lothringen 1, die noch weiter östlich liegt, nicht für unwahrscheinlich, daß auch hier Jura durchteuft wurde.

Seit längerer Zeit bekannt ist das von den Herren SCHULZE-BUXLOH und W. BÄRTLING aufgefundene und von J. BÖHM bestimmte Doggervorkommen von Weseke (Polyplocusschichten), welches von der Fürstlich SALM-SALMSchen Verwaltung in der letzten Zeit durch eine Bohrung untersucht wurde. Hier stehen

die genannten Schichten des Unteren Dogger mit Toneisensteinkonkretionen zutage an; unter ihnen fand man — die Lagerungsverhältnisse sind gestört — u. a. einen Mergelschieferhorizont, der petrographisch recht ähnlich demjenigen der Bohrung „Schwarze Erde 14“ ist. Da die Bohrung bei Weseke gestoßen wurde, ist eine paläontologische Bestimmung leider unmöglich.

Die Liasschichten der Bohrung „Schwarze Erde 14“ sind mutmaßlich von 264,26 bis 400 m Tiefe durchbohrt worden.

Ein Kern aus 402 m erwies sich als Wellenkalk; er gleicht in petrographischer Beziehung durchaus demjenigen Muschelkalkgestein, welches an der Haarmühle ansteht. Der Wellenkalk dürfte von 402—435 m gereicht haben.

Bei 435 m begann der Buntsandstein mit roten und grünen Letten. Auffallend ist hier in der oberen Abteilung die Häufung der Kalkbänke. Ein mir zugegangener Kern von 480 m besteht aus dichtem Kalk, dessen Schichten unter 20 bis 25° einfallen. Eine solche Kalkbank war recht mächtig; sie wurde — wenn man die Bohrtabellen als richtig annimmt — von 480,20 bis 490,45 m durchteuft.

Zur Klarstellung der Verhältnisse ließ die Gewerkschaft mir zu Gefallen einige Kerne in 10 m Abstand ziehen. Von 500—501 m zeigten sich grüne Letten mit dünnen Kalkschichten, Einfallen 25°. — Ein Kern aus 512,28 m besteht in der Hauptsache aus grünen Letten, Einfallen 25°, und ein Kern aus 520 m Tiefe aus grünen Letten mit dünnen Kalkschichten. Gefunden wurden von J. BÖHM nur eine *Lingula* und eine *Corbula*. Die Ähnlichkeit dieses Rötgesteins mit Steinmergelkeuper ist nicht zu verkennen. Bei 547,02 m traten dann wieder normale grüne Letten in größerer Mächtigkeit auf, die mehr oder weniger kalkig waren, und bei 550 m stellte sich roter Buntsandstein ein, der bis 604 m reichte und bereits dem Hauptbuntsandstein angehören dürfte.

Mutmaßlich steht die Bohrung in einem Graben, in dem Lias und Muschelkalk erhalten blieben; sie liefert den Beweis, daß die Verbreitung der Lias- und Muschelkalkformation von der holländischen Grenze nach Osten eine viel größere war, als wir bis jetzt angenommen haben.

Das häufige Auftreten der Kalke im Oberen Bunten bedeutet einen wichtigen faziellen Unterschied gegenüber den zahlreichen Funden, die im Norden, Osten und Westen bisher gemacht worden sind.

10. Über glaziale Konglomerate im Lande Katanga, Belgisch-Kongo.

Von Herrn O. STUTZER.

Freiberg i. S., den 27. November 1912.

Im letzten Monatsbericht des Jahres 1911 dieser Zeitschrift veröffentlichten wir eine Mitteilung: „Über Dwyk Konglomerat im Lande Katanga, Belgisch-Kongo.“ Im sechsten Monatsberichte 1912 erschien ferner eine Mitteilung des Herrn E. GROSSE: „Dwykakonglomerate und Karroosystem in Katanga.“ Es wurden in dieser Mitteilung ebenfalls Konglomerate glazialen Ursprungs aus dem Lande Katanga beschrieben. Der Fundpunkt dieses von GROSSE beschriebenen Konglomerates liegt von dem von uns beschriebenen etwa fünf Marschtagte entfernt.

Wir selbst haben Aufschlüsse dieses Konglomerates („Wemashi“-Konglomerat STUTZERS) später an mehreren Stellen zwischen 8 und 13 Grad südlicher Breite gesehen. Unzweifelhafte Beweise seiner glazialen Entstehung fanden wir aber nur bei den heißen Quellen von Moashia am Lufira. Diese Quellen besuchten wir später noch öfters, zuletzt am 11. März d. J. Es seien daher im folgenden noch einige Ergänzungen und Berichtigungen zu der früheren Notiz über die dortigen Aufschlüsse mitgeteilt.

Der geologische Untergrund der Salinen von Moashia ist schon früher von J. CORNET¹⁾ beschrieben worden. Die Schichten, die hier zutage treten, fallen ganz steil ein. Weiter entfernt von der Saline treten im Nordosten „Kambove“-Schichten („Moashia“-Schichten CORNETS), im Südwesten „Lufira-Kundelungu“-Schichten („Katete“-Schichten CORNETS) auf.

Durch Aufschlüsse ist ein Übergang zwischen „Kambove“-Schichten und dem glazialen Konglomerate sichtbar. Zwischen dem Konglomerate und den „Lufira-Kundelungu“-Schichten sind Übergänge aber nicht aufgeschlossen. Hier ist vielmehr alles bedeckt. An allen anderen Stellen Katangas, wo ich die betreffenden Konglomerate antraf, war Hangendes und Liegendes ebenfalls direkt nicht sichtbar.

¹⁾ J. CORNET: Observations sur les terrains anciens du Katanga. Liège 1897. S. 52 ff.

Wir selbst nahmen am 26. April 1911 an der Saline von Moashia folgendes Profil auf;

Im Nordwesten von Lufira stehen die geologisch jüngeren „Kambove“-Schichten mit ihren charakteristischen oolithischen Kieselschiefern an. (Siehe genaues Profil bei CORNET.) Bei der Saline selbst sieht man spezieller aufgeschlossen folgende vertikal stehenden Schichten:

1. Schwarzblaue, leicht spaltbare Tonschiefer, von der Konsistenz der schwäbischen Posidonienschiefer, mit nur zentimeterdicken Einlagerungen eines im angewitterten Zustande gelblichen, sonst blaugrauen, kieseligen, bisweilen jaspisartigen Gesteines. Mächtigkeit 11,60 m und mehr.

2. Dieselben Tonschiefer wie unter 1., stellenweise aber durch Aufnahme kalkigen Materiales härter. Mächtigkeit 54 m.

3. Die harten, kieseligen Einlagerungen des Tonschiefers, nehmen überhand. Dieselben führen etwas Pyrit. Mächtigkeit 20 m.

4. Dieselben Tonschiefer wie unter 1. In dem Tonschiefer liegen lokal große Sandsteinmassen. Dieser Sandstein ist mittelkörnig, graubraun und hart. Der Schiefer schneidet diskordant an diesen Sandsteinmassen ab. Einzelne Gerölle sind in den Schiefen schon vorhanden. Mächtigkeit schwankend, 10 bis 20 m oder mehr.

5. Schiefer wie unter 1. Schwankende, nicht sehr große Mächtigkeit.

6. Glazialkonglomerate mit toniger Grundmasse.

Weiter nach Südwesten hin ist alles bedeckt. Zudem werden hier die Konglomerate von jüngeren Kiesen, die auch zu Konglomeraten zusammengebacken sind, überlagert. Die Gerölle dieses jüngeren Konglomerates sind auf der Saline mit den herumliegenden Geröllen des älteren Konglomerates meist vermischt. Das höhere Alter des Glazialkonglomerates erkennt man vor allem dadurch, daß unter den Geröllen Gesteine der „Kambove“-Serie fehlen, obwohl diese Gesteine in direkter Nähe anstehen. Die oolithischen Kieselschiefer und Kalksteine, die man auf der Saline findet, stammen alle aus dem jüngeren („Lubilashe“)-Konglomerate.

Die Frage nach dem Alter der Glazialkonglomerate von Moashia ist leider ungeklärt. In unserer früheren Mitteilung bezeichneten wir das Konglomerat als Dwyka. Die in diesem Worte liegende Altersbestimmung ist aber durch Fossilfunde

bisher nicht bewiesen. Die Bezeichnung erfolgte nur durch Analogieschluß. Bei den Salinen von Moashia ist der Übergang zwischen „Kambove“-Schichten und Glazialkonglomerat sichtbar. Da die Schichten aber hier alle steil stehen, so kann man aus der Schichtenfolge an dieser Stelle allein nicht ohne weiteres auf eine richtige Altersfolge schließen, d. h., man weiß an Ort und Stelle zunächst nicht, ob die Konglomerate Hangendes oder Liegendes der „Kambove“-Schichten sind. Da weiter nach Südwesten „Lufira-Kundelungu“-Schichten („Katete“-Schichten CORNETS) folgen, so könnte man geneigt sein, bei normaler Lagerung das Alter der Konglomerate für jünger als „Kambove“ und älter als „Lufira-Kundelungu“ zu erklären. Daß diese erstere Annahme aber nicht richtig ist, ergibt sich aus folgender Betrachtung:

1. Die Einschlüsse des glazialen Konglomerates stammen alle von Gesteinen, welche älter sind als die „Kambove“-Schichten, obwohl letztere ebenfalls bei Moashia anstehen. Dieselbe Beobachtung machten wir in den Monts Mulumbe (zwischen 8 und 9 Grad südlicher Breite), wo die Glazialkonglomerate keine Einschlüsse von oolithischem Kieselschiefer usw. führen. Wie bei Moashia werden auch hier die Glazialkonglomerate von jüngeren Geröllen bedeckt, welche ihrerseits oolithische Kieselschiefer führen. Wie Herr STUDD¹⁾ uns mitteilte, hat er diese Beobachtung über die Einschlüsse der „Wemashi“-Konglomerate an anderen Stellen ebenfalls gemacht. Es läßt sich dies alles nur dadurch erklären, daß die Glazialkonglomerate („Wemashi“-Konglomerate) älter sind als die „Kambove“-Schichten.

2. Herr STUDD hat an mehreren Stellen, z. B. südlich Elisabethville, festgestellt, daß die „Kambove“-Schichten hier unzweifelhaft die Konglomerate („Wemashi“-Konglomerate) überlagern.

Man muß daher die „Wemashi“-Konglomerate wohl sicher für älter als die „Kambove“-Schichten erklären. Die stratigraphische Stellung, welche die Glazialkonglomerate von Moashia in dem geologischen Aufbau des Landes einnehmen, ist daher folgende:

¹⁾ Herr STUDD ist Geologe bei der Tang. Conc. Ltd. in Katanga und bei der Union minière du Haut-Katanga. Er weilt bereits mehrere Jahre in Rhodesien und in Katanga und muß als der beste Kenner der Geologie Katangas gelten.

Jüngstes:

„Lubilashe“-Schichten (jüngere Ablagerungen und Konglomerate)

Diskordanz

„Kundelungu“-Schichten } (vorwiegend rote Tonschiefer und
„Luſira“-Schichten } rote Sandsteine)

„Kambove“-Schichten (verschiedene Gesteinstypen, charakteristisch sind die oolithischen Kieselschiefer)

„Wemashi“-Schichten (Glazialkonglomerate, Tonschiefer, Grauwacken)

Diskordanz

„Kafubu“-Schichten (vorwiegend Quarzite)

Es wäre hierdurch das Alter der Glazialkonglomerate gegenüber den anderen Schichten Katangas einigermaßen geklärt. Eine Parallelisierung der verschiedenen Sedimente Katangas mit den Gesteinsschichten Südafrikas und eine Festlegung des geologischen Alters dieser Schichten ist aber aus Mangel an Fossilien noch nicht möglich.

Es wurden in unserer früheren Mitteilung die Glazialkonglomerate, wie schon gesagt, nur durch Analogieschluß für Dwyka erklärt. In neuerer Zeit liegen nun aber Beobachtungen von STUDDT vor, welche für ein höheres Alter dieser Glazialkonglomerate zu sprechen scheinen. STUDDT hat nämlich neuerdings (1912) in Nordwest-Rhodesien im Luanodistrikt, östlich von Brokenhill, *Glossopteris* und andere Fossilien in den dort kohleführenden Schichten gefunden. Es entsprechen diese Ablagerungen von Nordwest-Rhodesien also zeitlich ungefähr dem Dwyka Südafrikas.

Die Kohlenablagerungen des Luano-Gebietes sollen sich aber nach Bildung der dortigen Luano-Einsenkung, d. h. nach Ablagerung der „Kundelungu“-Schichten, gebildet haben.

Werden diese letzteren Beobachtungen bestätigt, so würde das Alter der „Wemashi“-Schichten älter als Dwyka sein. Vorläufig kann aber eine sichere Altersbestimmung der glazialen „Wemashi“-Konglomerate noch nicht erfolgen.

Neueingänge der Bibliothek.

- BARTSCH, P.: The Recent and Fossil Mollusks of the Genus *Alvania* from the West Coast of America. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. 41. Washington 1911.
- BASSLER, R. S.: The Waverlyan Period of Tennessee. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. 41. Washington 1911.
- The Early Paleozoic Bryozoa of the Baltic Provinces. Smith. Inst. U. St. Nat. Mus., Bull. 77. Washington 1911.
- BERG, G.: Die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges. Mit 4 Tafeln und 9 Textfiguren. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. 68. Berlin 1912.
- CLARK, A. H.: The Systematic Position of the Crinoid Genus *Marsupites*. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. 40. Washington 1911.
- CROSS, W.: Petrological Abstracts and Reviews. S.-A. aus: The Journal of Geology, Vol. XX, 4. Washington 1912.
- The Natural Classification of Igneous Rocks. S.-A. aus: Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London, Vol. 66, 1910.
- Use of Symbols in expressing the Quantitative Classification of Igneous Rocks. S.-A. aus: The Journ. of Geol., Vol. XX, No. 8. Washington 1912.
- , IDDINGS, J. P., PIRSSON L. V. u. WASHINGTON H. S.: Modification of the Quantitative System of Classification of Igneous Rocks. S.-A. aus: The Journ. of Geol., Vol. XX, No. 6. Washington 1912.
- GILMORE, Ch. W.: A new Fossil Alligator from the Hell Creek Beds of Montana. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. 41. Washington 1911.
- A new Mosasaurid Reptile from the Cretaceous of Alabama. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. 41. Washington 1912.
- HARBORT, E.: Ein menschliches Skelett aus dem Kalktufflager von Walbeck in Braunschweig. S.-A. aus: Zeitschr. f. Ethnologie, Heft 6, 1911, und Heft 1, 1912.
- HENKEL, L.: Zusammenstellung von Zahlen für die Wasserführung der Flüsse. S.-A. aus: Geographischer Anzeiger, S. 266–270.
- HENNIG, E.: Zur *Inoceramus*-Frage. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 64, Mon.-Ber. 11. Berlin 1912.
- Die Stratigraphie des Arbeitsgebietes der Tendaguru-Expedition. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 64, Mon.-Ber. 4.
- Das Jura-Profil an der deutsch-ostafrikan. Zentralbahn. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 64, Mon.-Ber. 5.
- Über die mögliche Ausdehnung der Dinosaurier-Vorkommnisse im östlichen Afrika. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde, Berlin. Jahrg. 1912, Nr. 9.
- Die Fischfauna der Kreidezeit. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde, Berlin. Jahrg. 1912, Nr. 9.
- JENTZSCH, A.: Über den Schuppenbau der Glazialbildungen. S.-A. aus: Comptes Rendu du XIe Congrès Géolog. Internat. 1910. Stockholm 1912.
- Der geologische Kurs für Landwirtschaftslehrer 1912. S.-A. aus Landwirtschaftliche Jahrbücher. Berlin 1912.

- KIRK, E.: The Structure and Relationships of certain Eleutherozoic
Pelmatazoa. S.-A. aus: Proz. of the U. St. Nat. Mus., Vol. 41.
Washington 1911.
- KOEHN, W.: Praktische Erfahrungen bei geologisch-bodenkundlichen
Kartierungsarbeiten im südlichen Bayern. S.-A. aus: Inter-
nationale Mitteilungen für Bodenkunde. Bd. II, 5. Berlin 1912.
- Zur Stratigraphie und Tektonik des oberbayrischen Oligocän.
S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. III, 56. Leipzig 1912.
- KORN, J.: Über Oser bei Schönlanke. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß.
Geol. Landesanstalt f. 1908, Bd. XXIX, 3. Berlin 1908.
- KRAUSE, C.: Über die Geologie des Kaokofeldes in Deutsch-Südwest-
afrika. S.-A. aus: Zeitschrift f. prakt. Geologie, Jahrg. XXI, 3.
Berlin 1913.
- LAUBE, G. C.: Der geologische Aufbau von Böhmen. 3. Auflage.
Sammlung gemeinnütziger Vorträge. Herausgegeben vom Deutschen
Vereine zur Verbreitung gemeinnütziger Kenntnisse in Prag. Mai/Juli
1912. Prag 1912.
- v. LOZINSKI, W.: Beiträge zur Oberflächengeologie des Krakauer Ge-
bietes. Mit 2 Tafeln und 2 Abbildungen im Text. S.-A. aus:
Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanst. 1912, 62, 1. Wien 1912.
- Die periglaziale Facies der mechanischen Verwitterung. S.-A. aus:
Compte Rendu du XIe Congrès Géolog. Internat. 1910. Stock-
holm 1912.
- Das seismische Verhalten der Karpathen und ihres Vorlandes. Mit
1 Karte. S.-A. aus: Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. XII, 1.
Leipzig 1912.
- Zur Bildungsweise der Konglomerate des Rotliegenden. Mit einer
Abbildung im Text. S.-A. aus: Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanst.
1912, Bd. 62, 2. Wien 1912.
- Quartärgeologische Beobachtungen und Betrachtungen aus Schweden.
Mit 5 Abbildungen. Aus der Natur, Zeitschrift für alle Natur-
freunde. Leipzig 1912.
- MANN, O.: Die geologische Untersuchung des Dschangbezirks vom Januar
bis Juni 1911. S.-A. aus: Mitteilungen aus den deutschen Schutz-
gebieten XXV, 3. Berlin 1912.
- MESTWERDT, A.: Das Senon von Boimstorf und Glentorf. S.-A. aus:
Diese Zeitschr. 64, Mon.-Ber. 7. Berlin 1912.
- Über Grundwasserverhältnisse in dem Bielefelder Quartale des Teuto-
burger Waldes. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 64, Mon.-Ber. 4.
- RUDOLFF, J.: Die heranrückenden ewigen Fröste auf der Erdkugel
(Das Erkalten des Klimas). Kowno (Rußland) 1911.
- RUTTEN, L.: Over orbitoiden van Soemba. S.-A. aus: Verslag van
de Gewone Vergadering der Wissen Natuurkundige Afdeeling van
28 September 1912. Amsterdam 1912.
- Studien über Foramaniferen aus Ost-Asien. S.-A. aus: Samm-
lungen des Geolog. Reichsmus. in Leiden, S. I, Bd. IX. Leiden 1912.
- SEEMANN, F.: Ergebnisse einer naturwissenschaftlichen Reise zum
Erdschias-Dagh (Kleinasien). Ausgeführt von Dr. A. Penther u.
Dr. E. Zederbauer. III. Petrographischer Teil. S.-A. aus: Annalen
des K. K. Naturhistor. Hofmus., Bd. XXI, 3 u. 4. Wien 1907.
- Über die Verwendung der Phonolithe des böhmischen Mittel-
gebirges zu Düngezwecken. S.-A. aus: Landwirtschaftl. Jahrbücher.
Berlin 1913.
- Mißerfolge der Wünschelrute in Nordböhmen. S.-A. aus: Journal für
Gasbeleuchtung und Wasserversorgung, 1912, Nr. 17. München 1912.

- SEEMANN, F.: Die naturwissenschaftlichen Sammlungen Deutschböhmens. IV. Das Aussiger Stadtmuseum. S.-A. aus: *Lotos, Naturw. Zeitschr.* 60, 1912. Prag 1912.
- Neue Mineralfundorte des böhmischen Mittelgebirges.
 - Die Aussiger Thermen. Aussig 1912.
- SIMIONESCU, J.: Ichthyosaurierreste aus der Trias von Dobrogea (Rumänien). S.-A. aus: *Academia Romana. Bull.* I. 2. Bukarest 1913.
- SPETHMANN, H.: Meer und Küste von Rügen bis Alsen. Meereskunde. Sammlung volkstümlicher Vorträge zum Verständnis der nationalen Bedeutung von Meer und Seewesen. Heft 71. Berlin 1912.
- Der Wasserhaushalt der Ostsee. S.-A. aus: *Zeitschr. der Ges. f. Erdkunde zu Berlin.* Jahrg. 1912, 10. Berlin 1912.
 - Zur deutschen Landeskunde. II. Küstenverlagerung und Meeresströmung zwischen Rügen und Alsen. S.-A. aus: *Zeitschr. der Ges. f. Erdkunde zu Berlin.* Jahrg. 1912, 7. Berlin 1912.
 - Methodische Betrachtungen über geographische Exkursionen an deutschen Hochschulen. Mitteilungen des Vereins der Geographen an der Universität Leipzig.
- SPRINGER, F.: The Crinoid Fauna of the Knobstone Formation. S.-A. aus: *Proc. of the U. St. Nat. Mus.*, Vol. 41. Washington 1911.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 3.

65. Band.

1913.

INHALT.

Protokoll der Sitzung vom 5. März 1913 121

Vorträge:

GAGEL, C.: Flachfallende diluviale Ueberschiebungen
im holsteinischen Zechsteinanhydrit (mit 5 Textfig.) 121

HESS VON WICHDORFF, H.: Der Gips und Salzstock
von Sperenberg (Diskussion zum Vortrag GAGEL)
(mit 1 Textfig.) 141

HUTH, W.: Zur Kenntnis der Epidermis von *Mariopteris*
muricata (mit 10 Textfig.) 143

—: Eine neue Fundortsverwechslung 155

Briefliche Mitteilungen:

LACHMANN, R.: Ueber den Bau alpiner Gebirge (mit
12 Textfig.) 157

LEUCHS, K.: Beiträge zur Geologie des westl. Kwenlun
und Westtibets nach ZUGMAYERS Beobachtungen
(mit 1 Textfig.) 173

ARLT, H.: Zur Tektonik der Insel Capri (mit 1 Textfig.) 186

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende	„ RAUFF	„	FLIEGEL
Vorsitzende:	„ BORNHARDT	„	HENNIG
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„	JANENSCH
Archivar:	„ SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1913

die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, RÖTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH **unlängstens** 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage nach dem Vortrage** an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden, Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 160 71 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 3.

1913.

Protokoll der Sitzung vom 5. März 1913.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Stadtschulrat AUGUST HAHNE in Stettin, Königsplatz 15, vorgeschlagen durch die Herren RAUFF, STREMMER und BRANCA.

Der *Naturwissenschaftliche Verein in Dortmund* (Adresse: An den Vorsitzenden des Naturwissenschaftlichen Vereins in Dortmund, Herrn Professor WEINERT, Dortmund, Märkische Straße 60), vorgeschlagen von den Herren FREMDLING, BÄRTLING und FRANKE.

Der Vorsitzende bespricht die als Geschenk eingegangenen Werke und legt sie der Versammlung vor.

Herr TORNAU hält einen Vortrag zur Geologie des mittleren und westlichen Teiles von Deutsch-Ostafrika (mit Lichtbildern)¹⁾.

Zur Diskussion sprechen die Herren HENNIG, GAGEL, STUTZER, GÜRICH und der Vortragende.

Herr C. GAGEL spricht darauf über **Flachfallende, diluviale Überschiebungen im holsteinischen Zechstein-anhydrit**. (Mit 5 Textfiguren.)

Der Alberg, Alsberg oder Kalkberg bei Segeberg in Holstein ist 91 m hoch und überragt seine diluviale Umgebung

¹⁾ Der Vortrag erscheint in erweiterter Form als Heft 6 der „Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete“, herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.

um 50—60 m in sehr steilem Anstieg, so daß er seiner äußeren Form nach von älteren Geologen (L. v. BUCH, HOFFMANN, VOLGER) vielfach mit den Basaltkuppen Mitteldeutschlands und dem Hohentwiel verglichen ist. Der im Mittelalter von einer mächtigen Burg gekrönte Berg ist jetzt auf der

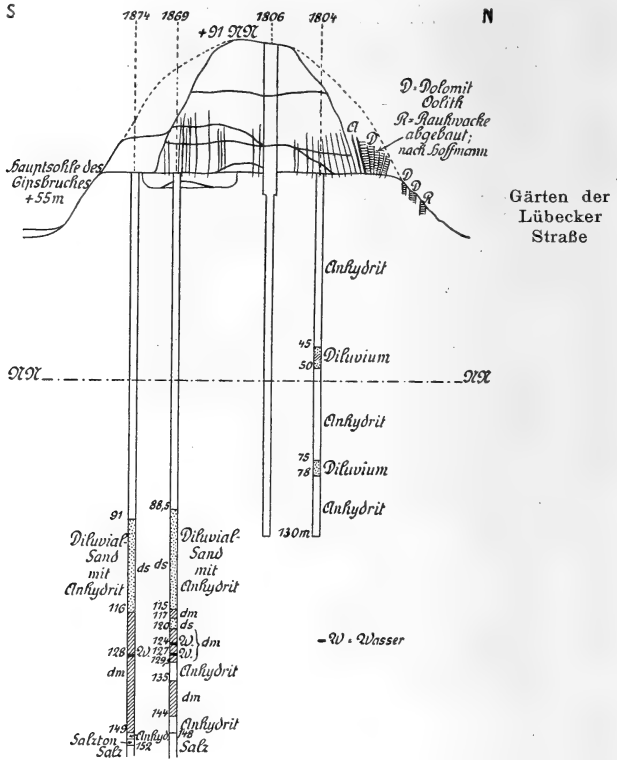
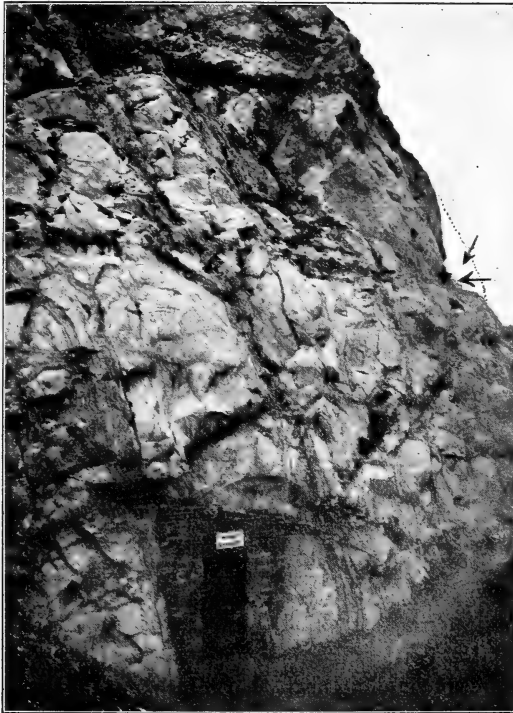


Fig. 1.

Schematisches Profil durch den Anhydritstock von Segeberg.

Süd- und Ostseite durch den Abbau des Anhydrits und Gipses sehr stark zerstört, so daß kaum noch die Hälfte seines ursprünglichen Umfanges vorhanden ist und man an seiner jetzigen Ostseite die Reste des zerstörten ehemaligen Burgbrunnens der Länge nach durchgeschnitten erkennen kann. Dieser jetzt noch vorhandene Rest des Alberges besteht aus auf dem Kopfe stehendem Anhydrit in verschiedener Aus-

bildung: bald dunkelgrau, bald hellgrau, bald fast weiß, z. T. einförmig gefärbt, z. T. gestreift, geflammt und schwarz gesprenkelt, oft fast dicht, dann feinkörnig bis ganz grobkörnig, vielfach durchzogen von nahezu senkrecht stehenden Streifen



R. STRUCK phot.

Fig. 2.

Südseite des Alberges bei Segeberg im Oktober 1912; zeigt die auf dem Kopfe stehende Schichtung und bei + ← die große Überschiebungsfuge, auf der das Diluvialmaterial eingeklemmt ist. Jetzt ist die Ostwand noch weiter zurückgerückt.

und Schnüren bituminöser Natur, die z. T. geradlinig, z. T. stark wellig und gekräuselt verlaufen. Z. T. ist der Anhydrit deutlich flaserig, oft auch direkt dünn-schichtig aus hellen und dunklen Lagen von 1—3—10 mm, ja bis 2,5 cm Stärke aufgebaut, an denen man die völlige Saigerstellung und das sehr verschiedene — fast umlaufende — Streichen zweifellos fest-

stellen kann, und es ist nicht zu verstehen, wie diese offensichtliche und schon von HOFFMANN und MEYN sicher festgestellte Tatsache später von HAAS bezweifelt werden konnte.

Stellenweise ist der — dann meist dunkelgraue und sehr feinkörnige — Anhydrit zwar so massig und klotzig, daß Schichtflächen nicht zu erkennen sind, aber auch hier findet man ab und zu die steilstehenden feinen, bituminösen Streifen und daneben die sicher erkennbare, senkrecht stehende Schichtung.

Eingeschlossen im Anhydrit finden sich ab und zu bis 4 cm große Steinsalzkrystalle bzw. bis apfelgroße Klumpen von Steinsalz.

Der Quere nach durchzogen wird der Anhydrit des Alberges von einer Anzahl flacher oder wenig geneigter bzw. gebogener, sehr auffälliger Spalten und Fugen, die stellenweise sich mehrfach gabeln und verzweigen, und zunächst viel mehr in die Augen fallen als die steilstehende Schichtung der feinen, bituminösen Streifen.

In 148 m Tiefe unter der Sohle des alten Gipsbruches ist vor etwa 40 Jahren ein 139 m mächtiges Salzlager erbohrt worden, worunter wieder Anhydrit folgte, und dieses sowie das früher von HOFFMANN, VOLGER, MEYN, STEFFEN, GIRARD und HAAS beobachtete Auftreten von Dolomit, Stinkkalk, Oolith, Rauhwaacke usw. im Hangenden (Osten) des Anhydrits — die jetzt abgebauten Anhydritpartien im Osten des Kalkberges müssen größtenteils nicht so steil gestanden haben wie die jetzt sichtbaren, da GIRARD die Überlagerung durch den Dolomit noch sicher feststellen konnte — haben meistens als Beweismittel gegolten, um das permische Alter des Anhydrits darzutun, der außerdem noch würfelförmige Boracite führt.

Ich meinerseits kann nur betonen, daß der Anhydrit des Alberges die größte petrographische Ähnlichkeit mit dem des Schiltsteins bei Lüneburg hat, dessen Tiefbohrung ich vor einigen Jahren durchzuarbeiten Gelegenheit hatte¹⁾. Auch hier im Alberg ist das am meisten charakteristische Gestein der spätige, grobkristalline, stellenweise strahlige Anhydrit, z. T. mit bis über 3 cm großen porphyrischen Anhydritkrystallen mit den drei charakteristischen Blätterdurchgängen von ungewöhnlicher Deutlichkeit, der schon nach seiner Struktur als sicherer Hauptanhydrit des oberen Zechsteins anzusprechen ist,

¹⁾ C. GAGEL: Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. 1909, XXX, Teil 1, Seite 234—240.

wenn ihm auch die dafür meist charakteristische bläuliche Farbe fehlt; und ich kann nur auf die am angeführten Ort gegebene Schilderung des Schiltsteinanhydrits hinweisen, die — bis auf die bei Segeberg fehlende auffällige bläuliche Farbe gewisser sehr grobkristalliner Partien — genau auf die Verhältnisse des Alberges paßt. Insbesondere sind auch die sehr feinen, steilstehenden, gekräuselten bituminösen Streifen beiden Vorkommen gemeinsam, ebenso der Schichtverband mit Dolomit, Stinkkalk, Rauhwanke usw. Hingewiesen sei dabei nochmals auf die ausgezeichnete Schilderung des Alberges durch HOFFMANN vor 90 Jahren¹⁾, der die sehr steile Schichtstellung von stets über 60°, oft über 80°, das umlaufende Streichen aus der 6. über die 7., 8., 9. Stunde bis zur 12. Stunde, das wechselnde Fallen, die Fächerstellung der Schichten im SO, wo die Schichtfolge z. T. überstürzt war und der Gips z. T. den Stinkkalk überlagerte, während er sonst unter ihn einfiel, sehr genau und schön beschreibt.

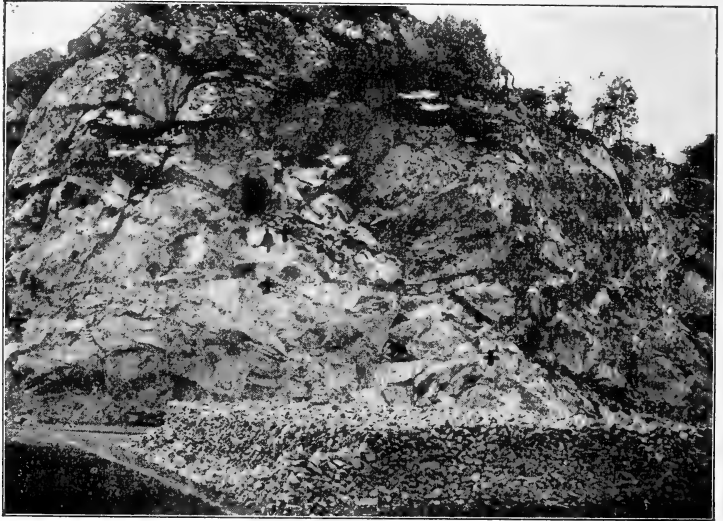
Von den im „Hangenden“ des Anhydrits, d. h. im N und O früher beobachtbaren, jetzt ganz abgebauten Stinkkalken, Dolomiten, Oolithen, Rauhwancken ist jetzt anstehend im „Gips“-bruch nichts mehr zu beobachten, — die massigen Dolomite sind vielfach als Fundamentsteine verwertet — doch finden sich in den nördlich und östlich vom Kalkberg gelegenen, steil abfallenden Gärten der Häuser in der Lübecker Straße, wo HOFFMANN, MEYN und HAAS diese Gesteine noch anstehend beobachtet haben, jetzt noch in den zwischen den Gärten aufgerichteten Steinmauern ziemlich zahlreiche Bruchstücke dieser Gesteine, sowie auch der später noch genauer zu besprechenden diluvialen Breccie aus diesen permischen Gesteinen.

Von dem eigentlichen Dolomit, der nach den Analysen von KARSTEN 21,53 Proz.; 23,75 Proz.; 55,23 Proz., ja 68,49 Proz. Mg CO₃ enthalten hat — nach FORCHHAMMERS Analyse nur 7,49 Proz. Mg CO₃ — (nebst 0,21—0,29 Proz. Bitumen 1,96 bis 3,96 Proz. Al₂O₃ und 8,04—21,36 Proz. Si O₂), habe ich selbst keine Belegstücke mehr gefunden, sondern nur solche von Rauhwancken, dünnplattigen und dickplattigen, bräunlichen, unreinen Kalken und schwarzen, bituminösen Kalken. Diese Gesteine zeigen nach freundlicher Mitteilung meines Kollegen ZIMMERMANN keine der für den mitteldeutschen Zechstein ganz typischen Ausbildungen, könnten aber als harte, kalkige Partien des Salztons aufgefaßt werden, mit denen sie immerhin noch die größte Ähnlichkeit haben.

¹⁾ GILBERTS: Annalen 1824, Seite 33, insbesondere S. 40—41.

Eine schwarze poröse Rauhwanke hatte nach KARSTEN 5,78 Proz. Si O_2 , 1,98 Proz. $\text{Al}_2 \text{O}_3$, 73,78 Proz. Ca CO_3 , 18,21 Proz. Mg CO_3 , 0,30 Proz. Bitumen.

Durchzogen wird der Anhydrit besonders auf der Nordseite von einer Anzahl mehr oder minder steilstehender Spalten und Höhlungen, die mit diluvialem Material, hauptsächlich Spatsand, erfüllt sind, was ebenfalls schon von MEYN¹⁾ vor mehr



R. STRUCK phot.

Fig. 3.

Ostseite des Alberges bei Segeberg im Oktober 1912; mit ++ sind die Stellen bezeichnet, an denen ich diluviales Material aus den Überschiebungsfugen herausgeholt habe. → + entspricht der ebenso bezeichneten Stelle der Fig. 2.

als 60 Jahren festgestellt und auf sekundäres Einbrechen von oben (bzw. von der Seite her) ganz richtig zurückgeführt wurde; auch beobachtete MEYN einen strohgelben diluvialen Kalksandstein als Spaltenausfüllung im Anhydrit.

Schon bei meinem ersten Besuche des Alberges vor 12 Jahren fand ich an der SO-Seite des Felsens etwa in Kopfhöhe eine kleine, ganz flach verlaufende Fuge im An-

¹⁾ L. MEYN: Geognostische Beobachtungen in den Herzogtümern Schleswig u. Holstein. Altona 1848, Seite 8.

hydrit, die mit einem graugrünlichen Tonmergel erfüllt war und mir nach Lage der Dinge nicht von oben oder von der Seite her infiltriert zu sein schien. Indessen konnte ich weder die diluviale Natur dieses grünlichen Tonmergels sicher feststellen, noch bei dem fast senkrechten Absturz die nach Norden anscheinend aufsteigende, ganz feine Fuge mit Sicherheit weiter verfolgen, auch schien mir die Konsequenz aus der sich mir aufdrängenden Annahme von einer diluvialen Überschiebung fürs erste noch so kühn, daß ich bei dem Mangel an Beweis über den weiteren, rückwärtigen Verlauf der Spalte — und vor allem in dem schon abgebauten Teil des Anhydrits — die Sache fürs erste in der Schwebe ließ und dann über anderen Aufgaben zu verfolgen vergaß. Bei späteren Besuchen konnte ich die mit Ton erfüllte Fuge nicht mehr finden, doch erhielt ich noch einmal eine Probe von braunem diluvialen Tonmergel, die durch Herrn Apotheker SONDER-Oldesloe, „mitten im Anhydrit“ gefunden war, ohne daß ich die Fundstelle selbst noch hätte sehen können.

Im Herbst vorigen Jahres benutze ich nun einen dienstfreien Nachmittag zu einem Besuch in Segeberg, um mir den Alberg nochmals anzusehen, und hatte das Glück, gerade in dem Moment dahin zu kommen, als größere Sprengarbeiten an der entscheidenden Stelle gemacht waren, in der Fortsetzung der von mir früher beobachteten Fuge, so daß man nun an der ehemals unzugänglichen Stelle herumklettern und die wieder frisch freigelegte, flache Fuge genau untersuchen konnte.

Dabei war nun mit völliger Sicherheit festzustellen:

1. daß diese flache Fuge sich tatsächlich fast horizontal tief in den Anhydrit hinein erstreckt und nicht nur oberflächlich ist, und daß auf ihr nicht unerhebliche Diluvialmassen in den Anhydrit eingeklemmt sind;
2. daß diese Hauptfuge in der Ostwand des Felsens einen ganz flach verlaufenden Bogen beschreibt und sich stellenweise gabelt bzw. Ausläufer nach unten zu absendet;
3. daß darüber noch einige ähnlich auffallende Fugen verlaufen, auf deren einer, die am Boden der ehemaligen Sprengstoffkammer verläuft und die vorbeschriebene an einer Stelle kreuzt, ebenfalls (wenn auch wenig) Diluvialmaterial nachgewiesen wurde.

Auf der unteren, flach verlaufenden Hauptfuge, an der die Sprengarbeiten stattgefunden hatten, war an verschiedenen

Stellen festzustellen, daß die eingeklemmten Diluvialmassen aus ein- bis dreifingerstarken Schichtkomplexen von Sand, Sandstein und braunem Tonmergel bestehen; der braune Tonmergel ist fein geschichtet, die damit zusammenliegenden Spatsandschichten sind z. T. durch sekundäre Gipsausscheidung zu einem ziemlich festen Sandstein verkittet.

Ich habe diese Wechsellagerung von Spatsandstein bzw. Sand und Tonmergel in zusammenhängenden Stücken von der ganz flachen Überschiebungsfäche unter dem noch anstehenden, hangenden Anhydrit selbst hervorgeholt; der Spatsand bzw. Sandstein besteht aus Körnern von Milchquarz, wasserhellem und rotem Quarz, hochrotem Orthoklas, schwarzem Augit bzw. Amphibol und anderem nordischen Material; da Tonmergel und Sand in feingeschichteter Wechsellagerung auftreten, ist an irgendeine seitliche Infiltration nicht zu denken, was auch schon der Augenschein über den ganz flachen Verlauf der Spalte ausschließt, die, wie schon betont, sich horizontal nach Westen in den Berg verfolgen läßt. Stellenweise ist nur zusammengequetschtes, mergeliges Material von 5—10 mm Stärke auf der Überschiebungsfäche vorhanden, stellenweise ist gar kein sicheres diluviales Material, sondern nur weißer Quarzsand in der ganz feinen Fuge konstatierbar; aber im weiteren Verlauf nach Norden und Süden ist es an einzelnen Stellen derselben Fuge wieder sicher festzustellen und dient einer minimalen Vegetation als Unterlage und Nährboden.

Von dem jetzigen Obersteiger, dem der fiskalische Anhydritbruch untersteht, ist mir das häufigere Vorkommen solcher Sande und brauner Mergelmassen auf diesen flachen Klüften, die von den Arbeitern „Schliche“ genannt und wegen der Erleichterung der Arbeit sehr geschätzt werden, bestätigt worden. Kurz nach meinem Besuch ist dann bei weiterem Fortsprengen des Anhydrits auf derselben Fuge und dicht (etwa 1,5 m) hinter der Stelle, wo ich selbst das diluviale Material gesammelt habe, eine etwas größere Partie eines festen Diluvialkonglomerats gesammelt worden, mit größeren nordischen Geröllen und durch CaCO_3 verkittet, von dem von den Arbeitern für mich einige Proben beiseite gelegt und bei meiner nächsten Anwesenheit mir übergeben wurden. Es ist ein diluviales, konglomeratischer Sandstein mit kirschkerngroßen nordischen Geröllen und feinkörnigen Spatsandlagen; in einzelnen Stücken fast dezimeterstark und recht fest durch CaCO_3 verkittet. Die Grenzfläche dieser Konglomerate gegen den Anhydrit ist stellenweise merkwürdig windschief verbogen, dieser kon-

glomeratische Sandstein selbst gut geschichtet, ebenfalls mit etwas gekrümmten Schichtflächen. Auch vereinzelte dunkle Brocken braunkohlehaltigen Materials sind in diesem Diluvial-sandstein enthalten, z. T. auch kleine Stückchen dunkler Rauh-wacke und bituminöser Kalke. Dieser z. T. konglomeratische



Fig. 4.

Diluvialkonglomerat von der Überschiebungsfäche im Anhydrit von der mit + ← bezeichneten Stelle, enthält Kreide, Granit Gneiß, Quarzit, Kieselschiefer; in anderen Stücken von derselben Stelle auch noch eckige kleine Rauhwassenstücke, $\frac{3}{4}$ nat. Größe.

Sandstein hat kleine Erweiterungen der Fuge ausgefüllt, auf der ich selbst die Wechsellagerung von Sandstein und Tonmergel beobachtet hatte; die Partie ist jetzt völlig fortgesprengt, so daß jetzt — 1913 — nur wieder eine feine, kaum mehr als fingerstarke Fuge und ein fast kopfgroßer Diluvialeinschluß zu beobachten ist.

Es erscheint mir also sicher, daß die Spitze des Alberges in diluvialer Zeit über den von diluvialen Schichten bedeckten

Sockel unter fast völliger Ausquetschung dieser Diluvialschichten hinübergeschoben ist — wie mir scheint, von Westen her, doch ist das nur ein persönlicher Eindruck, den ich nicht einwandfrei beweisen kann. Auf der Ostseite des Bruches, dem Alberg gegenüber, habe ich die Überschiebungsfuge nicht finden können.

Unter der Hauptabbausohle sind in neuerer bzw. neuester Zeit zwei vertiefte Abbaustellen im Süden des Bruches angelegt, die etwa 3 m tiefer heruntergehen, und an beiden dieser tiefen Abbaustellen habe ich im Herbst 1912 wiederum verhältnismäßig flachfallende Überschiebungsfugen mit reichlich eingeklemmtem diluvialen Material feststellen können; auf der südöstlichen Stelle nur hellen, reinen Spatsand, auf der südwestlichen braunen, unreinen, mergeligen Spatsand, offenbar ganz zusammengeriebenes und durcheinandergemetetes Material.

Die südwestliche tiefe Abbaustelle war erst seit wenigen Tagen bzw. Wochen in Angriff genommen, der hangende Anhydrit abgeräumt und das auf der Überschiebungsfläche von etwa 10 qm Größe gefundene Diluvialmaterial als sehr störender Fremdkörper in eine Ecke gekehrt, wo etwa $\frac{1}{2}$ bis $\frac{2}{3}$ cbm davon lagen; ein Hineinfallen von oben, von der ganz sauberen Hauptabbausohle oder aus steilen Spalten, die nicht beobachtbar waren, war nach Lage der Dinge ausgeschlossen; vom Steiger und von den Arbeitern wurde mir obenein ausdrücklich versichert, daß dieser „lehmige Sand“ von der mir gezeigten Fuge stammt, aus der ich selbst entsprechendes Material herausgeholt habe.

Ob die Überschiebungsflächen in diesen beiden tiefen Abbaustellen mit der erstbeschriebenen über der Hauptabbausohle zusammengehören oder nicht, läßt sich mit völliger Sicherheit nach dem jetzigen Zustand der Aufschlüsse weder behaupten noch bestreiten, da der Zusammenhang durch Abbau unterbrochen ist. Mir persönlich erscheint dieser Zusammenhang zum mindesten sehr unwahrscheinlich; sollte er tatsächlich vorhanden gewesen sein, wie der Steiger vermutet, so müßte die Überschiebungsfläche einen sehr komplizierten Verlauf gehabt haben, und ich persönlich möchte nach dem Augenschein und der Lage der Fugen zueinander mehr an eine richtige Schuppenstruktur glauben.

Dem jetzigen Steiger ist das Vorhandensein des Diluvialmaterials auf den flachen Trennungsfugen schon seit längerer Zeit aufgefallen; ob die hoch am Berge befindlichen, sehr auffällig ähnlichen, flachfallenden Fugen alle ebenfalls solche

diluviale Überschiebungsflächen sind, läßt sich mangels jeder augenblicklichen Untersuchungsmöglichkeit der höheren senkrechten Wand vorläufig ohne Einhauen von Stufen oder Beschaffung sehr langer Leitern nicht entscheiden; ich möchte es aber sehr vermuten, denn an einer Stelle dicht unter der alten, hochgelegenen, jetzt verlassenen Sprengstoffkammer habe ich es, wie erwähnt, mit Hilfe einer langen Leiter auch feststellen können!

Fragt man sich nun nach der Ursache und dem genauen Zeitpunkt dieser sichtbaren diluvialen Überschiebungen — ob tektonisch oder Eisschub — so ist fürs erste völlig klar und sicher, daß diese beobachtbaren Überschiebungen, mögen sie bewirkt sein, wodurch sie wollen, stattgefunden haben müssen vor der Heraushebung des Alberges zu seiner jetzigen überragenden Höhe, da die sicher beobachtbare Hauptüberschiebungsfläche erheblich über dem allgemeinen Niveau der jetzigen diluvialen Umgebung liegt. Weder Eisschub noch tektonische Kräfte können die Spitze des Alberges unter den jetzigen Umständen oben auf seinen jetzigen Sockel hinaufgeschoben haben, sondern das muß passiert sein, als dieser Sockel noch erheblich tiefer, innerhalb der diluvialen Umgebung lag. Für einen tektonischen Aufschub unter den jetzigen Umständen fehlen die seitlichen Angriffsmöglichkeiten auf die isoliert aufragende Spitze, und dem Inlandeis schreiben wir doch die Tendenz zu, vorhandene schroffe Höhenunterschiede auszugleichen und abzuscheren; nicht aber wäre es verständlich, daß es sozusagen den Ossa auf den Pelion hätte auftürmen und die anderswo abgerissene Spitze auf den schon an sich hervorragenden Sockel hätte oben hinaufschieben sollen. Dieser Wahrscheinlichkeitseinwand gegen glaziale Überschiebung bleibt aber auch bei ursprünglich tieferer Lage des Sockels bestehen; immer ist durch die Aufschiebung der Anhydritspitze auf den ebenso beschaffenen Sockel ein vorher nicht oder nicht so stark vorhandener Höhenunterschied des Anhydritstockes gegen seine Umgebung geschaffen worden.

Mir scheint also aus diesen Überlegungen zu folgen, daß hier eine echte tektonische Überschiebung vorliegt, eingetreten zu einer Zeit im Diluvium, wo der Anhydritstock des jetzigen Alberges noch erheblich tiefer, innerhalb diluvialer Schichten lag, deren Reste bei der Überschiebung zwischen die Schuppen zwischengeklemmt wurden, und daß sich später, nach Abschluß dieser Schuppenbildung — und wahrscheinlich nach dem Rückzuge des letzten Inlandeises aus dem Gebiet —

der Alberg durch das erneute Auftreten hebender Kräfte erst so weit herausgehoben hat, daß er nur 50—60 m seine Umgebung überragt.

Hervorgehoben muß werden, daß einzelne Ausläufer und Abzweigungen der mit diluvialen Material erfüllten, ganz flachen Überschiebungsfugen quer durch eins oder das andere der senkrecht stehenden Schichtpakete hindurchstreichen, ohne anscheinend eine bemerkbare seitliche Verschiebung in dieser senkrecht stehenden Schichtung bewirkt zu haben, was angesichts des auch hier beobachtbaren, wenn auch sehr geringfügigen diluvialen Einklemmungsmaterials sehr auffällig ist und mir den Mechanismus der hierbei eingetretenen Bewegungen stellenweise völlig rätselhaft erscheinen läßt.

Hervorgehoben mag nochmals werden, daß die von mir sicher und mehrfach beobachteten und an einer Stelle mindestens $1\frac{1}{2}$ m horizontal nach Westen in den festen Anhydrit hinein verfolgten Überschiebungsflächen nebst dem eingequetschten Diluvialmaterial rein gar nichts mit — an diesen Stellen völlig fehlenden — steilstehenden Spalten zu tun haben, und daß das in dieser horizontalen Kluft beobachtete und von mir selbst daraus hervorgeholte Diluvialmaterial unmöglich von oben her aus derartigen Spalten eingespült sein kann, sondern bei Horizontalbewegungen des Anhydrits eingeklemmt sein muß; das war nach Lage der beobachteten Verhältnisse evident.

Aber nicht nur über Tage in den sichtbaren Aufschlüssen sind solche flachen Überschiebungsflächen mit eingeklemmtem Diluvialmaterial vorhanden, auch unter Tage müssen sie nach den Ergebnissen der zahlreichen Bohrungen im Alberg und bei Stipsdorf vorhanden sein.

An beiden Stellen sind schon seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts und noch unter dänischer Herrschaft mehrfach Bohrungen auf Salz ausgeführt, die zwar bis zum Jahre 1869 erfolglos geblieben sind, aber alle miteinander höchst auffällige Ergebnisse gezeitigt haben, die schon mehrfach in der geologischen Literatur diskutiert sind, wenn auch eine richtige Lösung der hier vorhandenen Probleme bisher nicht erzielt wurde. Fast alle diese Bohrungen haben einen mehrfachen und sehr auffallenden Wechsel von Anhydrit bzw. Gips mit Diluvialschichten ergeben, kein einziges dieser Bohrprofile ist aber mit den nebenstehenden in Übereinstimmung zu bringen, trotz sehr geringer Horizontalentfernungen.

Die erste Bohrung im Segeberger Gipsbruch (1804—1806), angesetzt 50 Fuß östlich der höchsten Spitze, ergab:

154	Fuß	4	Zoll	„Gips“
{ 11	-	4 1/2	-	Sandstein, kalkigen Sandstein, „Quarz und Kalk“
{ 5	-	9 1/2	-	„Kalk und Lehm“, tonigen Kalk
89	-	6 1/2	-	„Gips“
{ 1	-	6 1/2	-	kalkigen Sandstein
{ 8	-	10 1/4	-	„Gips mit Sand“
38	-	8	-	„Gips“

309 Fuß 7 1/2 Zoll

Der Sandstein, kalkige Sandstein, „Kalk und Lehm“, „toniger Kalk“ sind offenbar diluviale Schichten bzw. diluviales Material, dessen dem Zechsteinanhydrit fremde Natur als etwas besonders Auffälliges sorgfältig hervorgehoben ist. Diese Dinge entsprechen auf das genaueste dem von mir selbst von den höheren Überschiebungsf lächen gesammelten Diluvialmaterial. In dem „Gips“ sind mehrfach Boracite gefunden.

Im Jahre 1807 wurde dann am Grunde des 125 Fuß tiefen Schloßbrunnens eine 308 Fuß tiefe Bohrung ausgeführt, die anscheinend nur Anhydrit ergeben hat, und in 433 Fuß Tiefe ebenfalls ergebnislos eingestellt wurde.

Die im Jahre 1868 im Süden des Gipsbruches angesetzte Bohrung, die in 148 m Tiefe endlich das lange gesuchte Salz fand, hat nach den mangelhaften, darüber in die Öffentlichkeit gekommenen Berichten folgendes Profil ergeben:

	88,5 m	Anhydrit
41, m	{	— 115 m Sand
		— 117 - Ton
		— 120 - Sand
		starkes Auftreten 9proz. Sole in einer Sandschicht
		— 129,5 - brauner, sandiger Ton
		— 134,5 - Anhydrit
	— 148,9 -	brauner, harter, sandiger Ton, Anhydrit und „zäher, fester Ton“
dann	139 m	Steinsalz und darunter
in	287 -	Tiefe Anhydrit.

Über die von 88 bis 129 m Tiefe angetroffenen Schichten ist leider nichts näheres publiziert; daß es Diluvialmaterial gewesen ist, Sand und Geschiebemergel, ergibt sich nicht nur aus der Beschreibung, sondern darüber liegt auch noch ein Bericht eines Augenzeugen, des Berginspektors BRUHN, in den Akten des Oberbergamts Clausthal vor, der ausdrücklich angibt, daß diese Schichten mit dem über Tage in dem Anhydrit beobachtbaren fremden (diluvialen) Einlagerungen übereinstimmt hätten.

Über die nächsten 19 m liegen wenigstens etwas detailliertere Angaben in den Akten des Oberbergamts; danach sind gefunden:

von 404'	7"	bis 412'	6"	„grauer, fester Ton“	(— 129,5 m)
		— 429'	6"	fester Anhydrit	(— 134,5 m)
		— 439'	1"	Anhydrit und „grauer Sand“	und „harter Ton“
		— 445'	3"	„grauer Ton“	
		— 450'		Anhydrit	
		— 459'		„grauer, sandiger Ton“	und Sand
459	— 472'			sehr fester Anhydrit	
		— 477'	6"	„Salzton“	

Steinsalz

Daß auch hier der „graue, feste Ton“ und Sand Diluvialmaterial gewesen ist, wird ausdrücklich hervorgehoben, ebenso daß die letzten 4 m (459—472') besonders fester Anhydrit gewesen sei; zwischen diesem und dem hangenden Anhydrit liegt also eine 55 m mächtige Schichtenfolge von Sand, Ton, Geschiebemergel zu unterst mit einzelnen kleinen Anhydritbänkchen, während in der alten Bohrung von 1804/06, die nur etwa 80 m nördlich davon gestanden hat, zwei derartige Einlagerungen diluvialen Materials von 5½ und 3 m Mächtigkeit im Anhydrit konstatiert sind. Diese Diluvialschichten im Anhydrit führen sehr erhebliche Wassermassen.

Eine später in geringer Entfernung davon an der Stelle des verunglückten Schachtbaus ausgeführte Bohrung ergab unter

	91 m	Anhydrit
— 116,6	-	„Sand“
— 118,6	-	„Ton“
— 120	-	„Sand mit Ton“
— 121,8	-	„sandigen Ton“
— 127,2	-	„braunen, zähen Ton“ mit Gips
— 127,7	-	„braunen, sandigen Ton“
		starke Sole
— 132	-	„grauen sandigen Ton“
— 134,4	-	„grauen Ton mit Anhydrit“
— 141,2	-	„grauen, sandigen Ton“
— 149,1	-	„braunen Ton“
— 149,9	-	„sehr harte, zähe Schicht“ (Anhydrit?)
— 152	-	„braunen, sandigen Ton“

und darunter wieder Salz und Anhydrit, also ein, wenn auch sehr ähnliches so doch nicht völlig übereinstimmendes Profil, und einen mehrfachen Wechsel von braunem und grauem sandigen Ton (Geschiebemergel.)

Eine andere in der Nähe des Gipsberges am Neuen Teich ausgeführte Bohrung ergab

— 106	m	Diluvium „blauen Ton, Kies, Sand, Geschiebe, braunen Ton usw.“
— 110	m	Anhydrit
— 110	-	„zähen, grauen Ton“
— 121	-	„krystallinen Anhydrit“
— 128,5	-	„roten zähen Ton“ und grauen Ton in mehrfachem Wechsel

- 146 m Sand, braunen und grauen Ton mit Braunkohlestückchen
- 226 - reinen Quarzsand
- 280 - graugrünen, z. T. sehr plastischen Ton (Alttertiär?)

also noch zwei Schollen von Anhydrit eingeklemmt ins Diluvium.

Bei dem nur wenige Kilometer NO. von Segeberg entfernten Stipsdorf sind ebenfalls eine ganze Anzahl Bohrungen auf Salz ausgeführt, zum Teil ebenfalls noch in dänischer Zeit unter den Auspizien des hervorragenden Geologen FORCHHAMMER, die folgende Resultate ergaben:

1. Bohrung 1829 im Boden der 40 Fuß tiefen „Kalk“- (Gips)grube (aus der jahrhundertlang Anhydrit und Gips gebrochen wurde!):

3'	6"	gelber Sand
5'		gelber Lehm
17'	6"	Gips
	6"	„Gips mit Lehm“
1'	6"	gelber Lehm
4'	4"	Gips
5'	8"	gelber Lehm mit Sand
49'	10"	Gips
1'		Sand
25'	1'	Gips

148' 5" (einschließlich der Tiefe des Gipsbruches!)

Zweite Bohrung 1843 ebenda:

8'	6"	gelber Lehm und grober Sand
17'	6"	Gips
2'		gelber Lehm
4'	4"	Gips
5'	8"	gelber Sand und Lehm
52'	9"	Gips
1'		Sand
24'	2"	Gips
5'	6"	grober Sand mit Feuerstein
5'	6"	Gips
5'	2"	schwarzer Ton (tertiär?)
10'	7"	Gips und Ton gemischt

Beide Bohrungen zeigen fast genau dasselbe Profil, was für die hier vertretene Auffassung von den flach verlaufenden Überschiebungen von erheblicher Bedeutung ist; die zweite ist von FORCHHAMMER selbst kontrolliert, und diese dabei sicher beobachtete Wechsellagerung von Anhydrit und Diluvium hat diesen ausgezeichneten Beobachter zu der Annahme von dem diluvialen Alter des Anhydrits geführt¹⁾.

¹⁾ FORCHHAMMER: Die Bodenbildung der Herzogtümer Schleswig-Holstein und Lauenburg. Festgabe für die Versammlung deutscher Landwirte, Kiel 1847, S. 14 und 15.

Die Bohrung 1869, ebenfalls am Grunde der 45 Fuß tiefen „Kalkkuhle“ ausgeführt, hat gleichfalls vielfach diluviales Material im Anhydrit ergeben, doch ist hierüber kein genaues Bohrprotokoll publiziert; sie soll 97 m Anhydrit mit 8 Einlagerungen von „grauem Ton“ von 2 bis 6 m Mächtigkeit und mit Sandschichten, und darunter 20 m Salz ergeben haben; aus den mir zugänglichen Akten ist nur ersichtlich, daß bis 45 Fuß fester Anhydrit, dann „Sand mit Kohlestückchen“, dann Anhydrit,

- bei 99' „grauer Ton und Sand“
- 157' „viel Sand“, dann
- bis 194' Anhydrit
- bei 216—252' „grauer Ton, Sand und Gips in Schichten von 2—5' Stärke wechsellagernd“
- von 252—287' „Gips“
- 287—307' fester Anhydrit gefunden sind,

also wiederum die mehrfache Wechsellagerung von Anhydrit mit Diluvialmaterial und starke Wassermassen in diesen Diluvialschichten.

Eine Bohrung S von Stipsdorf und O von Kalkberg ergab folgendes Profil:

4	m „Ton“ und Sand
12	- Anhydrit
1,5	- „Ton“
7,0	- Anhydrit
2,5	- „Ton“
2,5	- Anhydrit
6,5	- „Ton“
25,0	- Anhydrit
3,5	- „Ton“
9,0	- Anhydrit
3,5	- „Ton“
2,5	- Anhydrit
4,0	- „Ton“
17,5	- Anhydrit und dann

bis zu 120 m Tiefe Steinsalz,

also eine sechsmalige Wechsellagerung von Anhydrit und Diluvium.

In den Bohrungen NO von Stipsdorf am Kagelsberg sind im Anhydrit mehrfach „brauner, zäher „Ton“ mit Steinsalzstücken, „schwarzer Ton“ und „kohlige Bestandteile“ sowie „Ton mit erratischen Geschieben“ gefunden, also sicherer Geschiebemergel und eingeklemmtes Braunkohlenmaterial; auch hier hat zwischen dem eingeklemmten Diluvium und dem Salz nur noch 1,57 m fester Anhydrit gelegen; genauere Angaben sind nicht weiter in die Öffentlichkeit gekommen, als daß das Steinsalz in 108 m Tiefe getroffen ist. Was der „braune

zähe Ton mit Steinsalzstücken“ gewesen ist, ist ganz unsicher, (roter Ton des ZO?)

Eine Bohrung SW von Stipsdorf ergab:

- 88 m Lehm, Sand, Ton, Kies
 - 39 - Anhydrit
 - 2 - roten Ton
 - 26 - „Salzton“ mit Sandschichten
 - 2,5 - Sand mit 20 proz. Sole
 - 105 - „sandigen Ton“, sehr fest, dann „blauen Ton“,
-
- 162 m,

also 39 m auf Diluvium überschobenen Anhydrit. Ein anderes Bohrloch NW von Stipsdorf ergab

- 42 m grauen, steinigen Ton, Sand, Kies, Gerölle
- 38 - Anhydrit
- 4 - grauen Ton
- 8 - Sand, Gips, Ton
- 6 - Anhydrit
- 5 - „Salzton“
- 42 - Salz;

also wiederum 12 m unzweifelhaft diluviale Schichten im Anhydrit. Über die weiteren, vor wenigen Jahren bei Stipsdorf heruntergebrachten Bohrungen ist nichts weiter bekannt geworden, als daß eine bei mehr als 800 m Tiefe im grünen Ton des Alttertiärs steckengeblieben ist.

Aus allen diesen Bohrungen bei Segeberg und Stipsdorf ergibt sich, daß die dortigen Anhydritstöcke ein kompliziertes Schuppensystem mit vielfach eingeklemmtem Diluvialmaterial bilden.

Außer diesen Beweisen für intensive Störungen diluvialen Alters im Anhydrit liegt aber noch ein weiterer, sehr schöner Beweis dafür vor, nämlich eine sehr interessante diluviale Reibungsbrecie aus permischem und diluvialem Material gemischt, hauptsächlich bestehend aus eckigen (aber auch gerundeten) Trümmern von Stinkkalk, Dolomit, Oolith, Rauhwaacke, daneben und fest damit verkittet nordisches Material, Granit, Flint und, wie FORCHHAMMER schon beobachtete, auch tertiäres Material mit Dentalien. Diese sehr interessanten Reibungsbrecien, die von FORCHHAMMER mit „schwarzem, porösem, lavaartigem Kalkstein“, von MEYN mit „altem Mörtel“ (bestehend aus grobem Sand, Steinen und Kalkstein bzw. Dolomit) verglichen werden, sind von den verschiedensten Beobachtern auf der Nord- und Ostseite des Segeberger Alberges beobachtet und auch noch von mir selbst gefunden, allerdings jetzt nur noch in Form loser Blöcke im Gartenboden. Auch MEYN vergleicht einen Teil dieser Reibungsbrecien mit ihren großen

Höhlungen mit „groben Lavaschlacken“, und betont, daß sie zum Teil zusammen mit gelbem Kalksandstein vorkommen, also jenem Gestein, das ich direkt von den Überschiebungsflächen unter dem anstehenden Anhydrit hervorgeholt habe, und es ist damit aus diesem eckigen Trümmergestein nun der direkte



Fig. 5.

Diluviale Reibungsbreccie aus eckigem (und z. T. auch gerundeten) Zechsteinmaterial (Rauhacken, bituminösen Kalk usw.) mit wenig nordischen Geschieben dazwischen. Größe 1:1.

Nachweis intensiver, in diluvialer Zeit erfolgter Bewegungen geliefert, die das permische Gestein zertrümmert und mit diluvialen Material verknetet haben. Dieselben Breccien aus eckigem und abgerundetem permischen Gestein und Diluvialmaterial sind auch noch bei Stipsdorf gefunden.

Daß die bei den Bohrungen in Segeberg innerhalb des Anhydrits gefundenen 41 m Diluvialmaterial nicht etwa, wie ursprünglich vermutet wurde, eine ganz steil einfallende Kluft (ähnlich wie im Nordwesten des jetzigen Steinbruchs) erfüllt haben,

die von der Bohrung durchfahren wurde, sondern daß sie ganz flach im Anhydrit liegen müssen, ergibt sich daraus, daß nur 4 m fester Anhydrit zwischen diesen stark wasserführenden Diluvialmassen und dem Steinsalz lagen, was eine steilfallende Kluft völlig ausschließt, und daß die beiden letzten Bohrungen im Segeberger Anhydrit, trotzdem sie eine ganze Anzahl Meter voneinander entfernt lagen, doch faßt dasselbe Profil mit fast denselben Tiefen der eingequetschten Diluvialmassen ergaben.

Ob zwischen dem Anhydrit und dem Steinsalz noch Kalisalze liegen, wie s. Z. MEYN durch einen scharfsinnigen Indizienbeweis nachzuweisen sich bemüht hat, wird sich nur durch genaues Studium aller diesbezüglichen Akten der zuständigen Berginspektion feststellen lassen.

Für die so zum mindesten sehr wahrscheinlich gemachten tektonischen Schuppenbildungen bei Segeberg kennen wir ja ein vollständiges Analogon in der wundervollen dreifachen Schuppenüberschiebung im Miocän des Morsumkliffs auf Sylt, die auch erst in diluvialer Zeit erfolgt ist¹⁾, und in den Überschiebungen der Kreide von Jasmund auf Rügen auf das ältere Diluvium, und die dieses konkordant unterlagernde Kreide, die ebenfalls erst spät im Diluvium, zur letzten Interglazialzeit erfolgt ist²⁾. Daß die merkwürdigen Einklemmungen diluvialen Materials im Turon von Lüneburg auch erst am Ende der letzten Interglazialzeit, nach intensiver Verwitterung dieses Diluviums, erfolgt sind, hat sich ja gleichfalls erweisen lassen³⁾.

Die zahlreichen sonstigen Arbeiten, die Beweise für diluviale — z. T. interglaziale — tektonische Störungen gebracht haben, habe ich erst kürzlich zusammengestellt⁴⁾; hinweisen möchte ich hier nur noch auf die Ausführungen von HARBORT⁵⁾ über das Aufsteigen der Salzhorste, worin das pfeilerartige

¹⁾ C. GAGEL: Die Lagerungsverhältnisse des Miocäns am Morsumkliff auf Sylt. Jahrb. d. Kgl. Geol. Preuß. Landesanst. 1905, XXVI, S. 246 ff.

²⁾ K. KEILHACK: Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1912, XXXIII, Teil 1, S. 114 ff.

³⁾ C. GAGEL: Neuere Beobachtungen über die diluvialen Störungen im Lüneburger Turon und Nachträgliches zu den diluvialen Störungen im Lüneburger Turon. Diese Zeitschr. 1905, S. 165 u. 270, Tafel 10.

⁴⁾ C. GAGEL: Ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland. Diese Zeitschr. 1911, Monatsber. 1, S. 4.

⁵⁾ HARBORT: Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Diese Zeitschr. 1910, Bd. 62, S. 326—336.

Aufgaben der isolierten Anhydritstöcke Norddeutschlands auf die plastischen Eigenschaften der liegenden, durch Gebirgsbewegungen stark gepreßten Salzmassen zurückgeführt wird (Aufpressungshorste), was die nachträgliche Heraushebung des Alberges nach den Überschiebungen sehr gut verständlich machen würde.

Nicht unerwähnt lassen möchte ich die sehr auffällige Tatsache, daß von diesen Überschiebungsflächen, auf denen das diluviale Material eingeklemmt ist, noch andere Spalten unter spitzen Winkeln ausstrahlen, die stellenweise die sehr schöne senkrechte Schichtung durchsetzen, ohne sie anscheinend im geringsten zu stören oder zu verschieben; der Mechanismus dieser Spaltenbildung und Überschiebungen muß also ein sehr komplizierter gewesen sein, so daß man sich fürs erste keine recht anschauliche Vorstellung davon machen kann.

Ich möchte noch betonen, daß, wenn auch in den Bohraufschlüssen im Anhydrit mehrfach sichere Grundmoräne getroffen sein muß, nach den ganzen Beschreibungen und Angaben darüber, doch in den über Tage jetzt noch nachprüfbar und sichtbaren, im Anhydrit eingeklemmten Diluvialmassen Grundmoräne sicher nicht vorhanden ist, sondern nur fette bräunliche und grünliche Tonmergel und feingeschichtete, gelbbraune Tonmergel, die mit Sandschichten bzw. Sandsteinschichten wechsellagern und deren Schichtung sich den stellenweise merkwürdig windschief gebogenen unteren Grenzflächen des hangenden Anhydrits auffallend anschmiegen, so daß eine seitliche Einpressung dieses Diluvialmaterials in Spalten des Anhydrits durch das Inlandeis ausgeschlossen erscheint.

Auch möchte ich nochmals besonders hervorheben, daß die Stellen an denen jetzt das diluviale Material mitten im Anhydrit beobachtet wurde, mindestens 40—50 m von der ehemaligen Außenseite des Anhydritstockes entfernt, also ziemlich in der Mitte des Berges liegen.

Daß auch stellenweise tertiäres Material in diesen Fugen eingeklemmt ist, sei noch besonders betont.

Was die in den Bohrregistern mehrfach erwähnten, auffälligen, roten Tone anbetrifft, so läßt sich jetzt natürlich nicht mehr einwandfrei ermitteln, was das gewesen ist; rote Tone des Diluviums sind im allgemeinen in diesem Gebiet nicht bekannt, soweit es sich nicht um die fetten, diluvial umgelagerten, roten Untereocäntone handelt; eventuell könnte es sich aber um rote permische Tone gehandelt haben, da auch sonst bei Segeberg alle die Gesteine beobachtet sind, die sich auch bei Lieth und Schobüll finden (ZO.)

Literatur über Segeberg

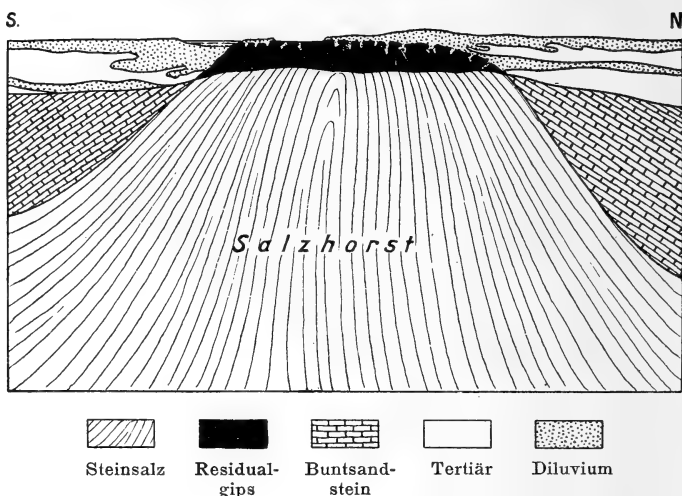
(insbesondere über die Bohrungen!).

- FR. SENF: Geognostische Bemerkungen über die Gegend, in welcher die Salzquellen Lüneburg, Sülze und Oldesloe liegen. Schr. d. Geog. Soc. f. d. gesamte Mineralogie, Jena 1911, Bd. III.
- STEFFENS: Geognostisch-geologische Aufsätze als Vorbereitung zu eine inneren Naturgeschichte der Erde. 1810.
- FR. HOFFMANN: Geognostische Beschreibung der Hervorragungen des Flözgebirges bei Lüneburg und Segeberg. GILBERTS Ann. d. Physik 76, 1824.
- VOLGER: Über die geognostischen Verhältnisse von Helgoland, Lüneburg und Segeberg. Braunschweig 1846.
- KABEL: Über die geognostischen Verhältnisse des südwestlichen Holstein. Spezialber. über die Verhandl. f. Min., Geogn. und Geogr. 24. Vers. Deutscher Naturforscher und Ärzte, Kiel 1847.
- FORCHHAMMER: Die Bodenbildung der Herzogthümer Schleswig-Holstein und Lauenburg. Festgabe f. d. Vers. Deutscher Land- und Forstwirthe, Kiel 1847.
- MEYN: Geognostische Beobachtungen in den Herzogthümern Schleswig und Holstein. Jahresber. der 11. Versammlung Deutscher Land- und Forstwirthe, Kiel 1848.
- Briefl. Mitt. über Abraumsalze in Stipsdorf. Diese Zeitschr. XXIII, 1871, S. 653.
- BOLL: Geognosie der deutschen Ostseeländer zwischen Eider und Oder. Neubrandenburg 1846.
- KARSTEN: Über die Verhältnisse, in denen die Gipsmassen zu Lüneburg, Segeberg und Lübtheen zu Tage treten. Abhandl. Kgl. Akad. Wissensch. Berlin 1848, S. 188, 189.
- GIRARD: Die Norddeutsche Ebene. Berlin 1855.
- HAAS: Die geologische Bodenbeschaffenheit Schleswig-Holsteins. 1889.
- FACK: Das Vorkommen von Salz in der Provinz Schleswig-Holstein. Schriften d. naturwiss. Vereins f. Schleswig-Holstein Bd. VI.
- STRUCK: Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Festgabe für den XVII. Deutschen Geographentag, Lübeck 1909.

Zur Diskussion sprechen die Herren KEILHACK, HARBORT, HESS VON WICHENDORF und der Vortragende.

Herr H. HESS VON WICHENDORFF vergleicht die Verhältnisse am Ahlberg bei Segeberg mit dem in ähnlicher Weise mitten im Diluvium emporragenden Gips- und Salzstock von Sperenberg südlich von Berlin. Umgeben von außerordentlich mächtigen diluvialen Ablagerungen, die bereits in der Nähe des Gipsstockes zusammen mit starken, von den in der Nachbarschaft anstehenden Tertiärschichten losgerissenen und im Diluvium eingebetteten Tertiär-Schollen eine Mächtigkeit von 140—190 m erreichen, erhebt sich der Sperenberger Gipsstock bis dicht an die Oberfläche, z. T. treten die Gipsfelsen in der Nähe des jetzigen Gipsbruches stellenweise ohne Diluvialdecke direkt zutage. Der Gipsstock von Sperenberg stellt eine gleichmäßige Hutbildung auf dem im Untergrund befindlichen, steil auf-

gepreßten Salzstocke dar. Die Mächtigkeit dieses Gipshutes beträgt bereits am Rande gegen 50 m und steigt in der Mitte überall bis zu etwa 100 m an. Der Salzspiegel liegt ganz gleichmäßig in der Höhe der anlagernden Buntsandsteinschichten (vgl. das untenstehende Profil.) Die zahlreichen fiskalischen Bohrungen, die teils im Bereich des Gipshutes, teils außerhalb desselben niedergebracht worden sind, haben nun ergeben, daß weder am Salzstock noch an dem ihn bedeckenden Gipshut irgendwelche diluvialen Störungen, Einpressungen oder Über-



Profil des Gipsstockes von Sperenberg bei Berlin.
(Hutbildung auf dem Zechsteinsalzhorst). Maßstab 1:25000.
(In natürlichem Höhenverhältnis.)

schiebungen geschehen sind; vielmehr zeigen die bis über 1250 m tiefen Bohrungen die regelmäßige steile Aufpressung des Salzgebirges. Wohl aber haben diese staatlichen Bohrungen eine Erscheinung aufgewiesen, die ganz analog den Beobachtungen am Ahlberg bei Segeberg zu sein scheint, sich aber bei Sperenberg als rein sekundär herausgestellt hat, das Auftreten oft mächtiger Diluvialschichten scheinbar mitten im Gipse. Es hat sich nämlich bei dem Sperenberger Vorkommen feststellen lassen, daß hier ausgedehnte Schlottenbildungen im Gips vorhanden sind, die oftmals schief und gewunden, nach unten zu aber vielfach nahezu senkrecht verlaufen. Sie sind mit dem Diluvial- und Tertiärschollenmaterial der diluvialen Decke ausgefüllt. Am Rande des Gipsstockes gehen die Schlotten

sogar bis auf den Salzspiegel herab, oben noch stark geneigt und gewunden, unten nahezu senkrecht; so hat z. B. Bohrloch III unter 63 m Diluvium von 63—79 m festen Gips, von 79 bis 85 m klüftigen Gips und von 85—111,5 m Gips mit sand-erfüllten Klüften unmittelbar auf dem darunter folgenden Stein-salz ergeben. Die Bohrung II, die von 30,4—115,8 m Gips auf-weist, hat dagegen zahlreiche gekrümmte Schlotten angeschnitten und sie z. B. bei 56 m, 84 m und 92 m mit Sand, Tonmergel und Kohlenletten erfüllt gefunden. In der Mitte des Gipsstockes scheinen die Schlotten nicht allzu tief in den Gips hinein-zuragen, wenigstens hat die auf der Sohle des großen Gips-bruches angesetzte Bohrung I nur von 0—28 m klüftigen Gips mit sanderfüllten Klüften, von 28—88,8 m dagegen festen Gips über dem Steinsalz angetroffen.

Bezüglich der Entstehungszeit des Sperenberger Salzstockes und seines mächtigen Gipshutes schließe ich mich durchaus der Meinung des Herrn E. HARBORT an. Hätte der Gips-stock in seiner heutigen Höhenlage bereits vor Beginn der Eiszeiten existiert, so würde er von dem heranrückenden Inlandeis eine weitgehende Veränderung und teilweise Zer-störung erlitten haben. Er zeigt aber in seiner 1³/₄ km langen und 1 km breiten Ausdehnung einen geradezu modellartig gleichmäßigen Aufbau.

Herr W. HUTH spricht sodann zur Kenntnis der Epidermis von *Mariopteris muricata*. (Mit 10 Text-figuren.)

Als die erste Mitteilung über die Epidermis von *Mariopteris muricata* für die Paläobotanische Zeitschrift¹⁾ gerade druckfertig war, erhielt ich von Herrn GOTHAN aus Paris die Nachricht, daß ZEILLER bereits *Alethopteris Grandini* aus dem oberen Produktiven Carbon maceriert hätte. Da die Zeit-schrift in kürzester Zeit erscheinen sollte, so fügte ich die mir gemachte Mitteilung eiligst noch im Petitdruck an die Arbeit an. Wie nun ZEILLER nach Empfang der oben erwähnten Arbeit in einem Briefe an GOTHAN mitteilt, hat er aber *Alethopteris Grandini* tatsächlich nicht maceriert, sondern die Oberflächenstruktur der Pflanze bot sich ihm durch einen Zufall für mikroskopische Beobachtung dar.

Er sagt darüber in dem genannten Schreiben: „...cette cuticule s'offrait toute prête pour l'examen microscopique sur

¹⁾ Paläobotanische Zeitschrift, Bd. I, 1912, Heft 1, S. 7 ff., Taf. I, II.

l'échantillon lui-même, et je n'ai eu aucune préparation à lui faire subir, aucun mérite par conséquent à l'étudier et à en donner la figure. L'observation de M. HUTH constitue donc une découverte vraiment nouvelle et d'un réel intérêt en ce qu'elle montre la possibilité de trouver, parmi les Fougères ou les Ptéridospermées houillères, des échantillons se prêtant à la préparation et à l'étude de la cuticule." An anderer Stelle in demselben Briefe sagt er: „c'est la première fois



Phot. OTTO ROTH.

Fig. 1.

Mariopteris muricata. Halde der Myslowitzgrube, Liegendes des Moritzflözes; leg. H. P. 4. 89.

qu'on arrive à obtenir une préparation de cuticule de Fougère (ou Ptéridophyllée) du terrain houiller par la méthode de SCHULZE. Je l'ai essayé bien souvent et n'ai jamais rien obtenu . . ."

Es ist demnach also tatsächlich das erste Mal, daß es gelungen ist, Farnepidermen¹⁾ aus dem Produktiven Carbon zu präparieren und zu mikroskopieren, und nur darin liegt auch zunächst die Hauptbedeutung dieser kleinen Arbeit. Ob es gelingen wird, in mehreren oder gar in vielen Fällen

¹⁾ Bei Cycadophyten aus dem Carbon ist die Sache schon lange bekannt, siehe ZELLER: Bass. houill. et perm. de Blanzky et du Creusot, fasc. II, 1906, texte, S. 194.

die Epidermen so zu präparieren und mikroskopisch studieren zu können, bleibt vorläufig fraglich. Wenn es aber gelingen sollte, so ist nicht ausgeschlossen, daß die Oberflächenstruktur vielleicht zur Klassifizierung der Farne des Carbons mitbenutzt werden könnte, und dadurch wäre möglicherweise ein Mittel vorhanden, die Klassifizierung im rezenten Sinne natürlicher zu gestalten. Jedenfalls handelt es sich hier nur um allererste Versuche, und eine große Anzahl gut gelungener



Fig. 2.

Phot. OTTO ROTH.

Mariopteris muricata. — Jüngerer Exemplar. — Niederschlesien, Hangendzug, Johann Baptistagrube b. Schlegel — + u. || bezeichnen die Stellen, an denen die beiden macerierten Stücke abgeschlagen sind.

Präparate dürfte erst mit einiger Sicherheit zeigen, ob die weiter unten angeknüpften theoretisch - hypothetischen Ausführungen aufrecht erhalten werden können.

Die Macerationen sind bisher bei drei verschiedenen Resten aus dem Produktiven Carbon gelungen. Es handelt sich um einen aus Oberschlesien stammenden Rest vom *Mariopteris*-Typus¹⁾, der als Art noch nicht genauer bestimmt werden konnte, und um zwei Stücke von *Mariopteris muricata*, von denen eins aus Oberschlesien (Fig. 1) und eins aus Niederschlesien (Fig. 2) ist. Bei dem Stück Fig. 1 gelang die

¹⁾ Dieser Rest ist abgebildet in Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste, Lf. VIII, 1913, Nr. 151.

Maceration verhältnismäßig leicht, da hier ein Rest vorliegt, bei dem die kohlige Haut des Farnes an allen Stellen entweder von selbst leicht abblätterte oder doch mit dem Messer leicht zusammenhängend abzuheben war. Bei dem Stück Fig. 2 war ein derartiges Verfahren vollständig ausgeschlossen, denn die kohlige Haut des Farns war — wie das in fast allen Fällen zu sein pflegt, wenn der Kohle- rest des Farns noch vorhanden und die Pflanze nicht überhaupt nur als Abdruck erhalten ist — mit dem Tongestein



Fig. 3.

Phot. W. HUTH.

Epidermis der in Fig. 1 abgebildeten *Mariopteris muricata*. Vergr. ca. 55 fach. — Die Figur zeigt deutlich die Streckung der Epidermiszellen über einem sich dichotom verzweigenden Gefäßbündel.

absolut fest verbunden, so daß eine Ablösung auf mechanischem Wege nichts als mikroskopisch kleine und etwas größere schwarze Kohlebröckchen ergab.

Hier benutzte ich nun folgendes Verfahren: Ich schlug von den durch + und || bezeichneten Stellen durch einen kleinen Meißel zwei Stückchen des Farns mit dem fest daran haftenden Gestein ab und brachte die Gesteinsstückchen in das SCHULZESCHE Macerationsgemisch.

Auf die Methode von SCHULZE gehe ich hier nicht näher ein, da ich in meiner ersten Mitteilung¹⁾ genaueres darüber

¹⁾ Paläobot. Zeitschr. usw.

mitgeteilt habe und auch an verschiedenen anderen Orten in der Literatur genaue Beschreibungen darüber vorhanden sind¹⁾. Ich erwähne nur, daß in diesem Falle nach längerer Behandlung — nach Braunfärbung des Kohlehäutchens und Wegwaschung der dunkelfärbenden Substanz — sich die Ober-epidermis von den Gesteinsstückchen zusammenhängend löste und auf den Objektträger gebracht werden konnte.

Bemerkenswert ist, daß es mir in keinem Falle gelungen ist, irgendeine Struktur der Unterepidermis



Fig. 4.

Phot. W. HURH.

Ein Teil des in Fig. 3 dargestellten Epidermisstückchens, ca. 80 fach vergrößert.

zu erkennen. Diese scheint in den Fällen, welche mir vorlagen, zerstört zu sein, oder ist auch wohl im Lebenszustande der Pflanze außerordentlich dünn gewesen. Sehr feine dünne Häutchen, die ich einmal erhielt und betrachten konnte, ließen keine Spur von irgendeiner Zellstruktur erkennen. Auch durch kein Färbemittel habe ich irgend etwas erreichen können.

Ich bin der Ansicht, daß bei den von mir gemachten Präparaten tatsächlich die eigentlichen Epidermen —

¹⁾ z. B. GÜMBEL: „Beiträge zur Kenntnis der Texturverhältnisse der Mineralkohlen“ (Sitzgsber. d. Kgl. bayr. Akad. d. Wiss., Math.-phys. Cl. 1883, 3. März).

nicht aber nur bloße Abdrücke der Zellen — vorliegen, bei denen allerdings wohl die innere, untere Begrenzungs-
schicht der Zellen fehlt. Diese Epidermen sind als äußerst
dünne, hellbraune Pflanzenhäutchen zu erkennen.

Die Präparate ohne Ausnahme sind äußerst durchsichtig.
Die Expositionszeit für die Mikrophotographie war daher nur
eine sehr kurze und betrug für alle Fälle etwa 10—12 Sekunden.

Ich hatte in der ersten Besprechung dieser Epidermen
versucht, einiges über ihre Anatomie zu sagen und mehrere



Fig. 5.

Phot. W. HUTH.

Epidermis der in Fig. 2 abgebildeten *Mariopteris muricata* von der mit ||
bezeichneten Stelle. — Zeigt deutlich Neigung zur Längsstreckung der
Epidermiszellen. Vergr. ca. 55fach.

Möglichkeiten ihrer physiologischen Bedeutung angeknüpft.
Auch hier möchte ich einige Gedanken darüber aussprechen,
betone aber ausdrücklich, daß bei dem bisher vor-
handenen wenigen Material natürlich noch nichts mit
Sicherheit festzustellen ist, sondern daß es sich be-
sonders in bezug auf die „Frage der Spaltöffnungen“
um rein theoretische, vorläufige Betrachtungen oder
gar um Hypothesen handelt.

Bezüglich der Form der Zellen zeigen die fossilen Epi-
dermen nichts anderes als die Epidermiszellen unserer heutigen
Farne. Die Zellen der einen Art sind langgestreckt und

ziemlich schmal, während die der anderen in ihren Flächen-
durchmessern in verschiedenen Richtungen im allgemeinen
gleich sind. Sehr schön ist bei beiden Arten die Streckung
der Zellen über den sich verzweigenden Gefäßbündeln und die
abweichende Form der Zellen zwischen den Gefäßbündeln
(Fig. 3, 4, 6, 7).

Obwohl es sich hier um die Präparate von zunächst
nur zwei Pflanzen handelt, zeigt sich schon, daß die Ober-
flächenanatomie, sofern sie mit in Betracht gezogen wird, zu

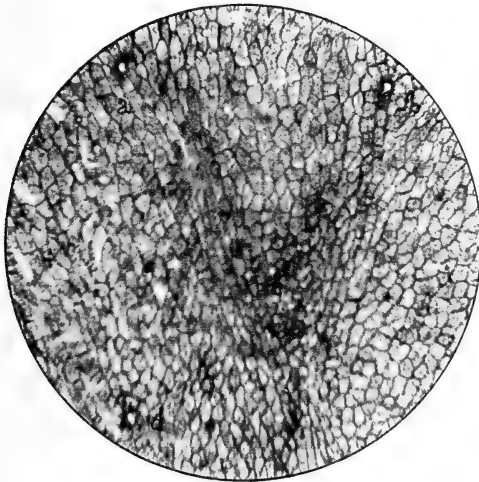


Fig. 6.

Phot. W. HUTH.

Epidermis der in Fig. 2 abgebildeten *Mariopteris muricata*. — Ein Teil
des in Fig. 2 durch + bezeichneten Stückes. *a*, *b*, *c* und *d* Spalt-
öffnungen. — Vergr. ca. 55 fach. — Die Figur zeigt deutlich die Streckung
der Zellen über einem sich verzweigenden Gefäßbündel.

anderen Resultaten führen könnte als die gewöhnliche paläo-
botanische Bestimmung nur nach der äußeren Form; denn die
Epidermen der beiden Pflanzen, welche letzteren jeder Paläo-
botaniker beide als *Mariopteris muricata* bestimmen würde,
zeigen wesentliche Verschiedenheiten. Die eine Art
hat langgestreckte Zellen, während bei der zweiten die Flächen-
durchmesser der Zellen in verschiedenen Richtungen annähernd
gleich sind. Außerdem hat die Pflanze Fig. 2 noch eine
Anzahl von kleinen runden Löchern in der Epidermis, die
ich als „Spaltöffnungen“ oder besser gesagt als „Atemporen“
ansprechen möchte (genauerer darüber siehe weiter unten).

Ich habe immer — und auch die anderen Autoren haben wohl sicher, wie ich aus den Abbildungen der Mariopteriden besonders auch bei ZEILLER entnehme — die Form Fig. 2 für eine Jugendform oder doch zum mindesten für eine noch wenig gegliederte Wedelspitze, also eine noch nicht völlig ausgewachsene Bildung von *Mariopteris muricata* angesehen, was äußerlich dadurch zu erkennen ist, daß die einzelnen Fiedern noch recht wenig differenziert sind.

Man könnte nun vielleicht annehmen, daß mit dem Älterwerden der Pflanze eine Streckung der Epidermiszellen Hand

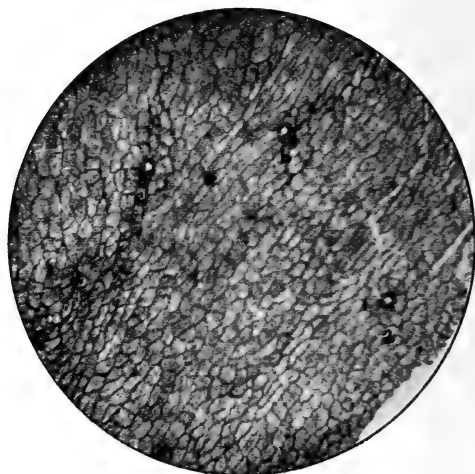


Fig. 7.

Phot. W. HUTH.

Epidermis der in Fig. 2 abgebildeten *Mariopteris muricata*. — Ein anderer Teil des durch + bezeichneten Stückchens. *a*, *b* und *c* Spaltöffnungen; *c* ist dieselbe Spaltöffnung wie *b* in Fig. 6.

in Hand gegangen sei, und daß sich diese langgestreckten Zellen der Pflanze (Fig. 1) also erst bei ausgewachsenen Exemplaren zeigen.

Bei Fig. 1 handelt es sich, dem Äußeren nach geurteilt, um ein ausgewachsenes Exemplar. Auch ist bei den Epidermispräparaten der Pflanze Fig. 2 (Fig. 5—8) eine Neigung zur Längsstreckung wohl zu erkennen. Merkwürdig ist nur, daß sich bei Fig. 1 die erwähnten „Atemporen“ bisher nicht nachweisen ließen. Daß diese mit dem Altern der Pflanze völlig verschwinden könnten, ist wohl ausgeschlossen. Es müßten zum mindesten erkennbare Erinnerungen daran zurück-

bleiben. Nun beträgt aber die Anzahl der „Atemporen“ auf einem Blattstückchen von 5 qmm 10, d. h., es finden sich im Durchschnitt 2 Poren pro qmm. Die Anzahl dieser „Spaltöffnungen“ ist also sehr gering, denn nach HABERLANDT finden sich im Durchschnitt 100—300 Spaltöffnungen auf den qmm. Vielleicht ziehen sich die „Spaltöffnungen“ mit dem Alter der Pflanze durch die Längsstreckung der Zellen so weit auseinander, sind also so zerstreut, daß man auf einem so kleinen Präparat selten eine hat. Sollten sich die Zellen von Fig. 5—8 mit dem Älterwerden tatsächlich so weit strecken, daß sie die

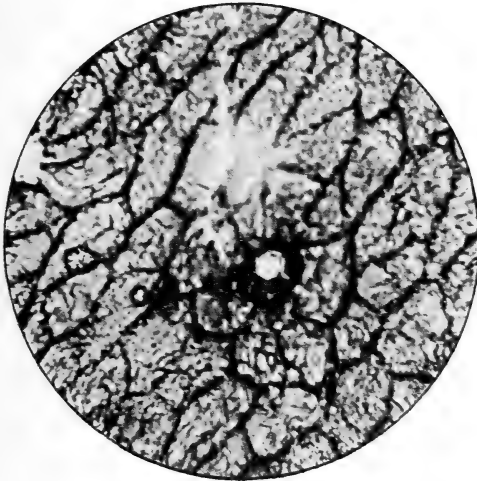


Fig. 8.

Phot. W. HUTH.

Spaltöffnung *a* in Fig. 7, ca. 300 fach vergrößert.

Form von Fig. 3 u. 4 annähmen, so wäre diese Streckung tatsächlich so beträchtlich, daß die Poren sehr weit auseinanderliegen müßten. Jedenfalls müssen über diese wichtige Frage eingehendere Untersuchungen bei vielem Material Auskunft geben. Einstweilen kann man darüber noch gar kein Urteil abgeben. Es ist aber anderseits wohl möglich, daß es sich hier um zwei verschiedene Pflanzen handelt.

Ich hatte nun in der oben erwähnten kleinen Arbeit versucht, einiges über die Physiologie dieser bereits erwähnten „Spaltöffnungen“ oder „Atemporen“ zu sagen. Auch hier möchte ich über diese interessante Frage einige Betrachtungen anknüpfen.

Zunächst möchte ich darauf hinweisen, daß diese „Spaltöffnungen“ eine sehr große Ähnlichkeit¹⁾ mit den Atemporen der Marchantiaceen haben, besonders mit denen von *Reboulia hemisphaerica*, *Lunularia vulgaris* und einigen anderen. Der Unterschied ist nur der, daß sich bei den Marchantiaceen mehrere Kränze von „Schließzellen“ finden, wohingegen hier nur ein Kranz²⁾ solcher vorhanden ist.

VOIGT³⁾ erklärt den Ausdruck „Schließzellen“ für die Marchantiaceen mit folgenden Worten: „Unter „Schließzellen“ verstehe ich diejenigen Epidermiszellen, welche sich an der Bildung der Porenkuppel beteiligen und sich als solche immer durch geringere Größe und abweichende Form — in einigen Fällen auch durch charakteristische Wandverdickungen — auszeichnen.“

Ob hier eine Porenkuppel vorhanden gewesen ist, läßt sich natürlich nicht mehr feststellen. Daß im Lebenszustande der Pflanze eine vorhanden gewesen sein könnte, ist natürlich nicht unwahrscheinlich.

Auch die geringe Anzahl der Spaltöffnungen stimmt ungefähr mit der der genannten Marchantiaceen überein.

Es handelt sich allerdings hier um eine Oberepidermis, und auf dieser ist die Anzahl der „Spaltöffnungen“ für gewöhnlich geringer. Bei diesen Carbonfarnen jedoch scheint die Unterseite der Fiedern wohl gar keine „Spaltöffnungen“ besessen zu haben, und auch äußerst dünn gewesen zu sein, denn ich kann mir sonst nicht erklären, warum die Unterepidermis so wenig erhalten ist und gar nichts erkennen läßt.

Auch über die Art des Öffnens und Schließens der Atemporen wage ich einige Annahmen zu machen. Vielleicht haben die Schließzellen durch Nachlassen des Turgor eine Streckung in radialer Richtung erfahren und so die kleine Öffnung verkleinern oder vergrößern können, ähnlich etwa, wie die Iris des Auges die Pupille vergrößert und verkleinert. Die Verengungsfähigkeit ist aber wahrscheinlich eine ziemlich geringe gewesen, und ein völliges Schließen dieser Poren ist wohl kaum anzunehmen.

¹⁾ ZEILLER erwähnt in dem oben genannten Briefe auch eine gewisse Ähnlichkeit mit *Frenelopsis*. (Obs. sur quelques cuticales fossiles, Ann. d. Sc. nat., 6^e sér. Bot. t. XIII (1882), p. 231, pl. XI, Fig. 2—10.) Dieser Ansicht möchte ich mich nicht anschließen.

²⁾ Es ist zwar ein zweiter konzentrischer Kranz von Zellen stets deutlich sichtbar, aber diese Zellen sind weniger differenziert gegenüber den umliegenden Zellen, und man kann sie deswegen wohl kaum auch als „Schließzellen“ ansprechen.

³⁾ Bot. Zeitung, 37. Jahrg., Nr. 47, S. 745.

Infolge der genannten Eigenschaften hätten diese runden „Spaltöffnungen“ also in physiologischer Hinsicht eine gewisse Ähnlichkeit mit den allerdings spaltenförmigen Spaltöffnungen der Schwimmpflanzen, die von HABERLANDT eingehender untersucht worden sind. HABERLANDT sagt darüber¹⁾: „Der Bau ihrer Schließzellen weicht vom gewöhnlichen Typus sehr häufig in der Weise beträchtlich ab, daß der

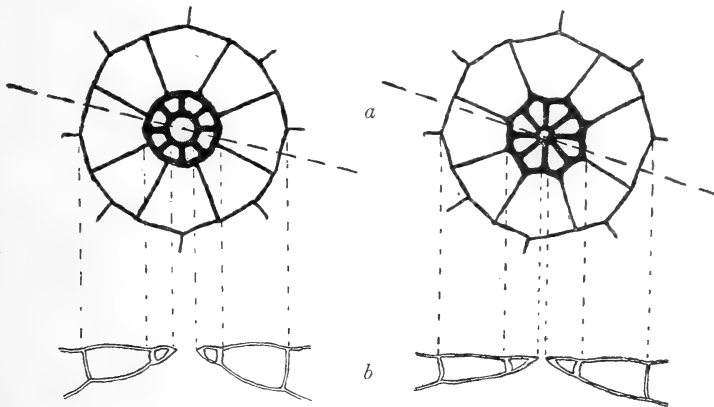


Fig. 9 u. 10.

Gez. W. HUTH.

Schematische Darstellung des „Schließapparates der Spaltöffnungen“ von *Mariopteris muricata* in etwa 300facher Vergrößerung. — Fig. 9 geöffnet, Fig. 10 halb geschlossen. [a Flächenansicht, b hypothetischer Querschnitt. — Ich möchte zu diesen Figuren bemerken, daß die Querschnitte rein hypothetisch sind. Die langgestrichelten schrägen Linien in den Flächenansichten a geben etwa die Richtung der in b dargestellten hypothetischen Schnitte an.

Spaltenverschluß nicht durch Berührung der vorgewölbten Bauchwände zustande kommt, sondern ausschließlich auf der mehr oder minder vollständigen Annäherung der stark verbreiterten äußeren Cuticularleisten beruht.“

Von SCHWENDENER²⁾ wurde angegeben, daß bei verschiedenen Wasserpflanzen (*Alisma Plantago*, *Calla palustris*, *Salvinia natans*) die Spaltöffnungen niemals geschlossen werden, „weder beim Liegenlassen in Glycerin, Jodlösung, Säuren usw., noch unter dem Einfluß der Dunkelheit. Die

¹⁾ Physiologische Pflanzenanatomie 1904, S. 412.

²⁾ SCHWENDENER: Über Bau und Mechanik der Spaltöffnungen. Monatsber. d. Berliner Akad. 1881, S. 853.

Schließzellen bleiben vielmehr auch im spannungslosen Zustande gekrümmt, die Spalten geöffnet.“

Bei den Wasserpflanzen also und bei hygrophilen Pflanzen, wie es ja auch die Marchantiaceen fast durchgängig sind, schließen sich die Spaltöffnungen oder Atemporen entweder niemals oder doch nur mäßig, selten jedenfalls vollständig.

Es könnte sich also demnach hier wohl um hygrophile Farne handeln, welche Annahme sich ja auch mit allen übrigen Ansichten über das Klima des Produktiven Carbons durchaus vereinigen ließe. Denn nach der allgemeinen Annahme ist das Klima der Carbonmoore ständig sehr feucht gewesen und, diesen feuchten Standorten angepaßt, brauchten die Spaltöffnungen auch nicht zur Deckung großer Transpirationsverluste in der heutigen komplizierten Weise ausgebildet zu sein; umgekehrt würde also diese Art der Ausbildung der Spaltöffnungen die weitverbreitete Annahme über das feuchte Klima des Produktiven Carbons unterstützen. Ebenso würde sich dann auch die geringe Anzahl der Spaltöffnungen erklären, oder die Tatsache, daß gar keine vorhanden sind.

Die Epidermis ist außerdem für Wasserdampf nicht undurchlässig. SADEBECK¹⁾ sagt: „Außer bei den Hymenophyllaceen, welche als hygrophile Farne keine Spaltöffnungen und Intercellularräume besitzen, fehlen solche auch bei anderen Farnen, deren Epidermis zu keiner vollständigen Entwicklung gelangt ist, also bei den ebenfalls hygrophilen Farnen, welche durch ihre Blätter den größten Teil des Wasserbedarfs auf osmotischem Wege von der Umgebung beziehen, so z. B. *Asplenium obtusifolium* L.“²⁾

Tatsächlich ist wohl auch bei den hier untersuchten *Mariopteris*-Arten die Cuticula sehr dünn gewesen, so daß eine Aufnahme des die Oberfläche benetzenden Wassers — durch die häufigen Niederschläge hervorgerufen — auf osmotischem Wege stattgefunden haben kann, so daß also entweder nur cuticulare oder neben dieser doch nur ganz untergeordnet stomatare Transpiration stattgehabt hat.

Vielleicht sind die beschriebenen „Atemporen“ in Wirklichkeit ganz ähnlich gewesen wie die Atemporen der heutigen Marchantiaceen. Es würde nur der eine Grund dagegen sprechen, daß, da die Farne in der Entwicklung über den

¹⁾ In ENGLER-PRANTL I, 4, S. 66.

²⁾ Hinweisen möchte ich hier auch auf die sogenannten Wassergruben bei *Polypodium vulgare*; s. POTONIE: Flora des Rotliegenden von Thüringen 1893, S. 54 ff., Fig. 1, bzw. sein Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie.

Moosen stehen, diese Tatsache wohl kaum zu vermuten wäre. Immerhin ist es ja möglich, daß im Produktiven Carbon die Farne doch in anatomischer Beziehung auf einem Stadium niederer Entwicklung standen.

Ich möchte noch bemerken, daß von HABERLANDT der Einwand gemacht worden ist, es könnte sich hier ebensogut auch um die Ansatzstellen von Härchen handeln. Dieser Einwurf muß aber zurückgewiesen werden. Ich habe diese Tatsache in meiner ersten Besprechung gar nicht erwähnt, weil sie für einen Paläobotaniker nicht in Betracht kommen konnte. Denn überall, wo sich im Carbon behaarte Farne finden, sind die Härchen deutlich als feine Kohleteilchen auf dem Rest des Farnes erhalten; ich erinnere z. B. an *Neuropteris Scheuchzeri*. Man könnte ja nun glauben, daß die Pflanze in der Jugend behaart gewesen wäre, und daß die Haare infolge der Cutinisation der Zellen an der Insertionsstelle später abgefallen wären. Aber auch dann müßte man auf den jugendlichen Pflanzen die Härchen finden. Ich habe eine recht große Anzahl von *Mariopteris muricata*-Resten in der Hand gehabt, und habe nie, weder mit bloßem Auge noch mit der Lupe, noch mit dem Binokularmikroskop jemals Härchen entdeckt. Auch anatomisch würde an einer solchen Stelle, an der ein Haar abgefallen ist, kaum eine derartige Konfiguration, wie sie hier vorhanden ist, möglich sein. Von all den Möglichkeiten, die überhaupt für die Erklärung dieser runden Öffnungen in der Epidermis in Betracht kommen, ist zweifellos diejenige der „Atemporen“ am wahrscheinlichsten. Ich wüßte jedenfalls keine andere Möglichkeit, die zur Erklärung in Betracht käme.

Zum Schluß möchte ich nochmals betonen, daß es sich bei den Ausführungen über die Physiologie dieser Epidermen und ihrer wahrscheinlichen „Atemporen“ nur um Gedanken über diese Gebilde handelt, die vorläufig infolge des noch äußerst mangelhaften Materials und der großen Schwierigkeit, sich diese Präparate überhaupt herzustellen, noch unbewiesen sind. Jedenfalls möchte ich durch diese zweite kleine Besprechung nochmals darauf hinweisen, wie wichtig diese Errungenschaft für die Paläobotanik werden kann.

Herr W. HUTH macht zum Schluß noch eine Mitteilung über eine neue Fundortsverwechslung.

In der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom 1. Mai 1912 hatte Herr ZOBEL¹⁾ von einer wichtigen

¹⁾ Siehe auch Paläobotan. Zeitschrift, Bd. 1, Heft 1.

Fundortsverwechslung Mitteilung gemacht und in seinen Ausführungen festgestellt, daß *Marsilidium speciosum* SCHENK aus dem Wealden identisch sei mit *Sphenophyllum Thoni* MAHR aus dem Rotliegenden. Im Anschluß daran hatte Verf. in der Diskussion eine ähnliche Fundortsverwechslung erwähnt, die bei der Bearbeitung der Monographie über die Gattung *Mariopteris*¹⁾ zutage getreten war. Es handelt sich um eine typische *Mariopteris muricata*, die von SCHENK in seiner Wealdenflora, 1871, S. 15, Tab. VIII, Fig. 1 als *Alethopteris Huttoni* SCHIMPER beschrieben und abgebildet worden war. Jetzt ist in der neuesten Literatur wieder eine ähnliche Verwechslung zu vermieden. Es handelt sich um ein von Herrn H. HAMSHAW THOMAS²⁾ als *Cladophlebis lobifolia* beschriebenes Stück, das ohne Zweifel als eine typische *Mariopteris muricata* aus dem Produktiven Carbon zu erkennen ist. Es ist diese Verwechslung wohl so zu erklären, daß das Stück durch irgendeinen Zufall aus dem im Süden an den Distrikt von Isium angrenzenden Donetz-Carbon-Revier dorthin verschleppt und in eine Sammlung von Jura fossilen geraten ist, die Herrn THOMAS zur Bearbeitung überwiesen worden war.

Zur Diskussion spricht Herr JENTZSCH.

v.	w.	o.
WAHNSCHAFIE.	BÄRTLING.	HENNIG.

¹⁾ HUTH: Die fossile Gattung *Mariopteris* in geologischer und botanischer Beziehung, Berl. 1912, S. 49, Fig. 13. — Abb. u. Beschr. foss. Pflanzenr., Lief. VIII, 1913, Nr. 143, S. 11, Fig. 5.

²⁾ THOMAS: The Jurassic Fl. of Kamenka. Mém. Com. Géol., nouv. sér., livr. 71, Petersburg 1911.

Briefliche Mitteilungen.

11. Über den Bau alpiner Gebirge.

Von Herrn R. LACHMANN.

(Mit 12 Textfiguren.)

Die Vorstellung von der Einheitlichkeit in der Bildung von Gebirgen hat in den letzten Jahrzehnten durch die Fortschritte in der Erkenntnis vom Bau der Alpen starke Ein-

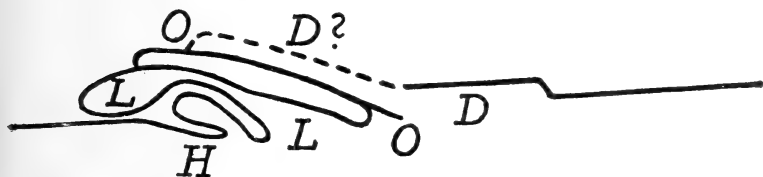


Fig. 1.

H = Helveticum. *L* = Lepontinum. *O* = Ostalpinum. *D* = Dinaricum.
Schema der Alpen nach der Deckenlehre in ihrer heutigen Form.

buße erlitten. Nicht Faltenwellen sind es wie im Jura, in den Appalachen und im Ural, welche den Grundtypus des alpinen Gebirgsbaues darstellen, sondern dünne Bewegungslamellen, Decken genannt, welche durch Bewegung vornehmlich in horizontaler Richtung übereinandergeschichtet worden sind. Die von SCHARDT, LUGEON und TERMIER begründete, von STEINMANN, SUESS und UHLIG übernommene und ausgebildete Deckenlehre will den Aufbau der Alpen in der Weise erklären, daß die vier heute im Alpenkörper vereinigten helvetischen, leptontinischen, ostalpinen und dinarischen Massen (Fig. 1) nach Süden zu auseinanderzweigen sind und hier vor der Alpenfaltung nebeneinander als besondere Sedimentationsbezirke gelegen haben.

Im einzelnen bestehen nun diese vier Zonen nicht aus einer einzigen liegenden Falte oder Überschiebungsdecke,

sondern die helvetischen und lepontinischen Anteile der Alpen werden wieder in je bis zu acht Decken, die ostalpine Region in mindestens zwei Decken aufgelöst, die ihre Lage zueinander durch Schub von Süden nach Norden unabhängig von der entgeltigen Zonengruppierung erhalten haben müssen. Wie stark die Komplikation innerhalb der einzelnen Deckensysteme gedacht wird, zeigen die ARGANDSchen Profile durch das lepontinische Gebiet im Wallis.

Aber selbst mit dieser außerordentlichen Massenkonzentration durch Südschub kommt die Deckenlehre nicht aus. ARNOLD HEIM und KOBER haben in weitgehendem Maße von der Hilfstheorie der Deckeneinwickelung Gebrauch gemacht. Bei dieser Vorstellung war noch nach der Überschiebung der vier Hauptzonen im Körper der Alpen ein starker Südschub am Werke, durch welchen beispielsweise der hangendste Teil des Lepontinums (Radstädter Tauertrias) in den liegendsten Teil des Ostalpinums (Quarzite und Gneise) eingefaltet und in dieser Umhüllung um mehr als 50 km nach Norden verfrachtet ist.

Nehmen wir also die konsequenten Vertreter der Deckenlehre beim Worte, so müssen wir, um die Lage der Südalpen vor der Faltung zu rekonstruieren, zunächst die Deckensysteme aus ihrer gegenseitigen Verschlingung auseinanderwickeln, dann zweitens die vier Faciesbezirke durch Ausglättung der Hauptwellen nebeneinandersetzen und endlich innerhalb jedes Deckensystems die Verfaltung der Unterzonen entwirren.

Versuchen wir einmal, zahlenmäßig den Betrag des Schubes aus Süden abzuschätzen. Zwei Deckeneinwickelungen in jedem Profil bewirken eine Verkürzung um 100 km, das Helveticum, als Deckefalte mit 30 km Ausschlag, bringt 60 km, das Lepontinum mit 80 km Überdeckung 160 km und das Ostalpinum 120 km, wenn wir diese höchste Bewegung als Überschiebung und nicht als Überfaltung auffassen. Das macht zusammen, auch ohne die ganz hypothetische dinarische Überleitung, 440 km.

Innerhalb der helvetischen Zone muß mit mindestens vier Einzeldecken (240 km), bei der lepontinischen Zone mit ebensoviel Teildeckfalten und einer Verkürzung von 640 km gerechnet werden. Die nicht ausgewickelten Decken des Monte Rosa sind mit weiteren 100 km einzuschätzen, und auf Kosten der ostalpinen beiden Hauptdecken kommen weitere 240 km. Nimmt man endlich 100 km für die ostalpinen Spaltdecken hinzu und setzt den gleichen Betrag für die Breite vom

Wurzelpunkt des Helveticums bis zur Nordgrenze der Dinariden wieder ab, so ergibt sich eine Nordbewegung der Südalpen um nicht weniger als 1660 km.

Ein Verteidiger der Deckenlehre könnte allerdings diesen Betrag reduzieren mit dem Hinweis auf die stattgehabten Auswaltungen und Abgleitungen der Deckenstirnen. Diese werden aber mehr als ausgeglichen durch die vielen kleinen Gesteinsfältelungen und lokalen Schuppungen, besonders im krystallinen Gestein, welche auf den Übersichtsprofilen nicht mehr darstellbar sind und im Sinne der Deckenlehre dem Ausmaß der gesamten Kontraktion wieder hinzuzufügen sind.

Wir haben daher das unbestreitbare Recht, aus der Deckenlehre in ihrer heutigen Form die Schlußfolgerung zu ziehen, daß die Dinariden vor der Alpenfaltung in der Gegend der heutigen Sahara gelegen haben. Auf Hunderte von Meilen Entfernung soll eine Gesteinshaut, deren Dicke bestenfalls einige Kilometer ausmacht, gegen Norden zum Alpenkörper lamellenartig zusammengeschoben sein.

Es ist von berufenen Geophysikern oft genug ausgesprochen worden, daß derartige Annahmen mit den Gesetzen der Mechanik im Widerspruch stehen. Die Gesteine, welche die äußere Erdrinde zusammensetzen, haben eine so geringe Standfestigkeit, daß bedeutende horizontale Bewegungen einer äußeren Erdhaut ohne Anteilnahme des Untergrundes ausgeschlossen sind. Mechanisch unmöglich ist auch die Bildung von liegenden Falten von mehr als 100 km Amplitude bei einer Schicht von höchstens einigen Kilometern Dicke, die nach den Berechnungen von SMOLUCHOWSKI zu Faltenwellen von nur 10—20 km ausreichen.

In zweiter Linie stehen die räumlichen Schwierigkeiten. In den Pyrenäen könnte man, weil sie linear verlaufen, einen beliebig langen Erdhautstreifen zusammengeschoben denken. Anders in den typischen Deckengebirgen, den Alpen und Karpathen, welche zum Teil, bzw. ihrer ganzen Länge nach, als Bogen verlaufen. Für die Westalpen z. B. steht, ihre einheitliche und zentrifugale Bildung vorausgesetzt, nur der eingeschlossene Teil der Poebene als Ursprungsland der Deckmassen zur Verfügung. Der Krümmungsradius des inneren Alpenbogens beträgt hier nicht mehr als 50 km. Das theoretische Maximum des Außenschubes, selbst bei unendlicher Dehnungsfähigkeit der Gesteine in der Horizontalen, liegt also in den Westalpen bei 50 km. Wenn man aber bei der Bildung von Deckengebirgen nur mit rein mechanischen Faktoren der Beanspruchung rechnet, darf man für die westliche

Alpenhälfte überhaupt nur wenige Kilometer an zentrifugaler Gesamtbewegung voraussetzen.

Die Anhänger der Deckenlehre benötigen ferner einer vollkommenen Einheitlichkeit im Aufbau des Gesamtkörpers der Alpen.

Nicht nur die vier Hauptdeckensysteme, sondern auch ihre Unterteilungen sollen durch eine besondere Ausbildung des Materials, entsprechend einem gesonderten Ablagerungsraum, kenntlich sein. Sodann ist die Einheitlichkeit des Geschehens ein unbedingtes Erfordernis der Deckentheorie. Wie hätten sich die lepontinischen Decken von Savona bis zum Semmering in einheitlichem Zuge in der Zentralzone der Alpen nachweisen lassen können, wenn diese Gebirgsmasse stückweise und zu verschiedenen Zeiten aus dem fernen Süden heraufgewandert wäre?

Und endlich muß eine vollkommene Einheitlichkeit der Bewegungsrichtung in den Alpen vorgefunden werden. Aus der Verteilung der Massen und der Bewegungsflächen muß überall und gleichmäßig eine Bewegung aus Süden erkennbar sein. Man ist gezwungen, alle entgegengesetzten Bewegungen als volumetrisch bedeutungslose Rückenfaltungen, die symmetrische Fächerstellung der Westalpen als ein durchaus sekundäres Merkmal und jene merkwürdige Grenzfläche zwischen Ost- und Westalpen, welche vom Rhätikon bis zum Oberengadin mit Nordsüdstreichen die halben Alpen durchzieht, als zufälligen Erosionsrand an einer für den Bau des ganzen Gebirges bedeutungslosen Flexur mit Absinken der Ostalpen zu erklären. Alles das sind sehr unwahrscheinliche Deutungen, die nur zugunsten eines sonst unanfechtbaren Gesamtbildes zulässig sein würden.

Das Drama der Entstehung der Alpen muß also nach dem Willen der Deckenlehre die drei Aristotelischen Forderungen der Einheit von Zeit, Ort und Handlung widerspruchslos erfüllen. Daß dem so ist, kann mit guten Gründen bezweifelt werden.

Im vergangenen Sommer haben 20 Mitglieder der Geologischen Vereinigung unter Leitung von Herrn STEINMANN die lepontinische Serie der Aufbruchszone von Graubünden, im unterengadiner „Fenster“ und in den Tauern besucht. Wir haben uns davon überzeugen können, daß außer TERMIERS schistes lustrés auch nicht ein einziger Horizont auf größere Entfernung aushält und als Träger einer besonderen Teildecke nahmhafte gemacht werden kann. Statt wirklicher Decken sind eine ganze Anzahl von dünnen Bewegungslamellen vor-

handen, welche VON SEIDLITZ im Rhätikon in ihrer Gesamtheit treffend als Riesenquetschzone bezeichnet, und die keineswegs besonderen Ablagerungsräumen entstammen müssen.

Seitdem ferner LFBLING die Gosaukreide auf einem Riß zwischen zwei ausgebildeten ostalpinen Decken nachgewiesen

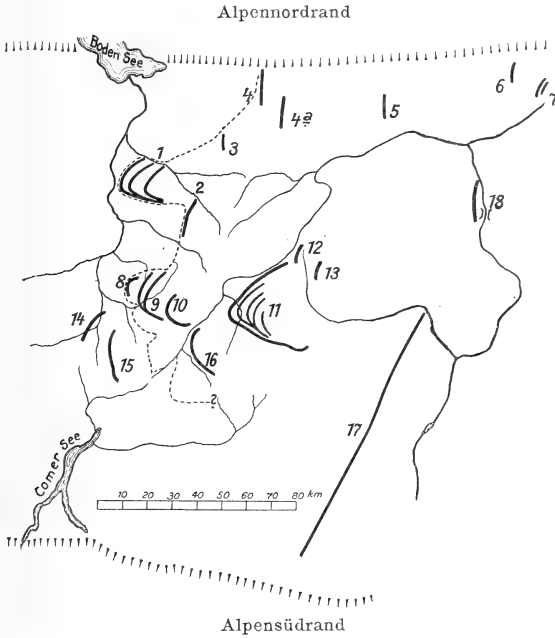


Fig. 2.

Längsbewegungen an der Grenze von Ost- und Westalpen (n. SPITZ und DYHRENFURTH.)

1 = Rhätikon. 2 = Mittagspitz 3 = Widderstein. 4 = Grünten. 4a = Höfats. 5 = Wetterstein. 6 = Karwendelmulde. 7 = Sonnwendjoch. 8 = Parpan. 9 = Plessur. 10 = Ducan. 11 = Engadiner Dolomiten. 12 = Piz-Lad. 13 = Jackel (Endkopf). 14 = Suretta. 15 = Avers. 16 = Piz-Alo 17 = Indicarien. 18 = Tribulaun.

1, 8, 9, 10, 11, 12, 13 16 = Rhätische Bogen.

hat, und andererseits HEIM die Stirnen des liegendsten helvetischen Deckensystems zur mittleren Pliocänzeit in Erosionsrinnen der obermiocänen Nagelfluh anbränden läßt, kann von einer Einheitlichkeit in der Bildungszeit der Alpendecken nicht mehr die Rede sein.

Und drittens zur Einheitlichkeit der Bewegung. SPITZ und DYHRENFURTH haben neuerdings den Beweis erbracht,

daß sämtliche Sedimente der ostalpinen Zone in Graubünden vom Endkopf bis in die ersten Teilungen des Tessiner Massives hinein mit der Stirn gegen Westen zum Teil sogar in Parabelform angeordnet sind. („Rhätische Bögen.“) Auf der bestehenden Skizze (s. Fig. 2) sind eine Reihe von gleichgerichteten Bewegungselementen auch in Tirol vermerkt. Das kann gar nicht anders gedeutet werden, als daß dieser ganze Gürtel der Alpen von Längsbewegungen beherrscht wird, und daß die Auffassung der vielbesprochenen Grenzlinie als einfacher Erosionsrand keine Berechtigung mehr besitzt.

Man kann angesichts der geschilderten Widersprüche zunächst einmal die Tatsachen in Zweifel ziehen, auf welche die ganze Deckenlehre sich aufbaut, und mit MYLIUS die Behauptung aufstellen, daß jeder Berg in den Alpen, ob groß oder klein, unweit des Bildungsortes seiner Sedimente gelegen ist.

Ich fürchte aber, daß das ein unmögliches Unterfangen ist, und daß MYLIUS wie viele vor ihm über kurz oder lang das Vorhandensein von großen Horizontalbewegungen innerhalb der Alpen zugeben muß. Man kann auf Grund doch immerhin beschränkter eigener Beobachtungen höchstens zur Revision mancher voreiliger Schlüsse anregen. Trotzdem aber werden einige gesicherte Tatsachen bestehen bleiben, die auf Grund der heute üblichen Anschauung den Schub aus unendlicher Südfeme notwendig machen.

Es fragt sich aber zweitens, ob man nicht unter weitgehender Anerkennung der Beobachtungen dieselben zu einer anders gearteten Auffassung gruppieren soll.

Ich möchte für meinen Teil den metamorphen und krystallinen Gesteinsmassen, welche fast ausschließlich die eigentlichen Zentralalpen zusammensetzen, eine entscheidende Rolle bei der Bildung der Alpen zumessen.

Petrographische Beobachtungen, besonders von WEIN-SCHENK, BECKE und SANDER, haben übereinstimmend ergeben, daß in diesen Teilen der Alpen die Deformationen und die krystalline Mobilität des Gefüges ganz überwiegend parallel verlaufen. SANDER meint, daß in gewissen Gebieten der westlichen Tauern die mit Rekrystallisation verbundene Durchmischung der Gesteinsglieder bei der Gebirgsbildung eine derartige gewesen ist, daß vollständig neue Gesteine entstehen, Tektonite, wie er sie nennt, deren Komponenten in einem und demselben Handstücke ursprünglich kilometerweit auseinander gelegenen Schichten entstammen können. TERMIERS schistes lustrés sind wenigstens in den Ostalpen häufig derartige Mischgesteine.

Die Lehre von der Dynamometamorphose will die Krystallinität als Folge der Gebirgsbildung deuten. Man kann das Verhältnis auch umgekehrt auffassen und sich fragen, ob nicht der Zustand der Krystallinität die außerordentliche „Durchbewegtheit der Tektonite“ — um einen SANDERSchen Ausdruck zu gebrauchen — ermöglicht hat.

Und da die STEINMANNsche Aufbruchszone in Graubünden, die Schieferhülle der Tauern und die Glanzschiefermassen von Wallis nichts anderes sind als vergrößerte derartige Tektonite, so kann man die angedeutete Auffassung

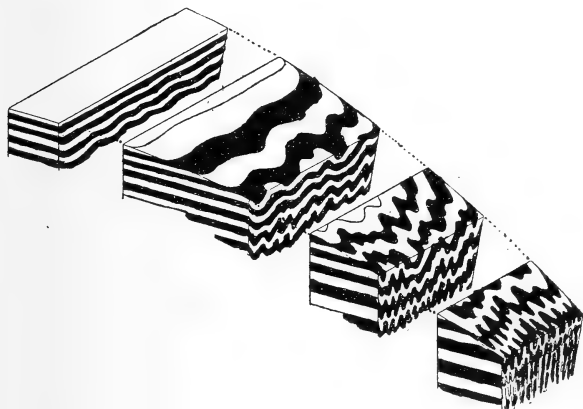


Fig. 3.

Ausbildung von „Ackerfurchen“ aus Ogiven des Obersulzbachgletschers
(n. CRAMMER.)

dahin erweitern, daß die Struktur der Zentralalpen bedingt wurde durch den besonderen physikalischen Zustand der_a an ihrem Aufbau beteiligten Gesteinsmassen.

Es läßt sich nämlich die Behauptung begründen, daß diese Struktur nur einen extremen Spezialfall darstellt der besonderen Art von Raumerfüllung, die allen „krystallokinetisch“ gewordenen, d. h. in Relativbewegung unter Lösungsumsatz begriffenen Mineralmassen eigen ist.

Wenn ein Gletscher mit erkennbarer Blaublätterstruktur seinen Querschnitt seitlich einengen muß, so legen sich nach CRAMMER die Ogiven in so enge Schlingen, daß die wirkliche seitliche Kompression in einem vollkommenen Mißverhältnis zu der erzielten scheinbaren linearen Verkürzung steht (s. Fig. 3).

Einem zweiten Beispiel krystallokinetischer Raumerfüllung begegnen wir in den Salzlagerstätten. Ein geschichteter Salz-

Körper, welcher in einem Salzstock auftreibt, legt sich in vielen Fällen in großartiger Weise in weitausholende Falten, deren Achsen in der Regel senkrecht im Raume stehen. Die Verfaltung kann in manchen norddeutschen Salzstöcken so weit gehen, daß in gleichgeneigten Salzschichten sich älteres und jüngeres Salz in buntem Wechsel ablösen. Gewisse Streckenprofile auf Friedrichshall sind das übertragene Abbild von SANDERSchen Tektonitprofilen vom Tauernwestende. Eine noch übersichtliche Anordnung auf „Riedel“ hat STILLE mit Recht mit dem Simplonstadium der Schweizeralpen in Vergleich gebracht (Fig. 4 und 5). Ein Unterschied besteht lediglich in der räumlichen Achsenrichtung. Die Amplituden der Salzfallen scheinen über 1 km nicht hinauszugehen und stehen in dem gleichen relativen Verhältnis zum Querschnitt der Ekzeme wie die Faltwellen des Simplon zum Alpenkörper.

Es besteht heute wohl Einmütigkeit darüber, daß durch Überfaltungen im Salz gewaltige räumliche Horizontal-Bewegungen nur vorgetäuscht werden. Wenn in einem Salzstock, der in horizontale Schichten eingebettet ist und einem mehr oder weniger horizontalen Boden auflagert, räumliche Konzentrationen im Verhältnis von 1:7 und mehr vorkommen, so muß man schließen, daß den krystallinen Salzmassen eine Art der Bewegung eigen ist, welche man nicht mit den mechanischen Gesetzen der Faltung von Sandsteinen usw. vergleichen darf. Krystallokinetische Mineralmassen besitzen bei einer Einengung zwischen indifferenten Körpern die Fähigkeit zu einer beliebig weitgehenden Durchmischung, sobald sie dem Zwange einer neuen Raumerfüllung — gleichgültig, ob unter Dilatation oder Kompression — unterlegen sind. Der Grad der Durchmischung hängt von der Beweglichkeit der beteiligten Gesteine relativ zueinander ab und läßt keine Schlüsse zu auf regionale Bewegungen des Gesamtsystems.

Es ist ferner eine bemerkenswerte Tatsache, daß trotz der bis ins Mikroskopische gehenden Durchmischung der Salzschichten eine chemische krystallokinetische Verschmelzung nicht oder nur in seltenen Fällen eingetreten, ist als ob es bei der Mobilisierung des Gefüges bis zu einer Dissoziation der Moleküle nicht gekommen ist.

Andernfalls wäre es unerklärlich, wieso sich nicht beispielsweise Sylvin und Kieserit bei einer Umkrystallisation in geringen Tiefen in Kainit umgewandelt haben.

Eine Erörterung dieser Fragen kann aber erst auf Grund einer Erweiterung des RIECKESchen Prinzips erfolgen.

In den Alpen liegen die Verhältnisse weit komplizierter als im Zechsteinsalz, weil sich nicht einfach indifferente und

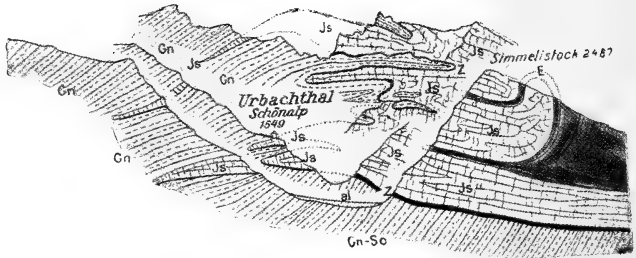


Fig. 6.

Kalk (Js)-Gneiskeile am Gstellhorn (Berner Oberland) n. SCHMIDT.

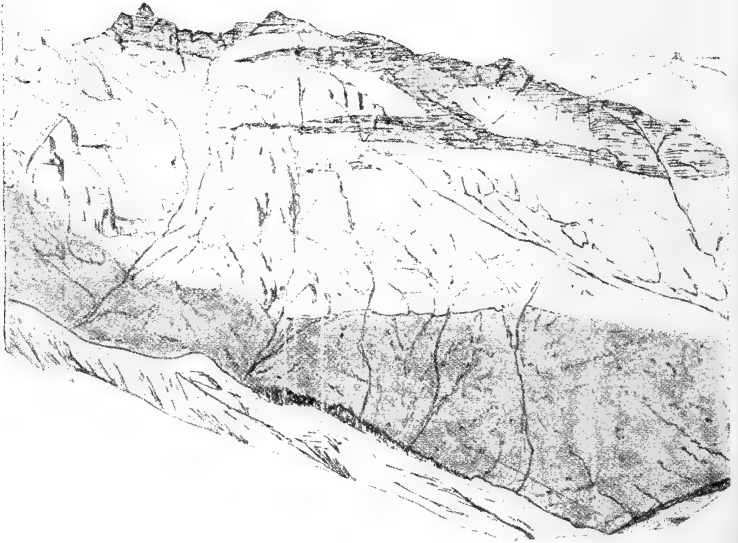


Fig. 7.

Verfaltung von Rhät und Triasdolomit am Oberberger Tribulcum (n. FRECH.)

krystallokinetische Massen geschlossen gegenüberstehen. Einerseits hat die Belastungsmetamorphose jugendliche Sedimente ergriffen, wie die oligocänen Glarner Dachschiefer, andererseits sind die präkarbonischen Gneismassive der Westalpen

ebenso wie die ostalpinen Zentralgneise nur in ihren randlichen Partien der alpinen Massenbewegung unterlegen.

SANDER hat uns im Krierkar mit einer derartigen beginnenden Teilung einer Zentralgneiszunge in die Schieferhüllendecke hinein bekannt gemacht. Die Kalk-Gneiskeile des Berner Oberlandes sind wegen ihrer hochkrystallinen Tracht keine rein mechanischen Kontakte noch auch Intrusiverscheinungen, weil die Bewegungen weit ins Sedimentäre übergreifen, sondern

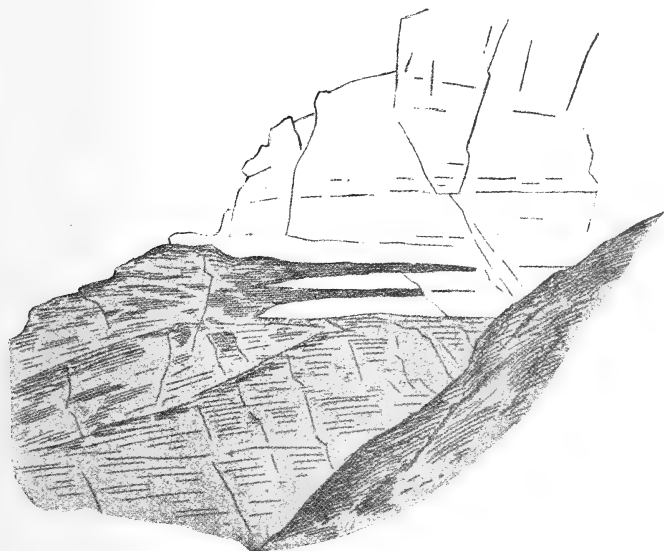


Fig. 8.

Zungenbildung von Triasdolomit in Glimmerschiefer. Westabhang der Weißwand (n. FREHH.)

krystallokinetische Diffusivzonen. Dasselbe gilt für den Simplon. Die gleiche Erscheinung tritt auch an der Grenze zweier verschiedenradig metamorpher Sedimentgesteine auf. Im Tribulaungebiet zeigt sich rhätischer Glimmerkalk in zickzackförmiger Verfaltung mit zuckerkörnigem Dolomit (Fig. 7). Dieser unterlagert die Diffusionszone ungestört, weshalb ein regionaler Faltungsdruck als Ursache ausgeschlossen ist. Man könnte an primäre Wechsellagerung denken, aber die gleiche Erscheinung wiederholt sich in der Nachbarschaft an der Grenze zwischen Dolomit und Glimmerschiefer (Fig. 8).

Über das Verhältnis der Metamorphose zur Krystallokinese ist noch folgendes zu sagen. Die Belastungsmetamorphose be-

ginnt für verschiedene Sedimentkomplexe in verschiedener Tiefe. Die Krystallokinese kann erst in einer Zone einsetzen, in der die metamorphen Gesteinsmassen überwiegen. In tieferen Regionen werden also nicht oder ungenügend metamorphe Gesteinsmassen anzutreffen sein, welche durch den krystallokinetischen Strom passiv verflößt werden, wie die von STARK ab gebildeten Fetzen von Dolomit in den Kalken, Quarziten und Schiefern der Radstädter Serie im Sonnenblickgebiet (Fig. 9). Mylonite treten hauptsächlich an der Untergrenze der indifferenten Zone auf. Wo in einer krystallin durchbewegten Grundmasse eckige Bruchstücke bewegungsloser Schichten eingeordnet sind, entstehen breccienähnliche und als solche gedeutete Gebilde. Sie sind im Prinzip dasselbe wie die im Zechsteinsalz aufgelösten



Fig. 9.

Dolomit in der metamorphen Radstädter Seril (n. STARK.)

Muschelkalkfragmente, die Herr HARBORT in der vorigen Sitzung der Gesellschaft vorgelegt hat.

Kataklase und Diaphthoritisierung, auch wohl tektonisch-plastische Deformationen zeigen sich in krystallinen und metamorphen Massen, welche aus dem Bereich der Krystallokinese in denjenigen der rein mechanischen Beanspruchung hinaufgetreten sind.

Die Ausarbeitung der Flächen geringsten Widerstandes durch Phyllitisierung ist ein mechanischer Prozeß, welcher in den Gang der chemisch-physikalischen Krystalloblastese helfend eingreift. Beides wirkt zusammen, um unter Umfaltung und Mischung aus metamorphen Sedimenten eigentliche krystalline Schiefer zu machen.

Durch die krystallokinetische Unterströmung wird die indifferente Decke teils aufgenommen, teils ausgeschieden. Auf dem SANDERSchen Profil am Torjoch (Geolog. Führer 1912, S. 41 Fig. 2—3) bereitet sich eine Trennung der Tarntaler Triashülle vor in einen resorbierten, steil und isoklinal eingefalteten Anteil und eine ausgeschiedene, gegen Norden zu flach abtreibende Teilscholle. Abgedriftete Sedimente zeigen sich mit Vorliebe an der Grenze zweier krystalliner Bildungen. Das Vorhandensein

adaptiver Strukturen in den Sedimenten ist das Hauptkriterium für ein krystallokinetisches Arrangement.

Die krystalline Strömung wird angeregt durch Störungen des isostatischen Gleichgewichts im Untergrund. Die Strömungsrichtung ergibt sich aus der relativen Höhenlage der Nachbarschaft des Störungstreifens; dadurch bildet sich Rückland und Vorland. Über dem strömenden Untergrund muß sich infolge der Verzahnung der indifferenten und der beweglichen Zone die sedimentäre Hülle in Falten legen. Die Narbenfläche zwischen Rückland und der abtreibenden Faltenmasse wird durch Sedimentation oder durch Aufdringen von Eruptiven, häufig durch beides maskiert.

Bei den meisten Gebirgen hat sich die Strömung innerhalb des krystallinen Sockels abgespielt und ist hier nur selten als Deckenbau nachweisbar (F. E. SUESS' moravische Fenster). Die Besonderheit der alpinen Gebirge besteht in dem Hinaufgreifen der krystallokinetisch labilen Zone in den Bereich des erkennbar Sedimentären.

Die Entstehung der Schweizer Alpen unter den ange deuteten Gesichtspunkten ist in beistehenden schematischen Zeichnungen wiedergegeben (Fig. 10—12).

In den Westalpen ist trotz sehr weit hinaufreichender Metamorphose die Reichweite der krystallokinetischen Bewegungen eine kleinere als in der Schweiz. Vielleicht hat ein geringerer Höhenunterschied zwischen Rück- und Vorland die volle Entfaltung der dynamischen Eigenschaften der krystallinen Bewegung verhindert. In den Ostalpen hat das Auftreten der Zentralgneismassive unweit der Dinaridengrenze auf die Ausbreitung der krystallinen Unterströmung einen beschränkenden und richtenden Einfluß ausgeübt.

Dieser Vorschlag zu einer Modifikation der Deckenlehre scheint geeignet, die hauptsächlichsten Bedenken zu beseitigen, welche vorher aufgezählt wurden. Die Dinariden liegen auch heute noch an Ort und Stelle. Die Widersprüche mit den mechanischen Gesetzen der Elastizitätslehre erklären sich durch die besondere Art der Raumerfüllung krystallinisch bewegter Massen. Eine Einheitlichkeit bei der Entstehung der Alpen kann nicht mehr erwartet werden.

Die krystallokinetische Bewegung, in der Hauptsache eine Folge der Tiefenversenkung, mußte naturgemäß im Bereiche der Alpen zu verschiedenen Zeiten einsetzen, und jede Teilströmung konnte in mehrere Faciesbezirke übergreifen. Auch Längsbewegungen sind als Ausgleich zwischen ungleich gesenkten Querstreifen erklärlich; und was insbesondere das Verhältnis

der beiden Hälften anlangt, so steht nichts im Wege, die Ostalpen von den Westalpen unterströmt zu denken. Die ja häufig ergebnislose Suche nach den Wurzeln beruht auf einer falschen Fragestellung. Die gesamten Zentralalpen sind gleichzeitige Wurzel- und Deckenland.

Die in diesen Ausführungen enthaltene allgemeine Theorie der Gebirgsbildung erfüllt in Anlehnung an AMPFERER die Hauptforderung der Geophysik, von der Kontraktionstheorie als einer für die Faltungengebirgsbildung unzulänglichen Begründung abzusehen. Indem sie den Sitz der Faltungskraft aus dem hypothetischen feurig-flüssigen Untergrund von AMPFERER hinaufverlegt in eine Zone von bis etwa 10 km unter der

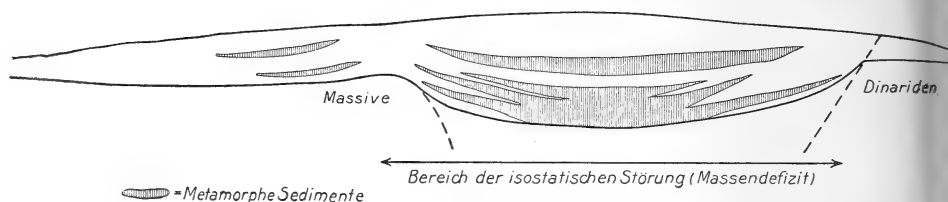


Fig. 10.

Das Vorland reicht bis zu den Massiven (Mercantour bis Aarmassiv). Das Rückland bilden die SUESSschen Dinariden. Die Belastungsmetamorphose breitet sich unregelmäßig in den alpinen Sedimenten aus. Die Störungen im Gleichgewicht des Untergrundes, welche bereits die mächtigen Sedimentationsreihen im Mesozoicum ermöglichten, decken sich mit der heutigen Verteilung des Massendefizits, welche die Dinariden verschont und (nach NIETHAMMER) auf der Innenseite der Massive kulminiert.

Erdoberfläche, in welcher die Belastungsmetamorphose die Entstehung krystallokinetischer Strömung ermöglicht, wird sie der Tatsache gerecht, daß, soweit wir wissen, eine nur wenige Meilen dicke Erdhaut an dem Spiel der Faltung beteiligt ist.

Von der Faltungserscheinung sind die Störungen im Gleichgewicht des Untergrundes zu trennen, welche, wie vermutet wird, den ersten Anlaß zu Vertikalbewegungen gegeben haben. Nach Pendelbeobachtungen sind diese Störungen heute noch als Massendefizit unter den Zentralalpen (nicht unter den Gesamtalpen) nachweisbar und klingen erst in über 100 km Tiefe aus.

Zur physikalischen Begründung der Annahme einer isostatischen Untergrundstörung als Erreger der Gebirgsbildung stellt mir Herr Professor VON DEM BORNE die folgenden Zeilen zur Verfügung:

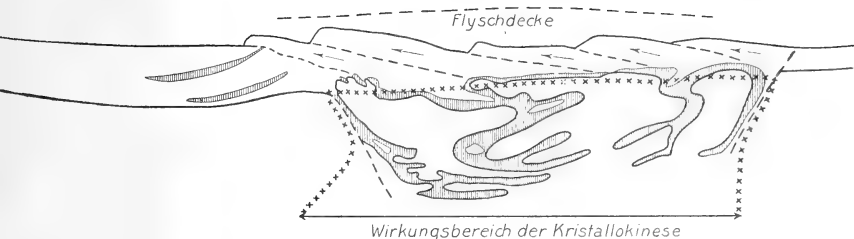


Fig. 11.

Sobald die metamorphen Sedimente auf ihrer krystallinen Unterlage zwischen den Widerlagern abwärtsgleiten, setzt die krystallokinetische Diffusivströmung ein. Sie ergreift auch nichtmetamorphe Teile der Sedimente, wie andererseits krystalline und metamorphe Massen in den Bereich der indifferenten Hangendzone hinübertreten. Das Unterströmungsgefälle auf der Oberfläche der krystallokinetischen Zone bildet sich in der Richtung auf die tiefergelegenen Massive aus. In gleicher Richtung sind die sich überschiebenden Deckschollen in Abwanderung begriffen. Da die Krystallokinese eine Senkung des Untergrundes voraussetzt, häufen sich gleichzeitig die Flyschsedimente auf und ermöglichen das Einbeziehen immer jüngerer Sedimentkomplexe in den Bereich der Krystallokinese. Die Strömungslinien sind größtenteils Motiven der ARGANDSchen Profile entnommen.

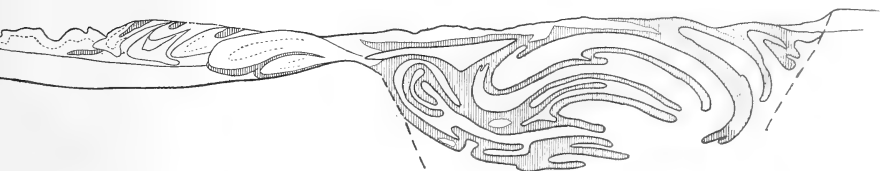


Fig. 12.

Die Diffusiverscheinungen zwischen ehemaligen Sedimenten und krystal-
linen Schiefen haben den Grad der Verfaltung am Simplon erreicht. Beim Zusammentreten zweier Gegenströmungen ist eine Gneisscholle vollständig wurzellos geworden (? Dent Blanche-Decke). Die Sedimenthüllen haben als lepontinische Decken die Massivscholle überschritten (Trennung in resorbierte und gestrandete Hüllen). Die helvetischen Decken sind noch derart mit dem Massivboden verschweißt, daß man die Beteiligung der tieferen helvetischen Massen an der Krystallokinese während der Überwanderung voraussetzen muß. Bei der Rückhebung der Zentralalpen sind die voralpinen Decken z. T. mechanisch abgeglichen (REYER, SCHARDT und PENCK).

Der Zustand absoluter Isostasie ist für die Erdkruste erreicht, wenn überall:

1. die Dichte nach dem Erdinneren hin zunimmt, und
2. die Flächen gleicher Dichte („isostere Flächen“) mit den Flächen gleichen Schwerepotentials („Niveauflächen“) zusammenfallen.

Abweichungen von diesem Zustande, sei es in Gestalt der Anordnung dichter Massen unter minder dichten, sei es durch das Vorhandensein von Massen verschiedener Dichte in gleichem Niveau, müssen das Bestreben haben, durch Ausgleichsbewegungen zu verschwinden und können so die motorische Ursache tektonischer Vorgänge werden. Wollen wir solche Vorgänge rekonstruieren, so werden wir vor allem darauf achten müssen, daß dieser Ausgleichstendenz in jedem Stadium Rechnung getragen wird.

Die große Mannigfaltigkeit, die in der geometrischen Anordnung isostatischer Anomalien nicht nur denkbar, sondern auch bereits vielfach nachgewiesen ist, macht es mir wahrscheinlich, daß wir durch sie die unendliche Mannigfaltigkeit der tektonischen Wirklichkeit sehr viel besser werden erklären können, wie durch die uniforme Schrumpfungshypothese. Auch den zahlreichen Bedenken physikalischer Art, die gegen diese Hypothese vorliegen, tragen wir durch die Annahme der „Ausgleichshypothese“ in erwünschter Weise Rechnung.

In der Diskussion führte der Vortragende folgendes aus. Nach dem gegenwärtigen Stand unserer petrographischen Kenntnisse kann ein allgemeines mechanisches Plastischwerden der alpinen Gesteine nicht angenommen werden, weil nicht ein einziger Fall derart bekannt geworden ist, daß ein Gestein in eindeutiger Weise in seinen sämtlichen Gefügeelementen tektonoplastisch umgeformt wurde. (Vgl. SANDER: Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. TSCHERMACKS Mineralogische und petrographische Mitteilungen XXX, H. 3 u. 4, 1911, S. 281—314.)

Die HEIMsche Plastizitätstheorie bedarf also der Einschränkung, daß keine plastische, sondern nur eine bruchlose Gesteinsumformung vorkommt.

Die tatsächlichen Beobachtungen von plastisch-homogenen deformierten Mineralkörnern (MILCH) möchte ich in dem Sinne als Webefehler im krystallokinetischen Gefüge deuten, daß entweder in einer in Lösungsformung begriffenen Gesamtmasse ein Gefügeelement wegen seiner Unlöslichkeit zu mecha-

nischer Deformation gezwungen wurde, oder etwa beim Aus-treten einer Substanz aus der krystallokinetischen in die indiffe-rente Zone bei Fortdauer der Bewegung die mechanische Umformung, welche an sich einen größeren Energieaufwand erfordert, erzwungen wurde. (Näheres in „Beiträgen zur Plastizitätsfrage“, Zentralbl. f. Min. usw. 1912, S. 745 ff.)

12. Beiträge zur Geologie des westlichen Kwenlun und Westtibets, nach ZUGMAYERS Beobachtungen.

Von Herrn KURT LEUCHS.

(Mit 1 Textfigur.)

München, den 12. Januar 1913.

Herr ERICH ZUGMAYER in München übergab mir die auf seiner hauptsächlich zu zoologischen Zwecken 1906 unter-nommenen Reise gemachten geologischen Aufzeichnungen mit den von ihm gesammelten Handstücken zur Bearbeitung, wofür ich ihm meinen herzlichen Dank ausspreche.

In Anbetracht des Umstandes, daß unsere Kenntnisse vom geologischen Bau des von ZUGMAYER durchreisten Ge-bietes noch sehr gering sind, halte ich mich für berechtigt, die Ergebnisse der Untersuchung mitzuteilen, obgleich das vorliegende Material nicht sehr groß ist und sich überdies auf eine lange Strecke verteilt.

Über den Reiseweg hat ZUGMAYER einen Bericht mit topographischer Karte¹⁾ veröffentlicht, welcher meinen Aus-führungen zur Grundlage dient, auf welchen ich hiermit ver-weise. Zur Orientierung ist auch Blatt 62 in STIELERS Hand-atlas, Ausgabe 1912, nützlich.

Vom Südrand des Tarimbeckens südöstl. Khotan querte ZUGMAYER den westlichen Kwenlun zwischen dem 80. und 82. Grad ö. Gr. im Gebiete des Oberlaufes des Kerija-darja, reiste dann im allgemeinen in SW-Richtung durch Westtibet bis zu dem östlichsten der Panggongseen und zog schließlich

¹⁾ PETERMANN'S Geogr. Mitt. 1909, 145—151, T. 17.

durch einen Teil der Karakorumhauptketten nördlich dieser Seenreihe in W-Richtung nach Ladakh.

In orographischer und geologischer Hinsicht gliedert sich der Weg ZUGMAYERS in 3 Teile. Es sind: 1. der westliche Kwenlun vom Südrand des Tarimbeckens bis zu dem Paß nördl. Baba Hatun oder Arasch, etwa in $35\frac{1}{2}$ Grad nördl. Br. (auf ZUGMAYERS Karte bis zu dem Paß südlich Lager 9); 2. das hochliegende Bergland zwischen dem eigentlichen Kwenlun im Norden und den Hauptketten des Karakorum im Süden (bei ZUGMAYER vom Paß südlich Lager 9 bis Lager 44); 3. das Gebiet der Karakorumhauptketten nördlich der Panggongseen (Lager 44 bis Lager 50).

1. Westlicher Kwenlun. Von Sampula östlich Khotan querte ZUGMAYER die Ausläufer des Tekeligtagh, einer Vorkette des Kwenlun. Sie bestehen aus rotem blättrigem bis dünngeschichtetem Sandstein. Die Schichten stehen sehr steil, z. T. senkrecht, und ihre verschiedene Widerstandsfähigkeit bringt es mit sich, daß einzelne härtere Bänke wie Mauerreste aus dem Sande aufragen. Ein Bach bei Utrakija führt unter seinen Geröllen auch solche von Gneiss, Glimmerschiefer und rotem, z. T. porphyrischem Granitit. Diese Gerölle stammen aus dem eigentlichen Tekeligtagh.

Vom weiteren Weg bis Polu, der in zum Gebirgsrand schiefer Richtung verläuft, werden nur junge Ablagerungen erwähnt. Es sind grobe Konglomerate, darüber, 8—20 m mächtig, eine homogene Lehmschicht (= Löß?), und zu oberst, 0—30 m mächtig, verfestigter Sand mit kleinen Geröllen.

Was nun das Alter dieser Schichten betrifft, so sind zweifellos die dislozierten roten Sandsteine eine Abteilung der Hanhaischichten, unter welchem Namen die mächtigen kontinentalen Bildungen Zentralasiens der Tertiärzeit und, bei Mangel genügender Unterscheidungsmerkmale und dadurch bewirkter Unmöglichkeit einer Trennung, auch noch posttertiären Alters, zusammengefaßt werden. Dagegen dürften die anderen Ablagerungen die jüngsten dieses Gebietes sein, wobei unentschieden bleiben muß, ob die groben Konglomerate noch in das Jungtertiär oder schon ins Posttertiär zu stellen sind. Die Lehmschicht ist möglicherweise Löß und damit postdiluvialer Entstehung, und die verfestigten Sande mit ihren Geröllen können als die feineren Detritusmassen der Flüsse, in einiger Entfernung vom Nährgebiet abgelagert, aufgefaßt werden.

Der Weg geht bis Polu durch die Vorberge des Kwenlun, das Hochgebirge wird erst bei Polu erreicht, und hier ändert sich die Physiognomie sehr.

Von Polu (2560 m), nahe der Mündung eines linken Zuflusses in den Kerija-darja, aufwärts durch dieses linke Seitental sind Talboden und Hänge zunächst ganz mit Flußschottern ausgekleidet. Erst höher oben kommt älteres Gestein zutage und zwar Hornblendegranit. In 4000 m Höhe etwa tritt bröcklicher grünlicher und rötlicher Tonschiefer auf, und die Paßhöhe (5180 m, Su-baschi oder Kisil-dawan) bildet blättriger braunvioletter Glimmerschiefer. Außerdem kommen unter den Bachgeröllen vor bläulicher und roter Granitit, Hornblendegranit, Syenit und Quarze. Das Tal ist sehr höhlenreich, und die Höhlen werden von Goldgräbern benützt, welche aus den Flußschottern Gold auswaschen.

Nach dem Auftreten von Granit unter den Bachgeröllen muß angenommen werden, daß im Gebiete dieses Tales Granit zutage kommt, für dessen Vorhandensein ja auch die Glimmerschiefer der Paßhöhe sprechen.

Vom Paß geht der Weg nach Süden zu einer Ebene herab, in der einige Seen liegen (4650 m). Der Abstieg führt über Gehängeschutt, festes Gestein ist nicht sichtbar. Die Ebene ist im N, W und S mit mächtigen Schuttmassen erfüllt, in welche sich die von den 6000 m hohen Ketten herabfließenden Bäche tief eingerissen haben.

Über die Ebene und ihre Seen hat ZUGMAYER in seinem Bericht nähere Angaben gebracht; ich erwähne daraus die Feststellung, daß der Teil der Ebene, in welchem der Sagüskul liegt, eingebrochen ist, was an der verschiedenen Höhenlage einer horizontalen Schicht von torfartigen Pflanzenresten zu sehen ist.

Ferner zeigt sich, daß die ganze Ebene, ein einem Flußtal eingeschaltetes Becken, früher von einem See erfüllt war, der einen Abfluß nach O, zu einem Zufluß des Kerija-darja, hatte. Durch das Einsinken des westlichen Teiles des Seebodens (Gebiet des Sagüskul) sowie durch mächtige Ströme von basaltischer Lava, welche südlich der Ebene und in ihrem mittleren Teile aufstieg und Teile der Ebene bedeckte, wurde der einheitliche See zerstückelt und z. T. ausgefüllt. Solche Laven liegen südlich Sagüskul, ferner zwischen ihm und dem Atschikkul, endlich östlich und südöstlich Atschikkul. Sie bilden eine Barre zwischen diesem und dem Ullugkul, der 150 m höher liegt als Atschikkul und einen periodischen Abfluß zum Kerija-darja hat. Auch die beiden anderen Seen haben verschiedenes Niveau, und zwar liegt Atschik 100 m höher als Sagüs. Es ist demnach hier, wie ZUGMAYER bemerkt, durch die vereinigte Wirkung von tektonischen und vulkanischen

Vorgängen eine völlige Umkehr der Höhenverhältnisse entstanden, indem der breite, ursprünglich nach O sich senkende Talboden heute von W nach O stufenförmig ansteigt. Dadurch ist, in Verbindung mit der zunehmenden Verringerung der Wassermenge der Seen, dieses Gebiet dem Kerija-darja bis auf einen Bruchteil, den periodischen Abfluß des Ullugkul, entzogen worden.

Die Laven mögen noch näher besprochen werden. Die effusive Tätigkeit verteilt sich auf 2 Gebiete: das eine am Südrande der Ebene, in den Vorbergen der hohen Kette, und das andere östlich Atschikkul. In beiden Gebieten sind deutliche Krater zu sehen (2 nördlich der hohen Kette, 2 östlich Atschikkul, 1 südöstlich). Außerdem sind Sekundärkrater und Schlackenschornsteine zahlreich vorhanden.

Die Lavaströme dürften in der Hauptsache aus dem südlichen Gebiete nach N herabgeflossen sein, dafür spricht die Form der Krater dieses Gebietes, welche nach N offen sind. Hier lag also das Hauptgebiet der vulkanischen Tätigkeit.

Die Lava ist ein dunkelgraues, poröses Gestein mit porphyrischem Plagioklas, Quarz und reichlichen karbonatischen Bildungen in den Hohlräumen. Olivin ist gleichfalls vorhanden, jedoch sehr spärlich. Schlüsse auf das Alter der Effusion lassen sich daraus natürlich nicht ziehen. Dagegen ergibt die frische Beschaffenheit des Gesteins und seine Lagerung über den Sedimenten des alten Sees, daß die Ausbrüche in junger Zeit erfolgt sind und somit wahrscheinlich posttertiäres Alter haben. Daran ändert auch die Tatsache nichts, daß die Ströme z. T. starke Erosion durch fließendes Wasser zeigen.

Von dieser Ebene führt der Weg über einen Rücken nach SO zum Oberlauf des linken Zuflusses des Kerija-darja. Hier steht mürber grauer Tonschiefer, später auch Chloritschiefer an. Im Bach und in seinen seitlichen Zuflüssen finden sich Gerölle von Granitit, Gneiss und Quarz, da aber im Tal selbst nur der Schiefer anstehend gefunden wurde, müssen diese Gerölle aus den das Tal seitlich begrenzenden Bergen stammen. Beim Weiterweg, etwa in 5400 m, hören die Schiefer auf, von hier ab bis zum Paß (über 5800 m) und südlich bis zum Kerija-darja steht roter Sandstein an. Damit endet der eigentliche Kwenlun, die Sandsteinzone gehört schon zu dem zweiten der von mir unterschiedenen Gebiete.

Der Kwenlun südlich Kerija scheint nach diesen Beobachtungen einen ziemlich einfachen Bau zu besitzen. Am Nordrand ist dem alten Gebirge eine Zone junger Bildungen angelagert, deren z. T. stark gestörte Lagerung das Auftreten

tektonischer Bewegungen in junger Zeit beweist¹⁾). Das alte Gebirge selbst besteht aus Tonschiefern, Glimmerschiefern und Graniten. Diese wurden im N anstehend gefunden, ihr Auftreten weiter nach S ist noch in 2 Gebieten durch die Bachgerölle festgestellt. Die Umwandlung der Ton- in Glimmerschiefer muß auf die von den Graniten ausgeübte Kontaktmetamorphose zurückgeführt werden.

Auch im südlichen Teil sind tektonische Bewegungen aus junger Zeit nachgewiesen, sie dürften noch später erfolgt sein als die am Nordrande. Gleichzeitig damit oder in ihrem Gefolge und in der Ausbreitung der Laven durch sie bestimmt, spielen sich die vulkanischen Vorgänge ab.

Wenn ich nun dazu übergehe, die hier gewonnenen Ergebnisse mit den von benachbarten Teilen des westlichen Kwenlun bekannten zu vergleichen, so ist zunächst zu betonen, daß nur westlich der ZUGMAYERSchen Route verlässige Angaben vorhanden sind. BOGDANOWITSCH²⁾ gibt hier ein Profil von Khotan nach S, welches SUESS³⁾ bespricht. Die Vorhügel werden von tertiären Hanhaischichten gebildet, diese Zone setzt sich nach O fort in den Ausläufern der Vorkette Tekeligtagh. Diese selbst besteht aus Gneiss und an ihrer Südseite aus einem schmalen Granitzug, ungefähr entsprechend dem Hornblendegranit südlich Polu. Daran schließt sich im Profil von BOGDANOWITSCH eine eingefaltete oder eingebrochene Mulde von Oberkarbonkalk und Angaraschichten, und südlich davon erscheint wieder Gneiss, eine 2. Kette, Karangutagh, bildend. An entsprechender Stelle sehen wir im Profil südlich Kerija eine Zone von Tonschiefern, die nach S in Glimmerschiefer übergehen. Zugleich tritt Granit auf in der Kette, über welche der Paß Su-baschi führt. Diese Kette bildet aber die Fortsetzung des Karangutagh nach O. Daraus ergibt sich, daß die Gneisszone sich noch nach O erstreckt, daß aber der Granit und besonders seine Gneiss-Randzone hier nur wenig entblößt ist und zum größten Teil noch unter den Schiefern liegt, die er kontaktmetamorph umgewandelt hat. Die Schieferzone dürfte wohl auch S. Khotan vorhanden gewesen sein, aber durch den grabenartigen Einbruch zwischen den beiden Gneissketten in die Tiefe gesunken sein, so daß

¹⁾ Analoge Beobachtungen darüber bringt auch HEDIN (PET. Mitt. Erg.-H. 131, 1900).

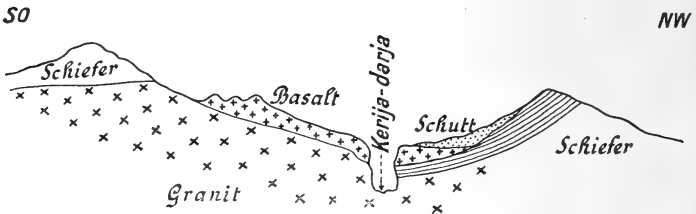
²⁾ BOGDANOWITSCH: Geologische Untersuchungen in Ostturkestan (Arbeiten der tibetischen Expedition unter Führung von M. W. PIETROW, Bd. II, herausgeg. von der Kais. russ. geogr. Ges. 1892 [russ]).

³⁾ Antlitz der Erde III, 1, S. 346.

sie jetzt von den jüngeren Sedimenten verdeckt ist, welche ihrerseits durch die Versenkung vor der Zerstörung bewahrt blieben.

Die Beobachtungen südlich Kerija zeigen also die Hauptzüge des westlichen Kwenlun, wie sie im W erkannt wurden. SUESS (s. o.) hat die Einzelbeobachtungen, besonders von BOGDANOWITSCH und STOLICZKA, zusammengefaßt. Es ergibt sich daraus folgendes:

An den Innenrand des westlichen Kwenlun oder Jarkentbogens lagern sich Hanhaischichten, teilweise in gestörter Lagerung. Der Kwenlun besteht aus einem breiten Zug wahrscheinlich devonischer, sicher präkarbonischer Sedimente, welche von mächtigen Granitstöcken durchbrochen sind. An manchen Stellen (südlich Khotan, südlich Kerija) tritt Granit (bzw. Gneiss)



Querprofil des Tales des Kerija-darja nach ZUGMAYER.

am Innenrand des Bogens auf. Weiter im W dagegen ist dem Devonzug eine Zone von karbonischen Kalken vorgelagert, ein Rest dieser Zone findet sich südlich Khotan und hier wird sie durch den nun den inneren Teil des Bogens bildenden Granit (und Gneiss) abgelöst.

2. Das hochgelegene Bergland von Westtibet. Der von ZUGMAYER überschrittene Paß nördlich Baba Hatun oder Arasch im Tale des Kerija-darja liegt in rotem bis violettem Sandstein. Über seine Lagerung zu dem Tonschiefer ist nichts bekannt, doch scheint es mir zweifellos, daß der Sandstein jünger ist. Dafür spricht der Umstand, daß er die obersten ca. 400 m des Tales allein bildet, dafür spricht auch die Tatsache, daß mit dem Betreten des Sandsteingebietes die Gerölle von Granit im Bachbett verschwanden.

Der Sandstein bildet vom Paß bis zum Tale des Kerija-darja herab das Anstehende. Der Fluß hat hier sein Bett tief eingegraben und die Wände der Schlucht zeigen folgendes (Fig. 1):

Das tiefste bildet ein bläulicher, z. T. porphyrischer Granit, die Fortsetzung des Granitmassivs, dessen Spuren in dem linken

Seitental des Kerija-darja gesehen wurden. Während aber dort der Granit noch größtenteils durch die Schieferhülle verdeckt ist, ist er hier ganz davon entblößt. Erst im Quellgebiet des Kerija-darja, an dem Paß östlich von Lager 12 ZUGMAYERS, liegt wieder Schiefer über dem Granit. In dem Gebiete dazwischen aber liegt über ihm der rote Sandstein. Er zeigt keine Spur von Kontaktmetamorphose, und zusammen mit der Lagerung ergibt sich daraus, daß der Sandstein jünger ist als Schiefer und Granit.

Der Sandstein ist in der Schlucht 20 m mächtig, südlich der Schlucht scheint er zu fehlen.

Die Gegend von Baba Hatun ist noch weiter von Interesse. Wir sehen nämlich auch hier wieder junge Krater südlich des Flusses, und von ihnen ausgehend basaltische Lava von sehr ähnlichem petrographischem Charakter, wie die schon besprochene, sich als Strom von etwa 5 km Breite und 1,5 km Länge in das Tal herabziehen und auf dessen linker Seite über dem Sandstein auskeilen. Durch diese Lavadecke wurde das Flußtal abgedämmt, der Damm hielt aber nicht lange stand, und heute ist die Schlucht bis in den Granit herab eingesnitten. Die Lava verursachte auch eine Veränderung und teilweise Ausfüllung des Tales oberhalb dieser Schlucht, worüber ZUGMAYER näheres berichtet.

Überdeckt ist die Lava links des Flusses von Sandsteindetritus, der von der Paßhöhe herabkommt. Außerdem wurden auf der Lava lose herumliegende kleine Stücke von braunem und bläulichweißem Chalcedon und Hornstein gesammelt. Sie besitzen sehr unregelmäßige Formen, die Kanten sind z. T. schwach gerundet, z. T. scharf; außerdem fanden sich sehr kleine farblose Quarze, von denen einer deutliche Krystallform (hexagonales Prisma und undeutliche hexagonale Pyramide) besitzt. Es scheint, als ob diese Stücke aus dem Sandstein stammen und von ihm auf die Lava herabgeschwemmt wurden, z. T. mögen sie Bestandteile der Lava gewesen sein.

Vom Weiterweg fehlen Beobachtungen über anstehendes Gestein. Erst vom Becken des Jeschilkul (5030 m) wird solches erwähnt. Nördlich des früher größeren Sees bildet dunkelgrauer Kalkstein mit Kalkspatgängen eine Kette niedriger Hügel. Die Schichten sind disloziert und fallen mit 50° (N oder S?) ein. Am Westufer steht roter Sandstein an, der anscheinend unter dem Kalkstein liegt. Feine brecciöse Konglomerate umgeben in ausgedehnten Bänken den heutigen See, in größerer Entfernung vom Ufer liegen 8—15 m mächtige Schichten von weichem Mergel, der aus einem Wechsel

von lichtbräunlichen und grauen Lagen besteht; beides sind Ablagerungen des Sees, der in junger Zeit entsprechend größere Ausdehnung hatte. Heiße Schwefelwasserstoffquellen (über 70°) mit Kieselsinter und Schwefelinkrustationen liegen am Nordufer des Sees.

Die vom Jeschikul nach WSW sich erstreckende Talung ist ein alter Seeboden, frühere Strandlinien sind an einigen Stellen sichtbar. Die Berge zu beiden Seiten bestehen aus rotem Sandstein mit Tongallen, die höhere Kette im Norden aus dunkelgrauem Kalkstein, der also auch hier über dem Sandstein liegt.

Dasselbe zeigt sich in dem Becken, in welchem der See bei Lager 23 liegt. Im N, S und O liegt roter Sandstein. Im N und O ist er überlagert von Kalkstein, der im O in Form von höhlenreichen Erosionsresten erhalten ist. Im S fehlt der Kalkstein ganz. Die Kette westlich des Sees besteht ebenso wie die im N aus Kalkstein. Auch dieser See zeigt die Spuren starken Rückganges durch alte Strandlinien und Sedimente ähnlich wie am Jeschikul.

Ähnliche Verhältnisse bietet die Umgebung des Apo-Zo (5370 m). Zunächst am See bestehen die Berge teils aus Sandstein, der aber hier, wenigstens teilweise, ein graugrüner Quarzitsandstein ist, teils aus dunkelgrauem Kalkstein. Die 3 Inseln des Sees sind ebenfalls aus Kalkstein, die Halbinsel aber ist aus rotem Sandstein aufgebaut. Im NO ist der Kalkstein bis auf wenige Reste fortgeschafft, im SW ganz. Östlich des Sees erhebt sich die Largotkangikette, die ebenso wie ihre Ausläufer aus Sandstein besteht, dagegen wird die Kette südlich des Seebeckens von Kalkstein gebildet.

Auch dieser See zeigt alte Strandlinien, besonders im W. Sein Abfluß ist gleich dem früher erwähnten des Ullugkul nur noch ein periodischer.

Mangzaka (5200 m). Die breite Sumschilingebene verbindet Apo-Zo mit dem weit im W gelegenen Mangzaka. Nach ZUGMAYERS Beobachtungen ist es wahrscheinlich, daß die ganze Ebene zusammen mit dem Tal zwischen Apo-Zo und Jeschikul und dem Becken dieses Sees früher von einer einheitlichen Wassermasse erfüllt war (näheres bei ZUGMAYER!) Dafür sprechen die alten Strandlinien, welche noch 170 m über dem heutigen Spiegel des Mangzaka gefunden wurden. Südlich des Sees wurde ein Profil aufgenommen. Auch hier bildet bläulicher Granit das Liegende, darüber kommt roter Sandstein und zu oberst dunkelgrauer Kalkstein.

Erwähnt sei noch die große Zahl von warmen Quellen, z. T. mit Schwefelwasserstoff.

Die Berge beiderseits des kleinen Sees (bei Lager 30) bestehen aus grauem Tonschiefer, ebenso die Vorberge der hohen Ketten südlich davon, d. h. wahrscheinlich in dem Gebiete der Wasserscheide zwischen Lager 30 und 31. Die hohen Ketten selbst werden von Kalkstein gebildet und die niedrigen Erhebungen längs der Marschlinie von rotem Sandstein.

In ihnen ist an einer Stelle, SO Lager 31, roter Quarzporphyr aufgedrungen.

Der weitere Weg geht in südlicher Richtung bis zu einem Zufluß des östlichsten Panggongsees, dann in WSW durch dieses Tal zum See. Geologisch zeigt sich stets das gleiche Bild: unten roter Sandstein und darüber dunkelgrauer Kalkstein. In den Tälern liegen z. T. mächtige Schottermassen. Unter den Geröllen finden sich bei Lager 37 in dem zum Panggongsee ziehenden Tal auch solche von Hornblendegranit, die aus der hohen Kette nördlich dieses Tales stammen.

Auch nördlich der Panggongseen wurde nur Sand- und Kalkstein beobachtet, und erst bei Lager 44, östlich des Salamla-tales, ist die westliche Grenze dieser einförmigen Zone erreicht.

Da Angaben über Streichen der Schichten gar nicht und über Fallen nur von einer Stelle gebracht werden konnten, ist es schwierig, den Bau dieses Gebietes klarzulegen. Doch scheint im allgemeinen die Lagerung der Gesteine eine flache zu sein, und damit läßt sich am besten die weite Verbreitung von Sand- und Kalkstein erklären. Denn ein Blick auf eine Karte zeigt, daß dieses Gebiet in NO—SW-Richtung etwa 300 km breit ist.

An einigen Stellen ist die Unterlage des Sandsteins sichtbar. Es ist die Schieferhülle des Granits und dieser selbst, festgestellt am Nordrand der Zone bei Baba Hatun, im südwestlichen Teile südwestlich und südlich des Mangzaka, und endlich im südlichsten Gebiete, wo die Kalk- und Sandsteinzone an die Hauptkette des Karakorum grenzt.

Es ergibt sich daraus, daß die Gesteine dieser Zone jünger sind als Schiefer und Granit. Da es ZUGMAYER nicht gelang, Fossilien zu finden, und da andererseits auch Überdeckung durch jüngere Sedimente, abgesehen von den jungen Seebildungen, fehlt, ist es unmöglich, das Alter der Schichten zu bestimmen. Einen, allerdings unsicheren Anhaltspunkt dafür gibt nur die Betrachtung der Gebiete westlich des besprochenen.

Dabei zeigt sich nun, daß in hohem Grad Übereinstimmung herrscht.

SUESS¹⁾ hat ein Bild dieser Gegenden entworfen, ihm sei folgendes entnommen: Vom Mustagata an der Westseite des Tarimbeckens nach S und SO streicht eine breite Gneisszone durch den Karakorum (K₂) zu den Panggongseen. Nordöstlich davon breitet sich ein Kalkgebirge aus, das nach O rasch an Breite zunimmt. Es nimmt den ganzen Raum zwischen den beiden nach O auseinandertretenden hohen Kettenzügen Kwenlun und Karakorum-Transhimalaya ein. Das Kalkgebirge besteht aus marinen Ablagerungen verschiedener Perioden. Sicher bekannt ist Karbon, Perm, Trias, Lias und Callovien. Dieses Gebiet zerfällt von W nach O in folgende Teile: Gebiet des Karakorumpasses, Hochebene Dipsang, die Lokzhungberge, Lingzithang, Aksai-Tschin. Daran schließt sich im O das Bergland von Westtibet.

Die geologische Geschichte dieser Gebiete ist dadurch besonders interessant, daß bis zu ihnen die permischen und mesozoischen Meerestransgressionen von S her sich erstreckten. Sie reichten über den Karakorum nach N bis zum Südrande des westlichen Kwenlun. Dieser selbst blieb dauernd Land, auf ihm bildeten sich während des Mesozoicums Angaraschichten, deren kontinentaler Charakter in scharfem Gegensatz zu dem marinen der Kalksteine im Süden steht.

Der Untergrund des Sand- und Kalksteingebietes erscheint als die stark abgetragene Rumpffläche eines alten Gebirges. Es dürfte hauptsächlich aus paläozoischen (devonischen?) Schiefen mit großen jüngeren Granitmassiven bestanden haben. Die Abtragung des Gebirges war so weit vorgeschritten, daß diese Granite schon auf weite Strecken bloßgelegt waren. Darüber legte sich der Sandstein, entstanden aus den Aufbereitungsmassen der alten Gebirge, entweder als kontinentale (Wüsten-?) Bildung oder als Absatz in einem langsam vorrückenden Meer, und dann erst bildeten sich rein marine Sedimente. Wie schon erwähnt, kann deren Alter zurzeit nicht bestimmt werden; es ist möglich, daß sie mehrere Horizonte umfassen; doch möchte ich darüber keine weiteren Bemerkungen machen wegen des durchaus hypothetischen Charakters, welchen sie notwendigerweise zeigen müßten. Erwähnen möchte ich aber noch, daß Sandsteine im Liegenden der Kalksteine westlich dieses Gebietes zu fehlen scheinen, wenigstens nicht als durchgehender Horizont nachgewiesen sind.

3. Nördliche Hauptkette des Karakorum. Die ersten Spuren dieser Kette wurden schon bei Lager 37 in dem zum

¹⁾ Antlitz der Erde I, S. 565; III 1, S. 348.

östlichsten Panggongsee ziehenden Tal gefunden, nämlich Gerölle von Hornblendegranitit. Aber erst bei Lager 44, östlich des Salamlatales, wurde das Gebiet der Kette selbst betreten. Hier stehen krystalline Schiefer an. Von Gesteinen liegen vor ein graugrüner Glimmerschiefer, ein Stück eines lamprophyrischen Ganges, der diesen Glimmerschiefer durchsetzt, und ein grünlicher Quarzit.

Diese Schieferserie setzt sich nach W fort und ist in den vom Kisupaß nach O und W herabziehenden Tälern zu beobachten, ebenso wie am Passe. Dort tritt zu den Schiefnern noch dunkelgrüner Biotitgranitit.

Endlich mögen noch Stücke von Jadeit erwähnt werden, welche ZUGMAYER am NO-Fuß des Tschangla östlich Leh sammelte. Das Muttergestein ist Biotitgranitit.

STOLICZKA¹⁾ hat die Hauptketten des Karakorum zwischen Leh und Westende der Panggongseen von SW nach NO gequert. Er fand dort sehr verschieden ausgebildete syenitische Gneisse, feinkörnigen Syenit und Übergänge in Hornblendeschiefer. Auch typischer Gneiss wurde festgestellt, der ohne scharfe Grenze in den Syenit übergeht. Ferner beobachtete STOLICZKA, daß eine Serie von syenitischem Gneiss, Syenitschiefer, Chloritschiefer nördlich vom Tschangla bis zum Westende der Panggongseen sich erstreckt. Ihre NO-Grenze hat diese Zone im Tschangtschenmotale, dort beginnt das Kalkgebiet von Lingzithang mit karbonischen und triassischen Sedimenten.

Die von ZUGMAYER nördlich der Panggongseen gesammelten Gesteine stammen aus der Kette, welche die Fortsetzung jenes von STOLICZKA gequerten Zuges alter krystallinischer Bildungen ist. Die Hauptkette des Karakorum mit NW-SO-Richtung ist noch nördlich der östlichen Panggongseen nachzuweisen, weiter im O hat aber ZUGMAYER dort, wo ihre weitere Fortsetzung liegen müßte (etwa zwischen Lager 33 und 37), nur die jüngeren Ablagerungen gefunden. Es scheint daher, als ob diese Kette hier plötzlich endigt. Möglich ist jedoch auch, daß sie hier stärker abgetragen und dadurch von den jüngeren Ablagerungen verdeckt ist.

Zum Schlusse seien mir noch einige Bemerkungen gestattet.

Es darf angenommen werden, daß durch die dankenswerten Beobachtungen ZUGMAYERS die Gesteine des durchreisten Gebietes, wenigstens ihre Hauptgruppen, bekannt

¹⁾ Records Geol. Survey of India 1874.

wurden. Ebenso dürfte ihre Verbreitung ziemlich genau festgelegt sein. Es muß späterer Forschung überlassen bleiben, eingehendere geologische Untersuchungen dort auszuführen, und ich möchte hier auf die Punkte hinweisen, welche von besonderem Interesse sind.

Am Nordrande des Kwenlun wäre es äußerst wichtig, zu erforschen, welcher Art die tektonischen Verhältnisse zwischen dem alten paläozoischen Gebirge und den jungen Bildungen sind. Ich erinnere daran¹⁾, daß am Südrand des Tianschan Überschiebungen vom Gebirge gegen das gesunkene Vorland, das Tarimbecken, an verschiedenen Stellen nachgewiesen sind, daß an anderen Stellen das Gebirge staffelförmig nach Süd absinkt. Vom Südrand des Tarimbeckens fehlen bis heute Beobachtungen über Tektonik, und wir wissen nicht, wie die Hanhaischichten, die dort ähnlich wie am Nordrande mächtig entwickelt sind, sich zu dem alten Gebirge verhalten. Wenn wirklich eine allgemeine Bewegungsrichtung der zentralasiatischen Gebirge gegen Süd vorhanden ist, so müßte sie auch hier in Erscheinung treten. Wenn aber, wie ich glaube annehmen zu dürfen, die zum Teil mit Überschiebungen verbundenen Absenkungen am Südrande des Tianschan nur Folgeerscheinungen des Einbruches darstellen, welcher das Gebiet des Tarimbeckens betroffen hat, so könnten wir auch an dessen Südrand und ebenso am Westrand ähnliche tektonische Verhältnisse erwarten. In der Tat hat BOGDANOWITSCH südwestlich Jangi Hissar im Kaschgargebirge nachgewiesen, daß die devonischen Sedimente dort eine nach Ost, also gegen das Tarimbecken übergelegte Falte bilden. Dies ist aber meines Wissens bisher der einzige bekannte Fall einer gegen das Bruchbecken gerichteten Bewegung des Kwenlun. Deshalb wäre es verfrüht, daraus zu verallgemeinern, um so mehr, als diese Falte auch durch andere Ursachen entstanden sein könnte (Rückfaltung).

Das Alter der Kalksteine in Westtibet ebenso wie das der liegenden Sandsteine zu ermitteln, bleibt eine lohnende Aufgabe. Wir wissen bis jetzt aus dem im Westen anstoßenden ähnlich gebauten Gebiete nur, daß es im Karbon, im Perm, in Trias und Jura vom Meere überflutet war, können aber noch nicht nachweisen, daß die Meeresbedeckung von Karbon bis Jura eine dauernde war, oder daß Oszillationen mit zeitweiser Trockenlegung stattfanden. Die Wahrscheinlichkeit für

¹⁾ LEUCHS: Ergebnisse neuer geologischer Forschung im Tianschan. Geol. Rundschau 1913, H. 3.

diese zweite Annahme ist aber sehr groß, denn das Gebiet liegt ja in den äußeren Teilen der Thetys. Auch zeigt sich ein Unterschied gegenüber dem Gebiete im Westen darin, daß die roten Sandsteine im Liegenden der Kalksteine dort fehlen, woraus geschlossen werden könnte, daß im Osten die rein marinen Bedingungen erst später entstanden.

Die nächsten Angaben über den geologischen Bau dieser südlich des Jarkentbogens gelegenen Zone, östlich der ZUGMAYERSchen Route, bringt HEDIN¹⁾. Obwohl seine Querung zwischen $85\frac{1}{2}$ und $86\frac{1}{2}$ ° O.Gr., also etwa 400 km weiter östlich liegt, zeigt sich doch eine auffallende Übereinstimmung vor allem darin, daß auch hier im Osten rote Sandsteine große Verbreitung besitzen. Ebenso kommen junge Effusivgesteine (Andesite) vor, welche die Sandsteine durchbrochen haben und auf deren Oberfläche Krater und Lavaströme bilden. Endlich ist auch der Kalkstein im Hangenden der Sandsteine vorhanden. Die Sandsteine sind meist schwach gefaltet und öfters in Form von Zeugenbergen erhalten, auf denen an manchen Stellen als schützende Decke Andesittuff oder -lava liegt.

Es liegt nahe, anzunehmen, daß auch das ganze zwischen ZUGMAYERS und HEDINS Route liegende Gebiet den gleichen Bau besitzt. Daraus würde hervorgehen, daß der Jarkentbogen in seiner ganzen Länge die gleiche Rolle gegenüber den postkarbonischen bis jurassischen Transgressionen und Ingressionen behauptet hat. Er bildet während dieser ganzen Zeit den Südrand des Angarakontinentes, und dieser Südrand ist nicht mehr vom Meere überflutet worden. Die Thetys bleibt auf das Gebiet südlich des Jarkentbogens beschränkt; ihr Nordufer mag dort im Laufe der Zeiten sich verändert haben durch Ingressionen und Regressionen, die sich im Vorlande des Jarkentbogens abspielten, aber dieser selbst bleibt davon unberührt.

Die letzte Frage von größerer Bedeutung ist die nach dem weiteren Verlaufe der Karakorumkette nördlich der Panggongseen. Die beiden in Betracht kommenden Möglichkeiten habe ich schon erwähnt. Ihre Erforschung ist deshalb wichtig, weil sie die Beziehungen zwischen Karakorum und Transhimalaya aufklären können. Es scheint, als ob beide Gebirge eng zusammengehören. Daran würde auch der sichere Nachweis einer Unterbrechung des Zusammenhanges, etwa durch Grabenbrüche, nichts ändern.

¹⁾ PETERM. Mitt., Erg.-H. 131, 1900: Scientific Results of a Journey in Central Asia 1899—1902, Bd. 6, Teil 2: Geology (BÄCKSTRÖM, JOHANSSON), 1907.

13. Zur Tektonik der Insel Capri.

Von Herrn H. ARLT.

(Mit 1 Textfigur.)

München, den 15. November 1912.

Nach allgemeiner Ansicht ist die Gestalt Capris durch Brüche bedingt. Daß sich aber außer jenen vertikalen Bewegungen auch horizontale auf dieser Insel nachweisen lassen, ist eine Behauptung ROVERETOS. In einer kurzen Notiz¹⁾ führt jener Autor aus, daß die cretaceischen Kalke Capris in Form einer liegenden Antiklinale von Westen her über den Macigno herübergeschoben seien.

ROVERETO erscheint somit als einer der ersten unter den italienischen Geologen, der für den tektonischen Aufbau des Apenninengebirges horizontale Bewegungen in Rechnung zieht. Da derartige tektonische Anschauungen in Italien heutzutage noch fast allgemein nur als phantastische angesehen werden, erfahren seine Äußerungen in der Literatur seines Heimatlandes heftige Ablehnung.

G. DE LORENZO²⁾ versucht die Behauptung ROVERETOS, Capri sei als ein Deckenland aufzufassen, zu widerlegen. Unter der Voraussetzung ausschließlich vertikaler Schollenbewegungen faßt er das Verbandsverhältnis von Ellipsactinienkalk und Macigno in folgender Weise auf: Der eocäne Flysch, welcher ursprünglich normal den cretaceischen Kalk bedeckte, wurde durch die Erosion von den höheren Partien entfernt, während er an den tieferen Teilen erhalten blieb, wo er neben die Gleitflächen der gehobenen bzw. gesenkten Kalkschollen zu liegen kam. So sind der Mte. Tiberio, der Mte. S. Michele und der Mte. Solare als Schollen durch treppenförmige Verwerfungen voneinander getrennt, und jeweils an den tiefsten Stellen der gesenkten Schollen findet sich der eocäne Flysch in Fetzen.

Gelegentlich meiner Anwesenheit auf Capri im Frühjahr dieses Jahres lenkte ich mein Augenmerk auf diese Lagerungsverhältnisse und suchte die von DEECKE³⁾ angeführten Stellen

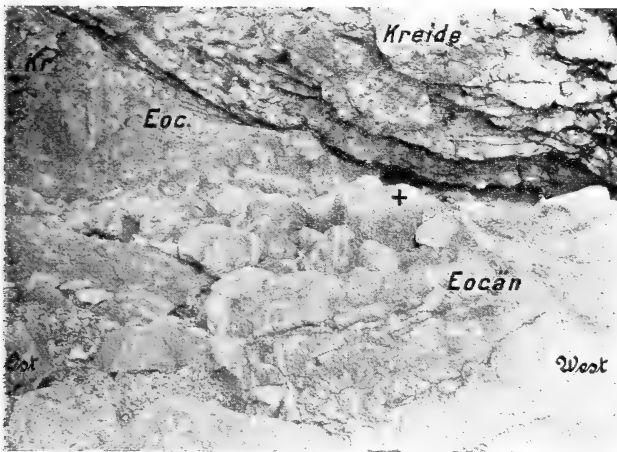
¹⁾ G. ROVERETO: L' isola di Capri. Nota preliminare. Atti Soc. ligustica di Sc. nat. et geogr., Bd. XVIII, 1907, S. 6.

²⁾ G. DE LORENZO: L' isola di Capri. Atti di R. Ac. d. Lincei, Ser. V, Cl. d. sc. fis., Rendiconti 16, 1, 1907, S. 853—857.

³⁾ DEECKE: Geologischer Führer durch Campanien, S. 202 u. 209. Berlin, Gebr. Borntraeger.

auf, „wo die eocänen Schichten an einer Verwerfung bei Lo Capo am Nordfuß des Tiberiofelsens in einzelnen Fetzen kleben und sich zwischen der Marina grande und der Blauen Grotte in kleinen Schollen zwischen den Gehängebreccien zu erkennen geben“.

Um zu dem Aufschluß am Lo Capo gelangen zu können, ist der Weg in einem Ruderboot der einzig mögliche, da ein Hinabsteigen vom Mte. Tiberio an den ungefähr 200 m senkrecht abstürzenden Felswänden ausgeschlossen ist. Der von



Aufnahme des Verf.

Überschiebung bei Lo Capo auf Capri.

mir besuchte Aufschluß befindet sich einen reichlichen Kilometer östlich der Marina grande vor dem Vorsprung der Insel, die von einer weißen Villa gekrönt ist. Durch die Brandung des Meeres ist hier eine nicht unbeträchtliche Aushöhlung — ca. 15 m tief landeinwärts — des weißen, die Tiberio-Scholle aufbauenden Kreidekalkes erfolgt. Diese Brandungskehle hat die Eigentümlichkeit, daß der Boden der entstandenen Aushöhlung aus Macigno, das Dach aus Kreidekalk besteht. Die obenstehende Photographie veranschaulicht diese Verhältnisse. Der Macigno besteht aus einer Wechsellagerung von weichen und harten Sandsteinen, zwischen denen grünliche Bänke und kalkige Schichten eingeschaltet sind. Das Gestein zeigt Spuren heftiger Pressung, indem die Schichten im allgemeinen steil gestellt und die härteren Gesteinspartien innerhalb des

Schichtverbandes zu linsenförmigen Körpern ausgewalzt sind. Die zertrümmerten Gesteine sind durch Kalkspatinfiltrationen wieder verkittet. Die Ellipsactinienkalke des Mte. Tiberio erscheinen darüber als eine ungeschichtete helle Kalkmasse.

Daß diese Lagerungsverhältnisse nur durch eine horizontale tektonische Bewegung entstanden sein können, also eine Überschiebung darstellen, scheint durch das Bild und die Beschreibung schon hinreichend erwiesen. Es mag genügen, wenn ich noch hinzufüge, daß der Zustand des geschilderten Aufschlusses es an der im Bilde mit — + — bezeichneten Stelle gestattete, noch ungefähr 6 m in gebückter Stellung zwischen Macigno am Boden und Kreidekalk im Dach vorzudringen. Die Überschiebungsfläche senkt sich schwach geneigt gegen SW.

Dort, wo im westlichen Teil der Insel zwischen Marina grande und der Blauen Grotte ebenfalls Eocän in kleinen Aufschlüssen direkt am Meere vorhanden ist, liegen die Verhältnisse bedeutend ungünstiger, da hier große Gehängeschutthalden die Berührungsflächen zwischen dem Kalk des Mte. Solare und dem Macigno verhüllen. Diese Aufschlüsse lassen sich weder für den einwandfreien Beweis einer horizontalen noch einer vertikalen Bewegung verwenden.

Daß die jetzige Gestaltung Capris durch Abbrüche bedingt ist, soll natürlich nicht bestritten werden. Daß aber jene späteren tektonischen Ereignissen angehören, war ebenfalls an dem zuerst beschriebenen Aufschluß unterhalb des Mte. Tiberio zu beobachten. Etwas nordöstlich von der im Bilde wiedergegebenen Stelle durchsetzte eine senkrechte Verwerfung den Kalk und schnitt die Überschiebungsfläche ab.

Meine Beobachtungen bestätigen also die ROVERETOSChé Behauptung insofern, daß horizontale tektonische Bewegungen auf Capri zu Überschiebungen geführt haben: Daß jene Überschiebungen in Form von Deckfalten stattgefunden haben, dafür kann ich keine Belege beibringen, da ich in dem massigen Ellipsactinienkalk Schichtung nicht mehr erkennen konnte. In schuppenförmigen Massenbewegungen, die durch spätere Einbrüche zerstückelt wurden, scheint meiner Meinung nach die Erklärung der Tektonik von Capri zu liegen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 4.

65. Band.

1913.

INHALT.

Protokoll der Sitzung vom 2. April 1913 189

Vorträge:

WAHNSCHAFFE, F.: Nachruf auf G. BÖHM † 189

BÄRTLING, R.: Die Endmoräne am Nordabfall des
Rheinischen Schiefergebirges und ihre Beziehungen
zur Talbildung (mit 7 Textfig.) 191

GRUPE, O.: Diskussion zum Vortrag BÄRTLING 203

BÄRTLING, R.: Erwiderung in der Diskussion 204

BERG: Neue Basaltfunde im Riesengebirge 204

FINCKH, L.: Alkaligesteine in dem niederschlesischen
Schiefergebirge 206

BERG: Diskussion zum Vortrag FINCKH 208

FINCKH: Erwiderung in der Diskussion 208

WOLFF, W.: Neue Funde pliocäner und diluvialer Con-
chylien in den glazialen Stromkiesen bei Obornik in
Posen 208

Briefliche Mitteilungen:

LANG, RICHARD: Vorbergbildung und Tektonik am
Nordrande der schwäbischen Alb (mit 3 Textfig.) 211

WICHMANN, ARTH.: Über Meteoritenfälle an Bord
von Schiffen 223

STUTZER, O.: Über ein feldspatreiches, knollenartiges
Mineralaggregat der Luanza Pipe in Kundelungu
(Katanga, Belgisch Kongo) 226

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFTE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende	RAUFF	"	FLIEGEL
Vorsitzende:	BORNHARDT	"	HENNIG
Schatzmeister:	MICHAEL	"	JANENSCH
Archivar:	SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1913

die Herren: v. KOENEN-Göttingen, LINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatsitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH **unlängstens** 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden, Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**, beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 4.

1913.

Protokoll der Sitzung vom 2. April 1913.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und macht die Mitteilung, daß die Gesellschaft ein sehr verdientes Mitglied, den Professor Dr. GEORG BÖHM in Freiburg i. Br., durch den Tod verloren habe. Dem Verstorbenen widmet der Vorsitzende folgenden Nachruf:

GEORG BÖHM wurde in Frankfurt a. O. am 21. Dezember 1854 geboren. Nachdem er in Berlin als Gymnasiast das Reifezeugnis erlangt hatte, studierte er hier, in Straßburg und in Göttingen Geologie und Paläontologie. Unter v. SEEBACHS Leitung verfaßte er in Göttingen seine Doktordissertation, die im Jahre 1877 in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft unter dem Titel „Beiträge zur geognostischen Kenntnis der Hilsmulde“ erschien. Am 14. August 1876 war er auf Vorschlag der Herren BEYRICH, v. SEEBACH und ZITTEL als Mitglied in die Deutsche Geologische Gesellschaft aufgenommen worden und er bekundete sein Interesse für diese dadurch, daß er mehrfach an den allgemeinen Versammlungen teilnahm und verschiedene Arbeiten sowie viele kleinere Mitteilungen in der Zeitschrift der Gesellschaft veröffentlichte.

Er begab sich sodann nach München, wo er unter v. ZITTELS Leitung „Die Fauna des Kelheimer Diceras-Kalkes, II. Abteilung: Bivalven (Palaeontographica 28. 1882) und „Die Bivalven der Stramberger Schichten (Palaeontographica, Supplement 1883)“ bearbeitete.

Im Jahre 1883 begann er die Untersuchung über die Grauen Kalke in Venetien, deren Ergebnisse er in mehreren Aufsätzen in unserer Zeitschrift veröffentlichte. An der Universität Freiburg i. B. habilitierte sich GEORG BÖHM 1885 als

Privatdozent für Geologie und Paläontologie und hielt von 1886 ab Vorlesungen über Paläontologie und einzelne geologische Fächer. Im Jahre 1888 wurde er zum Professor extraordinarius und 1903 zum Professor ord. hon. ernannt.

Vom Jahre 1884 an unternahm BÖHM verschiedene Reisen nach England, Nord- und Südfrankreich, Italien, Sizilien, Algerien, Spanien, der Balkanhalbinsel und Schweden, um seine Privatsammlung zu vermehren und Vergleichsmaterial für seine südtiroler Arbeiten zu gewinnen, die als „Beiträge zur Kenntnis der Kreide in den Südalpen. I. Die Schiosi- und Callonegha-Fauna (Palaeontographica 1894/95. Bd. 41) erschienen.

An die Reisen durch Europa schlossen sich 1897 größere Reisen nach Transkaspien und Turkestan, sowie von 1899 bis 1902 nach Niederländisch-Indien und Neuseeland. Berichte über die letzte große Reise finden sich in unserer Zeitschrift und im Geologischen Centralblatt des Neuen Jahrbuchs für Min. usw. Sodann veröffentlichte er „Beiträge zur Geologie von Niederländisch-Indien“ und Nachträge „Zur Geologie des Indo-australischen Archipels“ in der Palaeontographica 1904 und 1907.

Auf der Sula-Insel, auf Misol und in Buru entdeckte BÖHM ein ausgedehntes Mesozoicum, eine unerwartete Neuheit gegenüber der NEUMAYR-SUESSschen Theorie vom jurassischen Molukken-Kontinent. Die Faunen aus den Schichten von Niederländisch-Indien hat BÖHM teils allein, teils im Verein mit WANNER, RICHARZ, KOSSMAT, KRUMBECK und VON SEIDLITZ bearbeitet.

GEORG BÖHM hat auf paläontologischem Gebiete Tüchtiges geleistet und allzufrüh ist der emsige Forscher seiner Tätigkeit am 18. März d. J. entrissen worden.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Plätzen.

Der Gesellschaft wünschen als neue Mitglieder beizutreten:

Herr Dipl.-Ingenieur RAUER, Leipzig-Stötteritz, Naunhofer Str. 9, vorgeschlagen durch die Herren THIEM, KEILHACK und QUITZOW,

Herr Kommerzienrat Dr. ALFRED ENKE, Stuttgart, Hasenbergsteige 3, vorgeschlagen durch die Herren BÄRTLING, BEYSLAG und DAMMER.

Der Vorsitzende legt sodann die als Geschenk eingegangenen Druckschriften vor und bespricht eine Auswahl daraus.

Herr R. BÄRTLING spricht über die Endmoräne am Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Beziehungen zur Talbildung. (Mit 7 Textfiguren.)

Über die Ausbildung des Diluviums im Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk ist bereits im vorigen Jahre in dieser Zeitschrift berichtet worden¹⁾. In dieser früheren Veröffentlichung wurde bereits ausgeführt, daß im nördlichen Teil des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks ein nordisches Diluvium vorherrscht, während im südlichen Teile in den Gebirgstälern nur ein einheimisches Diluvium zur Ausbildung gekommen ist. Im letzten Sommer konnten nun bei Arbeiten im Felde besonders die Beobachtungen über die Ausbildung und den Verlauf der Endmoränen und die Beziehungen beider Ausbildungsformen des Diluviums zueinander vervollständigt werden.

Am längsten bekannt sind uns durch die Arbeiten von G. MUELLER und P. KRUSCH die Endmoräne von Langendreerholz nördlich von Witten, die von mir bereits früher auf dem Meßtischblatt Bochum weiter verfolgt wurde. Dazu kam eine Endmoräne, die vor zwei Jahren bei Hörde durch die Erweiterungsarbeiten am Güterbahnhof unter einer starken Lößdecke aufgedeckt wurde und bereits im Vorjahre (a. a. O.) beschrieben wurde. In neuerer Zeit konnten nun bedeutende Aufschüttungen glazialer Ablagerungen in der Umgebung von Kupferdreh, die ebenfalls als Endmoränen angesprochen werden müssen, nachgewiesen werden. Diese sind deswegen bemerkenswert, weil sie sehr tief in das alte Gebirge eingreifen. Von Steele aus entsandte das Inlandeis in das heutige Ruhrtal zwei Zungen, und zwar eine in der Richtung auf Kupferdreh, eine zweite in der Richtung auf Niederwenigern bis über Altendorf hinaus. Letztere hat endmoränenartige Bildungen nicht hinterlassen, sondern lediglich vereinzelte nordische Blöcke und an einigen Stellen auch Grundmoräne. Diese tritt nördlich von Altendorf unmittelbar am Ruhrtalrand unter der untersten Talterrasse bei der alten Zeche Katharina zutage. Sie führt, abgesehen von einheimischen Geröllen, auch krystalline nordische Gesteine (Gneis) und zeigt durchaus normale Ausbildung und Struktur, so daß trotz ihrer auffälligen Lage kein Zweifel über ihre Deutung bestehen kann. Die zweite Zunge, die sich nach Kupferdreh vorschob, hinterließ aber eine echte Endmoräne.

¹⁾ R. BÄRTLING: Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium. Diese Zeitschr. 64, 1912, Monatsber., S. 155. — H. MENZEL: Die Quartärfauna des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks. Ebenda, S. 177.

Zwischen den einzelnen Teilen der Endmoräne, die uns also bei Kupferdreh, Langendreerholz und Hörde erhalten geblieben sind, fehlen uns randliche Bildungen des Inlandeises vollständig, wenn man nicht die auffällig starke Bestreuung mit großen nordischen Blöcken als ihr Äquivalent ansehen will. Der Südrand der Geschiebebestreuung wird innerhalb dieses Gebietes durch eine auffällige Häufung der großen Blöcke be-



Fig. 1.
Grundmoräne von Blockpackung überlagert und von Feinsanden
(glazialen Vorschüttungsprodukten) unterlagert.
Ziegelei nördlich von Kupferdreh.

zeichnet, die in den Ortschaften Linden, Weitmar, Querenburg usw. vielfach in Ziegeleigruben, Wege- und Eisenbahneinschnitten und natürlichen Wasserrissen an der Sohle des Lösses zu beobachten sind.

Die Ausbildung der Endmoränen weicht im allgemeinen etwas von der des Flachlandes ab. Im Flachlande sind naturgemäß Stellen, an denen anstehendes Gestein zutage tritt, selten, und infolgedessen treten einheimische Gesteine in jene Glazialablagerungen meist nur sehr selten auf, während dagegen hier das Inlandeis einen verhältnismäßig großen Weg über an-

stehendes älteres Gebirge zurücklegen mußte und große Massen einheimischen Materials aufnehmen konnte. Grundmoränen sind in diesen Eisrandbildungen im allgemeinen selten. Sie fehlen jedoch keineswegs, sondern konnten von mir z. B. bei Kupferdreh und Haus Laer in der Endmoräne nachgewiesen werden. Meist bestehen die Glazialablagerungen ganz aus feinen ge-



Aufnahme des Verfassers.

Fig. 2.

Sande mit Kreuzschichtung (Fluvioglazial) in der Endmoräne von Kupferdreh.

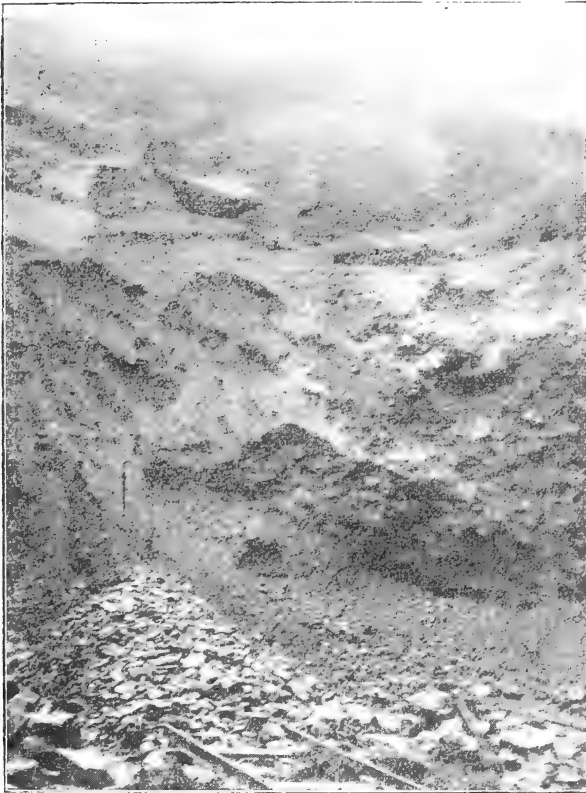
schichteten Sanden und aus Blockpackungen. Die feinen, geschichteten Sande zeigen überall eine sehr starke Diskordanzschichtung (vgl. Fig. 2)¹⁾, die meist noch dadurch besonders

¹⁾ Die Klischees zu den Figuren 1 bis 4 und 7, sind dem „Geologischem Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk“ des Verfassers entnommen; sie wurden mir von der Verlagsbuchhandlung von Ferd. Enke in Stuttgart freundlichst zur Verfügung gestellt, wofür ich auch an dieser Stelle nochmals meinen verbindlichsten Dank aussprechen möchte. Auf die mehr ins einzelne gehende Darstellung der Endmoränen in diesem Wanderbuch (S. 365, 382 und 388 sei hier verwiesen.

scharf hervortritt, daß zahlreiche Streifen von zerriebener Steinkohle in die Sande eingelagert sind. Auch Lehm- und Tonstreifen fehlen in diesen Bildungen keineswegs. Sie deuten wohl darauf hin, daß von Zeit zu Zeit die rasche Wasserbewegung unterbrochen wurde und bei Verlangsamung des Abschmelzens ein Niederschlag der tonigen Trübe aus den zurückgestauten Wassermassen eintreten konnte. Ganz unregelmäßig verteilt findet man nun in diesen feinen Sanden einzelne Kiesnester oder auch einzelne große nordische Blöcke eingelagert. Diese großen nordischen Blöcke können unmöglich mit den Sanden zusammen bewegt sein; denn ein Wasser, das imstande war, solche Blöcke zu transportieren, hätte die feinen Sande ohne Frage restlos hinwegfegen müssen. Ihr Vorkommen ist nur durch die Erklärung zu deuten, daß sie auf treibenden Eisschollen vom Eisrand her verfrachtet wurden, bei deren Auftauen zu Boden sanken und in die feinen Sande eingebettet wurden. Die Verknüpfung der feinen Sande mit Blockpackungen der Endmoräne findet sich nicht nur bei Kupferdreh, sondern in gleicher Weise auch bei Langendreerholz wieder; sie scheint aber in der Hörder Endmoräne zu fehlen. Allerdings ist uns deren südlicher Teil, der unter Lößbedeckung begraben ist, noch gänzlich unbekannt und wird es vermutlich auch bleiben.

Die feinen Sande würden nun nicht unbedingt zu der Annahme zwingen, diese Bildungen als Endmoränen aufzufassen, wohl aber lassen die ausgedehnten Blockpackungen, die im Zusammenhang damit auftreten, keine andere Erklärung zu. Ein großer Teil der Endmoränen besteht aus solchen typischen Blockpackungen, d. h. einer Anhäufung von riesigen Blöcken der verschiedenartigsten Gesteine. Unter ihnen herrschen die Carbonsandsteine und -konglomerate vor. Dazwischen finden sich aber auch so bedeutende Massen von Schiefertonblöcken, daß beispielsweise bei Kupferdreh die Blockpackung der Endmoräne direkt verziegelt wird. Die Blöcke werden zu diesem Zweck in einem Kollergange vermahlen und nur die allerhärtesten bleiben zurück. Die Schiefertonblöcke in der Endmoräne sind eine höchst eigenartige Erscheinung. Ihr Transport zusammen mit den großen Carbonsandsteinblöcken und nordischen Geschieben ist nur durch Eis denkbar. Bei einem Transport durch irgendeine andere Kraft zusammen mit den anderen harten Geschieben hätten sie zur feinsten tonigen Trübe aufgelöst werden müssen. Wie die nebenstehenden Abbildungen (Fig. 3 und 4) zeigen, erreichen die Blöcke einen Durchmesser bis zu $1\frac{1}{2}$ m; die krystallinen nordischen Geschiebe selbst finden sich noch in Blöcken, die $\frac{1}{2}$ m Durchmesser und mehr

erreichen. Sie sind beweisend dafür, daß es sich um wirkliche Bildungen des Inlandeises handelt, deren Oberflächenformen allerdings vielfach wieder verändert oder ganz zerstört worden sind.



Aufnahme des Verfassers.

Fig. 3.

Blockpackung in der Endmoräne von Kupferdreh.
Als Maßstab dient der Schirm links von der Mitte des Bildes.

Daß es sich um wirkliche Endmoränen handelt, zeigt außerdem auch die Verbreitung der Grundmoränen. Unter dem Löß ist die Grundmoräne im ganzen Industriebezirk nördlich des Endmoränenzuges von Eving über Langendreer, Bochum bis Steele und Essen fast überall nachzuweisen. Selbstverständlich gibt es bei dem großen Altersunterschied zwischen dem Löß und der Grundmoräne auch viele Stellen, an denen

sie vor Ablagerung des Lösses wieder ausgeräumt wurde. Die Grundmoränen sind sämtlich auf die Nordseite der Linie beschränkt, die durch die Endmoränen von Kupferdreh bis Hörde bezeichnet wird; an keiner einzigen Stelle greifen sie nach Süden darüber hinaus.

Auch Schmelzwasserabsätze des Inlandeises gehen nur selten über diese Linie nach Süden hinaus. Sie bezeichnet also fast stets die wirkliche Südgrenze des nordischen Dilu-



Aufnahme des Verfassers.

Fig. 4.

Großer gesprengter Block von Carbonsandstein in der Endmoräne bei Hörde.

viums. Eigentliche Schmelzwasserabsätze sind lediglich im Emschertale von der Hörder Endmoräne abwärts bis nach Barop hin zu finden; sie fehlen aber an allen übrigen Stellen. Nur stellenweise greift die Verbreitung der nordischen Blöcke wohl etwas weiter über die Moränen nach Süden aus. So finden sich beispielsweise noch Blöcke bei Wengern und Volmarstein in ziemlich bedeutender Höhenlage über der Ruhr, während das Ruhrgebiet oberhalb dieses Fundortes frei von nordischen Blöcken ist. Ich kann mir das Auftreten dieser nordischen Geschieben bei Wengern nur durch die Annahme erklären, daß auf den zurückgestauten Wassern mit Blöcken beladene Eisschollen bis weit ins Gebirge hineingetrieben sind und an Höhen strandeten.

Die Oberflächenformen der Endmoräne sind wie überhaupt die des Glazialdiluviums im Ruhrkohlenbezirk senil; nirgends finden wir noch ihre frischen natürlichen Formen; auch der Löß hat bei ihrer Veränderung das Seinige dazu getan und die letzten Spuren frischer Züge verwischt und verschleiert.

Stellen, an denen die Endmoränen sich in ein nicht vereist gewesenes älteres Gebirge hineingeschoben, sind in Norddeutschland mit Sicherheit verhältnismäßig nur selten nachzuweisen. Aus diesem Grunde dürften die Beobachtungen über das Verhältnis dieser Endmoränen zur Talbildung von besonderem Interesse sein.

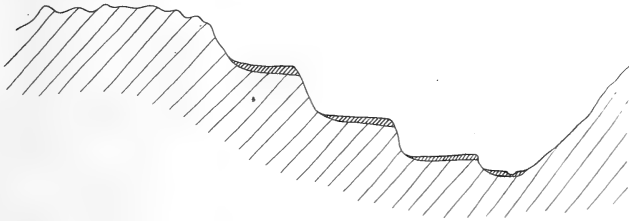


Fig. 5.

Schematische Darstellung des Verhaltens der drei unteren Diluvialterrassen der Ruhr oberhalb von Steele und unterhalb von Heisingen. (Die höher gelegenen, älteren Terrassen sind fortgelassen.) Signaturen wie Fig. 6.

Weiter oberhalb im Ruhrtal sind die Terrassen stets in den Fels eingeschnitten; es ist das Normale, daß sie durch Felsbänder voneinander getrennt sind etwa in der Weise, wie durch die nebenstehende Fig. 5 dargestellt ist. Mancherlei Modifikationen sind dabei natürlich später durch umgestaltende Vorgänge geschaffen; das Normale ist aber, daß die Terrassen stets durch Felsbänder voneinander getrennt sind. Das gleiche gilt auch für den Teil des Ruhrtals von Kupferdreh abwärts bis nach Kettwig hin, wo erst bei dem selbstgenannten Orte nach den Ausführungen von Herrn WUNSTORF wieder ähnliche Verhältnisse vorliegen wie bei Kupferdreh. Aus diesem Verhalten der Terrassen folgt also, daß sich die Ruhr nicht vor der Vereisung bis zur heutigen Tiefe eingeschnitten haben kann.

Die ältesten Terrassen liegen auf den höchsten Punkten, die jüngsten Terrassen tief unten in den Tälern. Zu der Bildung jeder neueren Terrasse mußte der Fluß sich jedesmal

erst wieder tief einschneiden. Nirgends bilden ältere Diluvialbildungen die Unterlage einer Terrasse.

Anders verhält es sich dagegen dort, wo das Glazialdiluvium in das Talsystem eingreift. Dort liegen die Terrassen sowohl auf anstehendem frisch erodierten Carbon wie auch auf Resten des Glazialdiluviums. Bei Kupferdreh greift die Endmoräne stellenweise bis an den Rand des Alluviums hinunter. Verfolgen wir ihre Unterkante von Überrauch nach Süden so sehen wir, wie sie sich allmählich in der Gegend von Hinsel so tief eingesenkt hat, daß sie das Niveau des Alluviums erreicht und nun darunter verschwindet. Ob sie tief unter das Alluvium hinabgreift oder wie tief, ist noch vollständig unbekannt. Im Süden dagegen bei Kupferdreh schließen die Glazialbildungen ganz plötzlich wieder ab. Die Moränen liegen hier also in einer Mulde, die bis unter das Alluvium hinabgreift. Die Mulde besitzt die langgestreckte Gestalt einer Rinne; ihr Untergrund ist aber nicht eben, sondern senkt sich, wie beschrieben, von Norden nach Süden ein. Abgesehen hiervon kann diese Rinne aber durch die Ruhr nicht geschaffen sein, da auch das Verhältnis der Terrassen zum Glazial dagegen spricht. Die Terrassen sind im Tal der Ruhr von Steele bis nach Kupferdreh sowohl in anstehendes Gebirge eingeschnitten, wie auch vielfach in die Aufschüttungen der Endmoräne. Bei Hinsel und Holthausen finden sich modellartig schöne Terrassenflächen, die aber verhältnismäßig wenig reines Flußschottermaterial enthalten und, wie gute Aufschlüsse in der Umgebung der Hinseler Kirche sowie am Wege zum Essener Strandbad zeigten, ganz aus Blockpackungen aufgebaut sind, deren Oberfläche später durch die Terrasse abgehobelt ist. Und in ganz ähnlicher Weise finden sich auch Stellen, wo sich noch die mittlere und die 3. Ruhrterrasse in Glazialbildungen eingeschnitten haben, so daß wir hier im allgemeinen das Bild haben, das die nebenstehende Fig. 6 darstellt. Für das Verhalten der Unterkante der Glazialbildungen sind besonders die Aufschlüsse am Rüpingsweg in Hinsel sehr instruktiv. Am Nordende stehen Terrassenschotter über Carbonschiefern an, dann schieben sich zwischen beide die Glazialbildungen ein, die auf Kosten der anstehenden Carbonschiefer und der Schotter bald so an Mächtigkeit zunehmen, daß sie den ganzen Steilrand vom Alluvium bis zur Terrassenfläche aufbauen. Ihre Unterkante greift hier also bis unter das Alluvium hinunter.

Ein gleiches Verhalten sehen wir nun auch zwischen Moränen und Terrassen bei der Altendorf-Dahlhausener

Gletscherzunge. Sowohl die unterste Terrasse legt sich bei Zeche Katharina auf die Grundmoräne auf, während bei Dumberg unter der 3. Terrasse Geschiebelehm nachgewiesen werden konnte. Diese 3 Terrassen sind also sämtlich jünger als das Glazialdiluvium. Allerdings sprechen viele Anzeichen dafür, daß die höchste von diesen mit dem Glazialdiluvium gleichzustellen ist. Dieses Verhalten der Terrassen macht es unmöglich, daß das Ruhrtal bereits fertiggebildet vorlag, besonders da es weiter abwärts wieder in gleicher Weise in festen Fels eingeschnitten ist wie weiter oberhalb. Wenn hier eine alte Talrinne vorhanden gewesen

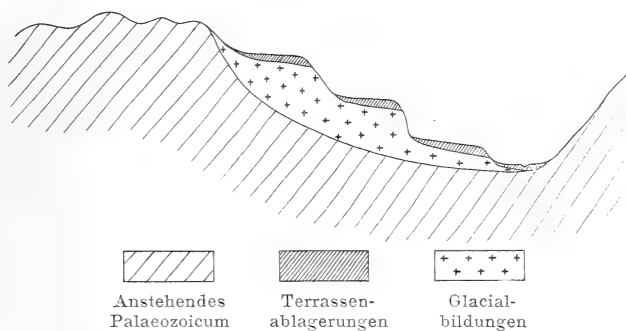


Fig. 6.

Schematische Darstellung des Verhaltens von Glacialbildungen und Terrassen zwischen Kupferdreh und Dahlhausen a. R.

wäre, so müßte sie cañonartig dem gleichen Lauf gefolgt sein, den heute das Ruhralluvium benutzt; sie müßte die gleichen Mäander gezogen haben, denen heute der Fluß folgt, dürfte keine größere Breite gehabt haben als das heutige Alluvium, und müßte wieder aufgefüllt gewesen sein bis zur höchsten Terrasse, so daß diese sich wieder in festen Fels einschneiden konnte, und sie müßte mit der Terrassenbildung nach und nach wieder restlos bis auf das heutige Alluvium ausgeräumt sein; kurz, diese Annahme erfordert so viele unmögliche Voraussetzungen, daß im Ernst nicht davon gesprochen werden kann.

Ebensowenig ist nun der Gedanke unannehmbar, daß eine selbständige, vom Ruhrtal unabhängige ältere Rinne hier bestanden haben könnte. In der südlichen Fortsetzung ist eine solche ausgeschlossen. Das Deilbachtal, das hier in der Verlängerung des Ruhrtales liegt, zeigt nur eine Terrasse, die mit der untersten, jüngsten Ruhrterrasse korrespondiert; es ist

eine ganz junge Talbildung, die frisch in den festen Felsen eingeschnitten ist. Eine diluviale Rinne weiter von Steele ab nach Norden hin wäre allerdings bis zu einem gewissen Grade denkbar. Über Kray läßt sich nämlich wirklich eine diluviale Rinne nach Norden verfolgen. Diese ist jedoch nicht älter als die Grundmoräne, sondern jünger; denn an ihrer Westseite schneidet die Grundmoräne, auf den Präglazialschottern aufliegend, mit einem Erosionsrand gegen dieses Tal ab. Verfolgen wir diese Rinne nach Norden hin, so stoßen wir auch bald auf Schwellen unter der Lößbedeckung, die die weitere Konstruktion einer alten Rinne unmöglich macht. Von Schonnebeck zieht sich nämlich über Dahlbusch, Mechtenberg, Leithe, Wattenscheid eine Schwelle höher aufragender Kreideschichten durch, die das Vorhandensein einer jungdiluvialen Rinne von Kray nach Norden hin vollständig ausschließt.

Es bleibt also nur die Annahme, daß entweder die Talbildung tektonisch angelegt ist, oder daß das Eis mit seinen Schmelzwassern diese Rinne selbst ausgekolkt hat. Eine tektonische Anlage des Tales ist aber ganz unmöglich, ein Grabenbruch liegt nicht vor. Querverwerfungen sind wohl vorhanden, aber sie sind ganz unbedeutend; der Bergbau hat vielmehr besonders bei der Zeche Heinrich unter dem Ruhrtal vollkommen ungestörte Verhältnisse angetroffen. Eine solche Verwerfung müßte aber auch jünger sein als die Kreide. Es ist ja aber eine bekannte Tatsache, daß in dem Gebiete östlich von Essen Störungen, die die Kreide mitverworfen haben, zu den größten Seltenheiten gehören. In dem hier in Frage kommenden Gebiet von Huttrop und Freisenbruch östlich von Steele sind Verwerfungen der Kreide nirgends nachzuweisen. Die Möglichkeit einer tektonischen Anlage des Ruhrtales scheidet also vollkommen aus.

Die Frage, weshalb gerade hier der Einbruch des Eises in das alte Gebirge erfolgte, ist also nur außerordentlich schwer zu beantworten. Möglicherweise hängt dieser Vorstoß damit zusammen, daß der Kreidesüdrand hier bei Essen nicht mehr als hoch aufragende Geländeschwelle wie am Haarstrang ausgebildet ist, sondern wegen der Faciesänderung in der Kreide nur unbedeutende, wenig widerstandsfähige Erhebungen bildete, die noch dazu durch die altdiluvialen Ruhrschotter vor Heran nahen des Inlandeises bereits ganz abgetragen waren. So konnten Zungen des Inlandeises durch die Bodengestaltung vielleicht schon präformiert sein, die dann gegen den Gebirgsrand vorgeschoben wurden. Welche Faktoren hierbei weiter noch eine Rolle spielten, entzieht sich vorläufig unserer Kenntnis.

Es ist möglich, daß viele Zufälligkeiten zusammenwirkten; vielleicht spielte auch der Sutan, die bekannte größte Überschiebung des westfälischen Carbons, eine Rolle dabei. Diese erreicht den westlichen Talrand des Ruhrtales zwischen Schloß Schellenberg und Heisingen, folgte infolge der Faltung der Überschiebungsfäche dem heutigen Ruhralluvium bis fast in die Gegend von Steele und biegt dann nach Osten um. Diese Überschiebung kann natürlich das Tal nicht tektonisch angelegt haben, wohl aber hat sie eine starke Zertrümmerung der Gesteinsmassen hervorgerufen. Die hierdurch hervorgerufene leichte Angreifbarkeit der Schichten ließ vielleicht gerade hier eine wunde Stelle des Gebirges entstehen, die der evortierenden Wirkung der Schmelzwasser keinen Widerstand zu leisten vermochte. Vollständig befriedigen kann diese Erklärung allerdings auch nicht. Es bleibt eben nur die Erklärung, daß die Schmelzwasser selbst hier eine Rinne vor dem Eisrand ausgeschlagen haben, in die sich Endmoränenbildungen hineinlegten.

Ein analoges Verhalten der Endmoräne ist von Th. WEGNER auch für die jüngere Endmoräne von Münster nachgewiesen¹⁾. Nach seinen Feststellungen legt sich diese Endmoräne auf bedeutende Erstreckung in eine Rinne oder Mulde hinein, die höchstwahrscheinlich durch die hoch herabstürzenden Schmelzwasser des Eisrandes erst ausgekolkt ist.

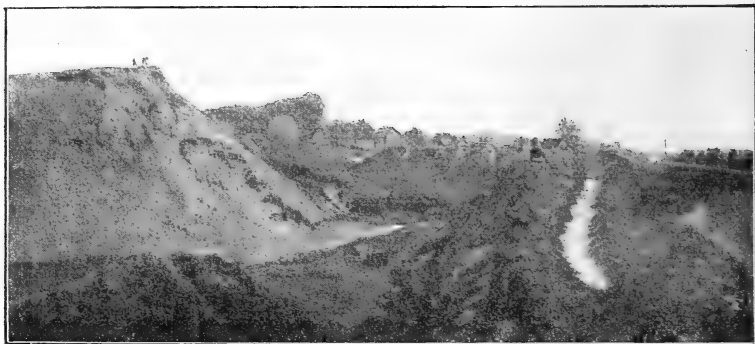
Ein gleiches Verhalten zeigt auch die Endmoräne von Laer und von Crengeldanz. Die beiden alten Pforten von Laer und Crengeldanz, die von der altdiluvialen Ruhr benutzt wurden, und um die sich die altdiluvialen Ruhrschotter deltaartig in riesigem Bogen anordnen, dessen Grenze über Frohlinde, Castrop, Riemke verläuft, sind durch das Inlandeis offenbar bedeutend vertieft. Durch das Abteufen eines Spülversatzschachtes der Gelsenkirchener Bergwerks-Aktiengesellschaft in Langendreerholz ist festgestellt, daß die Unterkante der Glazialbildungen auch hier bis unter das Niveau der untersten Ruhrterrasse hinabgreift. Die Aufschüttung beträgt an der Crengeldanzener Pforte 60—62 m; sie beginnt mit sehr groben, reichlich mit nordischem Material durchsetzten Kiesen, und erst über diesen stellen sich die feineren, mit Blöcken durchsetzten Sande ein. Die Unterlage der altdiluvialen Ruhrschotter dürfte in dieser Pforte in einer Höhenlage von 140 m gelegen haben. Auf Rechnung des Inlandeises ist also an

¹⁾ Th. WEGNER: Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande. Diese Zeitschr. 62, 1910, Monatsber., S. 391 ff.

diesen Stellen eine Auskolkung im Betrag von ca. 50 m zu setzen.

Die Hörder Endmoräne zeigt keinerlei ähnliche Veränderungen des Untergrundes. Sie sind dort jedoch keineswegs ausgeschlossen, da unsere Kenntnis solcher Erscheinungen bei Hörde wegen der starken geschlossenen Lößdecke und der geringen Tiefe der Aufschlüsse noch sehr lückenhaft ist.

Ungelöst bleibt die Frage, wo die Schmelzwassermassen des Inlandeises ihren Abfluß fanden. Von Hörde und Barop zieht sich das breite Annener Tal nach Witten hin, das den



Aufnahme des Verfassers.

Fig. 7.

Kiesgrube in der Endmoräne von Langendreerholz.

Gedanken nahelegt, daß hier eine Schmelzwasserrinne zu suchen sei. Die Diluvialbildungen in derselben bestehen aber bei Witten aus reinen Ruhrsottern, frei von jedem nordischen Material. Hier herrschen Gesteine des Sauerlandes, besonders aus dem Devon und Culm, vor, während umgekehrt bei Barop Schotter und Sande auftreten, die nur aus carbonischem Material, gemischt mit nordischen Geröllen, bestehen. In der Talbildung haben wir also zwei ganz verschiedenartige Teile, die durch eine Talwasserscheide in der Gegend von Annen voneinander getrennt sind und eine gemeinsame Entstehung des gesamten Talzuges ausschließen.

Diese Beobachtungen bestätigen also vollständig die von Herrn P. KRUSCH bereits vor längerer Zeit mündlich wiederholt geäußerte Auffassung, daß im Annener ebenso wie im Aplerbeck-Söhlder Tal keine einheitliche Talbildung vorliegt, sondern daß nur die besonders flache Talwasserscheide dieses Bild vortäuscht.

Es fehlt also jeder Anhaltspunkt, wo die Schmelzwasser geblieben sind. Diese Frage bleibt vorläufig noch ungelöst.

Die Beobachtungen, die im vorstehenden niedergelegt sind, liefern aber vielleicht einen brauchbaren Beitrag zu der Frage, ob das Eis oder seine Schmelzwasser imstande waren, nennenswert die Oberflächenformen des festen Gebirges umzugestalten. Für dieses Gebiet müssen wir die Frage bejahen und dürfen uns vielleicht, ohne voreilig zu verallgemeinern, doch wohl fragen, ob diese Tätigkeit des Inlandeises nicht schon oft unterschätzt worden ist.

In der Diskussion sprechen die Herren BEYSLAG, WUNSTORF, GRUPE, FLIEGEL und der Vortragende.

Herr GRUPE macht in der Diskussion zu dem Vortrage des Herrn BÄRTLING über die Endmoränen am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges Bedenken dagegen geltend, daß die Schmelzwässer des Eises lokal eine 50—60 m tiefe Talrinne im festen Gebirge erzeugt haben sollen, und weist auf die den geschilderten Verhältnissen analoge Erscheinung hin, daß im mittleren Flußgebiete der Weser die Glazialaufschüttungen ebenfalls tief in die Täler hinunterreichen, mag es sich nun um die Ablagerungen der mittleren (zweiten) Vereisung, wie bei Hameln, oder um die Ablagerungen der ersten Vereisung (Porta¹⁾, Freden-Alfeld, nordwestlicher Harzrand) handeln. In diesen Gegenden können bedeutendere Erosionswirkungen der Schmelzwässer im älteren Gebirge schon aus dem Grunde nicht angenommen werden, weil die Glazialschichten im unmittelbaren Niveau der Täler oder doch nahe demselben von rein fluviatilen Bildungen vielfach unterlagert worden, und zwar im einen Falle (bei Hameln) von den Schottern der Mittleren Terrasse, im anderen Falle (am Harzrande in der Gegend von Gandersheim, Seesen und Julishütte) von präglazialen Schottern und Schuttmassen, die als Liegende der ältesten Glazialbildungen sogar schon das jungpliocäne Alter der Täler bekunden. (Zur näheren Orientierung über diesen Gegenstand vgl. die in dieser Zeitschrift 1909 und 1912 veröffentlichten Aufsätze über die Weserterrassen).

¹⁾ Daß die Vergletscherung an der Porta und im Zusammenhange damit die in der Literatur schon mehrfach erörterte Ablenkung der Weser ins Gebiet der Haase-Ems in die erste unserer drei Eiszeiten fällt, ist das Ergebnis neuerer Untersuchungen, über die bei nächster Gelegenheit berichtet werden soll.

In der Diskussion weist der Vortragende darauf hin, daß im Rheinischen Schiefergebirge eine Ausfurchung der Täler schon zur Pliocänzeit oder im älteren Diluvium ausgeschlossen ist. Stets liegen die ältesten Terrassen am höchsten, während die jüngsten in den tieferen Teilen der Täler auftreten. In den schematischen Darstellungen Fig. 5 und 6 (S. 197 u. 199) sind diese Terrassen nicht mit zur Darstellung gebracht. In der Umgebung von Kupferdreh kennen wir pliocäne Ablagerungen in Form von Quarzschottern erst etwa 10 km weiter südlich auf den höchsten Erhebungen bei Velbert. Sie liegen dort fast 200 m über dem Talboden der Ruhr.

Für die Auffassung, daß glaziale Schmelzwasser diese Ausfurchungen bewirkt haben, sprechen besonders auch die Aufschlüsse in dem neuen Spülversatzschacht der Gelsenkirchener Bergwerks-Aktiengesellschaft in Langendreerholz. Dort konnten in der ganzen Mächtigkeit von über 60 m, die in den Sanden und Kiesen durchteuft wurden, überall nordische Komponenten nachgewiesen werden. An der Basis fand sich aber gröberer Kies, in dem das nordische Material besonders reichlich vorhanden war. Gerade dieses Auftreten von groben Kiesmassen nordischer Herkunft unmittelbar auf der erodierten Unterlage von älterem Gebirge spricht aber dafür, daß die Rinnen durch diese Ablagerungen selbst geschaffen sind. Dem Alter nach sind diese Glazialbildungen, wie bereits im Vorjahre (a. a. O.) nachgewiesen wurde, höchstwahrscheinlich in die 2. Eiszeit zu stellen. Insofern besteht völlige Übereinstimmung mit dem von Herrn FLIEGEL auf der linken Rheinseite nachgewiesenen Alter der entsprechenden Endmoränen.

Gegen die Möglichkeit, daß die Rinne hier tektonisch angelegt sein könnte, sprechen, abgesehen von dem im Vortrag ausgeführten Gründen, das Verhalten der Flöze in den Zechen der beiden Seiten des Ruhrtales, deren Abbau zum Teil unter das Ruhrtal vorgedrungen ist. Die Flöze liegen dort vollständig ungestört. Eine tektonische Entstehung der Rinne, in der die mächtigen Kiesaufschüttungen liegen, ist demnach vollständig ausgeschlossen.

Herr BERG berichtete über neue Basaltfunde im Riesengebirge.

Basalt war im Riesengebirge bisher in der geologischen Literatur nur vom Eisenberg bei Saalberg und aus der Kleinen Schneegrube bekannt. Bei den Kartierungsarbeiten auf dem Blatte Krummhübel wurden verstreute Bruchstücke in geringer

Zahl dicht südlich vom Pferdestein und östlich vom Hübelstein entdeckt. Ferner fand sich an einem Promenadenweg unterhalb der Marthahöhe in Krummhübel ein kleiner, nur 30 cm mächtiger Basaltgang von ost—westlichem Streichen, der sich in Lesesteinen noch 50--100 m weit westwärts verfolgen ließ. Die drei Fundpunkte liegen in einer von Ost nach West sich hinziehenden Linie, deren Verlängerung genau auf den ebenfalls ost—westlich streichenden Gang in der Kleinen Schneegrube und weiterhin ungefähr auf das Basaltvorkommen vom Schwarzen Berge beim Forsthaus Iser hinweist. Auf derselben Linie liegt ein von Herrn WENKE in Hirschberg in der Zeitschrift des Riesengebirgsvereins bekanntgegebener Fundpunkt von Basaltleesteinen am Nordwestabhang des Dürren Berges südlich von Hain. Es scheint also hier zweifellos eine einheitliche Bildung, wenn auch kein zusammenhängender Basaltgang, vorzuliegen, also eine Ost—Westspalte, auf der an verschiedenen Punkten geringe, in der Tiefe vielleicht zusammenhängende Basaltmassen aufgedrungen sind.

Seiner petrographischen Natur nach handelt es sich an allen drei Fundpunkten um einen Glasbasalt, der Augit, Olivin und Magnetit in reichlicher Glasbasis führt. Der Basalt vom Pferdestein ist besonders olivinreich, der vom Hübelstein etwas blasig entwickelt. Feldspat fehlt fast völlig, trotz eines ziemlich hohen Al-Gehaltes. Die Feldspatmasse scheint also im Glas enthalten und nicht ausgeschieden zu sein. Nur ganz vereinzelt finden sich kleine Feldspatleistchen, an die sich winzige Augitmikrolithen rauhreifartig ansetzen. Bemerkenswert sind mikroskopische, unscharf begrenzte rundliche Partien des Gesteins, in denen das Glas überwiegt und als Ausscheidungen nur winzige tiefbraune Hornblendesäulchen enthält. Eine von Calcit erfüllte Geode inmitten einer solchen Glaspartie beweist, daß es sich hier nicht um älteste, intratellurische, sondern im Gegenteil um die letzten restlichen Ausscheidungen des Magmas handelt.

Die Analyse (Analyt. EYME) ergab folgende Werte:

Si O ₂	36,87
Ti O ₂	3,16
Al ₂ O ₃	10,54
Fe ₂ O ₃	7,38
Fe O	7,24
Ca O	13,78
Mg O	11,90
K ₂ O	0,73
Na ₂ O	1,07
	92,67

Übertrag	92,67
H ₂ O	6,02
SO ₃	Spur
S	0,13
CO ₂	0,44
P ₂ O ₅	0,96
	100,22

Herr L. FINCKH spricht über Alkaligesteine in dem niederschlesischen Schiefergebirge.

Vor einiger Zeit wurde mir von Herrn Professor Dr. E. ZIMMERMANN eine Reihe von Diabasen und Porphyren aus der Umgebung von Bolkenhain im niederschlesischen Schiefergebirge zur Untersuchung übergeben, nachdem er mich darauf aufmerksam gemacht hatte, daß ein Teil dieser Gesteine durch die Führung von blauen Hornblenden ausgezeichnet ist. In diesen Gesteinen ist die blaue Hornblende schon früher durch KALKOWSKY¹⁾ und nach ihm von GÜRICH beobachtet worden; und GÜRICH²⁾ hat sie als Glaukophan erkannt und näher beschrieben.

Die Gesteine, in denen sich der Glaukophan findet, sind mehr oder weniger stark geschieferte Diabase. Während die Feldspate dieser Gesteine meist sehr starke Zertrümmerung und z. T. auch Zersetzung erkennen lassen, sind die Augite oft noch recht frisch. Es sind Titanaugite, die bisweilen, wie auch GÜRICH hervorhebt, randlich von dem sekundären Glaukophan umwachsen sind.

Von besonderer Bedeutung für die Auffassung dieser glaukophanführenden Diabase und Diabasschiefer ist nun das Auftreten von echten Keratophyren in räumlich engem Verbande mit jenen Gesteinen, über deren geologisches Alter in neuerer Zeit nur GÜRICH sich geäußert hat. Nach ihm gehören sie in das Untersilur.

Von den Keratophyren dieses Gebietes sind besonders zwei Gesteine von Interesse, ein quarzführender Keratophyr von MERZs Steinbruch bei Klein-Waltersdorf und ein ähnliches Gestein vom Eichenbusch bei Hohendorf. Diese Gesteine sind ebenfalls durch die Führung von blauen Hornblenden charakterisiert. Es ist aber hier eine primäre, arfvedsonitische Hornblende. Die Grundmasse dieser Gesteine ist ausgesprochen trachtyoid. Diese Keratophyre müssen also den Lahn-

¹⁾ E. KALKOWSKY: Über grüne Schiefer Niederschlesiens. Tschemm. Min. Mitt. 1876, S. 87—116.

²⁾ G. GÜRICH: Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. Diese Zeitschr. 34, 1882, S. 691—734.

porphyren zugerechnet werden. Wie manche Lahnporphyre entsprechen auch sie als paläovulkanische Äquivalente pantelleritischen Arfvedsonittrachyten. Derartige Gesteine sind ausgesprochene Alkaligesteine, und ich stehe nicht an, auch die anderen Keratophyre dieses Gebietes, die frei sind von Alkalihornblende, die sich aber durch die Führung von oft fleckigen natronreichen Feldspaten auszeichnen, als echte Keratophyre, also ebenfalls als echte Alkaligesteine, zu betrachten.

Nach LOSSEN¹⁾ bilden die Keratophyre „ein interessantes saures Glied derjenigen paläozoischen Eruptionsformation, an deren basischem Ende die echten Diabase stehen“. ROSENBUSCH hat früher die Keratophyre in ihrer Gesamtheit als Alkaligesteine aufgefaßt. Da sie aber in unseren deutschen Gebieten stets in engem Verbande mit Diabasen auftreten, die ROSENBUSCH seinen Kalkalkaligesteinen zurechnet, so ist er neuerdings²⁾ geneigt, den größeren Teil der keratophyrischen Gesteine als „Ergußgesteine der Kalkalkalimagnen vom chemischen Charakter der Aplite“ anzusprechen. Dafür spricht für ihn besonders auch der Umstand, daß in den Keratophyren Alkalipyroxene und Alkaliamphibole, die doch den effusiven Formen der Alkalimagnen häufig eigen sind, nicht ganz einwandfrei nachgewiesen werden konnten.

Inzwischen hat aber R. BRAUNS³⁾ für mitteldevonische Keratophyre des Lahn- und Dillgebietes den einwandfreien Beweis für deren Zugehörigkeit zu den Alkaligesteinen erbracht. BRAUNS hat in einem Keratophyr aus dem Rupbachtal arfvedsonitische Hornblende und Ägirin nachgewiesen und hat außerdem festgestellt, daß ein Teil der mitteldevonischen Diabase des Lahn- und Dillgebietes alkalireiche Essexite sind.

Die Frage, ob die glaukophanführenden Diabase und Diabasschiefer des niederschlesischen Schiefergebirges, besonders der Umgebung von Bolkenhain, als essexitische Gesteine anzusehen sind, glaube ich schon jetzt in bejahendem Sinne beantworten zu dürfen. Wenn auch das Studium dieser Gesteine durch die starke mechanische Deformation eines großen Teiles der Gemengteile sehr erschwert wird, so deutet doch die eigen-

¹⁾ R. LOSSEN: Diese Zeitschr. **34**, 1882, S. 455.

²⁾ H. ROSENBUSCH: Mikrosk. Phys. der massigen Gesteine, 4. Aufl., Bd. II, 2, S. 1493.

³⁾ R. BRAUNS: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXVII, S. 306 u. 265 ff. — Siehe auch DÖRMER: Beiträge zur Kenntnis der Diabasgesteine aus dem Mitteldevon der Umgebung von Dillenburg. Diss. Gießen 1902 und N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XV, S. 594—645.

artige Umwachsung der Titanaugite durch eine sekundäre Glaukophanhornblende darauf hin, daß wahrscheinlich diese Pyroxene einen Mantel von natronhaltigem Augit besessen haben. Die Führung von solchen Titanaugiten mit Ägirin-augitmänteln ist gerade für manche alkalreichere Essexite charakteristisch.

Meine Auffassung der Gesteine aus der Umgebung von Bolkenhain ist also kurz gefaßt folgende: Wir haben in dem niederschlesischen Schiefergebirge eine paläovulkanische Alkaligesteinsprovinz, in der Essexite mit trachydoleritischen Diabasen und Keratophyren, die zum Teil typischen Alkalitrachyten entsprechen, in engem geologischen Verbande auftreten.

Ich glaube ferner, daß der Satz LOSSENS: Es liegt in den Keratophyren „ein interessantes saures Glied derjenigen Eruptivformation vor, an deren basischem Ende die echten Diabase stehen“, sich in seiner ganzen Tragweite aufrecht erhalten lassen wird.

Zur Diskussion spricht Herr BERG und der Vortragende.

In der Diskussion warnt Herr BERG vor einer Überschätzung des Vorkommens natronhaltiger, blauer Hornblenden in stark umgesetzten und geschieferten Gesteinen bei Beurteilung der petrographischen Natur des ursprünglichen vor-metamorphen Magmas. Das Vorkommen derartiger Hornblenden in den Geoden mit Calcit u. a. beweist, daß sie nicht nur durch Umsetzung aus Natronpyroxenen, sondern auch als echte Neubildungen entstehen können. Zu solcher Neubildung ist durch Reaktion des Natrongehaltes der Plagioklase auf die normalen Pyroxene überall im Gestein Gelegenheit gegeben.

Demgegenüber weist Herr FINCKH darauf hin, daß in den ebenfalls zum Teil stark druckmetamorph veränderten Diabasen Ostthüringens solche Neubildungen von Glaukophan nicht beobachtet werden konnten, während sie in den Diabasen und Diabasschiefern der Umgebung von Bolkenhain auffällig häufig erscheinen.

Herr W. WOLFF machte eine kurze Mitteilung über neue Funde pliocäner und diluvialer Conchylien in glazialen Stromkiesen bei Obornik in Posen.

Das Städtchen Obornik liegt nördlich von Posen an der Einmündung des kleinen Welnafusses in die Warthe. Östlich

der Stadt befinden sich in der diluvialen Terrasse des Welna-Warthewinkels, deren tieferer Untergrund durch den pliocänen „Posener Ton“ (Flammenton) gebildet wird, Kiesgruben, die reich an Geschieben aller Art und besonders an abgerollten Knochen und Conchylien sind. Seit langen Jahren ist Herr Sanitätsrat Dr. VON CHLAPOWSKI (Posen) bestrebt, die Fossilien zu sammeln. Eine Folge von Conchylien, die er kürzlich Herrn RAUFF übersandte, wurde von H. MENZEL und dem Vortragenden untersucht und zeigte folgende Zusammensetzung:

1. Jurassische Fossilien, z. T. anhaftend an braunem Sandstein, nicht bestimmt.
2. *Serpula Damesii* (Cenoman).
3. Mitteloligocäne Conchylien: *Fusus multisulcatus*, *Pleurotoma Selysii*, *Pl. subdenticulata*.
4. Pliocäne Conchylien: *Paludina crassa* MENZEL, *P. cf. gradata* SABBA, verschiedene andere nicht bestimmbar Paludinen.
5. *Paludina diluviana*, diluvial.
6. *Cardium edule*, diluvial.
7. *Corbicula fluminalis*, diluvial?

Die jurassischen Fossilien mögen, da sie recht zahlreich sind, einheimischer Herkunft sein. Man kennt in der Provinz Posen eine Reihe von Juravorkommen (Pakosch, Hohensalza), und weitere mögen verborgen unter dem Diluvium der Entdeckung durch tiefere Brunnenbohrungen harren.

Die mitteloligocänen Conchylien sind wohl von Norden durch das Inlandeis herbeigeschleppt. Man kennt Mitteloligocän in dem Gebiet zwischen Frankfurt a. d. O., Landsberg und Köslin; vielleicht reicht es im Ostseegebiet bis zur Weichselmündung.

Die pliocänen Paludinen sind offenbar einheimischen Ursprungs. Nachdem durch JENTZSCH und MENZEL die *Paludina crassa* MZL. aus dem „Posener Ton“ von Lopatken in der Gegend von Culm, Westpr. (rechts der Weichsel) bekanntgegeben ist, darf man annehmen, daß diese Art, wo sie innerhalb des Verbreitungsgebietes des Posener Tons auf sekundärer Lagerstätte vorkommt, aus demselben ausgewaschen ist. Übrigens ist auch ein abgerollter Mastodon-Zahn aus der Oborniker Kiesgrube beschrieben worden, der wohl ebenfalls dem Posener Ton („Flammenton“) entstammt.

Corbicula fluminalis gilt an den thüringischen Fundorten — meines Wissens den einzigen Deutschlands — als Fossil des älteren Interglazials. In Frankreich und England findet

sie sich in diluvialen Terrassen, z. B. im Themse-Tal, und außerdem bei Cromer an der ostenglischen Küste, einem Fundort, der von deutschen Kritikern gleichfalls für älteres Interglazial angesehen wird. In Dänemark ist sie an zwei Stellen gefunden, wo ihr ein präglaziales Alter zugeschrieben wird.

Als gleichwertig den thüringer *Corbicula*-Schottern gelten die *Paludina diluviana*-Tone der Mark, die mit ziemlicher Sicherheit dem älteren Interglazial zugerechnet werden. So ist es vielleicht kein Zufall, daß sich in Obornik neben der *Corbicula fluminalis* zahlreiche Exemplare der *Paludina diluviana* finden.

Auf diese letztere und einige andere interglaziale Konchylien hat bereits F. WAHNSCHAFFE im Jahrb. d. geol. Landesanstalt 1897 aufmerksam gemacht.

In den Rahmen des älteren Interglazials dürfte vielleicht auch das *Cardium edule* gehören. Allerdings erklärte MAAS die zwischen Argenau und Birnbaum a. d. Warthe zerstreuten Vorkommen mariner Sande mit *Cardium edule* für wahrscheinlich präglazial¹⁾. Aus dem Vergleich mit den westpreußischen Vorkommen habe ich indessen den Schluß gezogen²⁾, daß die marinen Schichten von Ost- und Westpreußen und Posen mit den Paludinenbänken eng verbunden sind, und vermutlich der gleichen Zeitepoche wie diese, also dem älteren Interglazial, angehören.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v.

w.

o.

WAHNSCHAFFE.

BÄRTLING.

JANENSCH.

¹⁾ Diese Zeitschr. 1904, Monatsber., S. 21.

²⁾ W. WOLFF: Die geologische Entwicklung Westpreußens. Schriften d. Naturforschenden Gesellsch. in Danzig, N. F., Bd. XIII, Heft 3/4, 1913.

Briefliche Mitteilungen.

14. Vorbergbildung und Tektonik am Nordrand der Schwäbischen Alb.

VON HERRN RICHARD LANG.

(Mit 3 Textfiguren.)

Tübingen, den 6. Februar 1913.

Vom Neckarland aus bietet sich die Schwäbische Alb dem Auge des Beschauers als eine fast ununterbrochene hochragende Gebirgsmauer dar. Erst in größerer Nähe löst sich die Bergwand in zahllose Vorsprünge und Vertiefungen auf, die als unregelmäßige Zacken und Grate ins Vorland hinausragen oder als tief eingerissene Täler die Albmasse zerschlitzen. Da und dort erscheinen der Alb vorgelagert vereinzelte niederere oder höhere Kuppen und „Bühle“ oder steil ansteigende Vorberge, die fast die Höhe der Albhochfläche erreichen und als herrliche Aussichtspunkte auf den Steilabfall der Alb bekannt sind.

Die Vorberge der Schwäbischen Alb sind letzte Reste, letzte Zeugen aus einer Zeit, da die Alb weiter nach Westen und Norden reichte. Sie überdeckte bekanntlich zur Miocänzeit noch die Gebiete des heutigen Stuttgart, und ist seit dieser Zeit unter dem Einfluß von Erosion und Denudation immer weiter nach Südosten zurückgewandert. An manchen Stellen fielen kleine Bezirke des Albmassivs langsamer der Zerstörung anheim als das umliegende Gebiet, und so trifft man heute entlang dem Nordrand der Alb die eben genannten Vorberge und Hügel, die aus irgendeinem Grunde noch nicht so tief abgetragen sind wie das sie umgebende Gelände.

Es erschien mir nicht uninteressant, den Gründen nachzugehen, aus denen die Vorberge bis auf den heutigen Tag erhalten geblieben sind. Zum Teil sind die Bedingungen für die Vorbergbildung schon lange bekannt, zum Teil

mochte jedoch auch der Zufall eine ausschlaggebende Rolle dabei spielen. Auch für diese anscheinenden Zufallsprodukte ließ sich ein tieferer Grund ihrer Existenz erkennen, wie dies im folgenden nachgewiesen werden soll.

Schon nach den Gesteinen, aus denen die Vorberge vollständig oder mindestens bis zu einem gewissen Teile aufgebaut sind, kann man die Vorberge in zwei vollständig verschiedenartige Gruppen einteilen.

Ein Teil der Vorberge besteht, mindestens um deren Kuppen, aus Basalttuff, den Ausfüllmassen der „Vulkanembryonen“ der Schwäbischen Alb. Da, abgesehen von dem zu den Hegauvulkanen gehörenden badischen Wartemberg, vulkanische Erscheinungen am Nordrand der Alb auf die Kirchheimer und Reutlinger Gegend beschränkt sind, so tritt auch nur hier diese Art von Vorbergen auf. Da den Tuffen eine mehr oder weniger große Masse harter Weißjurakalkstücke tief hinab in den Schloten beigemischt zu sein pflegt und oft eine beträchtliche Verkittung der Tuffe zu beobachten ist, so kommt ihnen manchmal eine ziemlich bedeutende Widerstandsfähigkeit gegen zerstörende Einflüsse zu. Diese Widerstandsfähigkeit wird besonders dann erkennbar, wenn die die Tuffröhren umgebenden harten Kalke des Weißen Juras abgetragen sind. Dann vermochten die darunterliegenden Schichten vom Weißen Jura α bis zu dem eine Geländeterrasse erzeugenden Kalkgestein des Braunen Jura γ , die fast ausschließlich aus weichen tonigen und mergeligen Schichten bestehen und nur selten von einer Kalkbank unterbrochen werden, der Erosion so gut wie keinen Widerstand entgegenzusetzen. Deshalb wurde diese Schichtenserie trotz ihrer hohen Mächtigkeit von über 150 m stets rasch abgetragen, wenn erst die schützende Decke der Weißjurakalke zerstört worden war. Die tuff erfüllten Röhren dagegen hielten, soweit sie infolge ihrer Gesteinszusammensetzung und Verkittung eine gewisse Festigkeit besaßen, der Zerstörung stand und wurden allmählich ringsherum freigelegt und als Kegelberge oder niedere Kuppen herauspräpariert, wenn sie auch vorher auf der intakten Albhochfläche Maare gebildet haben mochten. So entstanden die vulkanischen Vorberge, wie der Georgenberg bei Reutlingen, der Florian und Weinberg bei Metzingen, die Limburg bei Weilheim und alle die kleineren „Bühle“ und „Bölle“ der Reutlinger und Kirchheimer Gegend, die der dortigen Landschaft ihren eigenartigen Charakter verleihen.

Die zweite Gruppe von Albvorbergen besteht ausschließlich aus Sedimentschichten und reicht stets mindestens bis zu

der ersten Zone harter Kalk des Weißen Juras hinauf, da die Berge nur so als Außenlieger der Zerstörung zu trotzen vermochten. An solchen Vorbergen, die vom mittleren oder unteren Braunen Jura als Sockel aufragen, wären zu nennen aus dem südlichen Teil der Schwäbischen Alb der Hohenkarpfen und der Lupfen bei Spaichingen, der Lemberg, Oberhohenberg und Plettenberg zwischen Rottweil und Balingen, im mittleren Teile der Alb der Hohenzollern bei Hechingen und die Achalm bei Reutlingen, im nördlichen Teile derselben die zwischen Fils und Rems gelegenen drei Kaiserberge Hohenstaufen, Rechberg und Stuifen, und als letzter Vorposten im Nordosten der Pf bei Bopfingen.

Bei der Entwicklung dieser Vorberge wie überhaupt bei der allmählichen Abtragung der Alb geht der Zerstörungsvorgang im allgemeinen in der Weise vor sich, daß die an den Berghängen zutage tretenden weichen Schichten des untersten Weißen und der oberen Hälfte des Braunen Juras durch die Einwirkung der Atmosphärien rasch zerstört und fortgeführt werden. Bei den harten Kalken des Weißen Juras vollzieht sich die Zerstörung viel langsamer. Nur ganz allmählich bröckelt unter dem Einfluß von Frost und Hitze und der erodierenden Tätigkeit des Wassers das Weißjuragestein an den Steilkanten der Alb ab und stürzt, gewaltige Kalkschutthalden bildend, ins Tal hinab. Wo sich ein Kalkplateau befindet, das nicht mehr von wasserhaltenden, den darunterliegenden Kalk mehr oder weniger vor der Durchfeuchtung schützenden Tonschichten überdeckt ist, wird auch oberflächlich das Wasser eindringen, bei zerklüftetem Gestein dasselbe chemisch und mechanisch zermürben und die Zerstörung der Stufe an der Steilkante gegen das Albvorland befördern. Auch vermögen dann die Sickerwasser die unter den harten Jurakalken liegenden weichen Tone, soweit die ersteren Zerklüftung aufweisen, zu durchfeuchten und am Berg hang zum Rutschen zu veranlassen. Auf diese Weise kann das harte Kalkgestein auch durch Nachgeben der Unterlage zum Abbrechen und damit zur Zerstörung gebracht werden. Immer jedoch bleiben die harten Weißjuraschichten gegenüber den sie unterlagernden Mergeln und Tonen in der Geschwindigkeit ihrer Zerstörung relativ zurück, und es resultiert deshalb stets ein steil in die Höhe ansteigender Berg hang, der nach oben mit einer harten Weißjuraplatte abschließt, die nicht selten gegen das Tal zu Felsbildungen und senkrecht abstürzende Steilwände zeigt. Daher wird im Verlaufe der Erosion zwar „die horizontale Ausdehnung der Alb immer

kleiner und kleiner; aber die Höhe derselben bleibt bis zum letzten Augenblicke, in welchem das letzte Stück dahinsinken wird, ungefähr wenigstens, dieselbe¹⁾.

Für die Vorbergbildung kommt als wichtiger Faktor noch in Betracht, ob die Kalke des Weißen Juras eine größere oder geringere Wetterbeständigkeit besitzen und deshalb längere oder nur kürzere Zeiten ihrer Zerstörung zu trotzen vermögen.

In dem normal ausgebildeten Weißen Jura zeigen die harten β -Kalke, die hier im wesentlichen in Betracht kommen, weithin ungefähr gleiche Mächtigkeit und gleiche petrographisch-strukturelle Eigenschaften: Bänke aus völlig dichtem Kalkgestein, die in dünneren oder dickeren Lagen parallel über einander liegen und in größere oder kleinere Stücke und Klötze zerbrechen. Sie werden somit auch überall ungefähr die gleiche Festigkeit und Wetterbeständigkeit gegen die zerstörenden Einflüsse der Atmosphären aufweisen.

Anders in den „kolonisierten“ Weißjuraschichten, wo wuchernde Schwämme die Bildung ungeschichteter Kalkfelsen, häufig schon vom Weißen Jura α ab beginnend, an Stelle von Tonschichten oder „wohlgeschichteten“ Kalken veranlaßt haben. In diesem Falle ist die Mächtigkeit der harten Kalke, die die weichen Tone und Mergel bis hinab zum mittleren Braunen Jura überragen, oft eine beträchtlich größere als in den sie umgebenden nichtverschwammten Weißjuraschichten, und infolge der massigen, ungeschichteten, weithin kompakten Beschaffenheit der Schwammfelsen neigen diese noch viel weniger zur Verwitterung als die geschichteten Weißjurakalke. Sie können deshalb auch von der Erosion viel weniger leicht angegriffen werden, weil sie als ziemlich wasserundurchlässige, zusammenhängende, senkrecht aufragende, gewaltige Felsplatten die darunterliegenden weichen Tone vor der Durchfeuchtung und Wegführung schützen. Unterbrechen schon geschichtete Kalkbänke von einiger Vertikalentwicklung die rasche Abtragung, indem sie die Bildung von Terrassen veranlassen, so ist dies in noch erhöhtem Maße der Fall, wenn gewaltige, scheinbar einheitliche Felsklötze mit unzugänglichen Steilwänden von hundert und mehr Metern Höhe und beträchtlicher horizontaler Erstreckung sich den Einflüssen der Erosion entgegenstellen.

Da die Verschwammung des unteren Weißen Juras besonders in der Balinger Gegend auftritt, so läßt sich

¹⁾ BRANCO: Schwabens 125 Vulkanembryonen. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, 1894, S. 525.

gerade hier der Gegensatz zwischen der Zerstörung der geschichteten und der verschwammten Gebirgsteile beobachten. Schon in den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts hat ENGEL in seiner trefflichen Studie über den Weißen Jura in Schwaben auf diese Gegensätze hingewiesen: „Der kolonisierte Fels trotz Jahrtausenden, während die weichen Tonschichten drum herum der Zeit und dem Einfluß der Atmosphärien erliegen; so entstanden eben Böllert und Hörnle als die weit vorragenden Schildwachen des Tals, das offenbar lediglich durch Erosion gebildet ist¹⁾“. Besonders sei auch der Lochen, dieses wuchtigen Felsklotzes aus Schwammgestein, gedacht. Daß nicht nur die Tonschichten, von denen ENGEL spricht, sondern auch das geschichtete Weiß- β leichter zerstört werden als die in ihm eingebetteten Schwammriffe, lehrt ein jeder Besuch der dortigen Gegend.

Was nun die im südlichen Teile der Schwäbischen Alb gelegenen, oben genannten Vorberge betrifft, so mag der eine oder andere der Verschwammung der Weißjurakalke, die er an seinen Gipfel trägt, neben andern Ursachen seine Existenz verdanken. So zeigt der Plettenberg nach ENGEL zum Teil verschwammten Weißen Jura γ , auf dem Oberhohenberg fand er nur einen kleinen Schwammklotz im β^2). Die übrigen genannten Vorberge der Südalb sind dagegen wohl ausschließlich aus geschichtetem Weißem Jura aufgebaut. Für sie dürfte deshalb der eben genannte Grund für die Erklärung ihrer Bildung nicht herangezogen werden können. Da ich sie als mir weniger bekannt von der Besprechung ausschließe, möchte ich es auch dahingestellt sein lassen, inwieweit ihre Entstehung mit Erosionswirkungen von der Donauseite her in Beziehung gebracht werden kann, oder ob sie etwa unter denselben Bedingungen erhalten geblieben sind wie die im folgenden zu beschreibenden nichtvulkanischen Vorberge im mittleren und nördlichen Teile der Alb.

Bei diesen letzteren Vorbergen vom Hohenzollern bis zum Ipf kann Verschwammung der Weißjurakalke nicht die einzige Ursache der Isolierung dieser Bergkegel gewesen sein. Zwar zeigt die Achalm unter normal geschichtetem Weißem Jura noch einige Meter verschwammte massige Felsen, und der Rechberg sowie der Stuifen, ersterer jedoch nur auf seiner Nordseite, trägt eine Schwamm- γ -Kuppe³⁾. Aber selbst

¹⁾ Jahresh. d. Ver. f. vaterländische Naturkunde in Württemberg, 1877, S. 140.

²⁾ a. a. O., S. 138.

³⁾ a. a. O., S. 159.

wenn, was mindestens bei der Achalm, wo die Verschwammung erst unter den normal abgelagerten Schichten auftritt, höchst unwahrscheinlich ist, die Schwammschichten die Vorbergbildung der genannten Berge veranlaßt hätten, so ist damit die Bildung der übrigen, keine Schwammschichten tragenden Vorberge noch keineswegs erklärt. Man hat deshalb bisher bei der Erklärung der Vorberge allgemein den Zufall für das Übrigbleiben dieser Erosionsreste verantwortlich gemacht. Und tatsächlich läßt sich leicht ausmalen, wie bei der Erosion am Nordrand der Alb da und dort ein Gebirgspfeiler durch die Gunst seiner Lage, unberührt von den zerstörenden Einflüssen der Atmosphärien, erhalten geblieben ist. Bei dieser Auffassung ist jedoch der Begriff „Gunst der Lage“ ein undefinierbares Etwas¹⁾.

Auf Grund der geologischen Kartierung der Achalm bei Reutlingen und ihrer Umgebung, die höchst merkwürdige Ergebnisse zeitigte, wurde ich darauf aufmerksam, daß die Erhaltung der zu besprechenden Vorberge doch einem tieferen Grund zu verdanken ist, als man bisher annehmen mochte, daß tatsächlich eine gewisse „Gunst der Lage“ für ihre Bildung anzunehmen ist, nicht aber eine aus dem Zufall, sondern aus einer gesetzmäßigen Abhängigkeit heraus geschaffene. Alle die Albvorberge vom Hohenzollern bis zum Ipf sind, soweit sie nicht vulkanischen Ursprungs sind, in ganz gesetzmäßiger Weise von tektonischen Störungen abhängig, die in deren Nähe durchstreichen.

Meine Kartierung, deren Ergebnisse in tektonischer Beziehung auf der nebenstehenden Kartenskizze vermerkt sind, ergab, daß die Achalm nicht nur, wie EB. FRAAS bei der Revision von Blatt Urach der geologischen Spezialkarte von Württemberg im Maßstab 1:50 000 (1902) eingehend untersucht hat, auf der Südseite von einer ungefähr ostnordöstlich streichenden Verwerfung begrenzt ist, deren Sprunghöhe hier — nach Nordosten zunehmend — zirka 25—30 m erreicht, sondern daß auch auf der Nordseite des Berges eine tektonische Linie mit wechselnder, zunächst der Achalm über 40 m erreichender Sprunghöhe gegen Eningen sich hinzieht und dort sich mit ersterer vereinigt. Wie aus der Kartenskizze ersichtlich ist, bildet so die Achalmscholle eine keilförmig gegen Osten auslaufende Staffel zwischen einer höheren Nordscholle und

¹⁾ In den „Grundzügen der Physiogeographie“ von DAVIS und BRAUN (S. 129) ist die Vorbergbildung an der Alb durch starke Erosionsvorgänge erklärt.

einer tektonisch tieferliegenden Südscholle. Während die Nord- und Südscholle ungefähr gegen Ost-südosten beträchtliches Einfallen aufweisen, zeigt die Achalmscholle einen vorwiegend nördlichen Einfall. Da die Sprunghöhe zwischen Nord- und Achalmscholle beträchtlicher ist als zwischen letzterer und der Südscholle, so bestand von jeher für den nördlichen Teil der Achalmscholle eine relative Tiefenlage. Es befand sich somit zu einer Zeit, da zu beiden Seiten der Achalm das Gebirge noch bis zum Weißen Jura β und höher aufragte, der Teil des Weißen Jura β , den heute die Achalm trägt, größtenteils relativ tiefer als die Weiß- β -Schichten der Nord- und

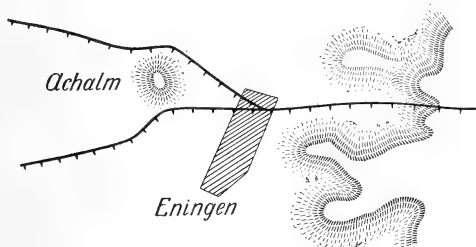


Fig. 1.

Tektonik an der Achalm bei Reutlingen. Nach Aufnahmen des Verfassers. Maßstab 1:100000.

Südscholle. Hier reichte somit das harte Kalkgestein höher hinauf, und es wurde von der Oberflächenverwitterung, wie sie die Albhochfläche zeigt und wie sie auch an den geschichteten β -Kalken gegenüber den Schwammschichten deutlich erkennbar ist, rascher zerstört als die tieferliegenden Weißjura- β -Schichten des nördlichen Teils der Achalmscholle¹⁾.

Durch die relative Tiefenlage der Achalmscholle in Anlehnung an eine höherliegende Scholle kann zwar die relativ lange Erhaltung des Weißen Juras auf ihr erklärt werden, nicht aber die Abtrennung der Achalm vom Albmassiv. Es muß hier noch ein weiteres Moment für die Erklärung herangezogen werden. Es ist die häufige Beeinflussung der Flußläufe durch die Tektonik; eine Auffassung, die ich, was die Verhältnisse in Württemberg anbelangt, schon länger vertritt²⁾. Sehr häufig schließen sich die Wasserläufe aufs

¹⁾ Vgl. auch das geologische Profil durch die Achalm in LANG: Der Nordrand der mittleren Schwäbischen Alb. Geolog. Charakterbilder, Nr. 14, 1913.

²⁾ Vgl. z. B. LANG: Zur Tektonik von Württemberg. Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg 1911, S. XCVI f.

engste an die vorhandenen tektonischen Richtungen an, derart, daß sie entweder ziemlich genau der tektonischen Störung folgen, also entlang den tektonischen Linien am raschesten erodieren, oder daß sie, was in mehr oder weniger abgetragenen Gelände häufig einzutreten pflegt, parallel zu den tektonischen Störungen rechts oder links seitlich davon laufen. Die Richtung der Flußläufe parallel zu den vorhandenen tektonischen Liniensystemen ist vielfach eine so ausgesprochene, daß sie uns den feineren Schollenbau eines Gebiets zu enthüllen vermag, der oft vom Geologen im Gelände nicht mehr mit Sicherheit nachweisbar ist. So können Flußläufe auch ihrerseits zur Erkennung tektonischer Linien dienen. Über die Tatsache der Beeinflussung der Richtung der Flußläufe durch die Tektonik beabsichtige ich an anderer Stelle näheres zu berichten.

Die beiden tektonischen Linien, die die Achalm nördlich und südlich umsäumen, vereinigen sich in östlicher Richtung zwischen Vorberg und Albmassiv. Sie schließen somit die Achalmscholle tektonisch gegen die Alb ab. Setzt man nun den eben angegebenen Satz voraus, daß die Flußläufe gern in der Richtung von Verwerfungen sich hinziehen, so wird es verständlich, daß die Achalm eben deshalb von der Alb abgetrennt wurde, d. h., daß die Erosion zwischen der heutigen Achalm und dem heutigen Albrand rascher sich vollzog als an der Achalm selbst, weil gerade zwischen Vorberg und Alb die Verwerfungen sich erstreckten. Diese stellten gegenüber der tektonisch in sich geschlossenen Achalmscholle ein Kohäsionsminimum dar, Linien, in denen die Zerstörung des Gebirges besonders leicht einsetzen konnte. Tatsächlich befindet sich heute zwischen Achalm und Alb ein weites Tal, in dem der Ort Eningen sich entwickelt hat, und mehrere kleine Bäche und Täler zu beiden Seiten des Vorberges verlaufen in der Richtung der tektonischen Linien und deuten so schon äußerlich die Richtung, wenn auch vielfach nicht den genauen Verlauf, der Verwerfungen an.

Noch viel klarer als an der Achalm tritt die Abhängigkeit der hier besprochenen Albvorberge von der Tektonik beim Hohenzollern heraus. 1911 hat WAIDELICH in einer kurzen Notiz die Vermutung ausgesprochen, daß der Hohenzollern auf der Fortsetzung eines nordwestlich gerichteten, an Onstmettingen vorbeiziehenden Grabens liege¹⁾. Schon vor dieser Veröffentlichung hatte Herr cand. rer. nat. GRÜNVOGEL die Kar-

¹⁾ Blätter des Schwäbischen Albvereins. S. 299.

tierung der Onstmettinger Gegend aufgenommen, und er konnte im Verlauf seiner ausgezeichneten Untersuchungen, die in absehbarer Zeit als Dissertation erscheinen dürften, zeigen, daß die Lagerungsverhältnisse zwischen Alb und Hohenzollern sich in der auf Fig. 2 skizzierten Weise verhalten. Ich verdanke diese sowie die Sprunghöhenangaben der Freundlichkeit des Herrn GRÜNVOGEL. Die Sprunghöhe der beiden nordwestlich gerichteten Verwerfungen beträgt je ca. 80 m, die von Südosten auf den Hohenzollern zu laufende, von ihm durch eine Querverwerfung jedoch getrennte Scholle bildet somit

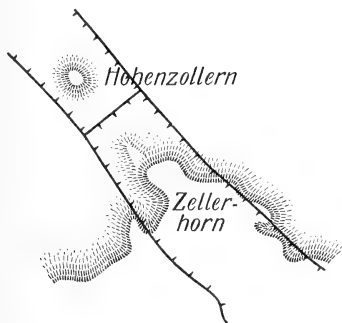


Fig. 2.

Tektonik am Hohenzollern. Nach GRÜNVOGEL.
Maßstab 1 : 100000.

einen Graben, der sich in ununterbrochener Folge noch 8 km weit nach Südosten fortsetzt. Die zwischen der Hochalb mit dem Zellerhorn als Ausläufer und dem Hohenzollern nordöstlich gerichtete Verwerfung hat ca. 20 m Sprunghöhe in der Weise, daß die Südostscholle gegen die Hohenzollernscholle um diesen Betrag abgesunken ist. Ob dieselbe zu beiden Seiten über den Graben hinaus sich fortsetzt, konnte mangels genügender Aufschlüsse nicht festgestellt werden, ist jedoch infolge des eigentümlichen Verhaltens der dieser Richtung folgenden Bäche anzunehmen. Es ergibt sich somit eine relative Tiefenlage der Hohenzollernscholle, und zwar von 60 bis 80 m gegenüber den seitlich gelegenen Schollen. Diese Tiefenlage bewirkte eine längere Erhaltung der harten Kalke des Weißen Juras innerhalb des Grabens als zu beiden Seiten desselben. Die Querverwerfung aber veranlaßte die Abtrennung des Berges von der Albtafel, indem von Nordosten und Südwesten parallel zu deren Streichen zwei Bäche die Gebirgsbrücke zwischen dem Vorberg und dem Zellerhorn immer

tiefer hinab abtragen und heute noch abtragen. Die Schollenlage sowie der Verlauf der tektonischen Linien war somit auch hier für die Ausgestaltung des Vorberges als solchen von entscheidendem Einfluß.

Was die drei Kaiserberge Hohenstaufen, Rechberg und Stuifen anbelangt, so kann ich mich hier auf die Zeichnungen von EB. FRAAS bei der Revision des Blattes Gmünd der geologischen Spezialkarte von Württemberg im Maßstab 1 : 50 000 (1907) stützen sowie auf Angaben WERNERS in seiner geologischen Studie über Hohenstaufen und Spielburg¹⁾. Nördlich von den drei Kaiserbergen verläuft, wie die Kartenskizze Fig. 3 ausweist, eine parallel dem Lauf der Rems folgende, ziemlich genau ostwestlich gerichtete Verwerfungszone, an der die Kaiserbergschollen abgesunken sind. Jeweils ist die tektonische Lage des nördlichen Albvorlandes die höhere²⁾. Die nördlich vom Hohenstaufen sich erstreckende Verwerfung hat nach WERNER eine Sprunghöhe von im Mittel 60 m. Nach WERNER geht die am Hohenstaufen sich hinziehende Nordverwerfung in einem Zuge auch nördlich vom Rechberg vorbei. Er glaubt aber nicht, daß alle beim Rechberg beobachteten

¹⁾ Inaugural-Dissertation Berlin 1907. Eine Karte ist der Dissertation nicht beigegeben, so daß der Verlauf der Verwerfungen entsprechend der Auffassung WERNERS im einzelnen nicht festgestellt werden konnte.

²⁾ Dieselbe Lagerungsweise ist auch zwischen der Schurwald- und der Filderscholle zu beobachten. Dieses Absinken der jeweiligen Südschollen hätte SCHEU (Zur Morphologie der Schwäbisch-Fränkischen Stufenlandschaft. Forschungen z. deutschen Landes- und Volkskunde 1909, S. 384) zu bedenken geben müssen, ob er daraufhin von einem Absinken des nördlichen Vorlandes gegenüber der Alb sprechen durfte, wenn er nicht sichere geologische Beweise dafür in Händen hatte. Der einzige geologische Beweis für ein Absinken des nördlichen Albvorlandes, den SCHEU beibringt, ist eine beim Bergbau von Wasseralfingen gefundene Verwerfung mit einer Sprunghöhe von ganzen zwei Metern. Es ist ohne weiteres verständlich, daß seine Berechnung eines Absinkens des Vorlandes gegenüber der Alb um 60 m auf Grund der Höhenlage von Sandterrassen tertiären und diluvialen Alters keinen sicheren Beweis bietet. (Vgl. hierzu die eingehenden neueren Untersuchungen von EB. FRAAS gelegentlich der Revision des Blattes Aalen der geognostischen Spezialkarte von Württemberg im Maßstab 1 : 50 000 [1912].) Allein die Lagerungsverhältnisse der Juraschichten vermögen hier einen sicheren Aufschluß zu geben. EB. FRAAS hat jedoch im Kochertal nicht nur keine Verwerfung im Sinne SCHEUS gefunden, sondern vielmehr „ein auffallend starkes Einfallen der Schichten gegen Süden“, das mit einer muldenförmigen Absenkung ohne Bildung einer Verwerfung zusammenzuhängen scheint. Die Voraussetzung SCHEUS für seine Flußumkehrungen hängt somit völlig in der Luft. Es sind daher auch alle von ihm daran geknüpften Schlüsse nur von problematischem Wert.

Störungen ausschließlich auf diese Verwerfung zurückgehen, daß somit noch andere Störungslinien in Betracht kommen. FRAAS zerlegt, wie auf der Kartenskizze eingetragen ist, die Nordlinie WERNERS in zwei getrennte Verwerfungen, deren westliche vor dem Rechberg gegen Süden zu abbiegt. Beide Ansichten stimmen also darin überein, daß zwischen Hohenstaufen und Rechberg tektonisch gestörtes Gelände sich befindet, das beide Vorberge gegeneinander tektonisch abschließt. Auch gegen Südwesten ist der Hohenstaufen abgesunken, wie aus der Kartenskizze ersichtlich ist. Er zeigt deshalb eine deutlich ausgeprägte relative Tiefenlage den ihn umgebenden Schollen gegenüber. Auch beim Rechberg tritt seine tektonische Tiefen-

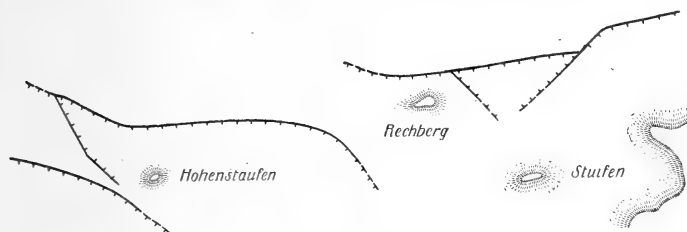


Fig. 3.

Tektonik an den Kaiserbergen Hohenstaufen, Rechberg, Stufen.

Nach EB. FRAAS.

Maßstab 1 : 150 000.

lage zum mindesten gegen das nördliche Albvorland deutlich hervor und ebenso die zwischen zwei östlich und westlich vom Rechberg gelegenen tektonischen Linien eingeschlossene Lage. Möglicherweise setzen auch beim Stufen, abgesehen von der tektonischen Nordlinie, weitere Verwerfungen durch. Jedenfalls zeigt auch er eine gewisse Tiefenlage gegen Norden. Vielleicht hängt seine Isolierung aber auch noch mit seiner im Weißen Jura vorhandenen Verschwammung der Schichten zusammen. Wenn nun auch für den Stufen nur eine sichere Verwerfung für seine tektonische Entstehung ins Feld geführt werden kann, so ist doch wenigstens für die beiden andern Kaiserberge, Hohenstaufen und Rechberg, mit Sicherheit deren Isolierung und Erhaltung auf ihre relative Tiefenlage und ihre Umsäumung durch Verwerfungen auf mehreren Seiten und besonders auch gegen die Alb hin zurückzuführen.

Was endlich den am weitesten nach Nordosten zu gelegenen Albvorberg, den Ipf bei Bopfingen, anbelangt, so ragt dieser am Westrande des vulkanischen Rieses gelegene Außen-

lieger mitten aus tektonisch gestörtem Gebiet auf. Während sich zwar an ihm selbst eine ununterbrochene Schichtenfolge erkennen läßt, findet man schon westwärts die durch das Aufsteigen des Rieslakkolithen veranlaßten Überschiebungen am Lauchheimer Tunnel und in nächster Nähe am Sigart und Buchberg Vorkommen von ortsfremdem Grundgebirgs- und Trias- bzw. Juragestein. Es darf somit auch hier ohne weiteres damit gerechnet werden, daß die Erhaltung und Herausarbeitung des Ipfs als isolierter Kegel mit tektonischen Störungen zusammenhängt, die in seiner Nähe durchstreichen. Obwohl genaue Aufnahmen über die tektonischen Verhältnisse aus diesem Gebiete fehlen, so lassen sich doch einige Angaben darüber machen. Schon DEFFNER und O. FRAAS haben bei der Bearbeitung der Blätter Bopfingen und Ellenberg der geognostischen Spezialkarte von Württemberg im Maßstab 1 : 50 000 auf zwei tektonische Linien hingewiesen, die Sigart-Hirnheimer und die Zipplinger Achse, die für unsere Zwecke von Bedeutung sind¹⁾. Die Sigartlinie verläuft über den westlich vom Ipf gelegenen Sigart an dessen Südseite dem Egertal entlang in südöstlicher Richtung. Die Zipplinger Linie, in nordsüdlicher Richtung sich erstreckend, streicht östlich vom Ipf vorbei und trifft südöstlich von Bopfingen auf die Sigartlinie, so daß dadurch die Scholle, auf der der Ipf sich erhebt, tektonisch völlig von der Alb abgeschlossen wird. Entlang der Zipplinger Linie vom Blassenberg nordöstlich vom Ipf bis zum Flochberger Schloßberg und zur Beiburg südöstlich von ihm fallen die Schichten der Westschollen beträchtlich ein, und es zeigt sich so bei der Ipfscholle „eine muldenartige Einsenkung, welche die Jurabänke herabgezogen und die dem Ries zugewendete östliche Seite des Berges in ihrem ganzen Bau verändert hat“. Der Verlauf der beiden tektonischen Linien ist auf der REGELMANNschen geologischen Übersichtskarte von Südwestdeutschland schematisch eingetragen. Aus der Darstellung von DEFFNER und FRAAS, die bis heute keinen Widerspruch gefunden hat, geht hervor, daß die Ipfscholle an der Zipplinger Linie eingesunken ist und somit eine relative Tiefenlage einnimmt, die der längeren Erhaltung der höheren Juraschichten förderlich war. Die Entstehung des Ipfs als Vorberg ist der Abtrennung der Ipfscholle von dem Albmassiv durch die genannten Störungslinien zuzuschreiben, entlang deren einer, der Sigartlinie, die Eger ihr Bett auf längere Erstreckung gegraben hat.

¹⁾ 1877, S. 27—30.

Überblickt man die bei den zuletzt besprochenen Albvorbergen vom Hohenzollern bis zum Ipf gefundenen Verhältnisse, so läßt sich mit Bestimmtheit sagen, daß ihre heutige Existenz stets mit der besonderen tektonischen Lage ihrer Schollen im Zusammenhang steht, dergestalt, daß einerseits die relative Tiefenlage der Schichten die lange Erhaltung der harten widerstandsfähigen Kalkbänke des Weißen Juras und damit auch der darunterliegenden weicheren Juraschichten begünstigt, und daß andererseits der Verlauf tektonischer Linien zwischen dem Albmassiv und dem nachmaligen Vorberg und die dadurch hervorgerufene raschere Wirksamkeit der Erosion entlang diesen Linien die Herausschälung und Abtrennung dieser hochragenden Weißjuraerelike vom Albplateau bewirkt hat. Jedenfalls wird sich niemand der Tatsache verschließen können, daß die diese Außenlieger stets auf mehreren Seiten umziehenden tektonischen Störungen den wesentlichsten Einfluß auf deren Bildung gehabt haben. Dafür sprechen die hier beigegebenen, nach genauen kartographischen Aufnahmen angefertigten Abbildungen zu deutlich, auf denen die Vorberge stets durch Verwerfungen mit z. T. beträchtlicher Sprunghöhe von der Alb abgetrennt sind. Dabei ist noch zu berücksichtigen, daß in weiten Gebieten Württembergs nur dann und wann Gebirgsstörungen von meist geringem Ausmaß auftreten und daß tektonische Linien mit Sprunghöhen von fünfzig und mehr Metern oft meilenweit fehlen.

15. Über Meteoritenfälle an Bord von Schiffen.

Von Herrn ARTH. WICHMANN.

Utrecht, den 8. April 1913.

Gelegentlich der Besprechung des 1809 an Bord eines auf offenem Meere fahrenden Schiffes gefallenem Meteoriten hatte ich übersehen, daß auch andere Fälle bereits in der Literatur Erwähnung gefunden haben¹⁾. Da die Angaben

¹⁾ Ein verschollener Meteorit aus dem Jahre 1809. Diese Zeitschrift 59, 1907, S. 220.

z. Tl. noch an Unsicherheiten leiden, mögen auch diese Vorkommnisse einer Erörterung unterzogen werden.

1. JOH. BECKMANN hatte bereits der Reisebeschreibung des JOH. SIEGM. WURFFBAIN die Angabe entnommen, daß nach einem von Blitz begleitenden Gewitter auf Deck felsenharte Steine gefunden worden seien¹⁾. Diese Notiz wurde von E. F. F. CHLADNI übernommen und dabei zugleich das Ereignis in das Jahr 1643 oder 1644 verlegt²⁾. Aus dem erwähnten Journal geht aber hervor, daß es am 23. April 1645 stattfand, und zwar auf der am 12. desselben Monats auf dem Schiffe „Wesel“ von Surat aus angetretenen Fahrt nach Batavia. WURFFBAINS Erzählung lautet folgendermaßen: „Den 23.³⁾ hatten wir guten Fortgang, obschon sehr trübes Wetter, ungefehr aber 2. Stund vor der Sonnen-Aufgang wurde es gantz still, darauf bekam sie einen schweren Blitz und starken Donnerschlag, durch ein Geschütz-Loch an der lincken Seite des Schiffes hinein, welcher wie ein schmaler Stral Feuers den großen Mastbaum hinauflieff, als er nun ungefehr 3 Klaffter Höhe erreicht, hat er sich weit mit einem großen Knall zerspreuet, den Mastbaum angezündet und seinen Lauff bis zum äußersten Ende des Fahnensteckens verfolgt, wodurch vermeldeter Mast von unten an biß an das große Zwerg Holz zerschmettert, der große Stang oder anders oben aufstehende Mastbaum gantz zerrissen und unbrauchbar gemacht, der Fahnenstöcke wie ein Geröhr zerknicket, der Knopff aber desselben gar hinweggeföhret worden, solcher Brand nun wurde bald nechst Göttlicher Hülffe gelöscht, als es aber Tag ward, hat man so wohl auf dem Schiff als in dem Mastbaum unterschiedliche Felsen-harte Steine gefunden, welche dieser erschreckliche Strahl mit sich geföhret hat⁴⁾.“

Die letztere Angabe beruht, wie bereits aus dem Text hervorgeht, lediglich auf Vermutung. Es ist natürlich ausgeschlossen, daß die Steine einen derartigen Weg eingeschlagen haben könnten.

2. Der zweite Fall ist ebenfalls zuerst durch JOH. BECKMANN weiteren Kreisen bekannt geworden, jedoch abermals ohne Anführung der Jahreszahl. Er hatte der Reisebeschreibung von O. E. WILLMAN die Angabe entnommen, daß eine 8 Pfund

¹⁾ Litteratur der älteren Reisebeschreibungen I. Göttingen 1808, S. 96.

²⁾ Über Feuermeteore. Wien 1819, S. 227.

³⁾ Das Schiff befand sich unweit der vorderindischen Küste, etwa zwischen 10° und 12° N.

⁴⁾ Vierzehn Jährige Ost-Indianische Krieg- und Ober-Kauffmanns-Dienste. Nürnberg 1686, S. 193.

schwere Kugel auf ein Schiff mit vollen Segeln gefallen sei und dabei zwei Mann getötet habe¹⁾. Es dürfte kaum einem Zweifel unterliegen, daß alle späteren Erwähnungen auf diese Notiz zurückgehen²⁾, wie denn auch CHLADNI das Ereignis in die Zeit zwischen 1647 und 1654 — der Dauer der Reise — verlegt³⁾. J. C. POGGENDORFF konnte denn auch die Bemerkung nicht unterdrücken, daß die Angabe in der mitgeteilten Form wenig Glaubwürdigkeit habe, und daß es daher wünschenswert sei, sie im Original nachlesen zu können⁴⁾.

WILLMAN war am 11. Juli 1648 auf einem holländischen Kompanieschiff in Batavia eingetroffen. Sein Journal, eine sehr selten gewordene Schrift, enthält über das letzte Vierteljahr ausschließlich die folgende Eintragung⁵⁾:

„Vthi Octob : Novemb : Decembri kommo äthskilliga Skiiepp effter i från Hollandh / iblandh hwilka een Skiieppare på Skiieppet Malacca berättade medh heek Skiiepsfolcket / att thet the segladhe vthi Wilda Hafwet / är een 8. Pundig Kuula kommen in vthi Skiieppet / slaändes 2. Båtmän dödz i allas åsyn⁶⁾.“

Es stellt sich also heraus, daß es mit der Angabe von BECKMANN seine Richtigkeit hatte, daß aber leider WILLMAN nicht selbst der Beobachter war. Da aus seinen Aufzeichnungen hervorgeht, daß er ein sehr gewissenhafter Mensch war, so dürfen wir auch in diesem Punkte seinen Angaben Glauben schenken.

3. Nach den Mitteilungen eines Gärtners, namens CARL RITTER, der an der Fahrt teilnahm, befand sich das Schiff „Esher“, Kapt. JOHN SMART, am 5. April 1820 unter 20° 10' N, 51° 50' W, als während eines Platzregens ein etwa 1/2 Pfund schwerer Stein auf das Deck fiel und sogleich in

¹⁾ a. a. O. I. 1808, S. 272.

²⁾ J. B. EYRIÈS: Notice sur un recenil de voyages imprimés à Wisingsoe, en Suède. Ann. des Voyages XII. Paris 1810, S. 290. — Pierres méloriques. C. R. Acad. des Sc. II. Paris 1836, S. 620.

³⁾ a. a. O. S. 228.

⁴⁾ Meteorsteinfall auf ein Schiff. POGGEND.-Annal. 38, Leipzig 1836, S. 402.

⁵⁾ OLOFF ERICSSON WILLMAN: Een kort Beskriffningh på een Reesa till Ostindien och förbeskreffne Japan, in dem Sammelbände: Een kort Beskriffning uppå Trenne Resor och Peregrinationer / sampt Konungsryket Japan. Wisingsborgh 1667, S. 196.

⁶⁾ Wirklich wird unter dem 4. Dezember 1648 die Ankunft des Schiffes „Malacca“ in Batavia berichtet (Dagh-Register gehonden int Casteel Batavia . . . Anno 1647—1648. 's Gravenhage 1903, S. 171). Wie mir Herr Dr. J. DE HULLU freundlichst mitteilte, ist das Journal der „Malacca“ im Reichsarchiv im Haag nicht vorhanden.

mehrere Stücke zersprang¹⁾. Es stellte sich aber heraus, daß RITTER das Opfer einer Täuschung geworden war, denn P. PARTSCH²⁾ und FRIEDR. HOFFMANN³⁾ berichteten übereinstimmend, daß der in Rede stehende Stein ein Kalkstein, also kein Meteorit sei.

16. Über ein feldspatreiches, knollenartiges Mineralaggregat der Luanza-Pipe im Kundelungu (Katanga, Belgisch-Kongo).

Von Herrn O. STUTZER.

Freiberg i. S., den 10. April 1913.

Im Kundelungu-Gebirge des Landes Katanga, Belgisch-Kongo, sind seit kurzem mehrere bluegroundführende Pipes bekannt. Dieselben haben dort sedimentäre Schichten unbekanntes Alters röhrenartig durchstoßen. Bruchstücke des Nebengesteins (vor allem Kundelungu-Sandstein) enthalten sie eingeschlossen. Von diesen Pipes wurde im Jahre 1911 und 1912 die „Luanza-Pipe“ aufgeschlossen. Der Inhalt dieser Pipe erwies sich als typischer Yellow Ground mit seinen charakteristischen, bunten Mineralien: Ilmenit, Granat, Diopsid, Olivin. Seltener fand man im Setzgut auch Zirkone. Diamanten sind ebenfalls vorhanden.

Im Juli 1912 besuchte ich zum letztenmal jene Stelle und fand bei dieser Gelegenheit in einem Haufen des dortigen Setzgutes (Tailings) auch ein knollenartiges Mineralaggregat von etwa Walnußgröße. Derartige (z. T. viel größere) Knollen sind im Blueground der bekannten Diamantgruben Südafrikas allgemein verbreitet und des öfteren beschrieben worden.

Schon makroskopisch ließ sich die Knolle durch ihren Granatgehalt als eine „eklogitähnliche Knolle“, ein sogenannter „Griquait“, bestimmen. Die mikroskopische Untersuchung bestätigte dieses, zeigte aber zugleich eine von den bisher be-

¹⁾ JOH. LHOTSKY: Fallen eines Meteorsteins an Bord eines auf hoher See segelnden Schiffes. Zeitschr. f. Phys. u. Mathem. VII. Wien 1830, S. 253–256.

²⁾ Berichtigung eines Irrthums. Ibid. S. 282–383.

³⁾ POGGENDORFF: Noch einige Nachrichten über Meteorsteine. POGGEND. Ann. XVIII, 1830, S. 318.

kannten Knollen abweichende Zusammensetzung, wie aus den folgenden Mitteilungen hervorgeht. —

In der geologischen Literatur¹⁾ sind von Blueground-„Griquaiten“ bisher folgende Varietäten beschrieben:

1. Reine Granat-Knollen.
2. Reine Diopsid-Knollen.
3. Granat-Diopsid-Aggregate.
4. Granat-Diopsid-Bronzit-Aggregate.
5. Granat-Diopsid-Disthen-Aggregate (seltener).

Der neue, aus Katanga stammende Typus kann als

6. Granat-Diopsid-Hornblende-Bytownit-Aggregat

bezeichnet werden.

Der Dünnschliff dieser Knolle zeigte unter dem Mikroskope nämlich folgendes:

Hauptbestandteile der grobkörnigen Knolle sind Bytownit, Granat, Diopsid und braune Hornblende. Daneben treten auffallend viel Apatit, dazu brauner Glimmer, grüner Amphibol, Ilmenit und Chlorit auf.

Der tafelförmige, zwillinggestreifte Bytownit war stärker lichtbrechend als Kanadabalsam und wurde durch seine Auslöschung als Bytownit bestimmt. Der Granat war schwach rötlich gefärbt. Seine Form war gerundet, bisweilen ausgebuchtet. Der grünliche, monokline Pyroxen erwies sich als Diopsid. Der Apatit trat in dicken Stengeln oder unregelmäßigen Formen auf. Er war optisch positiv, nicht negativ, wie die Regel. Braune Hornblende, charakterisiert durch ihre Spaltbarkeit, umschloß an einer Stelle einen Rest von Diopsid. Sie scheint aus Pyroxen durch Umbildung entstanden. Brauner Glimmer (auf Blättchen ohne Spaltbarkeit scheinbar einachsiger Achsenaustritt) war in geringer Menge mit der Hornblende vereint. Außerdem sah man im Schliff noch faserigen, grünen Amphibol, anscheinend ein sekundäres Produkt. Der grüne Amphibol umgab braune Hornblende, Pyroxen und Granat und trat an einzelnen Stellen in zusammenhängenden Massen auf. Außerdem fand sich etwas Chlorit, besonders in den Spaltrissen des Granates.

Über die Mengenverhältnisse ist folgendes zu sagen:

Der Bytownit wiegt im Schliffe vor, alsdann folgen Granat, dann nur in geringem Abstände, Diopsid und braune Hornblende, dann Apatit, darauf in größerem Abstände brauner Glimmer, Ilmenit und grüner Amphibol.

¹⁾ Siehe O. STUTZER: Die wichtigsten Lagerstätten der „Nichterze“, I. Teil, S. 108, Berlin 1911. (Die dortigen Mitteilungen angeführt nach P. A. WAGNER: Die diamantführenden Gesteine Südafrikas usw., Berlin 1909.)

Bytownit in „Eklogitknollen“ des Bluegroundes ist von P. A. WAGNER schon beschrieben worden, und zwar in einer Knolle der Jagersfontaingrube. Zwischen Granat und Pyroxen fanden sich hier schmale Zonen, welche aus frischen, idiomorphen Bytownitleisten, aus stark doppeltbrechenden Augitkörnern und aus vielen grünen Spinellen bestanden. In diesen von P. A. WAGNER beschriebenen Knolle war aber der Bytownit ein untergeordneter Nebengemengteil, während er in der Knolle von Katanga der erste Hauptgemengteil ist.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 5.

65. Band.

1913.

INHALT.

Protokoll der Sitzung vom 7. Mai 1913 229

Vorträge:

RASSMUSS, H.: Über die Parallelisierung des deutschen
und alpinen Muschelkalk 229

MICHAEL, R.: Diskussion zum Vortrag RASSMUSS . . . 238

ZIMMERMANN, E.: Über die Stellung des thüringer
Plattendolomits im Vergleich mit dem Staßfurter
Zechsteinprofil (Titel) 238

MICHAEL, R.: Die Altersfrage des Tertiärs im Vorlande
der Karpaten 238

Briefliche Mitteilungen:

BRANCA, W.: Aufpressung und Explosion oder nur
Explosion im vulkanischen Kies bei Nördlingen . . . 245

Neueingänge der Bibliothek 279



Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende	„ RAUFF	„	FLIEGEL
Vorsitzende:	„ BORNHARDT	„	HENNIG
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„	JANENSCH
Archivar:	„ SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1913

die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH **frühestens** 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden, Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**,
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 5.

1913.

Protokoll der Sitzung vom 7. Mai 1913.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. WILHELM KEGEL, Assistent am Museum der Kgl. Geol. Landesanstalt, Berlin N 4, Invalidenstraße 44, vorgeschlagen durch die Herren BÖHM, HERRMANN, GOTHAN.

Herr Dr. PILZ, Dipl.-Ing. in Heidelberg, Häußerstraße 28, vorgeschlagen durch die Herren KOLBECK, BECK in Freiberg i. S. und STÜTZER.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr H. RASSMUSS spricht über die Parallelisierung des deutschen und alpinen Muschelkalkes.

Die Versuche, die deutsche und die alpine Trias zu parallelisieren, gehen bis auf L. v. BUCH¹⁾ und F. v. ALBERTI²⁾ zurück. Eine der ersten und die bisher fast einzig feststehende ist die im Jahre 1856 von SUESS und OPPEL in ihrer Arbeit „Über die mutmaßlichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben“ vorgenommene Gleichstellung des germanischen Rhät mit den alpinen Kössener Schichten. Diese sind in gleicher Weise in den lombardischen Alpen im Süden wie in den Nordalpen ausgebildet, und Schichten mit *Avicula*

¹⁾ Oberschlesische Versteinerungen in Oberitalien. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. I, 1849.

²⁾ Überblick über die Trias mit Berücksichtigung ihres Vorkommens in den Alpen. Stuttgart 1864.

contorta dehnen sich ja im Bereich der germanischen Trias bis nach Frankreich aus, wo sie vielfach an der Basis des Lias über ältere Schichten transgredieren und daher von den Franzosen als Infralias zum Jura gerechnet werden. Die weite Verbreitung, die bei dem Flachseecharakter der rhätischen Ablagerungen besonders bemerkenswert erscheint und auf eine große, aber sehr flache Transgression zurückgeführt werden muß, findet sonst keine Analoga beim Vergleich der alpinen und germanischen Trias. Höchstens könnte man noch die Ähnlichkeit des Buntsandsteins — besonders des Röt mit den Campiler Schichten — mit der skythischen Stufe anführen, die aber z. B. in den lombardischen Alpen zum Teil mit dem Perm verschmilzt.

Der Vergleich des Muschelkalks und Keupers bereitet besondere Schwierigkeiten. Ein Vergleich auf Grund der Faciesverhältnisse und Meeresschwankungen, wie ihn v. WÖHRMANN¹⁾ versuchte, ist bei der gänzlich verschiedenen Ausbildung der „binnenmeerischen“²⁾ und „ozeanischen“ Sedimente unausführbar. Der auf ähnlicher rein geologischer Methode beruhende Versuch LANGS³⁾, den mittleren Keuper (Bunte Mergel und Stubensandstein) Schwabens mit den Raibler Sandsteinen gleichzustellen, weil beider Entstehung eine Hebung des hypothetischen Vindelicischen Gebirges voraussetze, erscheint auf zu unsichere Daten gegründet.

Ähnliche Facies und gleiche Pflanzenformen scheinen die deutsche Lettenkohle und den alpinen Lunzer Sandstein zu verbinden und damit eine schon von STUR und später besonders von BITNER⁴⁾ hervorgehobene Möglichkeit einer Parallelsierung zu bieten. Die Identität der Flora wurde von BENECKE⁵⁾ und PHILIPPI⁶⁾ bestritten, die marine Fauna der schwäbischen Lettenkohle zeigt nach der neuen Arbeit ZELLERS⁷⁾ keinerlei Beziehungen zur alpinen.

¹⁾ Alpine und außeralpine Trias. N. Jahrb. Min. 1894, II.

²⁾ Diese Bezeichnung TORNQUISTS dürfte vor PHILIPPIS „kontinental“ den Vorzug verdienen.

³⁾ Das Vindelicische Gebirge zur mittleren Keuperzeit. Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturkde. Württembergs 1911.

⁴⁾ Bemerkungen zur Gliederung der alpinen Trias. Verh. Geol. Reichsanst. 1896. Die stratigraphische Stellung des Lunzer Sandsteins in der Triasformation. Jahrb. Geol. Reichsanst. 1897.

⁵⁾ Lettenkohलगruppe und Lunzer Schichten. Ber. Naturf.-Ges. Freiburg X, 1897.

⁶⁾ Die Fauna des unteren Trigonodusdolomits von Schwieberdingen und des sogenannten Cannstatter Kreidemergels. Württemberg. Jahresh. 1898, S. 222.

⁷⁾ Zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwaben. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXV, 1907, S. 117.

Ein paläontologischer Vergleich der deutschen und alpinen Trias wurde teils auf einzelne Formen gegründet, teils in der Ähnlichkeit von Brachiopoden- und Gastropodenfaunen gesucht. Unter den ersteren spielt das Vorkommen von nodosen Ceratiten in den oberen Buchensteiner Schichten des Vicentinischen Triasgebirges, die TORNQUIST¹⁾ entdeckte, eine vielumstrittene Rolle. Die Identität mit den deutschen Formen wurde von PHILIPPI²⁾ widerlegt. Auch scheint mir für die stratigraphische Bewertung in Betracht gezogen werden zu müssen, daß im Vicentin höhere Schichten als die Nodosen führenden bis zum norischen Hauptdolomit fehlen bzw. durch Eruptivgesteine vertreten werden. Es läßt sich also nicht beurteilen, ob der *Ceratites Tornquisti* PHIL. nicht in höhere Stufen hinaufreicht. In Sardinien ist er von TORNQUIST³⁾ selbst bereits in Weniger Schichten gefunden worden, und entfällt damit nach FRECH⁴⁾ die Möglichkeit genaueren stratigraphischen Vergleichs.

Beim Vergleich ganzer Faunen ist der der Gastropodenfauna des Marmolatakalkes, den SALOMON⁵⁾ mit dem oberen deutschen Muschelkalk, vielleicht noch einem Teil der Lettenkohle, parallelisiert, zu erwähnen. Die Fauna des schwäbischen Trigonodusdolomits und des „Cannstätter Kreidemergels“ zeigt nach PHILIPPI⁶⁾ keine bestimmten Beziehungen zu alpinen.

Der mittlere Muschelkalk Schwabens enthält nach den Untersuchungen HOHENSTEINS⁷⁾ eine Reihe alpiner Einwanderer aus der ladinischen Stufe.

Am wichtigsten ist das Vorkommen von alpinen Formen in Oberschlesien. Schon ECK hat in seiner Arbeit „Über die Formation des Buntsandsteins und Muschelkalks in Oberschlesien“ 1865 die Mikultschützer Kalke des oberen Wellenkalks auf Grund des Auftretens alpiner Brachiopoden mit dem Virgloriakalk verglichen, und andere sind ihm in der Gleichstellung mit dem alpinen Brachiopodenkalk der anisischen Stufe gefolgt. AHLBURG⁸⁾ hat dagegen mit Recht auf die

¹⁾ Ges. d. Wissensch. Göttingen 1896. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. 1898. Das Vicentinische Triasgebirge 1901.

²⁾ Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes. Paläont. Abh. VIII, 1901.

³⁾ Außer alpine Trias auf Sardinien. Preuß. Akad. d. Wiss. 1904.

⁴⁾ *Lethaea geognostica* Trias, S. 274, Anm. 4.

⁵⁾ Marmolata, Paläontogr. 1895.

⁶⁾ a. a. O. S. 205.

⁷⁾ HOHENSTEIN, Beitrag zur Kenntnis des mittleren Muschelkalks. Zentralbl. Min. 1911.

⁸⁾ Die Trias im südlichsten Oberschlesien. Abh. Geol. Landesanstalt 1906.

große vertikale Verbreitung dieser alpinen Brachiopoden, die zum größten Teil noch in der ladinischen Stufe vorkommen, — wie überhaupt den Brachiopoden, die bei ihrer festsitzenden Lebensweise sich außerordentlich abhängig von den Faciesverhältnissen zeigen und nur langsam in der Horizontalen sich ausbreiten können, nur ein beschränkter Wert für weitreichende stratigraphische Vergleiche zukommt¹⁾ — hingewiesen und den oberen diploporenführenden Dolomit Oberschlesiens, der dem oberen Wellenkalk angehört, auf Grund seiner Fauna und auch seiner Facies den ladinischen Riffkalken der Alpen gleichgestellt.

In der vortrefflichen Zusammenfassung, die unsere Kenntnis über die gesamte Trias in der *Lethaea geognostica* gefunden hat, ist folgende Vergleichstabelle gegeben²⁾:

Oberer Muschelkalk		Ladinisch	Zone der <i>Daonella Lommeli</i>
			Zone des <i>Protrachyceras Reitzi</i>
Mittlerer Muschelkalk		Anisisch	Zone des <i>Ceratites trinodosus</i>
Unterer Muschelkalk	Schaumkalk		Zone der <i>Rhynchonella decurtata</i>
	Wellenkalk		Zone des <i>Dadocrinus gracilis</i>
	Wellendolomit		

Ebendort hat FRECH anhangsweise³⁾ den ersten deutschen sicher alpinen Ammoniten aus Niederschlesien beschrieben, ohne damit weitere Schlußfolgerungen zu verbinden. Eine zwar kleine, aber bis jetzt doch die einzige zusammengehörige Fauna von echten alpinen Cephalopoden aus demselben niederschlesischen Wellenkalk erlaubt mir, einen Beitrag zu der Altersfrage des deutschen Muschelkalkes, wenn wir von dem alpinen als dem Normalprofil ausgehen, zu liefern.

Cephalopoden alpinen Charakters sind aus dem deutschen Muschelkalk schon lange bekannt. Die mit der mediterranen

¹⁾ Vgl. GEYER, Brachiopoden des Hierlatz. Abh. K. K. Geol. Reichsanst. 1889.

²⁾ S. 550.

³⁾ S. 39, Anm. 1. Das von FRECH als *Balatonites Ottonis* v. BUCH em. bezeichnete große Bruchstück (S. 40, Fig. 1a, b) ist weder mit diesem noch mit dem alpinen *Balatonites* nov. spec. ind. v. ARTHABERS t. XXVI f. 1 identisch, sondern gehört zu *Balatonites Zimmeri* nov. spec., wie ich in meiner paläontologischen Bearbeitung ausgeführt habe.

Gattung *Longobardites* verwandte¹⁾ *Beneckeia* ist im unteren Muschelkalk — wie im Röt — weit verbreitet. Die Beziehungen zu der ersteren werden nach v. FRITSCH²⁾ durch die von ihm beschriebene *Beneckeia denticulata* noch enger geknüpft.

Der dem *Ceratites binodosus* v. HAU. nahestehende *Ceratites antecedens* BEYR. kommt in Südwest- und Mitteldeutschland bis Rüdersdorf vor. JAEKEL hat von Rüdersdorf einen *Ceratites trinodosus* beschrieben, der sich aber durch die Lobenlinie wie auch den engen Nabel und die weite Berippung zu unterscheiden scheint³⁾. Der zur Gruppe der *Multinodosi* gehörige *Ceratites andershusanus* ist von PICARD aus dem Schaumkalk der Hainleite beschrieben⁴⁾.

Die Gattung *Hungarites*, von der sich *Hungarites Strombecki* GRIEP. sp. schon im unteren Wellenkalk der germanischen Trias findet, tritt in der ozeanischen Trias eigentümlicherweise erst in der ladinischen Stufe, in der Zone des *Protrachyceras Reitzi*, auf.

Der dem *Ptychites Suttneri* v. MOJS. aus den Schreyer- almschichten nahe verwandte *Ptychites dua* GIEB. ist in Thüringen, besonders bei Freyburg a. U., nicht selten. Eben- dort findet sich der engernablige und am Nabel anschwellende *Ptychites Beyrichi* v. FRITSCH.

Es ist interessant, daß v. FRITSCH⁵⁾ auch einen Vertreter der Gattung *Meekoceras* bzw. *Beyrichites* nachgewiesen hat, von der PHILIPPI⁶⁾ ja die Ceratiten ableiten zu dürfen glaubt, nämlich *Meek. (Beyrichites) thuringum* v. FR. aus dem Schaumkalk von Freyburg a. U.

Wohl die häufigsten und artenreichsten alpinen Bewohner des deutschen Muschelkalkmeeres sind die Balatoniten, die auch im alpinen Ozean die flachere See vorziehen. *Balatonites Ottonis* v. BUCH, der von Oberschlesien bis Rüdersdorf verbreitet ist, steht Formen aus der Binodosuszone im Val di Scalve in den lombardischen Alpen, aus den Varennakalken, von Neubrags im Pustertal sowie aus dem Muschelkalk des

¹⁾ v. MOJSISOVIC, Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. S. 183.

²⁾ v. FRITSCH, Beitrag zur Kenntnis der Tierwelt der deutschen Trias. Abh. Naturf.-Ges. Halle 1906.

³⁾ Neues Jahrb. Min. 1889, II, vgl. auch v. FRITSCH a. a. O. S. 66. Anm. 6.

⁴⁾ Diese Zeitschr. 1892.

⁵⁾ a. a. O.

⁶⁾ Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes S. 109 ff.

Karwendelgebirges nahe¹⁾. *Balatonites spinosus* PIC. aus dem Schaumkalke von Sondershausen ist nach PICARD²⁾ mit *Balat. lineatus* v. ARTH. verwandt. Aus dem Schaumkalk von Freyburg a. U. ist *Balatonites macer.* von v. FRITSCH³⁾ beschrieben. Auch die arietiformen Balatoniten sind dort durch *Arniotites Stautei* v. FRITSCH und *Arniotites Schmerbitzi* v. FR. vertreten.

Acrochordiceras Damesi, den NOETLING⁴⁾ von Groß-Hartmannsdorf in Niederschlesien beschrieben hat, ist zwar vielleicht nicht mit der von v. HAUER später aus dem Han-Bulogkalk beschriebenen Form⁵⁾ identisch, wie schon v. ARTHABER⁶⁾ hervorgehoben hat — das NOETLINGsche Original unterscheidet sich durch den schmaleren Querschnitt, schnelleres Anwachsen und breitere Loben — aber doch mit ihr nahe verwandt. Ob das von v. BUKOWSKI⁷⁾ aus der Trinodosuszone⁸⁾ von Dalmatien erwähnte Vorkommen dieser Art auf einem Vergleich mit der HAUERSchen Form oder dem Original beruht, ist mir nicht bekannt, jedenfalls ist keine Beschreibung gegeben, die die Identität sicherstellt.

Die einzig sicher alpine Form des deutschen Muschelkalkes ist der von FRECH⁹⁾ beschriebene *Balatonites Jovis* v. ARTH. aus dem Wellenkalk von Groß-Hartmannsdorf. Aus diesem, wohl aus denselben Schichten, liegt mir aus der Sammlung der Kgl. Geol. Landesanstalt eine Fauna von über 60 Cephalopodenindividuen vor, die mir Herr ZIMMERMANN und Herr J. BÖHM in liebenswürdigster Weise zur Verfügung stellten. Sie wird ergänzt durch einige Stücke aus der Sammlung der Kgl. Bergakademie, die ich Herrn HOLDEFLEISS verdanke. Die paläontologische Beschreibung wird demnächst im

¹⁾ v. MOJSISOVIC a. a. O. S. 78, ROTHPLETZ, Das Karwendelgebirge. Z.-Deutsch-Österr. Alpen-Ver. 1888. *Bal. Ottonis* selbst kommt nicht, wie FRECH (vgl. S. 232 Anm. 3), AHLBURG a. a. O. und KAYSER, Geologische Formationskunde IV. Aufl., S. 351, Anm. 1 irrtümlich angeben, in der alpinen Trias vor.

²⁾ Diese Zeitschr. 1899.

³⁾ a. a. O.

⁴⁾ Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Diese Zeitschrift 1880.

⁵⁾ Die Cephalopoden des Muschelkalkes von HAN BULOG. Wien 1887, t. V, f. 2a, b.

⁶⁾ Verh. K. K. Geol. Reichsanst. 1896, S. 126.

⁷⁾ Über den geologischen Bau von Spizze in Süddalmatien. Verh. K. K. Geol. Reichsanst. 1896.

⁸⁾ Zusammen mit *Cer. trinodosus* (vgl. a. a. O. S. 102—103), nicht aus der Binodosuszone, wie AHLBURG (a. a. O. S. 141) und E. KAYSERS Lehrbuch S. 351 versehentlich angeben.

⁹⁾ a. a. O. S. 27 u. 39.

Jahrbuch der Kgl. Geol. Landesanstalt veröffentlicht werden. Die Stücke stammen, wahrscheinlich alle aus derselben Bank, jedenfalls aber aus demselben Horizont des Wellenkalkes in DEMISCHS Steinbruch bei Nieder-Groß-Hartmannsdorf, wie mir Herr ZIMMERMANN gütigst mitteilte. Nach NOETLING, dem wir bisher die einzige genauere stratigraphische Untersuchung dieses Gebietes verdanken, kommen die Cephalopoden in den von ihm „Groß-Hartmannsdorfer Schichten“ benannten oberen Schichten des unteren Wellenkalkes unter dem Schaumkalk vor, im Schaumkalk finden sie sich nicht mehr¹⁾).

Das Auftreten alpiner Arten in diesen Schichten verdient darum besondere Berücksichtigung, weil die Facies des Wellenkalkes hier nicht wie in Oberschlesien von der normalen Entwicklung abweicht, sondern durchaus der mitteldeutschen ähnelt und daher einen unmittelbaren Vergleich erlaubt. Andererseits dürfen wir einer Cephalopodenfauna einen besonderen stratigraphischen Wert zumessen, da die Cephalopoden sich doch wohl am schnellsten ausbreiten und von allen Fossilien die sicherste Zeitbestimmung erlauben, wie jüngst DIENER²⁾ wieder mit Recht betont hat.

Ich bestimmte folgende Arten:

- Nautilus dolomiticus* QU.
- Nautilus bidorsatus* v. SCHLOTH. s. str.
- Nautilus pertumidus* v. ARTH.
- Beneckeia Buchi* v. ALB. sp.
- Hungarites Strombecki* GRIEP. sp.
- Balatonites Ottonis* v. BUCH sp.
- Balatonites Ottonis* v. BUCH sp. var. *rectangularis* nov. var.
- Balatonites Beyrichi* FRECH em.
- Balatonites quaternonodatus* nov. spec.
- Balatonites Zimmeri* nov. spec.
- Balatonites Zimmermanni* nov. spec.
- Balatonites* nov. spec. ind.
- Balatonites egregius* v. ARTH.
- Balatonites stenodiscus* v. ARTH.
- Balatonites Jovis* v. ARTH.
- Balatonites Doris* v. ARTH.
- Balatonites constrictus* v. ARTH.
- Balatonites* cf. *lineatus* v. ARTH.
- Balatonites* aff. *trinodosus* v. HAU.

¹⁾ a. a. O. S. 339.

²⁾ Lebensweise und Verbreitung der Ammoniten. N. Jahrb. Min. 1912 II.

Acrochordiceras Damesi NOETL. zitiere ich nach NOETLING¹⁾. Die gesperrt gedruckten sind mit alpinen Arten identisch. Von diesen kommen

Nautilus pertumidus v. ARTH.
Balatonites egregius v. ARTH.
Balatonites stenodiscus v. ARTH.
Balatonites Jovis v. ARTH.
Balatonites Doris v. ARTH.
Balatonites constrictus v. ARTH.
Balatonites lineatus v. ARTH.

in den Reiflinger Kalken von Groß-Reifling in Steiermark vor, die VON ARTHABER²⁾ beschrieben hat. Sie gehören sämtlich der obersten Zone der anisischen Stufe, der Zone des *Ceratites trinodosus* v. MOJS. an³⁾. Ein Teil ist auch aus der gleichen Zone von Vámos—Hegyessgyür im südlichen Bakony bekannt⁴⁾.

Balatonites constrictus v. ARTH., sowie die Gruppe der mit Einschnürungen versehenen Balatoniten, zu denen auch *Balatonites lineatus* v. ARTH. gehört, bilden nach v. ARTHABER den Übergang zu der Gattung *Cuccoceras* DIEN., die zwar selten und individuenarm, aber über weite Entfernungen außerordentlich horizontbeständig ist. Sie findet sich in der Trinodosuszone des Monte Cucco in den Karnischen Alpen und den Han-Bulogkalken Bosniens ebenso wie in der gleichen Zone von Spiti im Himalaya und in Nevada⁵⁾.

Balatonites Zimmeri nov. spec. ist mit dem von v. ARTHABER, Taf. XXVIf 1a—c abgebildeten *Balatonites* nov. spec. ind. nah verwandt, wie schon FRECH ein zur ersteren Art gehöriges Bruchstück mit der ARTHABERSchen Art identifiziert hatte⁶⁾. Diese stammt ebenfalls aus der Trinodosuszone der Reiflinger Kalke.

Balatonites trinodosus v. HAU., von dem sich die niederschlesische Form nur unwesentlich unterscheidet, ist von

¹⁾ Das Original scheint das einzig bisher gefundene Exemplar dieser Art zu sein.

²⁾ Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke. Beitr. z. Paläont. Österreich-Ungarns u. d. Orients, X, 1896.

³⁾ Wie v. ARTHABER berichtend in „Muschelkalk des südl. Bakony“ 1903 und in der Lethaea hervorhebt.

⁴⁾ v. ARTHABER, Neue Funde im Muschelkalk des südl. Bakony. Res. wiss. Erf. d. Balaton-Sees, I, Budapest.

⁵⁾ v. ARTHABER, Über die Horizontierung der Fossilfunde am Monte Cucco und über die systematische Stellung von *Cuccoceras* DIEN. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst. Wien 1912.

⁶⁾ Vgl. oben.

HAUER aus der bosnischen Trinodosuszone, aus dem Han-Bulogkalk, beschrieben worden¹⁾. Die skaphitenartige Knickung des äußeren Umganges zeichnet beide in gleicher Weise aus. Verwandte, vielleicht identische Formen des *Acrochordiceras Damesi* NOETL. treten, wie erwähnt, in der Trinodosuszone in Bosnien und Dalmatien auf.

Die übrigen oben angeführten Arten sind ausschließlich Bewohner des deutschen Binnenmeeres und eignen sich daher nicht zu einer genauen Zeitbestimmung. *Balatonites Ottonis* v. BUCH sp., dessen Verwandte sich in den Alpen schon in der Binodosuszone finden, kommt auch in Oberschlesien schon in tieferen Horizonten (Dadocrinuskalk²⁾) vor. *Balat. Beyrichi* FRECH. em. und *Bal. quaternonodatus* nov. spec. stehen ihm nahe und haben keine alpinen Verwandten. Sie sind wohl erst im deutschen Triasmeer entstanden. Ebenso sind *Beneckeia Buchii* v. ALB. sp. und *Hungarites Strombecki* GRIEP. sp. ohne unmittelbare alpine Verwandte. Sie treten schon im untersten Muschelkalk auf und gehen durch verschiedene Horizonte hindurch.

Die entscheidenden Formen und mit alpinen identischen Arten weisen alle deutlich auf die alpine Trinodosuszone hin. Hatte MOJSISOVIC in seiner Zusammenfassung über die Meere der Triasperiode³⁾ die Trinodosuszone mit den Trochitenkalken parallelisiert, so ist sie in der *Lethaea geognostica* schon in den mittleren Muschelkalk und Schaumkalk heruntergerückt⁴⁾, in E. KAYSERS Formationskunde⁵⁾ 1911 ist sie als Äquivalent des obersten Wellenkalks aufgefaßt. Die vorliegende Fauna zwingt eindeutig, sie einem noch tieferen Niveau des deutschen Muschelkalkes gleichzustellen. Der obere Teil des unteren⁶⁾ Wellenkalkes ist mit der alpinen Zone des *Ceratites trinodosus* v. MOJS. zu identifizieren. Die Grenze zum Schaumkalk dürfte etwa der Grenze von anisischer und ladinischer Stufe entsprechen. Wo die untere Grenze der Trinodosuszone liegt, müßten erst eingehendere stratigraphische Untersuchungen im Felde lehren.

¹⁾ Neue Cephalopoden aus dem bosnischen Muschelkalk. Abh. Ak. d. Wiss. Wien 1892.

²⁾ E. KAYSER, Formationskunde S. 358.

³⁾ Die Cephalopodenfauna der oberen Trias des Himalaya nebst Bemerkungen über die Meere der Triasperiode. Verh. K. K. Geol. Reichsanst. 1896.

⁴⁾ Vgl. die Tabelle S. 232.

⁵⁾ S. 392.

⁶⁾ nach NOETLINGS Gliederung.

Diese Einteilung dürfte sich auch mit den von AHLBURG¹⁾ gewonnenen Ergebnissen im südlichen Oberschlesien decken. Der obere Dolomit (des oberen Wellenkalkes) entspricht nach ihm den ladinischen Riffkalken der Alpen, die ja die Wengener und Cassianer Schichten umfassen. Für den unteren Dolomit des oberen Wellenkalkes bliebe dann etwa die Zone des *Protrachyceras Reitzi* („Buchensteiner Schichten“) übrig.

Zur Diskussion sprechen die Herren ZIMMERMANN, RAUFF, MICHAEL und der Vortragende.

Herr MICHAEL wies darauf hin, daß in der ober-schlesischen Trias sich die ersten Anklänge einer alpinen Entwicklung bereits in den bunten und schiefrigen Tonen zeigen, welche, wenn auch in geringer Mächtigkeit, an der Basis der kalkigen Schichten auftreten und den Werfener Schichten sehr ähneln. Auch in den darüber folgenden 50 m mächtigen Rötalken und in dem eigentlichen unteren Muschelkalk ließen sich manche Hinweise auf die alpine Ausbildung erkennen. Nahe faunistische Beziehungen bestehen seit längerer Zeit für einige Horizonte des ober-schlesischen oberen Wellenkalkes (Schaumkalk). AHLBURG hat dann namentlich auch für die oberen Dolomite dieser Stufe das gleiche bewiesen.

Neuerdings hat sich durch die Bearbeitung der Fauna durch ASSMANN herausgestellt, daß auch die Fauna des unteren Muschelkalkes in seiner oberen Hälfte alpine Formen in größerer Zahl aufweist. Der von Herrn RASSMUS erbrachte Nachweis alpiner Formen im niederschlesischen Muschelkalk lasse die Beziehungen dieses Vorkommens zu dem ober-schlesischen Muschelkalke, mit welchem er auch die Entwicklung mächtiger Rötkalke gemeinsam habe, als ziemlich eng erscheinen.

Herr ZIMMERMANN spricht über die Stellung des Plattendolomits im Vergleich mit dem Staßfurter Zechsteinprofil.²⁾

Herr R. MICHAEL sprach über die Altersfrage des Tertiärs im Vorlande der Karpaten.

Eine kürzlich erschienene Arbeit von PETRASCHECK (W. PETRASCHECK, Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes, mit einem Beitrag über

¹⁾ a. a. O.

²⁾ Der Vortrag erscheint in einem der nächsten Hefte.

den Fossilinhalt von THEODOR FUCHS. Verh. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1912, S. 75 u. f.) hat zu neueren Erörterungen über die Altersfrage der Schichten des subbeskidischen Tertiärs im Vorlande der Karpaten Veranlassung gegeben. Zur Sache haben sich bereits OPPENHEIM (Zur Altersfrage des bei Teschen im Karpatenlande überschobenen Tertiärs, Zentralbl. Min. 1913, S. 85 u. f.) und A. RZEHAŁ (Das Alter des subbeskidischen Tertiärs, Zeitschr. d. Mähr. Landesmuseums, Brünn 1913, S. 235 u. f.) geäußert. PETRASCHECK gibt in seiner Arbeit eine übersichtliche Zusammenstellung über die Schichtenfolge der zugehörigen Ablagerungen, deren alttertiäres Alter zuletzt UHLIG erklärt hatte. (Über die Tektonik der Karpaten, Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Bd. 106, Wien 1907, S. 871 und Die karpatische Sandsteinzone und ihr Verhältnis zum sudetischen Karbongebiet, Mitt. d. Geol. Ges., Wien I 1908, S. 63 u. f.)

UHLIG hatte auch zuerst auf die Tatsache hingewiesen, daß die Schichten des Alttertiärs in erheblicher Ausdehnung von überschobenen Kreideschichten überlagert seien.

Den ersten Nachweis dieser Überschiebung in einer Tiefbohrung hatte ich s. Z. durch die Ergebnisse der Bohrung Batzdorf bei Bielitz erbracht (MICHAEL, Die Lagerungsverhältnisse und Verbreitung der Carbonschichten im südlichen Teil des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Diese Zeitschr. Bd. 60, 1908, S. 17). Auf diese Ergebnisse nahm UHLIG noch in seiner zweiten Arbeit Bezug. Die Überschiebung ist inzwischen durch weitere Bohrungen in gleicher Weise nachgewiesen. PETRASCHECK gibt jetzt eine Liste von 10 Bohrungen, in denen inzwischen unter der Kreide die tertiären Schichten festgestellt worden sind. In dieser Liste von PETRASCHECK ist die als Ersatz für das Bielitzer Bohrloch gestoßene Bohrung Baumgarten nicht erwähnt.

Ich hatte aber bereits in einer Mitteilung über den Gasausbruch im Tiefbohrloch Baumgarten bei Teschen Österreich-Schlesien (diese Zeitschr. Bd. 60, S. 280) berichtet, daß die Bohrung nach Durchörterung der Kreide in alttertiäre Schichten geraten sei. PETRASCHECK zitiert (L. C. P. 76) diese Mitteilung, scheint aber die Richtigkeit zu bezweifeln, denn er erwähnt, daß meine Angaben durch HÖFER etwas modifiziert worden seien.

Diese Modifizierung besteht aber, wie ich mich durch Einsichtnahme in das von PETRASCHECK erwähnte Zitat und durch Nachfrage bei v. HÖFER überzeugt habe, lediglich in der Angabe HÖFERS, daß eine ihm vorgelegte Probe aus der Bohrung Baumgarten aus 360 m Tiefe „Schlier“ sei.

Meine Angabe, daß die Bohrung Baumgarten zunächst Kreideschichten durchbohrt hat, wird davon nicht betroffen. Auch bezüglich der Bohrung Kurzwald, über welche ich früher berichtet habe, gibt PETRASCHECK nur eine unvollkommene Darstellung meiner Ansicht. Ich habe allerdings bei meiner ersten Mitteilung auf Grund der mir vorgelegten Proben (diese Zeitschr. 1904, S. 142) über diese Bohrung angeben müssen, daß sie in der Kreide stecken geblieben sei. Diese Mitteilung wird zitiert und von PETRASCHECK insofern berichtigt, daß er von der Bohrung Kurzwald (später) gleichfalls Proben eingesehen habe, deren letzte zweifellos tertiär war. PETRASCHECK hat meine weiteren Mitteilungen über diese Bohrung (diese Zeitschr. 1904, S. 144, und 1908, S. 289) nicht berücksichtigt, in welchen ich erwähne, daß die Bohrung Kurzwald, deren Bohrturm bei 372 m Teufe den entzündeten Gasen zum Opfer fiel, gerade unter der Kreide die alttertiären Schichten erreicht habe. Es besteht also zwischen unseren Auffassungen kein Unterschied.

Über die Altersfrage der von PETRASCHECK eingehend charakterisierten tertiären Schichten hat bis vor kurzem eine Meinungsverschiedenheit unter denen, welchen die Verhältnisse aus eigener Anschauung bekannt waren, nicht bestanden. Man war sich vollkommen darüber klar, daß das subbeskidische Tertiär von den kalkigen Tonen im Bereich der oberschlesischen Platte altersverschieden, d. h. wesentlich älter war als diese letztere zum Miocän gestellte Schichtenfolge. Beide Schichtenkomplexe erreichen, der jüngere gelegentlich, der ältere überwiegend, Mächtigkeiten von vielen hundert Metern. Ich habe wiederholt Gelegenheit gehabt, beide Schichtenfolgen in langen Kernreihen untersuchen zu können. Namentlich sind die Untersuchungen in den Miocän-schichten von Interesse, weil hier im engeren oberschlesischen Gebiete durch die häufigen Kernbohrungen einwandfreies Vergleichsmaterial geliefert wurde, während die gleichen Schichten in den südlichen Gebieten meist mit Meißel gebohrt wurden, daher wenig brauchbare Bohrproben ergaben. Die charakteristischen Unterschiede in der Gesteinsfolge beider Abteilungen werden von PETRASCHECK in durchaus zutreffender Weise geschildert. Ich kann sie noch dahin ergänzen, daß, worauf ich bereits früher hingewiesen habe (Über die Altersfrage der oberschlesischen Tertiärablagerungen, diese Zeitschr. 1907), in dem Gips- und Salzhorizont des oberschlesischen Miocäns vielfach geschichtete Gesteine auftreten, die mit den überwiegend geschichteten sandigen Mergel-

schiefern des Alttertiärs gewisse Ähnlichkeiten aufweisen. Um so bemerkenswerter ist aber das Ergebnis, zu welchem PETRASCHECK neuerdings hinsichtlich des Alters der subbeskidischen Tertiärschichten gelangt.

Diese Schichten enthalten im Gegensatz zu den hellfarbigen Tegeln nur spärliche Versteinerungen. Das von PETRASCHECK gesammelte Material lieferte nur eine minimale Ausbeute bestimmbarer Objekte. Die Bestimmungen wurden von THEODOR FUCHS ausgeführt. Beide Autoren gelangen nun zu dem überraschenden Ergebnis, daß die Schichten noch zum Miocän zu stellen sind, daß also ein beträchtlicher Teil der von UHLIG als subbeskidisches Alttertiär zusammengefaßten Region ins Miocän gehöre. Gegen diese überraschende Auffassung, zu welcher FUCHS im wesentlichen auf Grund der Pteropoden, namentlich der Vaginellen und stratigraphischer Vergleiche mit den Niemtschitzer Schichten Mährens gelangte, hat bereits OPPENHEIM in der oben erwähnten Arbeit nachdrücklich Widerspruch erhoben. OPPENHEIM, der für die stratigraphische Einordnung seinerseits auch Wert auf das Vorkommen von *Meletta* legt, weist darauf hin, daß FUCHS früher die Niemtschitzer Schichten selbst zum Oligocän gestellt hatte. Die von PETRASCHECK gesammelte Fauna ließe keinen sicheren Schluß auf die Altersfrage selbst zu. Die Niemtschitzer Schichten, deren stratigraphische Stellung zuerst von RZEHAK richtig erkannt worden sei, müßten auf Grund ihrer Fauna, mit deren Bearbeitung OPPENHEIM seit Jahren beschäftigt ist, in das untere bis mittlere Oligocän gestellt werden. In jedem Falle müsse behauptet werden, daß die überschobenen Tertiärschichten des Karpatenrandes bei Teschen nicht dem Miocän, sondern den alttertiären Bildungen angehören.

In der gleichen Frage hat nun auch RZEHAK das Wort ergriffen, und zwar auf Grund einer Nachprüfung der von PETRASCHECK gesammelten Fossilien. RZEHAK spricht sich dahin aus, daß petrographisch eher Alttertiär als Miocän vorläge. Ebenso spräche kein einziger der in den subbeskidischen Tertiärmergeln aufgefundenen Fossilreste gegen die Deutung dieser Mergel als Alttertiär. Auch die Vaginellen und die gelegentliche Häufigkeit ihres Vorkommens könnten nicht veranlassen, nur an Miocän zu denken; ebensowenig gestatten die Balantien einen zwingenden Schluß auf ein miocänes Alter der subbeskidischen Mergel. RZEHAK erwähnt ferner, daß die von FUCHS angeführten verkohlten Fäden Algen seien in Eisensulfidsubstanz, die in ähnlicher Weise in einem schlierähnlichen,

alttertiären Mergel vorkämen. RZEHAK hat ferner eine größere Zahl von Foraminiferen in mehreren Proben, insbesondere aus der Bohrung Bestwin, deren Schichtenfolge mir gleichfalls bekannt ist und von mir stets nur als Alttertiär angesprochen wurde, aufgefunden. Auch in diesen Foraminiferen liegt nach RZEHAK in ihrem Gesamtcharakter eher Alttertiär als Miocän vor.

Hinsichtlich der Niemtschitzer Schichten bemerkt RZEHAK, daß diese die Schlierfacies des Alttertiärs darstellen. Er glaube nicht, daß FUCHS trotz seines etwas schwankenden Urteils mit seiner Zurechnung der alttertiären Schichten zum Miocän gleichzeitig auch die Niemtschitzer Schichten in dieses Niveau habe heraufrücken wollen. An dem vormiocänen Alter dieser Schichten sei nicht zu zweifeln. Die Mergel des subbeskidischen Alttertiärs könnten einem verhältnismäßig hohen Niveau des Paläocäns angehören; sie seien mit den Dobrotower Schichten Galiziens, mit denen sie von PETRASCHECK gleichfalls in Beziehungen gebracht werden, nur dann zu vergleichen, wenn man diese letzteren Schichten, wie dies von seiten einiger galizischer Geologen auch geschehe, dem Oligocän zuweise. RZEHAK betont schließlich, daß die Tertiärschichten der von PETRASCHECK erwähnten Bohrungen als bereits unter dem Salzhorizont und dem Ostrauer Schlier (entsprechend der von mir seinerzeit veröffentlichten Schichtentabelle) aufzufassen und dementsprechend dem Alttertiär (Oligocän) zuzuweisen seien.

Dieser durch OPPENHEIM und RZEHAK gegebenen Widerlegung der Ansichten von PETRASCHECK und FUCHS möchte ich meinerseits noch einige Bemerkungen hinzufügen:

Das karpatische Alttertiär transgrediert, wie ich vor mehreren Jahren (diese Zeitschr. 1904, S. 143) zum ersten Male durch die mitten in Oberschlesien über 40 km vom Nordrand der Karpaten entfernte Tiefbohrung von Zawada nachgewiesen habe, in weiter Erstreckung nach Norden. Außer in Zawada sind mir namentlich in der Gegend nördlich von Sohrau weitere Kernbohrungen bekannt geworden, die gleichfalls alttertiäre Schichten durchbohrten. Ihre Nordgrenze fällt zusammen mit einer größeren Störung, an welcher die Oberfläche des Steinkohlengebirges um mehr als 800 m abgesunken ist. Besonders bemerkenswert ist, daß überall wo die alttertiäre Schichtenfolge angetroffen wurde, in dem Miocän darüber der Salzhorizont mit einem bis über 30 m mächtigen Steinsalzlager entwickelt ist. In allen Bohrungen, welche ich untersuchen konnte, läßt sich eine ungemein scharfe petrographische Grenze zwischen Miocän und Oligocän erkennen. An der unteren Grenze der Miocäntegel treten sandige Schichten,

Kalksandsteine auf, unter diesen folgen dann zunächst hell- und dunkelrote, dann grünliche Mergel von einigen Metern Mächtigkeit. Unter diesen treten dann stark glaukonitische mergelige Sandsteine auf. Erst unter diesen Sandsteinen folgen deutlich geschichtete, leicht spaltende, schmutziggelbe, mergelige, schiefrige Sandsteine, welche zahlreiche Melettaschuppen führen, und in denen häufiger sandigere Zwischenschichten eingelagert sind. Ferner finden sich in diesen Schichten, die in Zawada eine Mächtigkeit von 205 m erreichen, starke, bituminöse Zwischenlagen, ohne daß es bis jetzt gelungen wäre, sichere Anzeichen von Petroleum anzutreffen. Die Melettaschiefer sind durch Zwischenschichten charakterisiert, bei denen eine sehr weitgehende Spaltbarkeit zu beobachten ist. Die Bohrkerne lassen sich in eine große Zahl von millimeterdicken Scheiben zerlegen, deren Schichtflächen Alaunüberzüge aufweisen. Derartige Papier- bzw. Alaunschiefer treten in allen oberschlesischen Bohrungen auf, in denen bisher die alttertiäre Schichtenfolge bekannt geworden ist. Von besonderem Interesse ist aber eine Einlagerung von einem hellgrauen, gelegentlich grüngefleckten Tonmergel in den oberen Partien der Melettaschiefer selbst. In diesem Gestein habe ich bereits vor mehreren Jahren einen glatten großen Pecten in allerdings sehr wenig guter Erhaltung, aber immerhin in zahlreichen Exemplaren gefunden, der bei der Seltenheit deutlich bestimmbarer Versteinerungen in diesen Schichten besondere Berücksichtigung erforderte.

Ich habe mich seinerzeit bereits vor Jahren mit UHLIG über die Bedeutung dieses Fundes verständigt. Leider waren meine Bemühungen vergeblich, ähnliche Funde in den bisher aus den alttertiären Schichten vorliegenden Materialien zu erhalten. Es dürfte sich hier um einen ziemlich weit verbreiteten Horizont handeln, denn ich habe zwei, wenn auch undeutliche Abdrücke der gleichen Form auch in der Bohrung Zawada gefunden, ebenso in allen Bohrungen von Pallowitz, obwohl diese zum Teil mehrere Kilometer voneinander entfernt sind. Von vornherein war es ersichtlich, daß es sich hier um keine miocäne Form handelte, sondern um eine, welche dem oligocänen *Pecten semicingulatus* MÜNSTER nahesteht und sich sowohl von den eocänen wie den miocänen Formen unterscheidet. JOH. BÖHM hat die Liebenswürdigkeit gehabt, das von mir gesammelte Material zu bearbeiten. Die Ergebnisse werden von ihm an besonderer Stelle behandelt, auf welche ich hiermit verweise. Durch die Untersuchungen von BÖHM ist es erwiesen, daß es sich um eine oligocäne Form handelt.

Das Ergebnis steht also mit den stratigraphischen Feststellungen in vollem Einklang. Durch die von QUITZOW inzwischen durchgeführte Bearbeitung der Fauna des ober-schlesischen Miocäns sind die stratigraphischen Ergebnisse gleichfalls bestätigt worden. Die marinen Tegel über dem Salzhorizont sind Mittelmiocän. Die Tegel unter dem Salzhorizont sind Mittel- bis Untermiocän. Der Salzhorizont ist demnach Mittelmiocän. Auf den petrographischen Gegensatz der unter den miocänen Tegeln in Zawada und Pallowitz erbohrten Schichtenfolge zu den hellfarbigen miocänen Tegeln habe ich bereits hingewiesen. Sie müssen also älter wie Miocän sein. Das Auftreten der Melettaschiefer in den Bohrkernen von Zawada und Pallowitz in diesen Schichten deutete bereits von Anfang an auf Oligocän hin.

Selbst wenn man, wie es neuerdings versucht wird, das Auftreten von *Meletta* für die Altersbestimmung als weniger ausschlaggebend ansehen will, eine Auffassung, welche ich nicht teile, wird die Zugehörigkeit der Schichten, von der allein schon beweisenden petrographischen Ausbildung ganz abgesehen, durch den erwähnten Pectenfund als Oligocän sichergestellt.

Dieses Ergebnis zwingt aber mit Notwendigkeit das gleiche Alter für die Schichtenfolge des subbeskidischen Tertiärs anzunehmen.

Soweit mir hier erbohrte Schichtenfolgen bekannt geworden sind, gleichen sie den ober-schlesischen Melettaschiefern durchaus.

Ich befinde mich hier in voller Übereinstimmung mit der Darstellung, welche PETRASCHKEK von der Ausbildung der zugehörigen Gesteine gegeben hat. Da die ober-schlesischen Mergel mit *Pecten* und die bunten Tone den jüngsten Horizonten des Alttertiärs angehören, so ist deshalb das oligocäne Alter auch für die tiefere und somit für die gesamte Schichtenfolge des subbeskidischen Alttertiärs erwiesen. Da auch die von FUCHS und PETRASCHKEK angeführten paläontologischen Gründe durch die OPPENHEIM und RZEHAKE als nicht stichhaltig erkannt worden sind, liegt kein Grund vor, die bisherige Auffassung eines oligocänen Alters des Alttertiärs zugunsten einer anderen Ansicht aufzugeben.

Die Einladung der 85. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Wien (September 1913) wird der Gesellschaft durch den Vorsitzenden übermittelt.

Das Protokoll der Sitzung wird verlesen und genehmigt.

v.	w.	o.
HENNIG.	RAUFF,	BÄRTLING,

Briefliche Mitteilungen.

17. Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ries bei Nördlingen?

VON HERRN W. BRANCA.

Berlin, den 17. August 1912.

In einer Arbeit über die Frage, ob Intrusionen notwendig Hand in Hand gehen müssen mit einer Aufpressung des Hangenden¹⁾, habe ich gezeigt, daß diese Frage nicht nur bejaht werden muß, sondern daß sie, wie leicht einzusehen, sogar einen mathematisch genauen Ausdruck des Betrages dieser Aufpressung gestattet.

Die Werte, zu welchen man gelangt, sind indessen erklärlicherweise verschiedene, je nachdem man auf dem wohl von der ganz überwiegenden Mehrzahl der Geologen eingenommenen Standpunkte steht, daß der Schmelzfluß bereits als solcher, durch irgendeine Kraft getrieben, aus tieferem Niveau in höheres hinaufsteigt und dort eine Intrusion bildet. Oder ob man, von E. Süss' Standpunkt aus, annimmt, daß heiße Gase aufschmelzend durch die längst hartgewordene Erdrinde empordringen und dann, sich auch seitlich einschmelzend, erst eine Intrusionsmasse neu erzeugen. So ergeben sich eine „Aufsteig“- und eine „Aufschmelz“-Hypothese.

Ich schicke im folgenden (A) eine kurze Zusammenfassung der Ergebnisse dieser Arbeit voraus, um dieselben dann auf die Verhältnisse im vulkanischen Ries bei Nördlingen anzuwenden.

A. Allgemeines über Aufpressung bei Intrusionsbildung.

I. Aufsteiglehre. Aufpressung durch Druck. Ein aufsteigender bzw. aufgepreßter Schmelzfluß, der eine Intrusion

¹⁾ Sitzungsberichte Kgl. Akademie d. Wissensch. Berlin, Mathemat. physikal. Klasse 1912. Bd. 38, S. 707—735.

bildet, kann unmöglich, als wäre er ein wesenloses Ding, in eine feste Gesteinsmasse sich hineinbegeben, ohne daß aus letzterer ein dem Volumen der Intrusionsmasse mindestens gleiches Volumen verdrängt wird. Diese Verdrängung aber kann nur nach oben hin stattfinden, das Hangende muß also aufgepreßt werden. Hierbei ist es gleichgültig, ob der betreffende Hohlraum durch Aufblättern der Schichten infolge von Gebirgsdruck entstand, oder ob das Magma ihn sich selbst erst schafft, indem es sich gewaltsam in die Schichten eindringt.

Wenn also 1' das Volumen der eindringenden Intrusivmasse ist und 1 das Volumen der festen Gesteine, welches verdrängt werden muß, damit die Intrusivmasse überhaupt Platz finden kann, so ist selbstverständlich $1' + 1 = 2$. Das Volumen verdoppelt sich also an dieser Stelle; der Betrag der Aufpressung also muß (mindestens) so groß sein wie der Betrag des Volumens der Intrusivmasse. Ist z. B. bei gegebener Länge und Breite eine Intrusivmasse 300 m hoch, so muß die Aufpressung ebenfalls 300 m betragen.

Die Sache ist so einleuchtend, so selbstverständlich, daß es fast überflüssig erscheint, sie darzulegen; und doch ist es nötig.

Es entsteht indessen die Frage, ob diese Aufpressung notwendig an der Erdoberfläche stets einen entsprechend hohen Berg hervorrufen muß. Das ist wohl nicht unbedingt nötig.

Bei tiefer Lage der Intrusionsmasse ist es denkbar, daß diese Aufpressung nach oben hin sich allmählich mehr oder weniger wieder ausgleichen könnte. Falls nämlich hier in den überliegenden Schichten „Massendefekte“ in Form von Hohlräumen vorhanden sein sollten, dann würden diese zusammengedrückt werden können. Bei einer großen Mächtigkeit des überliegenden Schichtenkomplexes, also mehrfachen oder größeren Hohlräumen in demselben, könnte das sogar bis zu einer völligen Ausgleichung der Aufpressung führen, so daß an der Erdoberfläche nur ein schwächerer oder gar kein Berg entstände.

Je geringer dagegen die Mächtigkeit des überliegenden Schichtenkomplexes, desto weniger groß wird diese Wahrscheinlichkeit werden, da *ceteris paribus* in einem wenig mächtigen Schichtenkomplexe auch weniger Gelegenheit für solche Hohlräume vorhanden ist. Bei flacherer Lage der Intrusivmasse wird sich daher die Aufpressung ziemlich sicher bis zur Tagesfläche fortsetzen und dann auf dieser einen Berg erzeugen.

Wer mithin zeichnerisch oder spekulativ eine Intrusionsmasse darstellt, die dieser aus doppelter Ursache (siehe II) erfolgenden Aufpressung nicht

Rechnung trägt, der erklärt indirekt damit die Intrusionsmasse für ein körperloses und außerdem noch für ein temperaturloses Ding.

II. Aufpressung durch Erwärmung. Der Betrag der Aufpressung wird aber weiter noch dadurch erhöht, daß das Nebengestein durch die hohe Temperatur der Intrusivmasse stark erwärmt und damit ausgedehnt wird.

Die lineare Ausdehnung der Gesteine beträgt nach MELLARD READE bei einer Erwärmung um 100° C rund 0,001. Tritt nun das Intrusivmagma in der Tiefe des Intrusionsortes mit einer Temperatur von 1600° C¹⁾ ein, so würde die lineare Ausdehnung betragen 0,016. Da jedoch nach unten und nach den Seiten hin eine Ausdehnung unmöglich ist, so würde die Ausdehnung nach oben hin rund dreimal so viel, also ca. 0,048, ausmachen.

Indessen nicht nur die Temperatur t , sondern auch die Masse m der Intrusivmasse, also mt , sind hier maßgebend. Setzt man dann die durch mt bewirkte Ausdehnung des Daches $= x$, so haben wir als Gesamtbetrag des neuen Volumens $1' + 1 + x = 2 + x$. Mit anderen Worten: Das Volumen der Aufpressung entspricht nicht nur dem Volumen der hinzugekommenen Intrusivmasse, sondern auch noch der Volumenvermehrung der festen Erdrinde im Hangenden, die durch die Erwärmung hervorgerufen wurde.

Ein Einwurf. Gegenüber dieser Größe x könnte man vielleicht den Einwurf erheben, daß zwar zweifellos die Erwärmung des Nebengesteines durch die Intrusivmasse stattfinden müsse, daß es aber möglich sei, daß eine Ausdehnung auch nach oben hin durch den Druck der überlagernden Schichten verhindert würde.

Die Beantwortung der Frage wird abhängen einmal von der Höhe der Temperatur, welche das Nebengestein erlangt,

¹⁾ JOH. KOENIGSBERGER kommt zu niedrigen Temperaturen (Umwandlungen und chemische Reaktionen in ihrer Verwendung zur Temperaturmessung geologischer Vorgänge. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beil.-Bd. 32, Stuttgart 1911, S. 131):

„Einige Magmen (z. B. Eifel) haben bei ihrem Empordringen sicher eine höhere Temperatur als 1000° besessen; gleichwohl hat sich in ihnen Quarz als Einschuß gehalten.“

„Einige Magmen (z. B. Kaiserstuhl) waren andererseits schon in größerer Tiefe kälter als $1100-1200^{\circ}$; ihre Erstarrungstemperatur muß also unter 1100° gelegen haben.“ . . . „Bis jetzt liegt m. E. kein Grund vor, die Erstarrungstemperaturen der Magmen tiefer als 1000° anzunehmen.“

also von der Temperatur und der Masse der Intrusion. Zweitens von der Stärke des Druckes, den die auflastenden Schichten ausüben, also von der Tiefe, in welcher die Intrusion stattfindet.

Eine flachliegende, große, sehr heiße Intrusivmasse wird daher einen relativ hohen Wert von x erzeugen und damit die Möglichkeit einer Aufpressung infolge von Erwärmung. Eine tiefliegende, kleine Intrusivmasse von niedriger Temperatur wird vielleicht nicht imstande sein, den Betrag der Aufpressung zu vergrößern.

III. Aufschmelzhypothese. Bei Aufschmelzung würden allerdings die heißen Gase, als seien sie fast ein körperloses Ding, durch die Erdrinde hindurchgehen, sich eine Röhre durch dieselbe schmelzen und dann von dieser aus an irgendeiner Stelle seitwärts die Gesteine einschmelzen können, auf solche Weise eine Intrusionsmasse bildend.

Hier würde die „Intrusion“ also ihren Namen zu Unrecht führen, indem gar keine Schmelzmasse eindringen, sondern nur ein Wechsel des festen in den flüssigen Aggregatzustand stattfinden würde.

Aber da beim Übergange krystallisierter Mineralien bzw. Gesteine in den geschmolzenen Zustand ebenfalls eine Volumzunahme stattfindet, so müßte doch auch hier eine Aufpressung des Hangenden sich vollziehen; nur würde sie geringer sein als bei I. Je nach dem Mineral oder Gestein, das eingeschmolzen wird, beträgt die Volumzunahme z. B. bei Augit und Olivin ca. 15 Proz., bei Quarzit bis 17 Proz., bei Granit ca. 8,6 Proz.

Wenn also wieder 1 das Volumen der an dieser Stelle ursprünglich vorhanden gewesenen festen Gesteinsmasse ist und ein Bruchteil von $1'$ angibt, um wieviel größer das Volumen des nun durch Einschmelzen aus jener entstandenen neuen Intrusivgesteines ist, so wird das neue Volumen an dieser Stelle

$$\text{bei Einschmelzung von Granit } 1 + \frac{1'}{12} = 1\frac{1'}{12},$$

$$\text{bei Einschmelzung von Quarzit } 1 + \frac{1'}{6} = 1\frac{1'}{6}$$

sein; woraus sich der Betrag der im Gefolge davon entstehenden Aufpressung als $\frac{1'}{6} - \frac{1'}{12}$ ergibt.

Nehmen wir also wieder wie vorher eine Intrusivmasse von 300 m Höhe an, so würde je nach der Natur des einschmelzenden Gesteines (Quarzit bzw. Granit) der Betrag der Aufpressung 50 bzw. 25 m sein. Dazu kommt dann aber noch wie vorher (S. 880) der Betrag von x , welcher von m der Intrusivmasse abhängig ist.

Bezüglich der möglichen Wirkung einer tiefen oder flachen Lage der Intrusivmasse auf eine Bergbildung an der Erdoberfläche gilt natürlich ganz dasselbe wie das sub I Gesagte.

IV. Denkbare Ausnahme. Eine Ausnahme von dem sub I—II Gezeigten ist nur denkbar in dem Falle, daß eine Intrusivmasse in eine durch auslaugende Tätigkeit des Wassers entstandene Höhle im Kalkgebirge eintreten würde. Hier würde der Hauptbetrag der Aufpressung, die infolge der Bildung des Hohlraumes entstehen muß, wegfallen. Es würde nur der kleine Betrag der Aufpressung übrig bleiben, der durch Erwärmung entsteht.

Mir ist indessen nur der hier S. 278 erwähnte Fall bekannt, daß man Solches beobachtet hätte.

V. Scheinbare Ausnahme würde die von CLOOS beschriebene, überaus interessante Granitintrusion des Erogongebirges im Hererolande bilden; denn hier betont CLOOS ausdrücklich das ausnahmsweise Fehlen von Spuren einer Aufpressung (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1911) des hangenden Erogon-Sandsteines. In meiner eingangs zitierten Arbeit habe ich näher ausgeführt, daß ich mir die Verwischung dieser Spuren zu erklären suche einmal durch eine horizontale (nicht gewölbte) Oberfläche der Intrusivmasse, zweitens durch späteres Wiedereinsinken des Aufgepreßten (siehe sub VII).

Die Folgewirkungen einer solchen Aufpressung in den Schichten des Daches bestehen nun im Aufreißen von Spalten, im Wiedereinsinken des Aufgepreßten, in Erderschütterungen:

VI. Spaltenbildung muß notwendig während der Aufpressung eintreten. Dadurch kann — je nachdem die Spalten bis zur Tagesfläche aufreißen oder nur in der Tiefe entstehen — weiterer Aufstieg des Schmelzflusses bis zur Tagesfläche oder nur Gangbildung erzeugt werden. Beiderlei Spalten wird man aber, wenn man das nicht berücksichtigt, leicht ohne weiteres als tektonische Spalten erklären wollen, während es doch hier echt vulkanische Spalten sind, die den Ausbruch wie die Gangbildung ermöglichen! Das Magma schafft sich hier also selbst den Ausweg, nicht aber tektonische Spalten ermöglichen ihn.

Auch Kontaktexplosionen werden durch diese Spalten ermöglicht, indem Wassermassen, die in der Erdrinde angesammelt sind, plötzlich in die Nähe des Schmelzflusses gelangen können.

VII. Wiedereinsinken des Aufgepreßten. Ganz ebenso wie das Magma einer Eruption, nachdem diese beendet ist, wieder in die Tiefe hinabsinken und verschwinden kann¹⁾,

¹⁾ Es kann eventuell auch im Schlotte bald erstarren und dann nicht zurückfließen.

so muß das Zurückfließen auch stattfinden können, wenn das Magma nur unter Tage eine Intrusion gebildet hat.

Im letzteren Falle wird das Dach des von der Intrusionsmasse ausgefüllt gewesenen Hohlraumes einsinken können, so daß dann die Aufpressung sich teilweise in eine Einsenkung verwandeln kann. Dieses Zurückfließen und Einsinken aber wird erfolgen können, gleichviel, ob das Magma aufgestiegen war (I), oder ob es erst durch Einschmelzen (III) sich gebildet hatte.

Der Betrag des Einsinkens aber wird ein noch größerer werden können, wenn, wie sub VIII zu besprechen, mit einer Intrusion auch noch Extrusionen Hand in Hand gehen. Es würde dann ein Abfließen nicht nur nach unten, sondern auch nach oben hin stattfinden, folglich das Einsinken ebenfalls noch verstärkt werden.

Aber noch durch weitere Umstände muß der Betrag des Einsinkens sich abermals vergrößern: Wir sahen (II u. III), daß infolge der von der Intrusivmasse ausgehenden Erwärmung eine Volumvermehrung bzw. Aufpressung des Daches erfolgte. Da nun das erwärmte Dach allmählich wieder sich abkühlt bis zu der Temperatur, welche dem betreffenden Niveau zukommt — also vielleicht von 1600° C auf 100° C bei einer Tiefe von 3 km —, so muß der Betrag der durch Erwärmung des Daches erfolgten Aufpressung wieder durch Einsinken vernichtet werden.

Indem aber auch die Intrusivmasse selbst sich bei der Abkühlung zusammenzieht, so muß dadurch ein weiterer Betrag des Einsinkens ermöglicht werden.

Endlich erleidet aber die Intrusivmasse bei dem Übergang aus dem amorphen, dem geschmolzenen Zustande in den krystallisierten wiederum eine nicht unbedeutende Zusammenziehung (siehe sub III Granit z. B. 8,6 Proz.), durch die nun zum dritten der Betrag des Einsinkens verstärkt werden kann.

Nach der Aufpressung durch eine Intrusion muß bzw. kann also ein Wiedereinsinken aus nicht weniger als fünf verschiedenen Gründen eintreten. Der Betrag des Einsinkens kann sogar größer werden als derjenige der Aufpressung; nämlich dann, wenn bedeutendere Massen über Tage ausgeworfen werden.

Wenn also (siehe sub I) $1+x$ der Betrag der Aufpressung ist, so läßt das Endergebnis nach erfolgtem Abfließen (A), Auswurf (E), Zusammenziehen infolge von Abkühlung der Intrusivmasse (x'), des Daches (y), Krystallisation der Intrusivmasse (z) sich in die Formel fassen:

$$1 + x - (x' + y + z + A + E).$$

Unter diesen Größen kann E, wie schon gesagt, so groß sein, daß der Betrag des Einsinkens größer wird als der der Aufpressung.

VIII. Es unterliegt keinem Zweifel, daß das Magma sich in dreifacher Weise betätigen kann: Entweder es steigt nicht bis zur Erdoberfläche auf und bildet nur eine Intrusion; oder es steigt bis zur Erdoberfläche auf und bildet dort nur eine Extrusion; oder es erzeugt mit einem Teile eine Extrusion und mit dem anderen Teile zugleich auch eine Intrusion. Letzteres ist unserer Ansicht nach bei dem Ries der Fall gewesen.

IX. Magmatische Erdbeben. Aus 4facher Ursache müssen im Gefolge von Intrusionen Erdbeben hervorgerufen werden, 2 unter Volumvermehrung und dadurch bewirkte Aufpressung, 2 unter Volumverminderung und dadurch bewirkte Einsinken. Diese Ursachen sind:

unter Volumzunahme:

- a) direkt durch die sich einpressende Intrusionsmasse,
- b) durch die von derselben ausgehende Erwärmung;

unter Volumverminderung:

- c) durch Abkühlung der Intrusionsmasse und des erwähnten Nebengesteines;
- d) durch Auskrystallisieren der geschmolzenen Intrusionsmasse.

Aus 2facher Ursache können dann ferner im Gefolge von Intrusionen Erdbeben entstehen: Durch Einsinken

- e) infolge von Wiederabfluß des Magmas in die Tiefe;
- f) infolge von etwaigen gleichzeitigen Auswürfen des Magmas an der Erdoberfläche.

Aus nicht weniger als 6 verschiedenen Ursachen also müssen bzw. können bei Intrusionen Erdbeben erzeugt werden. Ich habe sie alle unter den Begriff der „magmatischen“ Beben mit zusammengefaßt.

Diese magmatischen Beben bilden offenbar einen Teil dessen, was man gemeinhin als tektonische Beben darum bezeichnet, weil sie sich in den Faltungsgebieten der Erde vollziehen. Indessen durch die Faltung bzw. Zusammenpressung der Erdrinde, oder auch durch isostatische Bewegungen derselben entsteht ein Aufsteigen großer Gebiete. Dadurch aber wird Raum geschaffen dafür, daß Schmelzfluß ebenfalls den aufsteigenden Gebieten nachsteigen bzw. nachgepreßt werden kann und sich dann in den höheren

Niveaus, sei es auf Spalten, sei es auf selbst ausgeblasenen Röhren, noch weiter aufwärts bewegt, entweder Gänge oder Intrusionen oder Extrusionen bildend.

Wenn dann dieses Magma aus soeben aufgeführten Ursachen Erdbeben erzeugt, so vollziehen sich diese zwar in Faltungsgebieten, sind aber trotzdem keine tektonischen, sondern in Wirklichkeit magmatische oder auch „kombinierte“, nämlich magmatisch-tektonische“ oder „magmatische Einsturz“-Beben.

X. Ein Einwurf. Man könnte vielleicht einwerfen, daß die in I, II, III theoretisch erwiesene Aufpressung durch eine Intrusion doch tatsächlich nicht stattfinden könne, da sie durch den Druck der auflastenden Schichten verhindert würde.

Dieser Einwurf wäre indessen unhaltbar; denn ein Schmelzfluß kann gar nicht in ein anderes Gestein, dieses hochhebend, eindringen, wenn er nicht unter einem noch etwas größeren Drucke steht, als derjenige ist, der in der betreffenden Tiefe herrscht.

Auch wenn etwa durch gebirgsbildende Vorgänge, durch Faltung ein Hohlraum für die Intrusivmasse erzeugt würde, so könnte hier die Emporwölbung der Schichten natürlich ebenfalls nur unter der Bedingung vor sich gehen, daß der Druck, den die faltende Kraft ausübt, größer ist als derjenige, der in der betreffenden Tiefe herrscht.

Höchstens vom Boden der Aufschmelzhypothese aus ließe sich bis zu einem gewissen Grade ein solcher Einwurf erheben; auch hier aber muß ja die Erwärmung emporpressend wirken.

Ich habe schon bei früherer Gelegenheit betont, in wie hohem Maße uns diese Aufschmelzhypothese über gewisse Schwierigkeiten der Vulkanologie hinweghelfen würde. Die heißen Gase würden sich durch die feste Erdrinde, ganz unabhängig von präexistierenden Spalten, Röhren hindurchschmelzen, würden sich flachgelegene, isolierte Schmelzherde selbst schaffen. Aber wie soll man die tatsächliche Natur der Laven, der Intrusionsmassen, der Tiefengesteine zusammenreimen mit den hypothetischen Gesteinen, die aus eingeschmolzenen Quarziten oder Kalken hervorgehen müßten? Derartige Gesteine kennen wir nicht.

Es bliebe daher, wie ich früher ausführte, höchstens der Ausweg, daß man annähme, die heißen Gase wirkten auf- und einschmelzend nur in sehr großen Tiefen der Erdrinde, in denen lediglich Gneise und alte Eruptivgesteine liegen; sie verlören jedoch ihre hohe Temperatur und damit ihre ein-

schmelzende Kraft in den höheren Niveaus, in denen Quarzite, Kalke, Tone auftreten. Das wäre in der Tat ein Ausweg. Aber damit verlören wir den großen Vorteil, daß uns die Aufschmelzhypothese flachgelegene Schmelzherde schaffen würde, deren Vorhandensein von allen Vulkanologen als notwendig angenommen wird.

So freudig ich daher ohne jene Schwierigkeit die Aufschmelzhypothese bewillkommen möchte, so glaube ich doch noch in der Aufstieghypothese das Sicherere zu haben.

B. Nutzenanwendung der in Abschnitt I gewonnenen allgemeinen Ergebnisse auf das vulkanische Ries bei Nördlingen.

In verschiedenen Arbeiten¹⁾ hatten wir gezeigt, daß die grundmoränenartigen Bildungen, die rätselhaften Lagerungsverhältnisse und die Glättung und Schrammung der Gesteine, die im Umkreis um das vulkanische Ries bei Nördlingen herrschen, nicht, wie man gemeint hatte, durch Eis hervorgerufen seien; und daß an der klassischen Lokalität des Buchberges nicht eine Durchpressung alter Gesteine durch jüngere vorliege, sondern daß richtige Überschiebungen vorlägen, und daß diese hervorgerufen seien durch vulkanische Kraft;

¹⁾ W. BRANCA und E. FRAAS: Das vulkanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. Abh. d. Berl. Akad. d. Wiss., Berlin 1901.

W. BRANCA und E. FRAAS: Beweis für die Richtigkeit unserer Erklärung des vulkanischen Ries bei Nördlingen. Sitzungsber. d. Berl. Akad. d. Wiss., Berl. 1901.

W. BRANCA: Das vulkanische Vorries und seine Beziehungen zum vulkanischen Ries bei Nördlingen. Abh. d. Berl. Akad. d. Wiss. vom Jahre 1902, mit 1 Tafel, Berlin 1903.

W. BRANCA: Die Griesbreccien des Vorrieses als von Spalten unabhängige, früheste Stadien embryonaler Vulkanbildung. Sitzungsber. d. Berl. Akad. d. Wiss., Berlin 1903.

W. BRANCA und E. FRAAS: Das kryptovulkanische Becken von Steinheim. Abh. d. Berl. Akad. d. Wiss., mit 2 Tafeln, Berlin 1905.

W. BRANCA und E. FRAAS nebst einem Beitrag von W. SCHÜTZE: Die Lagerungsverhältnisse bunter Breccie an der Bahlinie Donauwörth—Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem, mit 1 Tafel. Abh. d. Berl. Akad. d. Wiss., Berlin 1907.

W. BRANCA und E. FRAAS: Abwehr der Angriffe W. KRANZ' gegen unsere, das vulkanische Ries bei Nördlingen betreffenden Arbeiten. Zentralblatt für Mineral., Geol., Paläont. 1911, S. 450 ff.

K. HAUSSMANN: Magnetische Messungen im Ries und dessen Umgebung. Abh. d. Berl. Akad. d. Wiss., Math.-phys. Kl. 1904, IV, S. 1—138.

daß es sich also um großartig pseudoglaziale Erscheinungen handele.

Im Laufe unserer fortschreitenden Untersuchungen stellte sich dann allmählich der Umfang dieser Überschiebungen, der anfänglich ein beschränkter zu sein schien, als ein immer größerer heraus. Zwar hatten wir wohl auch anfangs schon die Vermutung, daß die überschobenen Massen früher, bevor sie durch Erosion zum Teil entfernt wurden, ausgedehnter gewesen sein möchten, als das jetzt der Fall zu sein schien. Aber augenfällig war zunächst doch immerhin nur eine ganz beschränkte, kleine Zahl solcher Vorkommen.

Zuerst hatte es sich daher wesentlich und vor allem um die schon erwähnte Scholle des Buchbergs und um die Lauchheimer Masse gehandelt. Als wir dann aber nach einigen Jahren unsere Untersuchungen abschlossen, da hatte sich schließlich eine überwältigende Fülle überschobener Massen rings um das Ries ergeben: Nicht nur wurde im Südosten desselben durch den neuen Bahnbau nördlich Donaueschingen erwiesen, daß überraschenderweise alles, was dort anstehend zu sein schien und von aller Welt auch bisher für anstehend gehalten wurde, wurzellos, und daß es durch vulkanische Kraft überschoben ist; sondern auch südlich vom Ries, das ausgedehnte Gebiet des Vorries, das ebenfalls von jedermann bisher für anstehend gehalten wurde, erschien uns nun auch als zum größeren oder geringeren Teile wurzellos, überschoben durch dieselbe vulkanische Kraft.

Aber nicht genug daran; durch ein ganz neuerdings in der Nähe von Nördlingen inmitten des Rieskessels niedergebrachtes Bohrloch¹⁾ wird überraschenderweise abermals eine Erweiterung unserer Kenntnisse nach derselben Richtung hin gebracht. Dort ist jetzt sogar derjenige Granit, welcher den Boden des Rieskessels bildet, als wurzellos erwiesen, während er doch ebenfalls bisher ganz allgemein für anstehend angesehen wurde. Es zeigt sich, daß er in einer Mächtigkeit von 160—180 m auf dem Keuper liegt.

Im selben Schritte mit dieser allmählichen Erweiterung unserer Kenntnisse von dem Umfang der Überschiebungen mußten erklärlicherweise auch unsere Anschauungen über die Art und Weise der vulkanischen Kraftwirkung sich umgestalten:

Gegenüber den scheinbar doch nur sehr vereinzelt überschobenen Massen hatten wir anfänglich geglaubt, die Auf-

¹⁾ W. KRANZ: Das Nördlinger Riesproblem II, Jahresbericht des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. II, 1, S. 54—65.)

pressung des Riesgebietes lediglich durch eine in der Tiefe in den Granit eingedrungene Intrusivmasse erklären zu können; ein Lakkolith könne die Überschiebungen bewirkt haben, indem nämlich dadurch an der Erdoberfläche ein Berg entstanden sei, von dessen Abhängen infolge von Bergbrüchen die betreffenden Massen zum Abgleiten gebracht seien, so daß sie sich auf die umgebende Alb ergossen hätten. Später sei dann wieder ein Absinken des Gebietes erfolgt.

Dabei hatten wir aber die Vorstellung, daß durch diese Aufpressung nicht etwa ein einspitziger kegelförmiger Berg entstanden sei, sondern daß diese Aufpressung ein Gebiet betroffen habe, das durch die Erosion bereits in Höhen und Tiefen gegliedert und namentlich in seinem zentralen Teile durch die Erosion ausgefurcht war. Demzufolge stellten wir uns vor, daß diese Abrutschungen und Überschiebungen nicht nur nach außen auf die umgebende Alb, sondern auch nach innen auf die erodierten Teile erfolgt seien. Das wurzellose Vorkommen von Jura, Keuper und Granit findet somit nach dieser Vorstellung ebensowohl im Rieskessel selbst, als auch auf der umgebenden Alb seine Erklärung.

Bei wachsender Erkenntnis von der großen Ausdehnung der überschobenen Massen konnte indessen dieser Erklärungsversuch nicht mehr genügen. Wir sahen auch, daß im Vorries gewisse Gebiete, die auf unsere Bitte der leider verstorbene VON KNEBEL kartographisch¹⁾ in ihrer Ausdehnung aufnahm, eine solche Zerschmetterung (Vergriesung) des Malmkalkes aufweisen, daß dies nur durch hier stattgefundene Kontaktexplosionen erklärbar war. In gleicher Weise erklärte sich zugleich die Zerschmetterung des Granites, die sich besonders im Boden des Rieskessels zeigte. Wir stimmten daher der von E. SÜSS ausgesprochenen Ansicht, welcher meinte, daß die Riesphänomene lediglich durch eine einzige, riesige Kontaktexplosion zu erklären sei, teilweise bei; nämlich insofern, als wir außer der Bergbildung und jenen kleineren Explosionen noch eine gewaltige Explosion²⁾ zur Erklärung der Riesphänomene annahmen. Dergestalt, daß diese Kontaktexplosion den Massen an der Oberfläche des aufgedrückten und dadurch zerbrochenen Gebietes den Anstoß zum Abfahren und zum Überschobenwerden über die Albhochfläche hin gegeben hätte; ganz wie das beim Bandaisan auf Japan ebenso der Fall gewesen ist.

¹⁾ Siehe die Tafel in meiner Arbeit über das Vorries, auf der diese Explosionsgebiete von VON KNEBEL dargestellt sind.

²⁾ W. BRANCA: Das Vorries. Abh. dieser Akademie 1903, S. 14 u. 32, 36 u. 41.

Eine gänzliche Ausschaltung der Emporpressung und damit der Bergbildung schien und scheint mir noch jetzt unmöglich. Ganz ebenso betrachteten übrigens auch noch andere Forscher diese ehemalige Bergbildung im Riesgebiete als etwas Gegebenes, Notwendiges. Schon GÜMBEL hatte einen hohen Berg über dem heutigen Riesgebiete angenommen, der dann später in die Tiefe gestürzt sei; allerdings nicht entstanden, wie andere Autoren das meinten, durch Aufpressung, sondern nur durch Aufschüttung in Gestalt eines echten Stratovulkanes. KOKEN war gleichfalls von der Annahme einer Bergbildung ausgegangen. Wir waren zur gleichen Ansicht gelangt. W. KRANZ endlich hatte dieselbe Vorstellung gewonnen, und sogar einen bis zu der bedeutenden Höhe von 1000 m aufragenden Berg angenommen, von dem ebenfalls Abrutschungen erfolgt seien. Nur darin wich er von uns ab, daß wir die Ursache der Bergbildung in einer aufpressenden Intrusion, einem Lakkolith, sehen zu müssen glaubten, KRANZ dagegen durch Horstbildung.

Dessenungeachtet freilich bekämpfte KRANZ¹⁾, sich selbst damit widersprechend, die Vorstellung einer Bergbildung bei uns und suchte, wie vor ihm schon E. SÜSS, die ganzen Riesphänomene lediglich auf eine übergewaltige Explosion zurückzuführen. Wenn daher KRANZ ganz neuerdings²⁾ die Vorstellung einer Bergbildung aufgibt, so ist das zunächst einmal eine zwingende Notwendigkeit für ihn, um jenen Widerspruch zu beseitigen. Zweitens aber war seine Annahme einer großen, 1000 m hohen Horstbildung inmitten des Tafelgebirges der Alb überhaupt eine Vorstellung, die so lange ganz unglaublich erscheint, bis nicht an einer ganzen Anzahl anderer Orte der Alb derartig tiefgehende und mit 1000 m tiefem Absinken verbundene Zerklüftungen nachgewiesen sind. Nur an einer einzigen Stelle, mitten aus der Albtafel, wird schwerlich eine solche Horstbildung herausgebrochen sein³⁾.

¹⁾ Zentralblatt für Mineralogie, Geologie, Paläontologie 1911 und unsere Antwort ebenda 1911.

²⁾ Das Nördlinger Riesproblem II.

³⁾ Es geht aus dem Gesagten aber auch klar hervor, daß KRANZ in seiner Arbeit mit Unrecht behauptet, daß er auf ganz denselben Standpunkte wie E. SÜSS gestanden habe. Das war eben nicht der Fall, da er einen Horstberg annahm, E. SÜSS aber jede Bergbildung ablehnte. Erst jetzt, nachdem KRANZ sich von dem Horstberge losgesagt hat, kann er sagen, daß er den Standpunkt teile, auf dem E. SÜSS steht. Aber selbst jetzt noch besteht diese strenge Übereinstimmung lediglich dem Wortlaute nach; denn in Wirklichkeit ist der Standpunkt, d. h. ist die Anschauung, auf der E. SÜSS fußt, eine ganz andere als die, auf der KRANZ aufbaut. E. SÜSS steht auf dem Boden der Aufschmelzhypothese, bei welcher der Betrag der Aufpressung, wie

Wenn nun so verschiedene Forscher das Bedürfnis zu der Annahme gefühlt haben, daß an der Stelle des heutigen Rieskessels zuvor die Bildung eines Berges sich vollzogen habe, so muß das natürlich seine sehr triftigen Gründe gehabt haben. Wir hatten deren fünf: Gemeinsam überzeugend war allen genannten Autoren wohl die überaus auffallende Tatsache, daß unten im Rieskessel der Granit, der den Boden desselben bildete, bis zu ca. 200 m höher lag, als er eigentlich liegen durfte; denn rings um den Rieskessel, unter der Alb, liegt er ca. 200 m weniger hoch als im Kessel selbst. Hierin schien also offenbar allen Autoren, welche sich eingehender mit dem Ries beschäftigt hatten, der zweifellose Beweis einer ehemaligen Bergbildung zu liegen.

Daß der Granit hier unten im Kesselboden in Wirklichkeit gar nicht anstehend, sondern wurzellos, überschoben sei, konnte niemand ahnen und wagte auch niemand anzunehmen. Erst durch ein tiefes Bohrloch ist das jetzt erwiesen worden; und es ist wohl recht wahrscheinlich, daß diese Wurzellosigkeit für alle Granitvorkommen unten im Rieskessel gilt.

Für uns kam indessen noch ein zweiter Grund hinzu: Das Innere des nahegelegenen Steinheimer Beckens zeigte ebenfalls eine Hebung; denn dort ist im Zentrum des Beckens der Dogger bis in das Niveau des Malm gehoben, so daß er auf solche Weise einen Berg bildet. Nach dem aber, was uns nun das Bohrloch bei Nördlingen im Ries zeigt, kann man jetzt auch auf das Steinheimer Becken zurückschließen und damit auch diesen Beweis für hinfällig halten. Man wird daher jetzt auch diese kleine „Aufpressung“ im benachbarten Steinheimer Becken, durch die der Dogger in das Niveau des Malm hinaufgeschoben ist, vielleicht nicht mit Unrecht ebenfalls als einen durch Vereinigung von schwacher Aufpressung mit einer Kontaktexplosion entstandenen Vorgang zu erklären haben, durch den die Dogger-Scholle des Klosterberges viel-

ich auf S. 248 zeigte, infolge von Intrusionsbildung ein sehr viel geringerer ist als bei der Aufsteiglehre, bei welcher auch Spalten nicht nötig sind, da die Gase sich durchschmelzen sollen. KRANZ aber, wenn er das auch nirgends direkt ausgesprochen hat, ist offenbar begeisterter Anhänger der Aufsteighypothese; denn hier werden ja, im Gegensatz zur Aufschmelzlehre, von den Autoren meist präexistierende Spalten als erforderlich zum Aufsteigen betrachtet. KRANZ nun ist, wie seine mehrfachen Angriffe auf meine Arbeiten über die Spaltenlehre der Vulkane beweisen, ein begeisterter Anhänger der Notwendigkeit präexistierender Spalten, folglich muß er auch ein Anhänger der Aufsteig- und damit ein Gegner der Aufschmelzhypothese sein. Das erscheint mir wenigstens als logische Notwendigkeit.

leicht auch auf untere (unsichtbare) Malmschichten geschoben worden wäre.

Für das Mitwirken einer Explosion auch dort, im Steinheimer Becken, spricht die „Vergriesung“ (S. 255) des Malmkalkes in der Peripherie des Beckens¹⁾.

So sind allerdings diese beiden Beweise, welche uns für die Notwendigkeit der Annahme einer Aufpressung des Riesgebietes zu sprechen schienen, hinfällig. Indessen es bleiben, wie ich im folgenden zeigen werde, noch genug andere Gründe übrig, aus denen eine Aufpressung mit Sicherheit hervorgeht. Es ist auch nicht zu vergessen, daß die abnorme Höhenlage des Granites im Boden des Rieskessels zwar nicht mehr ein Beweis für eine stattgefundene Aufpressung ist, daß sie aber auch keineswegs ein Beweis gegen eine solche sein muß:

Die Überschiebung des Granites auf Keuper im Boden des Rieskessels läßt sich ja ganz ungezwungen durch die von uns²⁾ angenommene große Explosion erklären, die, im Granit vor sich gehend (in dem der Lakkolith steckte), Teile dieses auf den Keuper geschoben hat, ganz ebenso wie sie die anderen Überschiebungen mit hervorrief. Bei der Beschaffenheit des emporgepreßten Albteiles, der im zentralen Teile ein weites Erosionsgebiet besaß (s. hier S. 255), mußten natürlich Überschiebungen nicht nur nach außen hin, sondern auch nach innen hin, ebenso also auch auf dem Boden dieses inneren erodierten Gebietes möglich sein.

Ob dieser Teil der Alb nun gleichzeitig auch noch gehoben oder ob er in der ursprünglichen Lage verblieben war, mit anderen Worten ob die Explosion in größerer oder geringerer Meereshöhe erfolgte, war für ihre Wirkung absolut bedeutungslos. Es läßt sich daher die durch das Bohrloch bei Nördlingen erwiesene Wurzellosigkeit des Granites im Boden des Rieskessels genau ebenso durch die von uns angenommene Explosion in gehobenem Gebiete wie durch KRANZ's Explosion im ungehobenen Gebiete erklären. Ein größeres Maß von Wahrscheinlichkeit für die KRANZ'sche Ansicht, nur auf Grund des Nachweises der Wurzellosigkeit des Granites im Rieskessel, besteht durchaus nicht.

¹⁾ Wie klein dasselbe gegenüber dem Ries ist, geht aus Tafel II in unserem „Das vulkanische Ries bei Nördlingen“ hervor, wo links unten zum Vergleiche das Steinheimer Becken eingezeichnet ist.

²⁾ In Vorries, S. 14, 32.

Wenn nun aber auch dieser vermeintliche Beweis für die Emporpressung des Riesgebietes hinfällig wird und damit vielleicht auch der Analogiebeweis, der aus dem Steinheimer Becken gewonnen war, so bleibt doch noch die Zahl von fünf anderen Gründen, welche das Vorhandensein einer flach gelegenen Intrusionsmasse unter dem Ries dartun:

Einmal beweisen die an zahlreichen Stellen des Riesgebietes erfolgten trachytischen Eruptionen über Tage, daß ein Schmelzherd in der Tiefe gewesen sein muß.

Zweitens hat HAUSSMANN nachgewiesen, daß unter dem Ries ein eisenreiches basisches Gestein im Granit liegen muß, da sich nur so die magnetischen Abweichungen des Riesgebietes erklären lassen. Daß dies derselbe Schmelzherd war wie der soeben erwähnte, kann kaum zweifelhaft sein, weil nach SAUERS Untersuchungen das durch Eruption Geförderte trachytisch, saurer ist, was durch Einschmelzen von Granit erklärt wird.

Drittens ist in jüngster Zeit ein eisenreiches, körniges basaltisches Gestein am Flochberg gefunden worden, das nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. SCHNEIDERHÖHN¹⁾, Assistent am mineralogischen Institut in Berlin, mit großer Wahrscheinlichkeit ein junges Gestein, ein limburgitischer Basalt ist. Das wäre dann als ein Stück der Intrusionsmasse, bzw. von einer Apophyse derselben, anzusehen, das losgerissen und bei den Explosionen mit emporgeschleudert worden wäre. Ich gebe unten das Nähere darüber.

¹⁾ „Der vorherrschende Gemengteil des Gesteins ist ein blaßvioletter Titanaugit, der recht gut idiomorph ausgebildet ist. Er ist schwach pleochroitisch, und öfters zonar gebaut, derart, daß die intensiver gefärbten Schalen außen liegen, wie es z. B. auch oft in hessischen Basalten der Fall ist. Nächst ihm erscheint in etwas geringerer Menge, aber in größeren Körnern Olivin. Er ist ebenfalls gut idiomorph und, wie überhaupt das ganze Gestein, noch recht frisch. Ebenfalls sehr reichlich finden sich Erze, und zwar nur Magnetit. Ilmenit konnte nicht nachgewiesen werden. Die Zwischenräume zwischen den Augitleisten und den Olivinkörnern nimmt, der Menge nach sehr zurücktretend, Plagioklas ein, der also als letzter Gemengteil allotriomorph auskristallisierte. Er ist ein sehr basischer Bytownit. Farblose, frische Glasmasse konnte nur an einer kleinen Stelle nachgewiesen werden.“

„Die Struktur ist hypidiomorph-körnig, mit leisem Anklang an eine intersertale Struktur. Nach Mineralbestand, Struktur und Erhaltungszustand ist das Gestein wahrscheinlich als „Limburgitischer Basalt“ zu bezeichnen, der mit manchen basaltischen Gesteinen des Vogelsberges und von Niederhessen eine große Ähnlichkeit hat. Insbesondere hat das Gestein von Kalsmunt bei Wetzlar, dessen Dünnschliff ich Herrn Professor KAISER verdanke, große Ähnlichkeit mit dem Ries-

Viertens ist durch die Tatsache, daß überhaupt Kontaktexplosionen entstehen konnten, bis zur Zweifellosigkeit erwiesen, daß ein Magmaherd, also eine Intrusionsmasse, sich unter dem Riesgebiete eingenistet haben muß; denn eine Kontaktexplosion ist eben nur möglich, wenn ein Magmaherd vorhanden ist, der das Wasser plötzlich in Dampf verwandelt.

Fünftens endlich ist durch die Tatsache der Kontaktexplosionen ebenso bis zur Zweifellosigkeit erwiesen, daß — wie wir von Anfang an gesagt haben — dieser Magmaherd sehr flach unter der Erdoberfläche sich eingenistet haben und nun nach der Erstarrung liegen muß.

Eine tief gelegene Intrusionsmasse wird freilich ebenfalls Explosionen von Wasserdampf erzeugen können. Aber infolge der dann übergroßen Mächtigkeit des Hangenden wird letzteres weder in die Luft geblasen, noch zur Seite geschoben werden können; hier wird die Folge der tiefgelegenen Explosion nur in „magmatischen Erdbeben“ (S. 251) bestehen. Nur dann, wenn die Intrusivmasse, also die Explosionen sehr flach liegen, können letztere eine Zerschmetterung bzw. Verschiebung von Schollen an der Erdoberfläche bewirken.

Aber ein Einwurf könnte vielleicht versucht werden gegen den zweiten der obigen fünf Gründe, daß ein basischer Lakkolith in der Tiefe unter dem Ries liege: Man könnte einwerfen, daß zwar aus HAUSMANN'S Untersuchung über die magnetischen Abweichungen im Ries zweifellos das Vorhandensein einer großen basischen Gesteinsmasse unter dem Ries erwiesen sei; daß aber diese Masse nicht notwendig durch Intrusion in den Granit zu tertiärer Zeit gelangt sein müsse, sondern daß sie ja auch durch Differenziation innerhalb des Granitmagmas, also schon zu paläozoischer Zeit, entstanden sein könne. Womit dann natürlich die mit einer Intrusion Hand in Hand gehende Volumvermehrung hinfällig sein würde.

Allerdings besteht das Urgebirge unter dem Ries, wie wir es aus seinen zahlreichen Bruchstücken in der Bunten

gestein. Das Mengenverhältnis und die Art der auftretenden Mineralien sind dieselben. Ein Unterschied besteht darin, daß das Gestein von Kalsmunt mehr, und zwar z. T. entglastes, gekörntes Glas enthält, daß infolgedessen die Titanaugite größere Idiomorphie zeigen und auch oft etwas sphärolithisch angeordnet sind.“

„Wie ja von zahlreichen Basalten bekannt ist, sind das kleinere Unterschiede, die oft sogar innerhalb ein und derselben Gesteinsmasse auftreten. So z. B. an dem Gestein von Homberg a. d. Ohm, das A. SCHWANTKE, N. Jahrbuch, Beil., Bd. XVIII, beschrieben hat.“

Breccie kennen, nicht nur aus Gneisen, Graniten, krystallinen Schiefeln, sondern auch aus basischeren Gesteinen, Gabbro und Diorit, wie LÖFFLER neuerdings zeigte¹⁾. Aber demgegenüber frage ich:

Wie kommt es, daß die magnetischen Anomalien gerade nur im Gebiete des Rieskessels sich zeigen, daß also die angebliche palaeozoische Differenziation zufälligerweise gerade da in der Tiefe stattgefunden haben sollte, wo oben darüber später der Rieskessel sich gebildet hat?

Wie kommt es, daß unter einem zweiten, relativ benachbarten Kessel, dem Steinheimer Becken, ebenfalls zufälligerweise eine Differenziation des Granitmagmas in paläozoischer Zeit stattgefunden haben soll?

Auch im Steinheimer Becken haben wir ja magnetische Abweichungen, die das Vorhandensein einer eisenreichen, basischen Gesteinsmasse in der Tiefe verraten.

Wie sollte also an zwei nicht weit voneinander entfernten Orten zufällig in paläozoischer Zeit im Granitmagma eine basische Ausscheidung gerade da erfolgt sein, wo Millionen von Jahren später, in miocäner Zeit, an der Erdoberfläche dann je ein Kessel sich bildete, je eine Aufpressung erfolgte, bzw. je eine Explosion entstand?

Ein solches Zusammentreffen wäre das Unwahrscheinlichste, was man sich denken könnte.

Nun haben wir an der einen dieser beiden Örtlichkeiten, im Rieskessel, die unwiderleglichen Beweise dafür, daß ein miocäner Schmelzfluß dort in die Höhe gestiegen ist; denn wir haben dort an einer ganzen Anzahl von Stellen Eruptionen, die aus einem in der Tiefe darunter liegenden Magmaherde entstammen.

Wir haben ferner im Steinheimer Becken ebenfalls den zweifelhaften Beweis dafür, daß in miocäner Zeit in der Tiefe Schmelzfluß aufgestiegen sein muß, wenn er auch nicht bis an die Tagesfläche gelangte. Denn die Emporhebung der Doggerscholle im Boden des Beckens ist ganz notwendig entweder die Folge der Aufpressung durch eine Schmelzmasse oder die Folge einer Kontaktexplosion durch eine Schmelzmasse (S. 257).

Wir haben also an beiden nicht weit voneinander entfernten Orten die zweifellosen Beweise dafür, daß zu tertiärer Zeit Schmelzfluß aufgestiegen war, der sich differenzierte.

¹⁾ Zusammensetzung des Grundgebirges im Ries. Jahreshfte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahrg. 68, Stuttgart 1912, S. 107–154.

Folglich ist es doch das Wahrscheinlichste, daß dieser Schmelzfluß es war, der die Kesselbildungen (durch späteres Absinken (s. S. 249 VII) hervorrief und die magnetischen Abweichungen bedingte.

Wenn aber das der Fall ist, dann ist es auch ebenso wahrscheinlich, daß dieser Schmelzfluß in beiden Fällen Intrusionsmassen unter den beiden Kesseln bildet. Intrusionsmassen aber sind mit Emporpressung notwendig verknüpft.

Meiner Ansicht nach sind die obigen fünf Be-weise für das Vorhandensein einer flach gelegenen Intrusivmasse unter dem Riesgebiete zwingend. Ist dem aber so, dann sind auch weiter zwingend die Folgerungen, die sich daraus ergeben: Zunächst einmal die Notwendigkeit, daß eine Aufpressung und Bergbildung an der Erdoberfläche erfolgt sein muß, wie sich aus Abschnitt A sub I, II, III ergibt. Sodann die Notwendigkeit, daß die sub VI, VII, VIII, IX besprochenen Folgewirkungen der Aufpressung sich eingestellt haben müssen.

Demgegenüber steht nun die von W. KRANZ vertretene, schon vordem von E. SÜSS ausgesprochene Ansicht, daß keine Aufpressung erfolgt sei.

Ich will nun diese beiden sich gegenüberstehenden Anschauungen, durch welche die Riesphänomene ihre ursächliche Erklärung finden sollen, so genau und so objektiv wie möglich prüfen, indem ich das Bild, das jeder derselben zugrunde liegt, eingehend darlege. Es genügt nicht das kurze Schlagwort: „Hier bloße Explosion, „dort Aufpressung und Explosion“, sondern, um ein Urteil zu ermöglichen, muß jedes derselben bis in seine letzten Konsequenzen hinein durchdacht und dargelegt werden.

Der Gegensatz der beiderseitigen Anschauungen liegt also darin, daß wir eine Emporpressung des Gebietes (Bergbildung) und aus dieser Emporpressung folgende Explosionen — also Explosionen im **gehobenen** Gebiete — annehmen, KRANZ dagegen nur eine über-gewaltige Explosion im **ungehobenen** Gebiete. Das ist der Gegensatz.

Wenn KRANZ dagegen am Schlusse (S. 65) seiner Arbeit diesen Gegensatz in die Worte zusammenfaßt: „Die Riesphänomene würden sich also durch die (KRANZ') Sprengtheorie erklären lassen, während der (unser) Riesberg manches deutet, vieles aber schwer und unverständlich läßt“, so gibt diese Formulierung ein völlig unrichtiges Bild unserer Anschauung. Bei solcher Darstellung werden ja die großen und die mehr-

fachen kleineren Explosionen unserer Erklärung von KRANZ¹⁾ völlig zum Verschwinden gebracht!

Auch auf S. 60 seiner Arbeit spricht KRANZ nur von unserer „Riesbergtheorie“. Wenn man den Gegensatz zweier Anschauungen durch kurze Schlagworte kennzeichnen will, so muß das in richtig kennzeichnenden Worten geschehen. Will man das hier tun, so steht KRANZ' Sprenghypothese unserer „Hebungs-Sprenghypothese“ gegenüber. Ich werde, um möglichst sachlich zu sprechen daher diese Bezeichnungen anwenden.

Unserer „Hebungs-Sprenghypothese“ über den Verlauf der Dinge liegt also zugrunde das Bild eines durch die Intrusionsmasse, den Lakkolith aufgepreßten großen Gebietes von 25 km Durchmesser mit einer durch die Erosion bereits stark gegliedert gewesenen Oberfläche. Die Folge einer gewaltsamen Emporpressung eines solchen Gebietes liegt auf der Hand. Eine vollständige Zerklüftung und Zerschneidung des Gebietes, so daß es von zahlreichen teils flacheren, teils tief hinabreichenden, weit klaffenden Spalten durchfurcht wurde. Alle unterirdischen und oberirdischen Wassermassen dieses Gebietes konnten infolgedessen schnell und ungehindert in die Tiefe, in die Nähe des heißen Lakkolithes dringen — teils von oben aus dem mit Höhlen durchsetzten Malm, teils vielleicht auch aus einem mehr zentralen See, also an verschiedenen Stellen von verschiedenen dieser Orte her, was doch das wahrscheinlichste ist. Daher dann Explosionen an mehrfachen Orten, kleinere im Vorries, die Vergriesungsgebiete schufen, größere und größte im Ries, die dort zum Teil den Kessel schufen, indem sie seinen ehemaligen Inhalt auf die Alb und in das Vorries abfahren ließen und schoben, und die, wie jetzt durch das Bohrloch bei Nördlingen erwiesen ist, auch die oberen Partien des Granites über den Keuper schoben und vielleicht auch im Steinhelmer Becken den Dogger überschoben (S. 255 u. 257).

Das Bild das unserer Anschauung zugrunde liegt, zeigt uns ferner, daß die ungeheuren Gesteinsmassen, die heute überschoben oben auf der Alb liegen, von dem erhöhten, bergigen Gebiete natürlich sehr leicht abwärtsfahren konnten,

¹⁾ W. BRANCA: Ein Wort über die Ries-Hypothesen. Jahreshfte und Mitteilungen des Oberrhein. geolog. Vereins. N. F. Bd. III, Heft 1, S. 87—88.

sobald sie durch die Explosion den Anstoß erhielten; denn die Bewegung ging hier eben hinab.

Endlich aber zeigt uns unser Bild, daß diese Explosionen gegenüber dem vielfach zerbrochenen, tief zerklüfteten, gehobenen Gebiete leichtestes Spiel hatten. Alle diese großen Schollen und Gesteinsmassen brauchten durch die Explosionen nicht erst aus dem felsfesten Gesteinsverbände herausgebrochen zu werden, denn sie waren ja bereits durch die Emporpressung herausgebrochen und gelockert.

So liegt dieser von uns gegebenen Erklärung ein Bild zugrunde, in dem die Entstehung der Explosionen und die Bewerkstelligung der Überschiebung auf die möglichst leichteste Art und Weise geschehen konnte.

Diametral entgegengesetzt und schwierig liegen die Dinge bei dem Bilde, welches der „Sprenghypothese“ der Ursache der Riesphänomene zugrunde liegt. In seiner Zeichnung wie mit Worten verneint KRANZ jegliche Aufpressung; damit beraubt er sich aber aller oben aufgezählten Folgewirkungen einer Aufpressung, durch die der Vorgang so leicht verständlich wird.

Nach der Sprenghypothese soll also dort in der Tiefe unter der Alb eine phreatische¹⁾ Explosion stattgefunden haben, die aber von ungeheurer Stärke gewesen sein müßte, da sie ganz allein so ungeheure Wirkungen vollbracht haben soll! Das ganze, ca. 25 km im Durchmesser besitzende Gebiet, in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern, soll ja durch eine im Zentrum in der Tiefe erfolgte riesige Explosion radial nach allen Richtungen hin herausgeschoben und auf die rings umgebende Albhochfläche hinaufgeschoben worden sein. Natürlich auf schrägen Flächen, so daß ein ganz flacher, umgekehrter Kegel sich ergeben würde.

Ganz wie die unsrige, so hat also auch diese Erklärung eine Kontakt-Explosion²⁾ im Auge, nur daß diese hier unvergleichlich viel stärker als die unsere gewesen sein müßte; denn während bei unserer „Hebungs-Sprenghypothese“ alles bergab geschoben wird, müßte bei der „Sprenghypothese“ der

¹⁾ E. Süss wählte den Ausdruck von *φρεατς*-Brunnen; also Explosion unterirdisch gesammelter Wassermassen.

²⁾ Wie ich eine solche plötzliche Verwandlung von Wasser in Dampf durch eine Schmelzmasse genannt hatte, weil es sich hier um eine Kontaktwirkung handelt, ganz wie bei anderen Kontakterscheinungen im Hofe eines Tiefengesteines. „Wesen und Wirkungen der Erdbeben.“ Berlin 1901. Universitäts-Programm.

ganze ungeheure Gesteinsinhalt dieses flachen Trichters bergauf geschoben werden. Während dort das Herausbrechen und das Zerbersten dieser ungeheuren Schichtenmasse durch die Kraft des aufpressenden Lakkolithes besorgt wird, müßte das hier ganz allein durch die Kraft der Explosion geschehen. Während dort endlich das ganze Gebiet durch die Aufpressung bis tief hinab zerklüftet wird, so daß auf klaffenden Spalten die Wasser leicht in die Tiefe gelangen können, um überhaupt die Explosion möglich zu machen, fehlt hier die Erfüllung dieser *conditio sine qua non* einer Kontakt-Explosion, die Spaltenbildung, vollständig.

In dem Bilde, das wir uns gemacht haben, vollzieht sich also alles verhältnismäßig leicht, in dem Bilde, das sich KRANZ gemacht hat, unendlich viel schwerer. Um jene *conditio* zu beschaffen, ist letztere Erklärungsweise nun gezwungen, die Spalten „durch tektonische oder vulkanische Erdbeben“ plötzlich entstehen zu lassen. Prüfen wir:

„Erdbeben.“ Gewiß, durch ein solches werden Spalten erzeugt, und namentlich in welligem oder bergigem Gelände, da wo die Gesteinsmassen und -schichten an den Gehängen abreißen und zu Tale rutschen können, da öffnen sich breite Spalten, wohl bis zu 100' Tiefe. Aber was will das sagen gegenüber den tatsächlichen Verhältnissen des vorliegenden Falles, wo die klaffenden Spalten sich mindestens 1000 bis 2000 m tief, bis in die Nähe des Lakkolithes hinab, weit geöffnet haben mußten.

Welches Erdbeben hätte je bis in solche Tiefe hinab weit klaffende Spalten erzeugt; denn auf das Klaffen kommt es hier an.

Erdbeben als Ursache der nötigen Spalten anzunehmen, erscheint mir somit als ein völlig aussichtsloser Erklärungsversuch. Aber es kommt hier nicht darauf an, dem wissenschaftlichen Gegner die Unmöglichkeit seiner Behauptung nachzuweisen, sondern objektiv abzuwägen.

Erdbeben sind nur Wirkungen, sie können unmöglich die Ursache gewesen sein. Also die Erdbeben haben selbst eine Ursache, und es fragt sich, ob diese die Veranlassung zur Bildung so tiefer und klaffender Spalten gewesen sein könnte.

KRANZ spricht von „tektonischen“ Beben. Es ist mithin zu prüfen, ob etwa in tektonischen Vorgängen die Ursache gesucht werden dürfte. Ich halte das hier für sehr unwahrscheinlich. Ist denn irgend ein Anhalt für die Annahme vor-

handen, daß in jungmiocäner Zeit der Gebirgsdruck gerade diesen Teil der Alb so stark zerklüftet hat, und daß er — die Hauptbedingung — so weit klaffende Spalten geschaffen hat, daß das Wasser schnell in die Tiefe gelangen konnte? Meiner Ansicht nach liegt dafür kein Anhaltspunkt vor; und KRANZ selbst unterstützt mich in dieser Auffassung! Hat er sich doch soeben völlig losgesagt von seiner früheren Erklärung, daß das Riesgebiet als Horst, d. h. infolge von Zerklüftung durch Gebirgsdruck, entstanden sein sollte.

Aber KRANZ spricht auch von „vulkanischen Beben“. Es fragt sich somit, ob etwa die Eruptionen des Riesgebietes so gewaltige Spaltenbildungen erzeugt haben könnten. Ich wüßte nicht, daß mit Eruptionen eines Vulkanberges oder gar kleinerer vulkanischer Ausbruchsstellen — nur um letztere handelt es sich beim Ries — jemals eine Bildung so tiefer, klaffender Spalten verbunden gewesen wäre; oberflächlicher Spalten wohl, aber so tief hinabsetzender nicht.

Wohl aber könnte die Ursache dieser Spaltenbildung in kryptovulkanischen, in magmatischen Vorgängen zu suchen sein, die ja ebenfalls Erdbeben erzeugen. Also an magmatische Beben müßte man denken¹⁾.

Damit wären wir dann aber bei unserem Lakkolith als Ursache sowohl des Bebens als auch der Spaltenbildung angelangt; denn selbstverständlich mußten mit dem Vorgange der Aufpressung und Zerspaltung des gehobenen Riesgebietes bis tief hinab ganz ungeheure Erderschütterungen vorhanden sein (s. hier S. 251).

Man sieht somit, daß, wenn die „Sprenghypothese“ ein so übergewaltiges „vulkanisches“ Erdbeben als Ursache der Entstehung so tiefer, klaffender Spalten voraussetzt, daß das nur ein kryptovulkanisches sein könnte, daß also KRANZ, ohne sich dessen bewußt zu sein, für unsere Vorstellung eintritt; denn hier kann als wirkliche Ursache des Bebens nur unser aufpressender Lakkolith namhaft gemacht werden. Niemand wird doch ernstlich glauben wollen, daß die verhältnismäßig armseligen Eruptionerscheinungen, wie sie im Riesgebiete in Tuff- und Schlacken-Auswürfen sich kundgegeben haben, die Ursache eines so ungeheuer-

¹⁾ W. BRANCA: Erdbeben. Deutsche Revue. Verlagsanstalt Stuttgart 1911. Vgl. auch das Referat darüber im Zentralblatt für Geologie und Paläontologie von KEILHACK 1913.

lich wirksamen „vulkanischen“ Bebens gewesen sein könnten. Dazu bedurfte es einer ganz ungemein viel bedeutenderen Ursache; und diese kann dann nur unser Lakkolith sein.

Es ergibt sich also klar, daß, sobald man unsere Emporpressung ausschaltet und nur Explosion gelten lassen will, man keine genügende Ursache tiefer und klaffender Spaltenbildung zur Verfügung hat, welche die *conditio sine qua non* für diese Explosion ist.

Indessen einem solchen von jeder Emporpressung absehenden Erklärungsversuche stellt sich noch eine andere erhebliche Schwierigkeit in den Weg: Das ist die für eine solche Hypothese absolut notwendige Konzentration aller Wassermassen in dem zentralen Teile des Riesgebietes. Wenn lediglich durch eine einzige riesige Explosion ein Gebiet von 25 km Durchmesser aus der Tiefe von mehreren hundert Metern radial heraus- und auf die Alb hinaufgeschoben werden sollte, dann mußte das ganze explodierende Wasser gewissermaßen an einem Punkte, also im zentralen Gebiete, konzentriert und dort plötzlich in die Tiefe, dem Schmelzfluß entgegengebracht werden.

Woher wäre nun dort eine solche Konzentration entstanden?

KRANZ hat freilich ein kleines Modell von 3 m Durchmesser mauern lassen, im Zentrum dieses dann Schwarzpulver als schiebenden Sprengstoff vermauert, diesen zur Explosion gebracht und nun schiebende Wirkung dabei beobachtet.

So interessant auch jeder derartige kleine Versuch in der Geologie ist, so sollte man sich doch hüten, ihn ohne weiteres für beweisend für Naturgeschehnisse anzusehen. Meiner Ansicht nach beweist dieser Versuch für die Entstehung des Rieskessels nicht nur gar nichts, sondern es war auch a priori ausgeschlossen, daß er etwas dafür beweisen konnte. Er beweist nur, daß man mit Hilfe gewisser Sprengmittel eine schiebende Wirkung ausüben kann.

Aber dazu bedurfte es keines Beweises. Schon in meiner Arbeit über das Vorries¹⁾ habe ich auf den Unterschied zwischen brisanten, also zerschmetternden und mehr nur schiebenden Sprengmitteln hingewiesen, der allen mit Sprengübungen Vertrauten eine längst bekannte Sache ist. Neues in dieser Beziehung war mithin durch einen Versuch auf keine Weise zu erwarten.

Für das Ries beweist dieser Versuch nichts; denn wenn ein Experiment beweisende Kraft haben soll, so müssen in

¹⁾ S. 32, 33.

ihm alle diejenigen Bedingungen erfüllt werden, welche in der Natur bei dem zu untersuchenden Objekte obwalten. Wenn dagegen in dem Experimente — und das ist hier der Fall — ganz andere Bedingungen obwalten als in der Natur, dann hat es als Beweismittel keinen Wert. Bei dem Modell wurde 1. die ganze Masse des Sprengmittels an einem Punkte konzentriert; wurde 2. das Zentrum dazu ausgewählt; wurde 3. das Sprengmittel vermauert, also fest eingekapselt; wurde 4. eine genügend große Masse des Sprengmittels genommen.

Beim Ries aber lagen alle diese Dinge nicht so. Weder war eine so gewaltige Wassermasse vorhanden, noch war das Wasser im Zentrum vereinigt, noch war es fest eingekapselt, noch wirkt Wasserdampf immer schiebend.

Man stelle sich das Kalkgebirge der Alb vor. Oben die Malmkalke, in denen allein unterirdische Wasseransammlungen sich finden können. Darunter die ton- und sandsteinreichen Dogger-Lias-Keuperbildungen; darunter der Granit. Wie sollen die relativ wenigen¹⁾, getrennt voneinander liegenden Wassermassen in den unterirdischen Höhlen und Bächen des Malm an Masse genügen, um eine so ungeheuer große Wirkung auszuüben? Wie sollten sie sich plötzlich im zentralen Teile des Riesgebietes vereinigen? Da bei der „Sprenghypothese“ die Spalten fehlen, auf denen das Wasser rasch in die Tiefe laufen konnte, so konnten diese isolierten Wassermassen bei einer Explosion höchstens die Malmkalke, in denen sie sitzen, beseitigen.

Wir werden doch unmöglich annehmen dürfen, daß in dem damaligen, jetzt evakuierten Riesgebiete mehr Höhlen und unterirdische Bachläufe, also größere Wassermassen vorhanden gewesen seien, als das heute durchschnittlich der Fall ist. Ganz im Gegenteil, es müssen damals, zur Zeit der Riesentstehung, weniger als heute vorhanden gewesen sein, wie eine einfache Überlegung¹⁾ sogleich zeigen wird.

¹⁾ Man betrachte den Steilabfall der Alb, der uns ja einen Aufschluß von gigantischer Längserstreckung darbietet, wie ihn der Geologe größerer kaum wünschen kann. Keine Höhle, kein unterirdischer Wasserlauf, welche in diesem Aufschluß münden — also kein senkrecht oder schräg zum Steilabfall laufender — können unserem Blicke entgegen. (Nur die parallel demselben verlaufenden, oder die noch nicht bis zum Steilabfall hindurchgefressenen könnten verborgen bleiben.) Aber wie armselig wenige kennen wir gegenüber der Masse der Albtafel.

Diese jetzigen Höhlen und Wasserläufe im Jurakalkgebirge sind aber das Werk der auflösenden Tätigkeit des Wassers seit der langen Zeit von der Hebung an, also seit aller oberster Jurazeit (die bekanntlich in der Alb keine Ablagerungen mehr hinterlassen hat), oder sagen

Diese verhältnismäßig kleinen Wassermassen können wohl hingereicht haben, um an getrennten Orten die große sowie die kleineren Explosionen zu erzeugen, wie wir sie bei unserer „Hebungs-Sprenghypothese“ benötigten und annahmen¹⁾, zumal diese die dazu nötigen Spalten, um das Wasser in die Tiefe zu leiten, zur Verfügung hat. Wie aber sollten diese isolierten Wassermassen hingereicht haben, eine so übergewaltige Explosion zu erzeugen, wie sie nötig gewesen wäre, um den Inhalt eines Kessels von ca. 25 km Durchmesser mehrere hundert Meter hinauf auf die Alb zu schieben, zumal da bei dieser Sprenghypothese die nötigen Spalten fehlten?

Doch nicht nur die große dazu nötig gewesene Wassermenge, sondern auch die in der Mitte des Riesgebietes nötig gewesene Vereinigung aller dieser kleineren voneinander getrennten Wassermassen zu einer einzigen bereitet unüberwindliche Schwierigkeiten. Die Spalten hätten ja mehr oder weniger radial zum mittleren Teile des Riesgebiets hin verlaufen sein müssen — eine Annahme, die völlig in der Luft schweben würde. Wenn sie das nicht taten, dann konnte es ja gar nicht zu einer zentralen Vereinigung der getrennten Wassermassen kommen!

Nun kann man freilich in dem zentralen, stark erodiert gewesenen Gebiete des Rieses außer jenen unterirdischen Wasser-

wir rund seit Beginn der Kreidezeit. Folglich müssen in obermiocäner Zeit, als die Riesexplosionen erfolgten, erst weniger Hohlräume gebildet gewesen sein als heutzutage.

Ja, die Sache lag vielleicht damals noch ungünstiger: Es ist bekanntlich eine auffallende Erscheinung, daß wir in der Alb wie in manchen anderen Kalkgebirgen wohl Spalten und Höhlen erfüllt mit diluvialen Höhlenlehm und diluvialen Tierresten finden, nicht oder wenig aber mit tertiären oder gar noch cretaceischen Tierresten. Wie ist das zu erklären? Entweder muß man folgern, daß fast alle in tertiärer und cretaceischer Zeit entstandenen Höhlen und unterirdischen Wasserläufe mit den sie einschließenden Schichten fast spurlos abgetragen, der Erosion zum Opfer gefallen seien, so daß also die jetzt vorhandenen wesentlich erst seit diluvialer Zeit entstanden wären. Das ist wenig glaublich. Oder man muß folgern, daß zur Zeit der Riesbildung erst sehr viel weniger Höhlen usw. sich gebildet hatten, weil ja das Wasser damals noch nicht so lange wie heute auf das Gebirge eingewirkt hatte.

Die Sache liegt ziemlich unklar; denn der Zeitraum vom Beginn der Hebung am Ende der Jurazeit bis zum Obermiocän, der Zeit der Riesentstehung, war offenbar ganz unvergleichlich viel länger als der vom Obermiocän bis heute.

Auf jeden Fall können, wie gesagt, in obermiocäner Zeit nicht mehr, sondern eher nur weniger Höhlen und unterirdische Wasserläufe als heute im Albkörper gesteckt haben.

¹⁾ Vorries, S. 14, 32, 36.

massen auch noch die Ansammlung einer größeren Wassermasse in Form eines offenen Wasserbeckens annehmen, dessen Inhalt sich dann auf offenen Spalten schnell nach der Tiefe hin entleert hätte. Ich selbst habe ja schon die Möglichkeit der Ansammlung einer solchen Wassermasse betont. Aber man stelle sich doch einmal nüchtern vor, was erfolgen mußte, wenn plötzlich klaffende Spalten auf dem Boden dieses Wasserbeckens aufrissen, auf denen das Wasser in die Tiefe strömte. Entweder verschwand das ganze Wasser in den tiefen, klaffenden Spalten, so daß das Wasserbecken leer lief. In der Tiefe der Spalten verwandelte sich das Wasser in Dampf und schoß den oberen Teil der Wassersäulen in die Luft, oder es verblieb ein Teil des Wassers im Becken, dann würden durch diese Wassermassen hindurch Dampfmassen in die Höhe geblasen sein. Nach oben hin war ja der Widerstand so unendlich viel geringer als nach den Seiten hin, daß das explodierende Wasser seine schiebende Kraft nach den Seiten hin wenig ausüben konnte.

Was wäre denn geworden, wenn KRANZ bei seinem kleinen Modell das Schwarzpulver, anstatt es in der Tiefe zu vergraben und fest einzukapseln, unter leichter Bedeckung oben hingelegt hätte? Es wäre natürlich nach oben hin verpufft und hätte keine schiebende Wirkung ausgeübt.

Also die Wassermassen, auf welche KRANZ seine Sprenghypothese aufbaut, sind meiner Ansicht nach ungenügend an Masse und ungenügend an Konzentration und ungenügend fest eingekapselt gewesen, um eine Riesenexplosion zu bewirken.

Nur ein anderes, von KRANZ aber gar nicht in Erwägung Gezogenes könnte gewaltige Wassermassen geliefert haben: die Juranagelfluhe, bzw. die von ihr herrührenden, durch die Überschiebungen geglätteten und gekritzten „Buchberggerölle“ deuten auf die ehemalige Nähe des Molasse-Meres. Wie nun, wenn dieses das nötige Wasser geliefert hätte, um eine riesige Explosion zu erzeugen? wie beim Rakata.

Freilich würde dazu nötig sein, daß die Explosion schon in mittelmiocäner Zeit erfolgt wäre, in welcher das Meer noch in der Nähe war. Aber KRANZ will ja gerade die Riesbildung in obermiocäne Zeit verlegt wissen, in der das Meer schon hunderte von Kilometern weit entfernt war. Indessen, ich will trotzdem einmal eine Explosion zu mittelmiocäner Zeit annehmen, denn es kommt ja hier nur darauf an, objektiv den

einen Erklärungsversuch gegen den anderen abzuwägen, nicht den Gegner ad absurdum zu führen.

Dann hätte die Sache also wie beim Rakata gelegen. Aber gerade der Rakata liefert den schönsten Beweis dafür, daß eine explodierende große Wassermasse keineswegs immer schiebend wirken muß, wie die „Sprenghypothese“ das annimmt. Wo ist denn am Rakata auch nur eine Spur von jener schiebenden Kraft, von jenen Überschiebungen vorhanden, wie wir sie am Ries finden? Teils in die Luft geblasen, teils, und wohl zum viel größeren Teile, in den durch die Explosion geöffneten Hohlraum hinabgestürzt ist die verschwundene Masse der Insel. Die stehengebliebene Masse aber? **Senkrecht** startt ihre 830 m hohe Abrißwand uns entgegen anstatt einer sanft geneigten Schubfläche, wie das der Fall sein müßte, wenn man den Rakata mit Recht als ein Analogon der Riesbildung im Sinne der „Sprenghypothese“ betrachten könnte. Senkrecht und sanft geneigt — das sind doch diametrale Gegensätze, aus denen mit Deutlichkeit hervorgeht, daß bei der Bildung des Rakataereignisses eben gerade **nicht** an KRANZ' Fladdermine gedacht werden darf.

Beim Rakata hat also offenbar das, obgleich in ungeheuren Mengen vorhandene Wasser, der „Sprenghypothese“ zum Trotz nicht schiebend, sondern zerschmetternd, hochblasend gewirkt, und dann ist der Einsturz erfolgt.

Man sieht, die Natur hat für uns im Rakata ein unendlich viel großartigeres, viel naturgetreueres, daher überzeugenderes Modell der Riesexplosion gemacht, als das KRANZsche Modell es sein konnte.

Aber die Natur hat uns noch ein zweites, oder richtiger gesagt, noch ca. 125 Modelle geliefert, die alle ausnahmslos zugunsten der von uns vertretenen Ansicht sprechen: Das sind die mehr als 125 Maarkanäle im Vulkangebiete von Urach. Durch jeden einzelnen von ihnen wird wiederum der Beweis erbracht, daß explodierende Wassermassen keineswegs schiebend wirken müssen, sondern daß sie durchaus brisant, zerschmetternd wirken können. Auch an keiner einzigen dieser 125 Durchbruchsröhren ist auch nur an einer einzigen Stelle des Umfanges ihrer Mündung eine schräge Schubfläche entstanden. Ausnahmslos haben sie senkrechte Wandungen¹⁾, ganz wie am Rakata.

¹⁾ Daß aber auch hier die Explosionen durch Wasserdampf hervorgerufen wurden, diese Auffassung wird auch durch E. SÜSS ge-

Zusammenfassend möchte ich also den Inhalt der obigen Ausführungen dahin präzisieren, daß die Bedingungen, unter denen KRANZ sein Experiment anstellte, nicht den Bedingungen entsprachen, wie sie beim Ries vorhanden waren. Daß aber umgekehrt die Bedingung, unter der die Natur das gewaltige Experiment der Rakata-Explosion und die gegen

teilt. Daß Wasser nicht immer schiebend zu wirken braucht, wie aus den Uracher Kanälen sich ergebe, gibt auch KRANZ zu. (Zentralbl. f. Min., Geol., Pal. 1912, S. 412.)

Daß diese Kanäle der Vulkan-Embryonen des Gebietes von Urach nicht durch die ganze gewaltige Dicke der Erdrinde, sondern nur durch den oberen Teil der letzteren hindurchgeschlagen wurden, während in der Tiefe der Schmelzfluß vermutlich auf einer großen Spalte bzw. in einem Hohlraum aufgestiegen war, das habe ich in meiner Arbeit über diese Vulkan-Embryonen gesagt und neuerdings in meiner Erwiderung auf KRANZ'S Angriffe wieder darauf verwiesen. (Zentralbl. f. Mineral. Geol., Paläont. 1911, S. 398). Ich habe also gar nicht angenommen, daß diese Kanäle — wie man das aus KRANZ' Worten S. 412 notwendig annehmen muß — „aus den heißen Tiefen der Erde“ lediglich durch Explosionen gemacht worden seien. Ebenso wirkt es irreführend, wenn KRANZ — der im übrigen ja hier durchaus bestrebt ist, mir gerecht zu werden —, dann gleich dahinter seine eigene Ansicht mit den Worten einleitet: „Da scheint es mir doch glaubhafter“, um dann aber eigentlich nur zu sagen, was ich mit anderen Worten ja nur gesagt hatte. Ich bin daher gezwungen, an dieser Stelle meine damaligen Worte nochmals zu wiederholen, um dem vorzubeugen, daß bei solchen, die meine Arbeit nicht gelesen haben, und wer könnte alle Arbeiten lesen, die Legende entsteht, ich habe ganz anderes geschrieben und vertreten, als tatsächlich der Fall ist.

In „Schwabens 125 Vulkan-Embryonen“ habe ich S. 628 u. 630 gesagt:

S. 628: „Damit will ich nicht sagen, daß ich diese Beziehungen zwischen Spalten und Vulkanen als Ursache und Wirkung bestreite. Das kommt mir gar nicht in den Sinn. Ich will nur einer Verallgemeinerung dieses Satzes entgegenreten, da ich das Vorhandensein von Spalten auf Grund der im Gebiete von Urach gemachten Erfahrungen nicht als *conditio sine qua non* für die Entstehung von Maaren betrachten kann.“

S. 630: „Wohl wird unter dem ganzen vulkanischen Gebiete von Urach in der Tiefe ein großer Hohlraum, ein Herd vorhanden gewesen sein, in welchem die Schmelzmassen sich mehr als an anderen Orten der Erdoberfläche genähert befanden, an welchem sie in einem höheren Niveau standen als anderwärts. Wohl mögen vielleicht von diesem Herde aus verschiedene klawende Spalten nach aufwärts in die Erdrinde gegangen sein, in welchen die Schmelzmassen abermals höher steigen konnten. Wohl mögen auch diese Bruchlinien hie und da hinauf bis an die Erdoberfläche gereicht haben; trotzdem aber scheint es mir, daß diesen letzteren Teil ihres Weges zur Erdoberfläche unsere Schmelzmassen ganz vorwiegend auf Kanälen zurücklegten, welche sie sich durch ihre Gase selbst bohrten.“

125 kleineren Experimente der Maarkanäle bei Urach anstellte, ganz der Bedingung entsprachen, welche die „Sprenghypothese“ voraussetzt, nämlich Vorhandensein großer Mengen explodierenden Wassers; und dennoch erfolgte hier nirgends ein Schieben, wie es die „Sprenghypothese“ annimmt.

Gerade umgekehrt hat nun das winzige KRANZsche Experiment mit Schwarzpulver solche schrägen Schubflächen geliefert, auf denen ein Heraufschieben der Masse sich vollzog: und haben die großen Naturexperimente mit Wasserdampf keine solchen schrägen Schubflächen geliefert, und kein Heraufschieben der Massen hat stattgefunden.

Nun macht aber KRANZ als vermeintlichen Beweis für die Richtigkeit der „Sprenghypothese“ geltend, daß am Ries nach seiner Entstehung ringsum eine solche schräge Schubfläche vorhanden gewesen sei, und daß noch heute an einigen Stellen solche schrägen, zum Ries hin einfallenden Flächen sich fänden: so am Blassenberg, Reimersberg, Goldberg, Röthenberg.

Aber was wollen diese kleinen Vorkommen, an denen man eine Neigung gegen das Ries hin beobachten kann, sagen gegenüber dem ganzen übrigen Umkreise des Rieskessels, an und in dem man nichts davon sieht, an dem vielmehr ein Steilrand vorhanden ist.

Unmöglich wird man natürlich denken dürfen, daß die angeblich ursprünglich vorhanden gewesene, ganz sanft aufwärtssteigende Schubfläche später durch die Erosion bis auf einige noch heut erhaltene Stellen in einen Steilrand umgewandelt worden sei.

Durch die Erosion kann wohl allmählich ein steiler Abfall in einen schrägen verwandelt werden, nicht aber umgekehrt ein schräger in einen steilen. Letzteres jedoch müßte hier der Fall gewesen sein, wenn KRANZs Vermutung das Richtige träfe.

Auch die etwaige Vorstellung, daß durch das spätere Einsinken des Riesgebietes dieser schräge Rand in einen steilen verwandelt worden sei, wäre unhaltbar. Der schräge Rand könnte durch das Einsinken höchstens in zwei Teile zerbrochen sein: einen peripheren, den man noch ringsherum sehen müßte, und einen inneren, der ebenfalls in seinem peripheren Teile sichtbar sein müßte, während der mehr zentrale immerhin durch Schutt und Sedimente verhüllt sein könnte. Nichts ist davon zu sehen.

Mir scheinen viel natürlichere Erklärungen näher zu liegen: Wenn ein so gewaltiger Pfropfen aus der Albhochfläche herausgebrochen, in die Höhe gepreßt wurde, und wenn dann schließ-

lich eine große und mehrere kleinere Explosionen entstanden, dann wird selbstverständlich auch der stehengebliebene Rand in Mitleidenschaft gezogen, also zerbrochen werden. Wenn dann nun später ein Wiederhinabsinken des Emporgepreßten stattfindet (S. 249 VII), dann werden selbstverständlich auch einzelne Schollen des Randes sich in das hinabsinkende Gebiet hineinneigen. Auf solche Weise erklärt sich ungezwungen die Tatsache, daß an einigen wenigen Stellen der Rand des Rieskessels schräg zum Rieskessel hinabsteigt, an dem ganzen übrigen Teile des Umkreises aber steil abfällt.

Aber noch eine andere Möglichkeit liegt vor. Man denke sich, daß in dem emporgepreßten Pfropfen durch Explosionen hie und da eine horizontale Schubfläche — wie KRANZ das betont — entstanden sei, auf der die Massen anstatt gleich schräg abwärts, zunächst horizontal hinausgeschoben worden wären. Wenn dann die Scholle, auf der sich vielleicht eine solche horizontale Schubfläche gebildet hätte, später einsank, dann mußte sie leicht eine Neigung nach außen aufwärts annehmen.

Endlich besteht noch eine dritte Möglichkeit: Es könnte im Ries selbst die Neigung dieser Schollen auch noch hie und da durch eine unter ihnen stattgefundene kleinere Explosion eines unterirdischen Wassers hervorgerufen oder verstärkt worden sein; denn die Vorstellung der „Sprenghypothese“, daß alles unterirdische Wasser sich nur an einem einzigen Orte zu einer einzigen Explosion vereinigt haben sollte, ist ja, so scheint mir aus meinen vorhergehenden Ausführungen sicher hervorzugehen, eine unhaltbare. Ja, sie ist direkt erwiesen eine nicht zutreffende, wie aus dem Vorhandensein der verschiedenen Vergriesungsgebiete im Vorries sich ergibt, die doch durch isolierte kleinere Explosionen entstanden sind.

Endlich könnte viertens auch die Erosion mitgeholfen haben, schräge Flächen zu verstärken.

Nach dieser meiner Erklärung der Entstehungsmöglichkeiten jener schrägen Flächen wären die letzteren also nicht als Teile einer vom Ries aus schräg aufwärts ansteigenden Schubfläche entstanden, wie KRANZ will, sondern als in den Rieskessel hinein abwärts sich neigende Flächen. In der Erscheinungsweise wären diese ganz ebenso aussehend wie jene; in der Genesis aber wären die einen das gerade Gegenteil der anderen.

Für mich gibt es angesichts so erdrückender Beweise keinen Zweifel an dem Vorhandensein einer Intrusivmasse unter dem Ries. Ist dem aber so, dann gibt es kein Markten mehr: Eine Intrusionsmasse, zumal eine so flachliegende, wie wir — ganz ebenso aber auch KRANZ — sie annehmen, muß empordressend wirken; auch dann, wenn man sich auf den Böden der Aufschmelzlehre stellen will.

Über den Betrag der Aufpressung, also die Höhe des ehemaligen, jetzt ja in einen Kessel verwandelten Berges haben wir nie eine Meinung geäußert. Da der Kessel einige hundert Meter tief ist, so könnte man vielleicht höchstens an eine ähnliche oder etwas größere Höhe des Berges denken. Unterstellt ist uns freilich von gegnerischer Seite, als angeblich notwendig, die ganz unsinnige Höhe eines zu 5000 (!) m aufragenden Berges, was dann natürlich als etwas Unmögliches sich gut bekämpfen ließ. Es würde das eine annähernd 5000 m hohe Intrusivmasse (!) zur Voraussetzung haben. Wir haben an derartigen natürlich nie gedacht.

Wie hoch oder wie gering die Aufpressung war, das ist aber nebensächlich. Gesteinsmassen können schon von einer geringen Erhöhung heruntergleiten und, wenn sie durch eine Explosion den Anstoß erhalten, auch noch weithin fahren. Sie können aber schwer um den senkrechten Betrag von einigen hundert Metern schräg hinaufgleiten und dann noch weithin fahren¹⁾.

¹⁾ Es ist vielleicht nicht ohne Interesse, hier auch noch die Ansichten zweier anderer Forscher bezüglich der Riesgenese zu hören, von denen der eine, SAPPER, nur kurz unsere Erklärung bezweifelt, ohne eine andere zu geben, während der andere, LÖFFLER, im vollen Gegensatz zu KRANZ, gerade nur unseren ersten Erklärungsversuch, nur die Hebung bestehen und die Explosionen ganz ausschalten will.

SAPPER schreibt: „Es dürfte von mancher Seite die Arbeit von FRAAS und BRANCA über das Ries Widersprüchen begegnen, denn das letzte Wort über die Entstehung des Rieses ist noch keineswegs gesprochen, und es gibt manchen Fachgenossen, der durch die Ausführungen der beiden genannten Forscher noch nicht überzeugt ist.“ (In einer Besprechung von H. RECKS „Masseneruptionen“, S. 333. Wohl Neues Jahrbuch f. Mineral., Geol., Paläont. 1912.)

Leider sagt aber SAPPER nicht, wie er sich nun die Entstehung der Riesphänomene denkt, so daß es mir unmöglich ist, mich über seine Ansicht zu äußern. Vielleicht kennt SAPPER meine Arbeit über das Vorries nicht, in der unser Erklärungsversuch durch Hinzufügen der Explosionen erweitert wurde?

RICHARD LÖFFLER dagegen meint: „Ich glaubte nicht unbedingt an die Notwendigkeit der Zuhilfenahme einer Explosion zur Erklärung der Überschiebungen und Vergriesungserscheinungen, da häufig zusammenhängende Schollen von nicht unbeträchtlichem Umfang in der

Zusammenfassung von Abschnitt B.

Der eine der Gründe, die wir als Beweis für die Emporpressung des Riesgebietes durch eine Intrusionsmasse geltend gemacht hatten, die zu große Höhenlage des Granites, ist hinfällig geworden durch den Nachweis, daß er durch Überschiebung in diese Höhe gelangt ist, was sich leicht durch die Explosionen erklärt, die unsere „Hebungs-Sprenghypothese“ ebenso darbietet wie KRANZ' „Sprenghypothese“. Dieser Nachweis, daß der Granit dort überschoben ist, wird aber durchaus noch zu keinem Beweise gegen eine Aufpressung; und es bleiben noch zahlreiche Gründe, durch welche die Aufpressung bewiesen wird:

Daß ein Schmelzherd unter dem Ries liegt, geht hervor daraus, daß er Extrusionen an der Tagesfläche geliefert hat.

Daß eine eisenreiche Intrusivmasse unter dem Ries vorhanden ist, geht mit Sicherheit hervor aus den magnetischen Abweichungen im Riesgebiete, ferner aus dem Auffinden eisenreicher basischer Gesteinsstücke jungen Alters. Sodann daraus,

bunten Breccie sich vorfinden, deren Schichtenverband verhältnismäßig wenig gestört ist. Auch müßten bei einer Explosion die Massen in die Höhe geschleudert worden sein, während wir fast überall ziemlich horizontale Überschiebungsf lächen antreffen. Der ganze Überschiebungsakt scheint mir übrigens langsam vor sich gegangen zu sein unter ungeheurem Druck, was eben nur auf die langsam nach oben drängende Eruptivmasse zurückzuführen ist. Mit einer Gasexplosion müßte doch wohl eine teilweise Zerspratzung des Magmas oder wenigstens der halbweichen Grundgebirgsgesteine verbunden gewesen sein. Auffallenderweise findet man aber nirgends magmatisch beeinflusste Gesteine in der bunten Breccie. An größere Wasseransammlungen als Ursache einer solchen Explosion ist wohl nicht zu denken. Denn diese Wassermassen könnten sich nur im Weißjura- bzw. Muschelkalkgebirge angesammelt haben. Nun liegt aber bei der schlechten Wärmeleitung der Gesteine und unter Berücksichtigung, daß die Grundgebirgsgesteine in der bunten Breccie durch Hitze nicht verändert sind, der Weißjura zu hoch, während Muschelkalk — auf jeden Fall wenigstens in größerer Ausdehnung — fehlt.“

An anderer Stelle spricht sich LÖFFLER noch entschiedener gegen eine Explosion aus: „Ob bei dem Überschiebungsakte eine große Explosion wesentlich mitgewirkt hat, mag dahingestellt bleiben. Es erscheint vielleicht auf den ersten Blick überraschend und undenkbar. Wenn auch die Entstehung der Weißjuragriesfelsen durch eine Explosion allein zu erklären allenfalls möglich wäre, so wird eine solche Erklärung durch die Verquickung der Griesmassen mit der eigentlichen bunten Breccie vollständig angeschlossen.“ (Die Zusammensetzung des Grundgebirges im Ries.) Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Achtundsechzigster Jahrgang mit 7 Tafeln und 2 Beilagen. Stuttgart 1912. S. 109 Anm. und S. 119.)

daß überhaupt Kontaktexplosionen möglich waren; denn diese haben Wasser und Schmelzherd zur Voraussetzung.

Daß endlich diese Intrusivmasse nur sehr flach lag, wird bewiesen durch die Tatsache, daß sie solche Kontaktexplosionen hervorrief, die an der Erdoberfläche sehr stark wirkten. Explosionen in tiefem Niveau würden nur Erdbeben erzeugen, an der Erdoberfläche daher nicht derartige Wirkungen haben.

Folglich muß man hier auch die Wirkungen einer flachgelegenen Intrusionsmasse notwendig zugeben: a) Aufpressung des Hangenden; b) dabei erfolgende Zertrümmerung des aufgepreßten Gebietes, Aufreißen klaffender, tief hinabgehender Spalten, auf denen das Wasser (aus den unterirdischen Höhlen des Malm oder aus einem Süßwassersee oder aus dem Meere? dann mittelmioocänen Alters) in die Tiefe gelangen konnte; c) leichte Arbeit für die Explosionen, da das Gebiet bereits zertrümmert war, sie mithin die Schollen nicht erst aus dem Verbande loszubrechen brauchten, und da die Schollen von dem aufgepreßten Berge aus leicht abwärtsfahren konnten.

Umgekehrt die „Sprenghypothese“; sie verfügt a) über keine Spalten, auf denen das Wasser in die Tiefe gelangen konnte. Sie erfordert b) eine ungeheure Wassermasse, da dessen Explosion ein Gebiet von 25 km Durchmesser herauschieben und zugleich mehrere hundert Meter hoch aufwärtschieben und zugleich diese ganze ungeheure Gesteinsmasse erst aus dem Schichtenverbande herausbrechen mußte. Sie bedarf ferner c) einer Konzentration der ganzen Wassermasse im zentralen Gebiete und d) dort einer plötzlichen Verwandlung derselben in Dampf.

Alle diese Bedingungen waren im Riesgebiete nicht erfüllt. Nur dann, falls die Riesentstehung schon in mittelmioocäner Zeit erfolgt sein sollte, was KRANZ eben bestreitet, könnte im Meereswasser wenigstens das genügende Quantum zur Verfügung stehend gedacht werden. Die Spalten aber würden auch dann noch fehlen, und diese sind die *conditio sine qua non* von Kontaktexplosionen. Durch Erdbeben, wie KRANZ will, konnten so tiefe, klaffende Spalten nie entstehen.

Das von KRANZ gemachte Experiment wurde unter völlig anderen Bedingungen angestellt, als sie das Ries darbot; es beweist daher nichts. Dagegen hat die Natur ein ungeheuer großes Experiment, die Explosion des Rakata, und ca. 125 kleinere Experimente, die Explosionen der Uracher Maarkanäle, gemacht, aus denen hervorgeht, daß explodierender Wasserdampf dort niemals schiebend gewirkt hat. Diese schiebende Wirkung aber ist gerade die Voraussetzung der „Sprenghypo-

these“, ohne deren Erfüllung dieser Hypothese jeder Boden entzogen wird.

Wenn die „Sprenghypothese“ das Richtige träge, dann müßte aus dem Ries überall eine ganz sanft ansteigende Schubfläche zur Alb hinaufführen, die mindestens in ihrem peripheren Teile ringsum im Ries erhalten sein müßte. Gerade umgekehrt aber ist der Rand der Alb fast überall steil. Nur vereinzelt zeigen sich in das Ries hinein sich senkende Flächen, deren Entstehung aber sich anders erklären läßt denn als Schubfläche.

Nachtrag.

Auf S. 249 IV hatte ich der möglichen Ausnahme gedacht, daß eine Intrusivmasse einmal in einen durch Wasser im Kalkgebirge ausgewaschenen Hohlraum eintreten könne, in welchem Falle dann keine Aufpressung stattzufinden braucht, falls die Menge des Intrusivmagmas nicht größer ist als dieser Hohlraum. Für diesen wohl seltenen Ausnahmefall gibt HAARMANN einen interessanten Beleg¹⁾ aus Nord-Mexiko. Er beschreibt einen Diorit, der in die Kreideschichten eingedrungen ist, die er „in keiner Weise aufbiegt oder stört“, Fig. 10 und 14. Als Erklärung sagt er, man müsse annehmen, daß das Magma bereits bestehende Hohlräume ausgefüllt hat, „die sich in dem kalkigen Gestein, besonders entlang Verwerfungen, durch erhöhte Wasserzirkulation bildeten.“

Das ist also ganz das, was ich in meiner theoretischen Betrachtung im Auge hatte.

Aber auch für die durch das Intrusivmagma erfolgende Aufpressung von Schichten gibt HAARMANN²⁾ einen guten Beleg, der sich auf den Lakkolith des Cerro Blanco bezieht.

HAARMANN sagt hier: „Es kann kein Zweifel sein, daß hier eine Aufpressung der Schichten durch das Magma stattgefunden hat; wie sollte sonst wohl eine sich dem Lakkolithen so anschmiegende Lagerung der Schichten zustande kommen.“ ... „Zudem sind sie stark gestaucht, während sie sonst verhältnismäßig sanft und gleichmäßig gefaltet sind, woraus sich ergibt, daß das Magma, wiewohl es den durch die Faltung vorgezeichneten Schräglinien folgte, doch beim Aufsteigen die Schichten selbst erheblich zusammendrückte.“

Gerade aus Mexiko hat ja auch BÖSE schon vor mehreren Jahren schöne Beweise für eine solche hebende Tätigkeit des Magmas gegeben.

¹⁾ ERICH HAARMANN: Geologische Streifzüge in Coahuila. Diese Zeitschr. 65, 1913, S. 35.

²⁾ Ebenda, S. 39.

Neueingänge der Bibliothek.

- AHLBURG, J.: Über den geologischen Aufbau des Blattes Merenberg (Nassau). Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Merenberg (Nassau) im Jahre 1910. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, Bd. 31, 7, II, 3. Berlin 1912.
- Die neueren Fortschritte in der Erforschung der Goldlagerstätten Sibiriens. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XXI, 3/4, 1913. Berlin 1913.
- BÄRTLING, R.: Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk, umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze. Mit 114 Textabbildungen. Verlag von Ferd. Enke, Stuttgart 1913.
- Berlin: Denkschrift anlässlich des 25jährigen Bestehens der Gesellschaft Urania zu Berlin.
- Untersuchung eines Sublimationsproduktes vom Matavanuvulkan auf Sawaii. Bericht der Geologischen Zentralstelle für die deutschen Schutzgebiete. S.-A. aus: Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten, Bd. XXV, 4. Berlin 1912.
- Untersuchungen über die Natur der Hermattantrübe. I. Bericht des Hauptmanns Frhr. v. SEEFRIED. II. Gutachten der Geologischen Zentralstelle für die deutschen Schutzgebiete. S.-A. aus: Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten, Bd. XXVI, 1. Berlin 1913.
- BORN, A.: Über eine Vergesellschaftung von Clymenien und Cheiloceren. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 64, Monatsber. 11, 1912. Berlin 1912.
- BORNHARDT, W.: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. T. II. Mit 57 Abbildungen im Text, 14 farbigen Gangbildern und einem Anhang: Die mikroskopische Untersuchung der Gangauffüllungen des Siegerlandes und seiner Umgebung. Mit 1 Textfigur u. 5 Tafeln von P. KRUSCH. Archiv f. Lagerstättenforschung, H. 8. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt. Berlin 1912.
- BRANDES, H.: Über einen verloren gegangenen Standort von Salzpflanzen. Vortrag, gehalten zu Hildesheim in der gemeinsamen Sitzung des Niedersächsischen botanischen und des Niedersächsischen zoologischen Vereins am 4. Dezember 1910. S.-A. aus: 4./5. Jahresber. d. Nieders. botan. Vereins zu Hannover 1912.
- CROOK, A. R.: Notes on Russian Natural History Museums. S.-A. aus: Proc. of the Amer. Assoc. of Mus. Vol. VI, 1912. Springfield 1912.
- DELHAES, W.: Ein Rhätvorkommen an der patagonischen Küste. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, Nr. 24. Stuttgart 1912.
- u. GERTH, H.: Geol. Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn). Geol. u. paläontol. Abh. Herausgeg. v. E. KOKEN, N. F. XI, 1. Jena 1912.
- FRAAS, E.: *Proterochersis*, eine pleurodire Schildkröte aus dem Keuper. Mit Tafel III u. IV und 9 Textfiguren. S.-A. aus: Jahreshfte d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg, Jahrg. 1913. Stuttgart 1913.
- Ein unverdrückter *Ichthyosaurus*-Schädel. Mit Tafel I u. II. S.-A. aus: Jahreshfte d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg, Jahrg. 1913. Stuttgart 1913.

- FRAAS, E.: Neue Labyrinthodonten aus der schwäbischen Trias. Mit 7 Tafeln u. 5 Textfiguren. S.-A. aus: Palaeontographica, Bd. 60. Stuttgart 1913.
- GAGEL, C.: Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete. Heft 4. Beiträge zur Geologie von Kaiser-Wilhelmsland. Mit 3 Tafeln und 1 Textfigur. Herausgegeben v. d. Geolog. Zentralstelle für die deutschen Schutzgebiete. Berlin 1912.
- HAARMANN, E.: Geologische Streifzüge in Coahuila. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, 1913, Mon.-Ber. 1. Berlin 1913.
- Über eine Lavahöhle in Mexiko. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 63, 1911, Mon.-Ber. 3. Berlin 1911.
- HARBORT, E.: Neu- und Umbildungen im Nebengestein der norddeutschen Salzstöcke. S.-A.: Diese Zeitschrift 65, Monatsber. 1. Berlin 1913.
- Über *Corbula isocardiaeformis* als Synonym für *Isocardia angulata* PHILL. S.-A.: Diese Zeitschrift 65, Monatsber. 1. Berlin 1913.
- Zur Frage der Aufpressungsvorgänge und des Alters der nordwestdeutschen Salzvorkommen. Vortrag, gehalten auf der Kalihauptversammlung zu Göttingen am 10. Juni 1912. S.-A. aus: Kali, Zeitschrift für Gewinnung, Verarbeitung und Verwertung der Kalisalze, Jahrg. VII, 5, 1913. Halle 1913.
- Über den Salzgehalt der Nebengesteine an den norddeutschen Salzstöcken. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, Jahrg. 1913, Monatsber. 2. Berlin 1913.
- Nachträgliche Bemerkungen zu meiner Kritik der LACHMANNschen Ekzemtheorie. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, Jahrg. 1913, Monatsber. 2. Berlin 1913.
- Über die Theorie der Deckenüberschiebungen. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, Jahrg. 1913, Monatsber. 2. Berlin 1913.
- Über die dynamometamorphen Vorgänge innerhalb des Salzgebirges. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, Jahrg. 1913, Monatsber. 2. Berlin 1913.
- Zur Frage der Genesis der Steinsalz- und Kalisalzlagerstätten im Tertiär vom Oberelsaß und von Baden. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XXI, 3/4, 1913. Berlin 1913.
- u. MESTWERDT, A.: Lagerungsverhältnisse und wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätte von Rottorf am Klei bei Helmstedt. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XXI, 3/4, 1913. Berlin 1913.
- HÄBERLE, D.: Über traubige und zapfenförmige konkretionäre Bildungen im Buntsandstein. Mit 2 Abb. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver., N. F., Bd. 3, Jahrg. 1913. Karlsruhe 1913.
- Die natürlichen Landschaften der Rheinpfalz. Ein Beitrag zur pfälzischen Heimatkunde. Kaiserslautern 1913.
- KORN, J.: Die Mittel-Posensche Endmoräne und die damit verbundenen Oser. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 33, 7, 1, 3. Berlin 1912.
- KRANZ, W.: Das Nördlinger Riesproblem. III. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Vereins. N. F., Bd. III, 1. Karlsruhe 1913.
- Die Überschiebung bei Straubing. S.-A. aus: Geognost. Jahreshefte 1912, Jahrg. XXV. München 1912.
- KRUSCH, P.: Die Versorgung Deutschlands mit metallischen Rohstoffen (Erzen und Metallen). Mit 97 Abbildungen im Text. Leipzig 1913.
- KUKUK u. MINTROP: Die Kohlenvorräte des rechtsrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirks. S.-A. aus: Glückauf, Berg- und Hüttenmännische Zeitschrift, Jahrg. 49, Nr. 1. Essen 1913.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 6.

65. Band.

1913.

INHALT.

Protokoll der Sitzung vom 4. Juni 1913 281

Vorträge:

GOTHAN, W.: Das angebliche flözführende Rotliegende
im oberschlesischen Steinkohlenbecken 281

GUILLEMAIN, C.: Über Grundzüge der Geologie Ka-
tangas (Titel) 288

Briefliche Mitteilungen:

ARLT, H. und KÖNIGSBERGER, JOH.: Über geolo-
gische Beobachtungen auf der Insel Elba (mit
5 Textfig.) 289

GUILLEMAIN, C.: Zur Geologie von Katanga 304

HOTZ, W.: Vorläufige Mitteilung über geologische
Beobachtungen in Ost-Celebes (mit 1 Textfig.) 329

HENKEL, L.: Diluviale Flussablagerungen im Gebiete
der Rodach (mit 1 Textfig.) 334



1913

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr	WAHNSCHAFPE	Schriftführer:	Herr	BÄRTLING
Stellvertretende	{	RAUFF			FLIEGEL
Vorsitzende:		BORNHARDT			HENNIG
Schatzmeister:		MICHAEL			JANENSCH
Archivar:		SCHNEIDER			

Beirat für das Jahr 1913

die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH **unlänglich 8 Tage** vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden, Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen **spätestens am Tage** des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Samm- lungskustos Dr. Schneider**,
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW7 oder an die Deutsche Bank, **Depositenkasse Q in Charlottenburg 2** für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 6.

1913.

Sitzung am 4. Juni 1913.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende legt die als Geschenke eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr GOTHAN spricht über das angebliche flözführende Rotliegende im oberschlesischen Steinkohlenbecken.

Bei meinen Studien über die paläontologische Gliederung des oberschlesischen Carbons auf Grund der Flora war u. a. ein Punkt von besonderem Interesse, nämlich, wo die höchsten flözführenden Schichten zu suchen seien und welchem relativen Horizont diese angehörten. In der POTONIÉschen floristischen Gliederung¹⁾ stecken die dort als hangendst angesehenen Sohrauer Schichten noch in den *Lonchopteris*-Horizonten, d. h. im mittleren Westphalien; wir hatten also das merkwürdige Verhältnis, daß im Gegensatz zu den anderen paralischen Becken das oberschlesische mit viel tieferen Schichten abschloß. Den Gipfel der mitteleuropäischen paralischen Steinkohlenbecken bzw. Beckenkomplexe bildet nämlich ein paläontologisch recht gut charakterisierter Horizont, der in England durch das Radstockian und z. T. durch das Transition, in Nordfrankreich durch die Zone supérieure Zeillers, in Belgien durch die Flénus bei Mons, im Ruhrbecken durch das Ibbenbürener-Piesberger Vorkommen bezeichnet wird. Es scheint zwar, daß das Radstockian und die Piesbergsschichten z. T. ein noch etwas höheres Niveau einnehmen als die betreffenden Schichten in den anderen

¹⁾ Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. XXI, 1896, S. 14/15

paralischen Becken, doch ist dies von untergeordneter Bedeutung, und allen gemeinsam ist die Eigentümlichkeit, kein Stéphanien zu besitzen. Nirgends haben wir in den paralischen Becken eine Andeutung von eigentlicher Stéphanienflora. Selbst im Donetzbecken Südrußlands scheinen die genannten Verhältnisse analog zu sein, indem durch ZALESSKY zwar die Flora des Radstockian usw. bekannt gemacht worden ist, eigentliche Stéphanien- oder gar Rotliegendtypen aber fehlen. Die wichtigsten Angehörigen der genannten höchsten Westphalienstufe sind: *Sphenopteris neuropteroides* BOUL., *Sphenopt. artemisiaefolioides* CRÉPIN, *Pecopteris typ. vestita* LESQU. bzw. *pseudovestita* D. WHITE, *Neuropteris Scheuchzeri* HOFFMANN, *Neur. rarinervis* BUNB., *Neur. ovata* HOFFM. (nur in den höchsten Schichten) *Linopteris Münsteri* EICHW. sp., *Sphenophyllum emarginatum* BRONGN., *Annularia sphenophylloides* ZENK. sp., *Sigillaria cumulata* WEISS, *S. principis* WEISS. In den Schichten kommen dann zuweilen schon einzelne, seltene Vorläufer des Stéphanien vor, wie *Taeniopteris*-Arten, gewisse Pecopteriden, *Alethopteris Grandini* usw. Die genannten Typen sind zwar an allen Stellen nicht alle gleichmäßig vorhanden, die jeweiligen Typen genügen aber vollkommen, um ein Bild von der Sachlage zu gewinnen.

Wenn man bedenkt, daß im Ruhrbecken zwischen den *Lonchopteris*-Horizonten und den Ibbenbürener noch der obere Teil der Gaskohle und die ganze Gasflammkohle liegt, so kann man ungefähr ermessen, wieviel nach den früheren Anschauungen, wo also das Produktive Carbon in Oberschlesien mit den *Lonchopteris*-Horizonten abgeschlossen wurde, noch bis jener vorgenannten höchsten Westphalienstufe fehlte. Inzwischen ist es nun gelungen, die Existenz dieser Zone auch im oberschlesischen Carbon nachzuweisen, so daß dieses nun ganz in Konkordanz zu den anderen paralischen Becken kommt.

Von GAEBLER wurde zunächst erkannt, daß die von ihm als Laziskerschichten bezeichneten höher als die „Sohrauer“ liegen. Die reichsten Fossilfunde aus diesem Komplex bietet bisher die Bradegrube bei Mokrau, wo auch von Herrn Bergverwalter NIKOLAUS wirklich gesammelt worden ist. Daß hier nennenswert höhere Schichten vorliegen als in der Sohrauer Gegend, geht z. B. auch paläontologisch klar aus der Tatsache hervor, daß sich in der Bradegrube einzelne Vorläufer der Flora des oberen Westphalien (Zone supérieure usw.) finden, nämlich *Annularia sphenophylloides* und *Sphenopteris pulcherrima* CRÉP. Es sind mir auch noch einige andere Typen von Vorläufern jener höheren Zone aus Oberschlesien bekannt, aber ohne

Fundort. Vorkommen mit dem ausgesprochenen Charakter jener Flora fehlten aber noch vollständig.

Um so schwerer zu verstehen war es, daß GAEBLER¹⁾ plötzlich flözführendes Rotliegende aus dem Becken angab, das sich auf seiner Karte in Gestalt eines schmalen, semmelartigen Streifens von Gr.-Chelm über den Przemsza-Fluß über Libiąz bis Zarki in Galizien hinzieht. Ein solches Vorkommen wäre für ein paralisches Becken an sich schon etwas sehr Sonderbares gewesen, in unserem Falle aber nur unter Annahme einer sehr bedeutenden Grabenversenkung denkbar gewesen. Die Bohrungen Byczyna und andere galizische Bohrungen, ferner das Carbon von Jaworzno und Sziersza im Norden jenes Streifens zeigen sämtlich, soweit es sich um das flözführende Gebirge handelt, die Horizonte der oberen Mulden-Gruppe (mittl. Westphalien) der preußischen Seite, also sind noch um ein Gewaltiges vom Rotliegenden entfernt. Auf jeden Fall war es notwendig, die Fossilführung jenes auf Grund petrographischer Merkmale von GAEBLER angegebenen Rotliegenden zu studieren, da hier die hangendsten Flöze von Oberschlesien nach allgemeiner Annahme vorliegen²⁾. MICHAEL (a. a. O.) hat sich schon durchaus gegen die Annahme des flözführenden Rotliegenden ausgesprochen, er sagt S. 209: „Die bis 300 m Tiefe („in dem Bohrloch Libiąz 5“) anstehenden Schichten müssen dann einer hangenden Flözfolge des Produktiven Carbons angehören, deren Vertreter in Oberschlesien selbst bis jetzt noch nicht bekannt sind.“ Die günstige Gelegenheit, die der seit längerem im Abteufen begriffene Schacht der Grube Janina bei Libiąz bot, nahm ich wahr, und sammelte auf der dortigen Halde mit freundl. Erlaubnis der Grubenverwaltung die aus dem Schachte geförderten Pflanzenfossilien, die aus jenem oberen Schichtenkomplex stammen³⁾. Die gefundenen Arten sind:

* *Neuropteris rarinervis* BUNB. viel, *N. heterophylla* BRONGN.

Sigillarien, schlecht erhalten, rhytidolep.

Calamiten.

¹⁾ Das oberschlesische Steinkohlenbecken, 1909, S. 19–22 und S. 59–60.

²⁾ Vgl. MICHAEL, Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 33, Teil I, H. 2, S. 206–809. Leider sind mir aus den dort angeführten Bohrlochern keine Pflanzenreste zu Gesicht gekommen. Nach MICHAEL rechnet auch WOJCIK in der tschechischen Monographie des Krakauer Beckens gleich GAEBLER die oberen flözführenden Schichten von Libiąz zum Rotliegenden.

³⁾ Herrn Markscheider KÜNTZEL in Königshütte bin ich für seine freundl. Führung nach Libiąz besonders verpflichtet.

- Linopteris typ. obliqua* BUNB. sp.
Asterophyllites sp.
 * *Sphenophyllum emarginatum* BR.
 * *Pecopteris typ. pseudovestita* WHITE.
 * *Annularia sphenophylloides* ZENK. sp.
Lepidophyllum majus. BRONGN.
Stigmaria ficoïdes BRONGN.
Sporites glabra.

Man erkennt auf den ersten Blick, daß hier von Rotliegendem gar keine Rede sein kann, auch nicht von Stéphanien, daß vielmehr die vorn erwähnten Schichten des höchsten Westphaliens vorliegen (Zone supérieure ZEILLERS). Von Stéphanien wurde mir auf der Grube dort erzählt, und nach Mitteilung von Herrn MICHAEL ist die Angabe, daß das obere Libiazer Carbon Stéphanien sei, auch von anderer Seite ihm gegenüber geäußert worden. Mit einer etwaigen flözleeren Rotliegend-Überlagerung hat also hier wie anderwärts in unserem Becken das flözführende Gebirge nicht das Geringste zu tun; es muß dann vielmehr eine zeitlich sehr große Diskordanz angenommen werden. Nach Mitteilung auf der Grube finden sich auf der dortigen Landoberfläche Psaronien zerstreut; sollte dies der Fall sein — ich habe keinen gesehen — so würden sie aus den Schichten über dem Carbon stammen und diese tatsächlich Rotliegend oder ehemaliges Rotliegende sein, wie solches weiter im Norden bei Karniowice schon lange bekannt ist.

Ich setzte meine Untersuchungen dann auf preußischer Seite fort und in der Nähe des Dorfes Gr.-Chelm. Hier ist nach GAEBLER das flözführende Rotliegende (a. a. O., S. 60) 117,70 m mächtig.

Er gibt als Profil:

Buntsandsteinletten	
Kohle	0,26 m
Mittel	9,— "
Kohle = Chelm-Flöz	1,44 "
Mittel aus bunten Tonen und mürbem, rotem Sandstein	107,— "
	117,7 m

Dieses „Unter-Rotliegende, welches auch als eine Übergangszone aufgefaßt werden kann“ (a. a. O., S. 60)¹⁾, habe ich

¹⁾ Die Überschrift bei GAEBLER (a. a. O., S. 59), Unter-Rotliegendes = Radowenzer Schichten (?), ist mir auch unverständlich; eins von beiden ist doch bloß möglich; die Radowenzer Schichten als Stéphanien können kein Rotliegendes sein.

in einem Tagesaufschluß an einer alten Schurf- oder Schachtstelle westlich des Dorfes Kl.-Chelm, am Fuße des Chelmer Berges, untersuchen können. Hier beißt ein kleines Flöz aus, offenbar jenes hangende Flöz von 0,26 m in dem GAEBLERschen Profil, also nach seiner Auffassung das oberste ober-schlesische überhaupt. Im Hangenden dieses dort etwa 0,20 m mächtigen Flözes sammelte ich zahlreiche Pflanzenreste, nämlich:

* *Pecopteris* typ. *pseudovestita* D. WHITE viel

* *Neuropteris rarinervis* BUNB.

Stigmaria ficoïdes (Liegendes).

Man sieht trotz der geringen Artenzahl, daß es sich um denselben Schichtenkomplex handelt wie bei Libiąz, wegen der vielen Pecopteriden wohl um dessen hangenderen Teil.

Auch petrographisch habe ich in dem dortigen Ausbiß nicht so erhebliche Besonderheiten gegen die sonstige Beschaffenheit des Muldengruppengesteins finden können. Es kommen die so charakteristischen Sphärosiderite vor, und die Rotfärbung der Schichten hängt mit Verwitterungsvorgängen zusammen, wie man an frisch aus dem Stoß herausgeholtem Material sieht, das oft noch grau bis schwärzlich ist. MICHAEL hatte also, wenn er diese Rotfärbung für eine sekundäre Schichtenverfärbung ansprach (a. a. O.), Recht.

Im übrigen beweist auch das Schwinden fast jeglichen Kohlenrestes auf den Chelmer Abdrücken, daß hier starke Oxydations- und Verwitterungsvorgänge stattgefunden haben. Das Gestein auf der Libiązer Seite erinnert mit seinem stäubenden Charakter und den bald in Schüppchen oder Pulver sich ablösenden Abdrücken durchaus an das Verhalten der mir sonst aus den hangenderen Partien galizischer Bohrungen bekannten Abdrücke, die ohne Gummierung oder Fixierung kaum zu halten sind. An die sonstigen Pflanzenvorkommnisse in der galizischen Muldengruppe erinnern in Libiąz auch die häufigen *Sporites*-Exemplare, oft in Menge zusammengehäuft, wahrscheinlich von Sigillariostroben herrührend.

Nach der Lage der beiden Fundpunkte Chelm und Libiąz zu urteilen, zieht sich die obere Schichtenpartie, wie GAEBLER annahm, tatsächlich von der preußischen Seite nach Libiąz hinüber, und vielleicht noch darüber hinaus; hierüber und über ihre Ausdehnung nach Norden und Süden müssen spätere Aufschlüsse Auskunft geben. In den übrigen paralischen Becken hat man diesen durch seine Flora scharf gegen die mehr oder weniger mit darunterliegenden *Lonchopteris*-Horizonte, die in Oberschlesien bis zur Bradegrube aufwärts

nachgewiesen sind, getrennten Schichtenkomplex immer abgetrennt, und auch in Oberschlesien müssen wir wegen der überaus charakteristischen und unterschiedlichen Flora eine solche Separierung vornehmen. Wir werden diese durch die obige Flora gekennzeichneten höchsten Schichten des Prod. Carbons des oberschlesischen Beckens als **Chelmer Schichten** bezeichnen. Sie gehören natürlich noch zur Muldengruppe MICHAELS, die also nur höher hinaufzuziehen ist.

Der allgemeine Gesichtspunkt für den Vergleich mit den anderweitigen Becken war im vorigen schon hervorgehoben worden. Wir haben im oberschlesischen Becken denselben Abschluß der produktiven Schichten nach oben wie in den anderen paralischen Becken; denn wenn auch, wie bemerkt, die Upper coal Measures in England (Radstockian) und die Piesbergschichten z. T. ein etwas höheres Niveau einnehmen als die Zone supérieure in Nordfrankreich und die Flénus in Belgien, so ist dies nicht sehr belangreich, da alle diese Schichten im großen und ganzen dieselbe Leitflora enthalten und jedenfalls nicht das Stéphanien erreichen; auch die Radstockschichten nicht. Es ist dies ein großer gemeinsamer Zug, der dem mitteleuropäischen Becken, ja anscheinend sogar dem Donetzgebiet eignet und sie zugleich in Gegensatz zu den meisten Binnenbecken bringt. In diesen ist das Stéphanien normalerweise, und zwar produktiv, fast immer entwickelt, z. B.

1. in den mittelböhmischem Becken,
2. in dem niederschlesisch-böhmischen Becken (Radowenzer bzw. Idastollner Flöze),
3. im Wettiner Becken bei Halle a. d. S.¹⁾,
4. Im Saarbecken (Ottweiler Schichten mit dem Lummerschieder und Schwalbacher u. a. Flözen),
5. in den vielen Becken des französischen Zentralplateaus, wo das Stéphanien sogar die bevorzugte Stufe der Kohlenbildung ist (Décazeville, Commentry, Gard, Autun und Épinac, Le Creuzot und Blanzay usw.).

Welche Ursache diesen allgemeinen Beziehungen zugrunde liegt, dürfte vorderhand unklar sein, übersehen kann man aber an der Hand des oben Gesagten diese Beziehungen wohl kaum.

Schließlich sei noch hinzugefügt, daß nunmehr das oberschlesische Becken die vollständigste, mit lückenloser

¹⁾ Im Zwickauer Becken liegt dagegen das Rotliegende diskordant auf dem obersten Westfalien (STERZEL).

Fossilführung bekannte carbonische Schichtenreihe in Europa darstellt, da sich die Flözentwicklung vom Culm (mähr.-schlesischen Dachschiefer) bis zum Gipfel des Westphalien lückenlos verfolgen läßt; nach einer dem Stéphanien entsprechenden Lücke folgt dann die permische Flora des Kalkes von Karniowice, die RACIBORSKI beschrieben hat. An Vollständigkeit kann sich damit nur das kleinasiatische Becken von Eregli (Schwarzes Meer) oder Héraclée messen, in dem die Flora von dem untersten produktiven Carbon bis ebenfalls zu den höchsten Schichten des Westphalien (hier schon mit zahlreichen Einmischungen von Stéphanien-Typen) verfolgt worden ist (ZEILLER, Mém. Soc. Géol. France. Mém. No. 21. 1899). Das nächst vollständige niederschlesische leidet an dem zwischen Waldenburger Schichten und Hangendzug (Schatzlarer Schichten) eingeschalteten flözleeren Großen Mittel. Bei dieser Vollständigkeit in dem in allen Etagen flözführenden oberschlesischen Becken ist es sehr überraschend, innerhalb derselben eine fast mathematisch scharfe Grenze für die Florenfolgen zu finden, nämlich unmittelbar unter dem Pochhammerflöz, dem untersten Sattelflöz, wo in demselben Augenblick, wo die oberste marine Schicht erscheint, die Randgruppenflora erscheint mit Typen der Waldenburger Schichten und zahlreichen Sondertypen. Hierüber und über die oberschlesische Steinkohlenflora überhaupt wird in der im Druck befindlichen Monographie der oberschlesischen Carbonflora des Verfassers das Nähere zu finden sein. Von dieser ist zunächst nur der 1. Teil, die Farne und farnähnliche Pflanzen enthaltend, vollendet worden.

Eine weitere und zwar die nächste Aufgabe muß es nun zur weiteren Klärung der hangendsten Schichten der Muldengruppe sein, die Schichtengruppe zwischen den Bradegrubenflözen und den Chelmer Schichten paläontologisch zu untersuchen. Nach der Annahme GAEBLERS (a. a. O., S. 73) ist diese Schichtenserie in den Schichten der Heinrichsfreudegrube bei Lendzin mit 7 Flözen (ca. 180 m Mächtigkeit) und den darüber gesetzten 3 Beruner Flözen (ca. 180 m) zu suchen: das unterste Beruner Flöz soll dem obersten Heinrichsfreudeflöz entsprechen. Fossilien sind leider aus diesem Komplex gar nicht bekannt. Ich hoffe, in diesem Herbst Gelegenheit zu haben, auch diese Lücke auszufüllen, da bei Lendzin eine 600 m tiefe Bohrung gestoßen wird (nach freundl. Mitteilung des Herrn Markscheider WEBER in Kattowitz), und da ferner die Hoffnung besteht, an dem Ausbiß bei dem alten Weggeschacht am Helmitzkiberg bei Berun weiteres Material zu finden.

Zur Diskussion spricht Herr MICHAEL.

Herr GUILLEMAIN spricht über Grundzüge der Geologie Katangas¹⁾.

Zur Diskussion sprachen die Herren STUTZER, RAUFF, HENNIG, MICHAEL und der Vortragende.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

HENNIG. RAUFF. BÄRTLING.

¹⁾ Der Vortrag bildet einen Teil der in der gleichen Nummer veröffentlichten brieflichen Mitteilung des Verfassers.

Briefliche Mitteilungen.

18. Über geologische Beobachtungen auf der Insel Elba.

Von Herren H. ARLT und JOH. KOENIGSBERGER.

(Mit 5 Textfiguren.)

München und Freiburg i. B., den 25. November 1912.

Seit den Zeiten G. v. RATHS¹⁾ bietet die Insel Elba viele interessante geologische, petrographische und tektonische Probleme. Gelegentlich unseres gemeinsamen Besuches auf dieser Insel im April d. J. konnten wir einige neue Beobachtungen machen und auf Grund dieser zu den geologischen Streitfragen über die tektonischen Verhältnisse der Insel Stellung nehmen.

Durch die zahlreichen Arbeiten TERMIERS²⁾, welcher Elba als ein „pays des nappes“ deutet, hat das Studium der Geologie von Elba neue Anregung erhalten. Die Insel Elba wurde zu einem Kampfplatz, auf dem die Ideen der modernen Deckentheoretiker mit den bisher geläufigen tektonischen Anschauungen über den Aufbau des Apenninengebirges zusammenstießen. So sind gelegentlich der Generalversammlung der Italienischen geologischen Gesellschaft in Portoferraio und der damit verbundenen Exkursionen im September 1910 die von

¹⁾ v. RATH: Die Insel Elba. Geognostisch-mineralogische Fragmente aus Italien III. Diese Zeitschr. XXII, 1870, S. 591—732.

²⁾ P. TERMIER: Sur les granites, les gneiss et les porphyres écrasés de l'île d'Elbe. Compt. Rend. Ac. Sc. 148, 1909, S. 1441/5. — Derselbe: Sur les nappes de l'île d'Elbe. Ebenda 148, 1909, S. 1648/52. — Derselbe: Sur les relations tectoniques de l'île d'Elbe avec la Corse et sur la situation de celle-ci dans la chaîne alpine. Ebenda 149, 1910, S. 11. — Derselbe: Sur la Tectonique de l'île d'Elbe. Bull. d. l. Soc. géol. de France, IV. Sér., X, 1910, S. 134—160.

TERMIER gebrachten neuen Deutungen von den italienischen Fachgenossen allgemein abgelehnt worden¹⁾.

Für die Insel gibt es eine geologische Spezialkarte im Maßstab 1:50000, aufgenommen von B. LOTTI²⁾, die — wie TERMIER hervorhebt — sich durch Sorgfalt und Objektivität der Eintragungen auszeichnet.

Nach der Ansicht LOTTIS³⁾, dem sich seine italienischen Fachgenossen auf ihrer Versammlung 1910 angeschlossen hatten, besteht der östliche Teil der Insel aus einer schwach gewölbten, normalen Schichtenfolge, die sich über „präsilurischen Gneisen, Glimmerschiefern und Marmoren“ (pr¹, pr², pr³, pr⁴ der Karte LOTTIS) aus paläozoischen, mesozoischen und tertiären Horizonten aufbaut. Ein Einbruch längs einer N—S streichenden Verwerfung in der mittleren Zone der Insel bringt eine Wiederholung dieser Schichten gegen Westen hin. Dort und auch in der Mittelzone treten die tertiären Granite und Porphyre auf, welche die genannten Schichten durchbrechen. Die grünen Gesteine werden je nach ihrer Lagerung zwischen den Sedimenten als präsilurische oder eocäne unterschieden.

TERMIER dagegen gliedert Elba in drei tektonische Serien, von denen jede durch einen ihr eigentümlichen Schichtenaufbau bezeichnet ist, und die alle drei deckenförmig übereinander gelagert sind [vgl. Fig. 3 a, welche eine Kopie aus TERMIERS letzter Arbeit⁴⁾ darstellt].

Die basale Serie (I) setzt sich nach seiner Auffassung zusammen aus dem Elbaner Granit mit seiner metamorphen Hülle im Westen, aus dem aus ihm hervorgegangenen Mylonit im Osten sowie aus Gneis im Süden und aus den Tertiärschichten, die LOTTI mit dem Zeichen „e⁵“ (Albarese und Macigno) auf seiner Karte ausgeschieden hat. Die zweite Serie (II) besteht aus Marmoren und Kalkglimmerschiefern mit grünen Gesteinen, jenen Horizonten, die LOTTI mit „pr³“

¹⁾ L. BALDACCI: Nuove ipotesi sulla Struttura geologica dell' Elba. Boll. d. Soc. geol. ital. XXIX, 1910, S. LXXV—CXIII. — P. ALOISI: Excursioni nell' Isola d' Elba eseguite dalla società geologica italiana dal 18 al 22 settembre 1910. Ebenda XXIX, 1910, S. CXXXVII—CXLIV. — B. LOTTI: La riunione della Società geologica italiana a Portoferraio e l'ipotesi del TERMIER sulla tettonica dell' isola d' Elba. Boll. Com. geol. 41, H. 3, S. 284—291.

²⁾ B. LOTTI: Carta geologica dell' isola d' Elba. 1:50000. Roma 1885.

³⁾ B. LOTTI: Descrizione geologica dell' Isola d' Elba. Memorie descrittive della carta geologica d' Italia. II. 1886. — Derselbe: Geologia della Toscana. Ebenda XIII, 1910.

⁴⁾ Sur la Tectonique de l'île d'Elbe, a. a. O., S. 135.

und „pr⁴“ als präsilurianisch auffaßt, TERMIER aber den „Schistes lustrés“ der Alpen parallel stellt. Sie erscheinen als schmale Zonen zwischen der basalen Serie I und der hangenden Serie III, welche aus der Schichtenfolge Silurschiefer bis Eocän im östlichen und zentralen Teil der Insel gebildet wird. Das Eocän der obersten Decke („e¹, e², e³“ der Karte LOTTIS) wird als Kalk-Hornsteinfacies dem Macigno-Albarese der basalen Serie I gegenübergestellt. Ferner ist

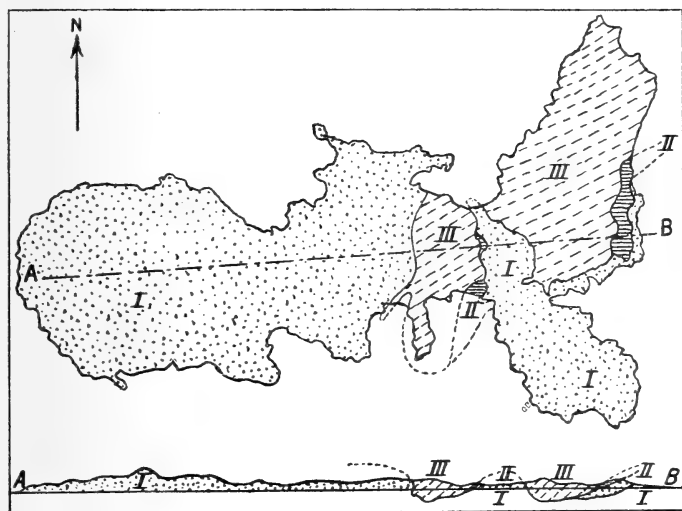


Fig. 1.

Übersichtskarte und Profil der Insel Elba nach TERMIER.

die oberste Decke durch ihren Reichtum an grünen Gesteinen charakterisiert.

Im folgenden geben wir eine kurze Beschreibung der von uns besuchten Aufschlüsse auf Elba:

I. S. Caterina-Terranera (nordöstlich Porto Longone).

Aus grauen, kavernösen, oft auch dolomitischen und schwarz geäderten Kalken, die von LOTTI mit Infralias („i“ der Karte) bezeichnet, von TERMIER als echte Triasbildungen gedeutet werden, durchquert man in der angegebenen Richtung zunächst sandige, violette oder graue tonige Schiefer — Verrucano — („pm²“ der Karte), danach bituminöse Silurschiefer („si“).

Diese Schichten gehören jenem System an, welches vom Silur über Unter-Devon¹⁾, Perm, Trias, Lias, Eocän eine normale, tektonisch nicht erheblich gestörte Schichtenfolge darstellt. Sie bedeckt, längs der Linie Rio Marina-Terranera beginnend, den größten Teil im Osten und Nordosten der Insel und reicht gegen Westen bis zu der Einschnürung Elbas zwischen dem Golf von Portoferraio und dem Golfo della Stella.

Steigt man in den Silurschiefern am westlichen Abhang des nördlich C. Bianco mündenden Tales unterhalb des dort auf der Höhe stehenden Pulvermagazins hinab, so gelangt man alsbald in eine breite Trümmerzone, innerhalb welcher die Schiefer und ihre Unterlage heftig durcheinander gepreßt sind. Als jene Unterlage erkennen wir hier die Granit-Mylonite, welche wir bei Porto Longone eingehend zu studieren gute Gelegenheit hatten. Die von diesem Aufschluß genommene Photographie (Fig. 2) läßt den tektonischen Kontakt gut erkennen (insbesondere die Schollen von dunklem Granitmylonit in hellem Silur). In der Natur ist die Grenze zwischen Silur (oben) und Mylonit (unten und seitlich rechts) noch dadurch besonders gut bezeichnet, daß letzteres Gestein in der Nähe des C. Bianco Träger einer Eisenerzlagstätte ist. Es sind die leuchtend rot und rotbraun erscheinenden Ausscheidungen der hier emporgestiegenen Eisenlösungen nur höchstens bis in die Verruschelungszone hineingedrungen, ohne die dunklen Silurschiefer imprägniert zu haben. Die Mineralien sind gut erhalten, die Spalten offen. Also erfolgte das Aufdringen der Erzlösungen nach der Überschiebung, vermutlich im Zusammenhang mit dem Mittelmeereinbruch.

Die Silurschiefer sind hier ziemlich metamorphe Phyllite, wie sie durch eine Gneis-, vielleicht auch eine Granitkontaktmetamorphose erzeugt werden können.

Der Granit etwa 20 m unter der Überschiebungsfäche besteht u. d. M. aus Bruchstücken von Orthoklas, unregelmäßig begrenzten Körnern von Quarz, etwas feinzerteiltem Plagioklas, aus Zoisit, Sericit und wenig z. T. chloritisiertem Biotit.

Unmittelbar an der Überschiebungsfäche, wo der Granit mit Silurlinsen verkittet ist, ist die Zertrümmerung so weitgehend, daß die Auflösung des Mikroskops auch bei stärkster Vergrößerung kaum zur Diagnose hinreicht, zumal da der Schriff nicht unter einer gewissen Dicke hergestellt werden kann.

Neben Quarz und wohl Orthoklas sind sehr zahlreich in Bändern angeordnet Zoisitleisten und Sericitfasern ausgeschieden.

¹⁾ LORRI: Geol. Toscana, S. 6.

Biotit, Chlorit, Epidot sind nicht sicher nachweisbar. Außerdem sieht man viel Eisenerz, das frisch ist und regelmäßige Begrenzungen zeigt.

Da wir nach den früheren Untersuchungen von LOTTI, DALMER u. a. und unseren Darlegungen (vgl. S. 298) berechtigt sind, dem Granitmylonit posteoocänes Alter (oder exakter ihn jünger als das Albarese zu bezeichnen) zu geben, haben wir

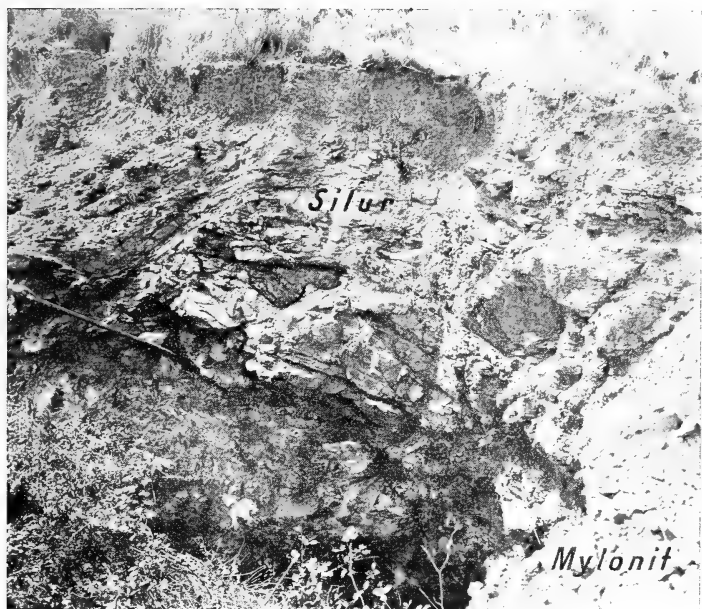


Fig. 2.

Tektonischer Kontakt zwischen Silur und Mylonit bei Capo Bianco.

an dieser Stelle also eine vorzüglich aufgeschlossene Überschiebung von Silur auf posteoocänem Granit vor uns. Wie man an den Abhängen des verlassenen Tagebaues beobachten kann, und wie es auch aus der Photographie Fig. 2 deutlich ersichtlich ist, ist die geschilderte tektonische Störungsfläche eine flache Überschiebungsfläche, die nur mit wenigen Graden gegen Westen bis Nordwest einfällt. Eine Deutung dieser Erscheinung als Verwerfung ist vollständig ausgeschlossen.

II. Das untere Ortano-Tal.

Ungefähr 10 km nördlich von der eben beschriebenen Lokalität mündet an der Ostküste der Insel das Ortano-Tal. Auf dem Wege dorthin bleibt man ständig in den früher als gneis- und z. T. turmalinführende Glimmerschiefer bezeichneten Gesteinen, die aber, wie von uns weiter unten (S. 912 ff. dargelegt ist, als Mylonite zu bezeichnen sind. Während der Wanderung längs der Küste fiel uns auf, daß von den Bergen hier und da Marmor und Brauneisenerze an das Meeresufer gebracht werden. Beim Hinaufsteigen am Südabhang des unteren Ortano-Tales finden wir die Erklärung dieser Erscheinung. Über dem „Mylonit“ folgt hier ein mächtiges Lager grau-weißen Marmors, an dessen Basis metasomatisch Eisenerze ausgeschieden sind. Im Talboden ist am rechten Gehänge der Kontakt des Marmors gegen den Mylonit klar aufgeschlossen. Der krystalline Kalk ruht hier an einer steilen Begrenzungslinie neben dem Mylonit. In der Nähe der Grenze beider Gesteine war im Mylonit eine besonders heftige Verruschelung zu erkennen. Überlagert wird der Marmor von einem wohlgeschichteten, ebenfalls krystallinen Mergelkalk. Talaufwärts wandert man noch geraume Zeit in diesen krystallinen Gesteinen, bei deren Studium sich in ihrem Habitus eine auffallende Ähnlichkeit mit den Eocänbildungen (Macigno und Albarese) aufdrängte, die wir einen Tag vorher auf dem Wege von Portoferraio nach dem Mte. Capaune kennen gelernt hatten. Beide Male waren innerhalb schiefriger Gesteine verschieden hell oder dunkel gefärbte Kalklinsen eingelagert, nur daß westlich Portoferraio bis zum Golf von Procchio unveränderte Gesteine anstanden, während wir es hier mit metamorphen zu tun hatten. Es erschien uns daher nicht ausgeschlossen, in diesen umgewandelten Kalken und Schiefen eine veränderte Ausbildung des normalen Tertiärs auf dem mylonitisierten Granit vor uns zu haben. Die hier ebenso wie im Westen der Insel vorhandene Vergesellschaftung mit Serpentin vermochte diese Deutung nur zu stützen.

Weiter talaufwärts legt sich auf dieses Schichtensystem Silurschiefer. In der Nähe ihrer Auflagerungsfläche¹⁾ sind sie stark gestört und gefältelt, so daß der Auffassung, die Silurschiefer seien hier wie am C. Bianco in sich etwas verschoben, keine Schwierigkeit entgegenstehen würde. Solche Verschiebungen längs „Gleitbrettern“ (A. SPITZ) sind nicht selten; sie

¹⁾ Die Auflagerung selbst war hier nicht aufgeschlossen.

sind manchmal, aber wohl nicht mit Recht, als Decken gedeutet. Im Hangenden des Silurs folgen alsdann wieder die bereits bei Beschreibung der Aufschlüsse S. Caterina—Terranera genannten normal auflagernden permischen, mesozoischen und tertiären Schichten.

Von diesem Aufschluß unterscheidet sich das vorher unter I geschilderte Profil also nur dadurch, daß zwischen dem liegenden Mylonit und das überschobene Silur noch metamorphe Kalke und Schiefer eingeschaltet sind.

III. Casa Perna—Casa Ciollini.

Die Fahrstrecke Portoferraio—Porto Longone verläßt man bei der Casa Perna und steigt in der Fossa di Mar di Carvisi

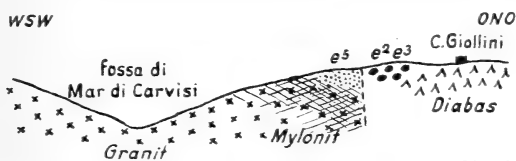


Fig. 3.

Profil bei Casa Perna.

am östlichen Talgehänge empor¹⁾. Hier findet sich anstehend Elbaner Granit, doch selten in ganz normaler und gesunder Ausbildung, dazwischen gestreckte Gesteine, die Glimmerschiefern ähneln. Man ist zeitweise im Zweifel, ob ein Granitkontakt gegen Gneis oder Glimmerschiefer vorliegt, oder ob eine mechanische Deformation der Granitmasse (Mylonitisierung) eingetreten ist. Je weiter man jedoch nach oben steigt, gewinnt letztere Ansicht die Oberhand. Die gestreckten Gesteine überwiegen, schließlich sind echte Mylonite vorhanden. Auf der Höhe stellen sich stark gepreßte dynamometamorphe Eocänschichten, und zwar Macigno und Albarese („e⁵“ der Karte), ein. Es folgen grüne Gesteine und Eocän der kalkighornsteinreichen Facies im Sinne TERMIERS („e², e³“ LOTTIS).

In einem Profil dargestellt, ergeben diese Aufschlüsse das Bild von Fig. 3.

¹⁾ Die LOTTISCHE Karte zeigt hier posteocänen normalen Granit und turmalinführenden Eurit an, sowie turmalinführende Gneise und Glimmerschiefer.

Auf beiliegender Photographie von Gesteinsanschliffen sieht man in Nr. 1 den unveränderten Granit der Unterlage, wie er z. B. bei S. Piero in Campo gefunden wird, in Nr. 2 den Granit in der Tiefe des Tals bei Casa Perna, der deutlich als solcher zu erkennen ist, aber schon gerundete Orthoklasbruchstücke, Quarztrümmer, zerfaserten Biotit zeigt. In Nr. 3 kann man noch die hellen größeren Orthoklasbruchstücke erkennen; doch ist die Hauptmasse des Gesteins in einen dunkelgrauen geschieferten Brei verwandelt. Der Biotit ist chloritisiert und zu Fasern gestreckt.

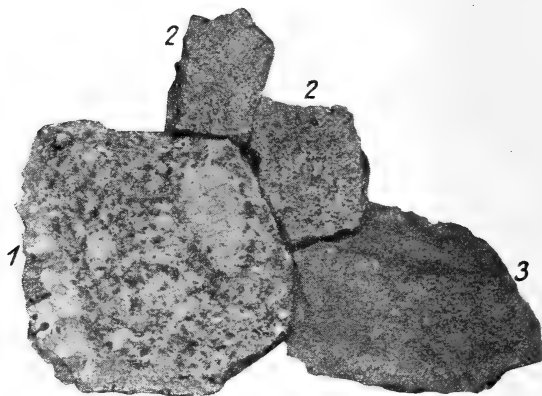


Fig. 4.

Anschnitte von Gesteinen des Grundgebirges.

Im Dünnschliff sieht man in 2, daß der Plagioklas scheinbar gebogen, in Wirklichkeit in verschieden orientierte Felder zerlegt ist. Der Orthoklas ist zertrümmert und mikroperthitisch, was z. T. wohl von gepreßten primären pegmatitischen Verwachsungen herrührt.

Der Mylonit in 3 besteht in der mylonitischen Grundmasse zu etwa $\frac{1}{3}$ aus zertrümmertem Orthoklas, zu $\frac{1}{3}$ aus Quarzkörnern und außerdem aus Zoisit, Sericit und Chlorit. — Hier wie sonst in den Myloniten wird der Plagioklas zersetzt. Zoisit, Quarz, Albit und Myrmekit sind wohl seine Umwandlungsprodukte. Diese sowie die Chloritisierung erfordern Zutritt von Wasser; also muß die Überschiebung eine Erhitzung des feuchten Gesteines bewirkt haben, oder es müssen Wasserdämpfe hinzugetreten sein. Letzteres ist fast wahrscheinlicher. Die Aufreißung der Erdkruste war wohl von Dampfexhalationen begleitet.

IV. Mte. Fabrello.

Das Profil am Mte. Fabrello nimmt im Streit der Meinungen um die tektonischen Verhältnisse Elbas die erste Stelle ein. Als wir es von der Casa Marchetti aus auf dem von TERMIER¹⁾ eingehend beschriebenen Wege begingen, fanden wir die Aufschlüsse hier äußerst klein und mangelhaft. Die recht üppige Vegetation schien sie im Laufe der Jahre mehr und mehr verdeckt zu haben.

Wir sahen östlich der genannten Casa, die ebenfalls an der Straße Portoferraio—Porto Longone gelegen ist, zunächst etwas Mylonit, dann Silur, das mit Eocän (Albarese) heftig verpreßt erschien. Auch eine Serpentinlinse befand sich innerhalb dieses anormalen Kontaktes. Ferner war hier in einem kleinen Aufschluß ein krystalliner Dolomit zu beobachten. Später längs des Fußweges gegen N wurden die Anbrüche des anstehenden Gesteins so gering und unsicher, daß man hier und da nur unzusammenhängende Aufschlüsse schiefriger, z. T. auch metamorpher Gesteine, einmal auch eisenschüssige sandige Schichten bemerken konnte.

Wie gesagt, fanden wir diese Aufschlüsse in einer recht ungünstigen Verfassung, so daß sich über ihren tektonischen Wert weniger Bestimmtes sagen läßt als über die vorher geschilderten.

Zu erwähnen sind im Silur des Mte. Fabrello kleine, aber deutliche Chiastolithkrystalle, die zeigen, daß das Silur hier wie bei Terranera kontakt metamorph ist. Ob dies durch einen eocänen Granit, der in der Gegend der Deckenwurzeln der Serie III vielleicht nicht an die Oberfläche drang, bewirkt wurde, oder ob Gneismetamorphose vorliegt, ist unsicher.

Die Valdana und die Steinbrüche bei Porto Longone gewähren bessere Aufschlüsse in das von P. TERMIER als Mylonit diagnostizierte Gestein. So sehr auch unseres Erachtens die Deutung von TERMIER zutrifft, so sind diese Stellen doch weniger überzeugend als die oben beschriebenen Aufschlüsse und Gesteine von Casa Perna—Casa Ciollini. Der geschieferte Mylonit bei Porto Longone ist kaum der ganz normale Granit. Man sieht u. d. M. Quarz häufig, Orthoklas selten, neben Biotit tritt reichlich und relativ gut erhaltene Hornblende auf, Plagioklas ist nicht nachweisbar, Zoisit und Sericit sind selten. Interessant ist der Aufschluß im Steinbruch (an der Ecke,

¹⁾ Sur la tectonique de l'île d'Elbe, a. a. O., S. 144.

kurz bevor die Straße an das Meer tritt) deshalb, weil Aplitgänge in diesem Gestein zwar auch zertrümmert, aber doch weit besser erhalten sind. Sie zeigen mikropertitischen Orthoklas, Quarz, etwas Chlorit, Biotit und Hornblende. Die Kontinuität der Gänge ist gewahrt, und das zeigt, daß die Verschiebungen im Mylonit, die zur Schieferung führen, durch kontinuierliche, vielleicht sogar homogene Deformation bewirkt sind. An manchen Stellen sind allerdings die Gänge auch abgerissen und ausgequetscht.

Die Schieferung des Mylonits ist der Stärke und Richtung nach wechselnd und verschieden von der in Glimmerschiefern und echten krystallinen Schiefnern.

Die Mylonite in Valdana, über die sich eine ausgedehntere Kontroverse zwischen P. TERMIER¹⁾, v. NOVARESE und P. ALOISI entsponnen hat, sind weniger charakteristisch. Erst wenn man viele Mylonite gesehen hat, wird man die in Valdana als solche erkennen.

Kontaktmetamorphose am Eocän bei Pila.

Das Alter des Granits von Elba ist eingehend von G. VOM RATH, LOTTI, DALMER, BUCCA, NESSIG, neuerdings wieder von LOTTI diskutiert worden. G. VOM RATH und MENEGHINI, DALMER, NESSIG halten den Granit für jünger als Macigno (also Jura-Eocän), BUCCA dagegen für paläozoisch. LOTTI²⁾ kam neuerdings zum Schluß, daß am Mte. Capanne ein Kontakt sicher festgestellt sei, daß aber der Übergang dieser Kontaktgesteine in Eocän nicht aufgeschlossen und daher nicht nachweisbar sei und die Kontaktfelsen als Lias zu deuten seien. Wir haben an der Straße von Pila nach S. Ilario, die neueren Datums ist, den allmählichen Übergang des Eocäns (Albarese) in Kontaktfelsen gesehen. Zuerst wird der dort fast nur Kalkcarbonat enthaltende Kalkstein fleckig; es sondern sich Adern und Linsen verschiedener Farbe aus. Dann nimmt der Gehalt an Kieselsäure und Tonerde zu; das Gestein wird schließlich ein harter, Granat führender Hornfels. Die Hornfelsen sind dort an dieser Straße durch eine wenig mächtige Zone von Serpentin unterbrochen. Ob dies eine tektonisch eingeklemmte Scholle oder ein in situ umgewandelter Peridotit ist, läßt sich kaum entscheiden. Erst dann folgt der porphyrische turmalinführende Mikrogranit, wie er für den Mte. Capanne charakteristisch ist.

¹⁾ Vgl. P. TERMIER, C. R. 152, S. 826, 1911.

²⁾ LOTTI: Geologia della Toscana, S. 62. — K. DALMER: N. Jahrb. Min. 1894, I, S. 99. — L. BUCCA: Rendic. Acc. Linc. VII, 2, fascic. 8, 1891.

Ergebnisse.

Wie verhalten sich nun die Ergebnisse der oben beschriebenen, von uns beobachteten Profile zu den geologischen Streitfragen über die tektonischen Verhältnisse der Insel Elba?

Unsere Beobachtungen bestätigen die TERMIERSchen ganz allgemein insofern, indem sie besonders in unseren Profilen I und II (S. Caterina-, Terranera- und Ortano-Tal) horizontale Schollenbewegungen auf Elba zur Gewißheit machen. Ja, wenn man will, vermag man aus allen vier beschriebenen Profilen eine Bestätigung der von TERMIER entwickelten Ansichten herauszulesen. Denn das Profil des Ortano-Tales zeigt, wie er es verlangt, zwischen basalem Mylonit und übergeschobenem Silur seiner Nappe III eine Zone metamorpher Kalke und Schiefer mit grünen Gesteinen (Schistes lustrés der Nappe II). Profil III (Casa Perna—Casa Ciollini) läßt sich mit dem von TERMIER vom Mte. Castello gezeichneten¹⁾ identifizieren, durch welches nachgewiesen werden soll, daß Nappe III deckenförmig über Nappe I liegt und das Gebiet im Zentrum der Insel zwischen Mte. Fabrello und Mte. Castello ein Fenster darstellt. Endlich kann man aus dem Profil des Mte. Fabrello (IV) trotz der Unvollkommenheit der Aufschlüsse eine tektonische Überlagerung von Silur über Mylonit unter Einschaltung linsenförmiger Schollen von Schistes lustrés herauslesen.

Einer so weitgehenden Übereinstimmung möchten wir jedoch nicht das Wort reden, sondern müssen darauf hinweisen, daß sich uns bei Begehung des Ortano-Tales die Deutung aufdrängte, die krystallinen Schichten unter dem übergeschobenen Silur könnten metamorphes Eocän darstellen. Einen stichhaltigeren Beweis für unsere Meinung als TERMIER für die seinige können wir allerdings leider auch nicht bringen, da wir ebenfalls nur auf Grund petrographischer Ähnlichkeit zu unserer Bestimmung gelangten. In solchen Fällen wird es aber wohl stets schwer halten, mit besseren Beweisen zu dienen, da man auf Fossilfunde in den stark umgewandelten Schichten wird vergeblich hoffen können. Unsere Ansicht hat aber gegenüber der TERMIERSchen den Vorzug, daß sie eine Vereinfachung bringt, da wir hier mit einer Überschiebung auskommen können und nicht mit zwei Decken zu rechnen brauchen.

Das Profil III zwischen Casa Perna und Casa Ciollini als Beleg für eine deckenförmige Überlagerung des Mte. Castello und des ganzen Gebietes im Osten der Insel bis zur Linie

¹⁾ Sur la Tectonique de l'île d'Elbe, a. a. O., S. 149.

Porticciole—Terranera zu benützen, kann der eine von uns (H. ARLT) sich zunächst noch nicht entschließen, da wir etwas Derartiges dort nicht beobachtet haben. Was man sah, schien zwar, wie oben geschildert, auf eine Störung hinzudeuten, ihr aber eine derartige Bedeutung zuzumessen, scheint kein Zwang vorzuliegen, besonders deshalb nicht, weil, wie weiter unten noch erwähnt werden wird, zwei verschiedene Eocänfacies auf Elba bisher kaum bewiesen sind.

Besondere Erwähnung verdienen noch die grünen Gesteine, hauptsächlich aus dem Grund, weil STEINMANN ihrer Ausbreitung in seiner Synthese des Apennins¹⁾ eine sehr große Bedeutung zumißt, und auch TERMIER sie als wesentliche Charakterisierungsmerkmale seiner Nappes II und III benutzt. Wie die geologische Karte zeigt, und wie wir uns bei unseren Exkursionen überzeugen konnten, lassen sich auf Elba grüne Gesteine in beiden, oder, wenn die TERMIERSche Deutung zu Recht besteht, in allen drei tektonischen Elementen beobachten. Allerdings besteht ein gewisser qualitativer Unterschied, indem ihr Vorhandensein in der basalen Serie neben Granit und Eocän spärlicher ist als in den überschobenen Schollen, wo Serpentine und Diabase eine recht große Ausdehnung haben. Immerhin wird man auf Elba auf ihr Vorkommen niemals das Charakteristikum einer Decke begründen können; eine Tatsache, auf die auch TARAMELLI²⁾ bereits hingewiesen hat.

Der eine von uns (H. ARLT) möchte auf eine Schwierigkeit in der TERMIERSchen tektonischen Auffassung hinweisen. Es muß auffallen, daß die große Granitkuppel des Mte. Capanne wie überhaupt der ganze westliche Teil der Insel jenseits der Linie Portoferraio—Golfo dell'Acona nicht die geringsten Spuren des Hinweggleitens der von ihm angenommenen beiden Decken zeigen. Der Granit selbst erscheint hier vollständig normal und frisch, ohne auch nur im geringsten durch Faltung oder Pressung in Anspruch genommen zu sein. Diese Tatsache ist um so bemerkenswerter, als wir im Osten der Insel eine Mächtigkeit der Mylonitbildungen haben wie selten irgendwo. Das Hilfsmittel, die höheren Decken seien über dem noch heut zu einer Höhe von über 1000 m aufragenden Mte. Capanne durch Erosion entfernt, während wir sie wenige Kilometer gegen Osten im Niveau des Meeresspiegels oder auf

¹⁾ G. STEINMANN: Alpen und Apenninen. Diese Zeitschr. 1907, Mon.-Ber. S. 177—183.

²⁾ TARAMELLI: A proposito di una nuova ipotesi sulla struttura dell' Apennino. R. Ist. Lombardo di sc. e lett. Rediconti, Ser. II, Bd. 41, 1908, S. 126—139.

Hundertern von Metern mächtiger Mylonite finden, scheint mir doch zu wenig befriedigend.¹⁾

Greift man aber anderseits zur Annahme kurzer Schübe, und stellt man sich den Bewegungsvorgang vielleicht in ähnlicher Weise vor, wie es LEPSIUS²⁾ mit der Entstehung des Harzes getan hat, so steht das nahe Nebeneinanderliegen der zwei Eocänfacies, eine der wichtigsten Stützen des TERMIERSchen Deckenschemas, einer solchen Deutung im Wege.

Doch möglicherweise ist dieses Hindernis nur ein scheinbares! TERMIER benützt die LOTTISCHE Gliederung des Eocäns, die letzterer in folgender Weise ausgeführt hat³⁾:

1. Wechsellagernde Kalke, Schiefer und Sandsteine,
2. Bunte Nummulitenkalke,
3. Rötliche, grünliche und hellgraue Kalke,
4. Radiolarienhornsteine und manganhaltige Kiesel-schiefer,
5. Diabase,
6. Euphotid,
7. Serpentin,
8. Kalke (Albarese) und Schiefer mit Spuren von Nummuliten,

dazu, den hangenden Albarese und Macigno (1.) von den übrigen Gliedern abzutrennen und ihn als gleichwertiges, nur

¹⁾ Anm. von H. ARLT. Nachdem die vorliegende Notiz abgeschlossen war, haben P. TERMIER und J. BOUSSAC im Anschluß an ihre Untersuchungen bei Savona (Le massif cristalline ligure. Bull. Soc. géol. France 1912, 4. Ser., Bd. XII, S. 272) über die Beziehungen zwischen Alpen, Dinariden und Apennin ebenso geistreiche wie weitgehende Schlüsse gezogen. Danach hätten wir es im krystallinen Massiv Liguriens, als dessen Äquivalent auf Elba die granitischen Gesteine zu gelten hätten, mit der dinarischen Masse zu tun. Diese soll sich in ost—westgerichteter Bewegung auf das bei Savona aufgeschlossene alpine System heraufgelegt haben, während die hangende Apennin-Serien als im Zustand der Ruhe gedacht, durch eine Bewegung „in inversem Sinne“ zu Decken übereinander bzw. untereinander geschoben sei.

Auch bei einer derartigen Deutung muß es, abgesehen von der Kühnheit des Gedankenfluges, als auffallend bezeichnet werden, daß die „Dinariden“ dort, wo sie zwischen dem alpinen System im Liegenden und den Apennin im Hangenden, wohl am weitesten von ihrem Wurzelgebiet im Osten entfernt, vorgestoßen erscheinen, nämlich im Mte. Capanne auf Elba, am frischesten und am wenigsten von ihrer Über- und Unterschiebung beschädigt auftreten.

²⁾ R. LEPSIUS: Geologie von Deutschland, Bd. II, S. 363, besonders die Tafeln I und II.

³⁾ B. LOTTI: Osservazioni geologiche sulle isole dell Archipelago toscano. Boll. dell R. Comit. geol. d'Italia 1884, S. 56—61.

faciell anders geartetes Glied den übrigen Horizonten gegenüberzustellen.

Nach dem, was wir auf Elba zu beobachten die Gelegenheit hatten, scheint es aber noch keineswegs erwiesen, daß die rötlichen, grünlichen und grauen Kalke sowie die mächtigen Radiolarite das Eocän vertreten. So wurden wir bei einer Wanderung an der Küste nordöstlich Magazzini (Bucht von Portoferraio) in den rötlichen Kalken lebhaft an die so charakteristische Scaglia der Südalpen erinnert. Diese werden hier von mächtigen Hornsteinkalken unterlagert, in denen man allerdings vergeblich nach Aptychen sucht. Bezüglich dieser Bildungen auf Elba kann wohl auch die Ansicht von STEINMANN zutreffen, der nach dem Vorgange von ZITTEL¹⁾ für analoge Gesteine im Apennin cretaceisches bis oberjurassisches Alter in Anspruch nimmt. Es scheint, daß für diese Ansicht sogar LOTTI selbst ins Feld geführt werden kann, welcher schreibt²⁾, daß die Hornsteine im Hangenden in rötliche, weiße und graue Kalke übergehen, in deren oberem Teil Nummulitenschichten mit *N. Biarritzensis*³⁾ gefunden worden sind. Es bleibt also in den liegenden Kalk- und Hornsteinbildungen Raum genug, daß darin Kreide und auch oberster Jura vertreten sein könnten.

Andererseits würde dann das LOTTISCHE Eocänprofil, welches an der Basis der Radiolarite wieder Macigno und Albarese anführt, die Annahme einer tektonischen Überlagerung möglich erscheinen lassen.

Die Auffassung, die der andere von uns (J. KOENIGSBERGER) bez. der verschiedenen Mylonitisierung des Granits und der Überschiebung im ganzen hat, ist etwa folgende: Die Decken in Schottland, Skandinavien zeigen eine Überschiebung des oberen Granits auf einer fast ruhenden Schieferunterlage. Hierbei wurde der untere Teil der Decke mylonitisiert, die Unterlage aber wenig beeinflußt. In Elba liegen die Dinge umgekehrt. Die granitische Unterlage ist zermalmt und geschiefert, also muß wohl diese sich bewegt haben. Die Schiefer- oder auch Eocändecke ist weniger verändert. Doch ist auch hier auf 10—50 m eine Dynamometamorphose wahrnehmbar. Der Grad der Mylonitisierung ist sehr wechselnd. Teile wie der Mte. Capanne dürften sich nur als Ganzes bewegt haben und

¹⁾ ZITTEL: Geologischer Bau der Zentral-Apenninen 1876. Geogn.-paläont. Beiträge, Bd. II.

²⁾ B. LOTTI: Geologia della Toscana, S. 151.

³⁾ *N. Biarritzensis* = *N. syn. ataticus*. Lutitien supérieur. cf. HAUG: Traité II, S. 1461.

sind daher nicht beeinflusst, während z. B. die Mylonitmasse des Mte. Calamita¹⁾, wohl die mächtigste der Insel, von 413 m bis 0 m über dem Meer gleichmäßige Zertrümmerung und sekundäre schwach geneigte Schieferung aufweist. Außerdem dürfte wohl der Gipfel des Mte. Calamita, wie die Erzlager zeigen, die meist gerade am Silur aufhören, an der Basis der Decke gelegen haben, der Mte. Capanne dagegen tief unterhalb. Die östliche Hälfte der Insel ist eben nach der Deckenbildung wohl infolge des Mittelmeereinbruchs stark abgesunken. Die Mylonitisierung der Unterlage könnte durch die Bewegung derselben, also durch Unterschiebung bedingt sein. Die Silurschiefer haben hier wie in Skandinavien die Gleitbewegung erleichtert; nur sind sie in Elba Decke, in Skandinavien Unterlage. Bezüglich der Auffassung des Eocäns sind wir beide gleicher Ansicht.

Das Ergebnis unserer Beobachtungen auf Elba läßt sich kurz dahin zusammenfassen, daß trotz mancher Unsicherheiten in der Deutung von Einzelheiten und größeren Gesteinskomplexen der tektonische Aufbau dieser Insel im Gegensatz zur Ansicht der italienischen Geologen durch horizontale Bewegungen hier wie in anderen Faltengebirgen des alpinen Typus erklärt werden muß.

Anhang.

Breccienbildung bei Elba.

An der Küste, an der Bucht von Portoferraajo, machten wir einige interessante Beobachtungen über die Entstehung von Kalkbreccien.

Dort bildet heute das Meer zwei Arten von Breccien, die durch Kalkcement verkittet sind. Nahe nebeneinander finden wir eine Breccie mit runden und eine mit eckigen Bruchstücken; beide sind etwa 3 m mächtig. Die „runde“ Breccie liegt an der Flachküste und reicht vom Meeresboden, und zwar von der Grenze der Ebbe, bis etwa 3 m aufwärts; hier sind die vom Meer gerollten und gerundeten Stücke verkittet. Das an der Küste mit Kalk gesättigte Wasser verdunstet bei der Ebbe und gibt so das Kalkcement ab. Die eckige Breccie findet sich oberhalb etwa 3 m über dem Meer, da, wo die Küste steil, aber nicht ganz senkrecht abfällt. Die eckigen Bruchstücke sind durch Verwitterung und Absprengung aus den Eocänkalkwänden ent-

¹⁾ P. TERMIER hat diese Masse noch als Gneis bezeichnet, doch ist das Gestein weder ein Ortho- noch ein Paragneis, sondern ein Mylonit. Man erkennt das am Fehlen von unverändertem Biotit und Plagioklas und der hochgradigen Kataklyse.

standen und terrigenen Ursprungs; sie werden von dem emporgespritzten Wasser durchtränkt und bei dessen Verdunstung verkittet.

In der Flutzone wird der Kalk löcherig gelöst, unterhalb derselben ist das Gestein eben gewaschen. Dieser Prozeß kann die Verkittung der runden Breccie nicht wieder beseitigen, sondern nur ihre Mächtigkeit etwas verringern. Letztere wird durch immer neue Rollstücke, die verkittet werden, stärker vermehrt, als die mechanische und chemische Tätigkeit sie vermindert.

19. Zur Geologie von Katanga.

Von Herrn C. GUILLEMAIN.

Berlin, im Mai 1913.

Die Katanga-Provinz der heutigen belgischen Kongo-Kolonie nimmt die Südostecke dieses innerafrikanischen Riesenkolonialreiches ein. Physikalisch-geographisch kann sie wohl am treffendsten als das Gebiet der drei Hauptquellflüsse des Kongo, des Luapula, des Lufira und des Lualaba bezeichnet werden. Im Süden und Osten fallen die physikalisch-geographischen Grenzen unmittelbar zusammen mit den politischen. Die Südgrenze ist die Wasserscheide zwischen Kongo- und Zambesi-Becken. Die Westgrenze wird bezeichnet durch den Seengürtel Bangwelo-, Moero-, Tanganika-See. Im Norden und Westen sind die Grenzen der politischen Provinz Katanga zurzeit noch rein theoretische. Im Westen war sie bisher eine Parallele zum 24. Längengrad. Ganz kürzlich sind hier einige Verschiebungen auf Grund politischer, ethnologischer und verwaltungstechnischer Rücksichten eingetreten. Im Norden wird die Grenze vom fünften südlichen Breitenkreise gebildet.

Geologisch-stratigraphisch zeigt dies gewaltig ausgedehnte Gebiet eine verhältnismäßig weit größere Einfachheit und Einheitlichkeit, als man bisher anzunehmen geneigt war. Als Hauptmerkmale dieser Übereinstimmung muß die Fossilreihe der ganzen Schichtenfolge zuerst genannt werden, sodann das häufige Wechsellagern ähnlicher Gesteinsschichten. Beide Tatsachen scheinen auf eine durch sehr lange Zeiträume fortwirkende Gleichmäßigkeit in den Klima- und den Absatz-Bedingungen hinzuweisen.

Einen Überblick über die bis zur Gegenwart bekanntgewordenen Beobachtungen und Veröffentlichungen, soweit sie die geologischen Verhältnisse des Landes betreffen, wird am besten das nachfolgende Literaturverzeichnis gewähren.

1. **J. CORNET:** Rapport géologique sur l'itinéraire de Lusambo à Bunkeya. *Mouvem. géogr.* 1892, Nr. 28.
2. **Derselbe:** Aperçu géologique de la partie méridionale du bassin du Congo. *Bull. Soc. roy. belge de Géogr.* 1893.
3. **Derselbe:** Le sol du Katanga au point de vue agricole. *Bull. Soc. roy. de Géogr. d'Anvers* 1893.
4. **Derselbe:** Rapport sur son voyage au Katanga. Ebenda, 19. April, 14. Mai, 11. Juni 1893.
5. **Derselbe:** Coupe géologique de la chaîne des Kwandelungu. Ebenda, 25. Juli 1893.
6. **E. FRANQUI** und **J. CORNET:** L'exploration du Lualaba, depuis ses sources jusqu'au lac Kabele. *Mouv. géogr.*, 1. October und 12. November 1893.
7. Dieselben: L'exploration du Lubudi. Ebenda 15. April 1894.
8. Dieselben: Le Plateau des Sambas. Ebenda 22. Juli 1894.
9. **J. CORNET:** Les formations post-primaires du bassin du Congo. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, Bd. XXI, 1893—1894, Mém. S. 193, Karte 1:2000000.
10. **Derselbe:** Les gisements métallifères du Katanga, Mém. et Publ. Soc. des Sciences etc., du Hainaut V. Série, Bd. VIII, 1896 paru en 1894, S. 3. Reproduit dans *Bull. Soc. belge de Géologie*, Bd. XVII, 1903, trad. et reproduit. S. 3.
11. **Derselbe:** Les dépôts superficiels et l'érosion continentale dans le bassin du Congo. *Bull. Soc. belge de Géol.*, Bd. X., 1896 Mém. S. 44.
12. **Derselbe:** Observations sur les terrains anciens du Katanga faites au cours de l'Expédition Bia Francqui 1891—1893. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, Bd. XXIV, 1896—1897, Mém. S. 25.
13. **Derselbe:** La géologie de la partie sud-est du bassin du Congo et les gisements métallifères du Katanga. Avec une carte à 1:2000000. *Revue univers. des Mines etc.*, 3. Série, Bd. XXVIII, 1894.
14. **H. BÜTTGENBACH:** Au Katanga. Les Mines de Kambove. Rapport au Comité spécial du Katanga, daté du 24. Juli 1902. *Mouv. géogr.* Nr. 48, 1902.
15. **J. CORNET:** Les mines de Kambove au Katanga, à propos du rapport de **Mr. l'ingénieur BÜTTGENBACH.** *Bull. Soc. belge de Géologie*, Bd. XVI, 1902, proc. verb. S. 651.
16. **G. GREY:** Tanganyika Concessions, Limited. Reports on the Discoveries made by **Mr. GEORGE GREY's** Expédition in Northern Rhodesia and Congo Free State, and Report by **Mr. J. R. FARVELL,** Mining Engineer. London, Februar 1913.
17. **H. BÜTTGENBACH:** Les gisements de cuivre de Katanga. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, Bd. 31, 1903—1904, p. M. 515.
18. **Derselbe:** Les dépôts aurifères du Katanga. *Bull. Soc. belge de Géologie*, Bd. XVIII, 1904, Mém. p. 173.
19. **J. CORNET:** Les dislocations du bassin du Congo. I. Le Graben de l'Upemba. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, Bd. 32, 1904—1905, Mém., S. 205.

20. **H. BÜTTGENBACH:** Tremblement de terre au Katanga en 1902. Bull. Soc. belge de Géol., Bd. XVIII, 1904, proc. verb., S. 143.
21. **Derselbe:** Observations géologiques faites au Marungu (1904). Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 32, 1904 - 1905, p. M. 315.
22. **Derselbe:** Le gîte auro-platinifère de Ruwe. C. r. du Congrès intern. des Mines etc., Sect. de Géol. appliq. Liège 1905
23. **Derselbe:** La cassitérite du Katanga. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 33, 1905—1906, p. M. 49.
24. **Derselbe:** Quelques faits à propos de la formation des pépites d'or. Les venues métallifères du Katanga. *Ebenda* S. 55.
25. **Derselbe:** L'avenir industriel de l'État Indépendant du Congo. Rev. univ. des Mines etc., 4. Série, Bd. XIV, 1906, S. 114.
26. **G. GREY:** Tanganyika Concession, Limited, Engineers and Managers Reports on the Gold, Tin and Copper Mines of Katanga (Congo Free State) etc. London 1906.
27. **J. CORNET:** Sur la distribution des sources thermales au Katanga. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 32, 1905—1906, S. 205.
28. **T. W. T. ATHERTON:** Report on the Copper Deposits of the Katanga in the Congo Free Staate. Publié par la Tanganyika Concessions Company Lt., London 1907.
29. **J. CORNET:** Les couches du Lualaba. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 35, 1907—1908, S. B. 99.
30. **Derselbe:** Formation du terrain tourbeux dans les roselières à Papyrus du lac Kabelé (Katanga). Ann. Soc. géol. de Belgique. Bd. 35, 1907—1908.
31. **Derselbe:** Tectonique et morphologie du Katanga. Ann. du Musée du Congo, Géologie etc., Série II, Bd. I, 1908, S. 75.
32. **Derselbe:** La géologie de l'itinéraire de Kabinda à Kikondia, d'après les échantillons recueillis par Mr. l'ingénieur LANCWEERT. Bull. Soc. belge de Géologie, Bd. XXII, 1908, Mém. S. 83.
33. **H. BÜTTGENBACH:** Les mines du Katanga, Conférence faite à la Société belge des Ingénieurs et des Industriels, le 18. Mars 1908. Bruxelles, Lesigne 1908.
34. **Derselbe:** Le Congo deviendra-t-il un pays minier? Bull. Soc. belg. d'étud. colon., 1908, Nr. 2.
35. **Derselbe:** Les gisements miniers du Katanga. Ann. du Musée du Congo, Géologie etc., Série II, Bd. I, 1908, S. 17.
36. **J. R. FARRELL:** The Copper and Tin Deposits of Katanga. Engin. and Mén. Journ., Bd. 90, Nr. 15, 1908.
37. **A. GIBB:** Report on the Star of the Congo Mine. Publié par la Tanganyika Concessions Cy. Lim. London 1908.
38. **Derselbe:** Report on Kambowe Nr. 2 Mine Publié par la Tanganyika Concessions Cy. Lim. London 1908.
39. **F. E. STUDD:** Carte géologique du Katanga (1:500000) et note explicative. Ann. du Musée du Congo, Géologie etc., Série II, Bd. I, 1908.
40. **J. CORNET:** Sur la répartition des tremblements de terre dans le bassin du Congo. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 36, 1908 bis 1909, p. B. 264.
41. **H. BÜTTGENBACH:** Sur une roche diamantifère trouvée au Congo belge. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 36, 1908—1909, p. B. 77.
42. **F. E. STUDD:** Some notes on the Geology of the Katanga Country and Copper Belt. Transact. of the Geol. Soc. of South Africa, Bd. XII, 1909, S. 159.

43. **J. CORNET:** Sur la Géologie du Lualaba, entre Kassongo et Stanleyville. Ann. de la Société Géologique de Belgique, Bd. 36, B. 230, 1909.
44. **S. H. BALL and M. K. L. SHALER:** Mining Conditions in the Belgian Congo (Congo Free State). Trans. Amer. Instit. of Min. Engin. 1910.
45. **A. GERCKE:** Die Bergbauverhältnisse im Kongostaate. Berg- und Hüttenmännische Rundschau, Kattowitz 1910.
46. **F. F. MATHIEU:** Annonce de la découverte de végétaux fossiles à Kongolo. Ann. Soc. géol. de Belgique, Bd. 38, 1910—1911, p. B. 311.
47. **Derselbe:** Observations et renseignements sur des tremblements de terre dans la région du Tanganyika et dans le Nord du Katanga, publiés par E. L. In: CIEL et TERRE, Juni 1911, S. 191.
48. **E. DELADRIER:** Les Kundelungu. Mouvem. géogr., 10. September 1911.
49. **O. STUTZER:** Mitteilungen über die neuen Verordnungen betreffs Aufsuchen und Aufschließen nutzbarer Lagerstätten in Katanga, Belgisch-Kongo. Zeitschr. f. prakt. Geol. XIX, 1911, H. 4.
50. **Derselbe:** Die Kupfererzlagstätte Etoile du Congo im Lande Katanga, Belgisch-Kongo. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911, H. 7, S. 240. Berichtigung: H. 8, S. 288.
51. **J. CORNET:** Le Katanga. Province Belge. Association des Licenciés sortis de l'Université de Liège Oeuvre Mutuelle Scientifique d'Expansion Belge. Oktober 1911, Chapitre V. Mines. Annexes: Bibliographie Générale du Katanga, Bibliographie spéciale des gisement miniers du Katanga.
52. **O. STUTZER:** Über Dwyka-Konglomerat im Lande Katanga, Belgisch-Kongo. Diese Monatsber. 1911, Nr. 12, S. 626—629.
53. **E. GROSSE:** Dwyka-Konglomerat und Karoosystem in Katanga. Diese Monatsber. 1912, Nr. 6, S. 320—321.
54. **O. STUTZER:** Über glaziale Konglomerate im Lande Katanga, Belgisch-Kongo. Diese Monatsber. v. 65, Nr. 2, 1913, S. 114.

CORNET hat zwar bereits (50; 145—154) sehr vollständige bibliographische Verzeichnisse zusammengestellt, auf denen natürlich auch das Obige fußt, doch enthält seine Bibliographie générale, neben geologischen, auch alle Arbeiten geographischen, klimatologischen, ethnographischen, wirtschafts-politischen usw. Inhaltes. Von seiner „Bibliographie spéciale des gisement miniers du Katanga“ (50; 152) sagt er andererseits selbst: „Cette bibliographie, mise à jour en octobre 1911 ne contient que l'étude des gisements miniers en eux-mêmes.“

In vorstehendem Verzeichnis ist versucht worden, alle Arbeiten zu vereinigen, deren Inhalt in irgendeiner Beziehung zur geologischen Kenntnis des Landes steht. Durch den Druck sind die für die folgenden Erörterungen vornehmlich in Betracht kommenden Arbeiten allgemein-geologischen Inhaltes besonders kenntlich gemacht worden. Die Mehrzahl der rein lagerstätten-wirtschaftliche Fragen behandelnden Arbeiten und Berichte, ist nur der Vollständigkeit halber wieder abgedruckt worden.

In der Folge mag versucht werden, einen kurzen Abriß des Standes unserer geologischen Kenntnisse zu geben, wie sie durch die Arbeiten der angeführten Autoren vermittelt werden.

Nach CORNET wird das gesamte orographisch-hydrographische Becken des Kongo von einer Schichtenfolge erfüllt, deren jüngste Glieder das Innere des Beckens bedecken, während man von dort, nach den Rändern fortschreitend, in ziemlich regelmäßiger Aufeinanderfolge die verschiedenen Altersstufen dieser Folge bis zu den äußersten, ältesten Randgliedern antrifft, die stark gefaltet erscheinen.

Als das jüngste Glied dieses Schichtenkomplexes hätten dabei die Lubilache-Schichten, voraussichtlich triadischen Alters, zu gelten. Als die ältesten Glieder wären der kristallinen Schiefergruppe angehörende, vermutlich archaische Gesteine anzusehen, deren heutige Lage mit dem Emporquellen, gleichfalls überall an den Rändern des Beckens zutage tretender Eruptivmassen, hauptsächlich der Klasse der Granite angehörend, in Zusammenhang stände. Durch eine gewaltige, etwa NO—SW quer durch das Gesamtbecken verlaufende Dislokation ist das uns hier beschäftigende Becken schon in sehr frühem Stadium in zwei getrennte Teile, den nordwestlich gelegenen (Bassin von Urua) und den südöstlich gelegenen (Bassin von Katanga), getrennt worden. Innerhalb des letzteren sollen dann facieell verschiedene Ausbildungen verschiedenen Orts stattgehabt haben. Dementsprechend unterscheidet CORNET die „Facies occidental ou du Lualaba“ von der „Facies oriental ou de la Lufila“ im Katanga-Becken. Innerhalb dieser beiden facieellverschiedenen und zeitlich gleichwertigen Schichtenreihen werden dann eine Anzahl einzelner Systeme unterschieden, die verschiedene Altersstufen darstellen sollen. CORNET ist zu dieser Auffassung gelangt durch seine geologischen Itineraraufnahmen bei der ersten Bereisung des bis dahin geologisch gänzlich unbekanntes Landes. Dabei wurden durch verschiedene Gesteinsbeschaffenheit und gleichzeitige Unterschiede der Lagerung sich voneinander abhebende Schichtenkomplexe in einzelne Systeme getrennt und alsdann die Gesamtheit dieser Systeme zu einer Altersfolge von Schichten zusammenzufassen versucht.

Hierbei ergaben sich naturgemäß infolge der Fülle dieser verschiedenen Systeme, des Fehlens von jeglichen Fossilien, die zur relativen Altersbestimmung hätten dienen können, in einem tektonisch arg zerrütteten Gebiete Schwierigkeiten, die kaum lösbar zu sein schienen. Relativ einfach noch erschienen

diese Verhältnisse für die drei obersten, jüngsten Glieder der oben angeführten Schichtenfolge, die Lubilache-, die Lualaba- und die Kundelungu-Schichten. Diese zeigten sich, wo sie von CORNET beobachtet wurden, horizontal oder flach einfallend, nicht metamorphosiert, und waren durch die Unterschiede in ihrem litologischen Aussehen noch relativ leicht von einander zu unterscheiden und zu trennen. Dazu kam, daß CORNET zwischen Lualaba-(Lubilache-)Schichten und älteren Schichtensystemen in mehreren Profilen eine deutliche und scharfe Diskordanz beobachten konnte (12), sowie die Auffindung von Fossilien (Fischresten), welche die Horizontisierung der Lualaba-Schichten mit dem Perm wahrscheinlich machten. Die erwähnte Diskordanz, deren genaue Lage freilich noch zweifelhaft blieb, ist bezeichnenderweise die einzige in der gesamten von CORNET beobachteten und unterschiedenen Schichtenfolge, die er in situ beobachten konnte.

Um schnell ein Bild von der Auffassung CORNETS über die Altersstellung der verschiedenen von ihm beobachteten Systeme zu geben, die im einzelnen zu diskutieren, zu weit führen würde, mögen die Original-Tabellen hier folgend zum Abdrucke gelangen, die gleichzeitig die Wandlung der Auffassung erkennen lassen (13; 6).

D.	{	III. Alluvions du fond des vallées
Terrains détritiques Superficiels		II. Alluvions anciennes du flanc des vallées et des plateaux voisins
		I. Produits d'altération sur place
C.	{	II. Système du Lubilache
Formations Post-Primaires.		I. Système du Kundelungu

β Facies occidental ou du Lualaba — α Facies oriental ou de la Lufila

B. Terrains Anciens Non- Métamor- phiques	{	B. Bassin sud-est	{	Syst. de Kazembé Syst. de Moanga	{	Syst. de Katété
		B. Bassin sud-est		Syst. de Kafunda Mi- kopo		Syst. du pays des Bassanga Syst. des Monts Muñombo Syst. de Kilassa.
	A. Bassin nord-ouest	{	II. Syst. du Lubudi I. Syst. du lac Ka- bélé	{	V. Syst. de la Lufupa IV. Syst. de Moachia III. Syst. du Nzilo II. Syst. du Fungé I. Syst. de Kissola	Syst. de Moachia Quartzites de Lufubo.
A. Terrains Anciens Métamor- phiques						

Tableau de la Classification des terrains anciens du sud-est du Bassin du Congo (12: 186).

	Région occidentale ou du Lualaba	Région orientale ou de la Lufila	
	Syst. de Kazembé Syst. de Kafunda-Mikopo	Syst. de Katété Syst. du Pays du Bassanga Syst. des Monts Mutiombo Syst. de Kilassa	Carbonifère? (pars)
Non Méta- morphiques	Bassin sud-ouest ou du Katanga		
	Région intermédiaire nord-est ou de l'Urua		Dévonien?
	Syst. de Moanga Syst. du Lubudi Syst. du Kabélé		
Métamorphiques		Syst. de Moachia Syst. de la Lufupa Syst. de Nzilo Syst. de la Kissola	Silurien? Précambrien?
Primaires		Syst. de Moachia Quartzites du Lufubo	
		Syst. du Fungé et massifs granitiques du Luembé, du Lomami, du Kilubiti; des Monts Hakaussou, de la Lufupa, du Lubudi et du bassin du Luapula Roche éruptives diverses, ordinairement basiques	Archéen.
			Primitifs

Hinsichtlich der tektonischen Veränderungen, die jene Gebiete betroffen haben, ist CORNET zu der Annahme gelangt, daß in der Hauptsache drei große Faltungsperioden und -systeme sich erkennen lassen, die in Parallele zu den in Europa bekannten großen Faltungsperioden, der huronischen der caledonischen und der hercynischen, gestellt werden können und die er wie folgt benennt (31; 187):

1. Plissements des terrains archéens, antérieur aux terrains métamorphiques.
2. Plissements des terrains métamorphiques.
3. Plissements des terrains non métamorphiques.

Ferner wird noch für die primären Schichten (älter als Kundelungu-Schichten!) das Vorhandensein zweier fast senkrecht zueinander verlaufender Faltungssysteme festgestellt, (31; 82 ff.), die Lualaba-Richtung, welche etwa SW—NO, die Lufira-Richtung, welche etwa SO—NW verläuft. Diese beiden Hauptfaltungsrichtungen stehen auch in Verbindung mit den Hauptbruchrichtungen. So verläuft beispielsweise der Graben von Upemba in der Lualaba-Richtung (19). In der tektonisch äußerst zerrütteten Gegend von Ruwe hätten wir es mit einem Scharungspunkte der beiden genannten Faltungssysteme zu tun. Auch die Erzanreicherungen gewisser Zonen jener Gebiete entsprechen diesen Richtungen und wären deshalb mit entsprechenden Spaltenbildungssystemen in Zusammenhang zu bringen. Hinsichtlich des relativen Alters der Schichtenbewegungen wird angenommen, daß solche sowohl in verschiedenen Zeitepochen sich auslösten, was durch Beobachtung von Diskordanzerscheinungen bewiesen sei, wie auch andererseits „ein und dasselbe stratigraphische System zu gleicher Zeit von Faltungen gänzlich verschiedener, sogar sich zu widersprechen scheinender Richtung betroffen worden sei“.

Wichtig erscheint alsdann noch die Verbreitung der Eruptivgesteine, von denen CORNET einige vereinzelte basische erwähnt, deren Alter in die archaische Periode verlegt wird. Das Empordringen der meisten sehr zahlreichen Granite wird als jünger, aber ebenfalls noch in die archaische Periode fallend angesehen und endlich ein abermaliges Empordringen von Graniten, in Verbindung mit der Ausbildung großer tektonischer Linien (Brüche und Faltungen), angenommen. Noch jugendlichere Eruptivmassive werden ebenfalls erwähnt (hauptsächlich amygdaloide Gesteine), ohne daß der Frage ihres voraussichtlichen Alters nähergetreten wird.

STUDT (39 u. 42) ist auf Grund seiner späteren Untersuchungen im großen und ganzen zu ähnlichen Feststellungen wie vor ihm CORNET gelangt. Einzelne der von CORNET beobachteten Systeme sind, vermutlich, da nicht die gleichen Gegenden bereist wurden, nicht beobachtet worden, oder STUDT hat eine Trennung dieser nicht für zweckmäßig angesehen. STUDT hat für die von ihm beobachteten Systeme bis auf wenige Ausnahmen neue Namen gewählt und teilweise auch abweichende Schichtenkomplexe innerhalb eines solchen Systems zusammengefaßt. Dies ist außerordentlich zu bedauern, da es das allgemeine Verständnis und die einfache Orientierung in einer an sich schon kompliziert erscheinenden Sachlage erschwert. STUDT hat dann ferner im Katanga-Becken vier Diskordanzen verschiedenen Alters angenommen, von denen eine möglicherweise ident mit der von CORNET zwischen Lubilache und älteren Schichtengliedern in situ festgestellten sei mag. Es wäre von der allergrößten Bedeutung, wenn diese Diskordanzen durch Profilaufnahmen im einzelnen belegt werden könnten, oder zum mindesten von STUDT mitgeteilt würde, auf Grund welcher Beobachtungen er sie angenommen hat: Bei der Feststellung, daß die Schichten des Mutumbwe-Systems die des Kambowe-Systems diskordant überlagern, fehlt beispielsweise jeder Hinweis auf begründete Tatsachen oder Beobachtungen (39; 7). Es soll indessen an dieser Stelle auf weitere Einzelheiten nicht eingegangen werden und der schnellen Übersicht wegen die Schichtentafel STUDTs zum Abdruck gelangen; wonach er selbst bereits versucht hat, seine Auffassung mit der CORNETS in Einklang zu bringen und zugleich eine Altersfeststellung und einen Vergleich mit den geologischen Schichtenfolgen des angrenzenden Rhodesien und Süd-Afrikas zu geben (39; 14):

Es haben dann STUTZER (52; 626) und GROSSE (53; 320) gewisse, im Nordosten des Katangabeckens beobachtete Konglomerate als glaziale nachgewiesen. Hierbei ist aber zunächst nicht klargestellt, ob die von beiden an verschiedenen Punkten beobachteten Glazialkonglomerate gleichaltrig sind. (Die Beobachtungspunkte liegen 5 Tagereisen weit, etwa 120 km, auseinander!) Jedenfalls hat STUTZER Glazialkonglomerate festgestellt, die zu den Moachia-Schichten CORNETS gehören und dort steil auferichtet sind. Er weist auf die Möglichkeit hin, daß viele der in den verschiedenen Systemen bisher eingeordneten Konglomerate sich als glazial und womöglich gleichaltrig erweisen könnten. GROSSE teilt seine Beobachtung mit, daß die im allgemeinen als horizontal liegend aufgefaßten Kundelungu-Schichten, bisweilen lokal gefaltet sein können.

Classification Chronologique des Terrains du Katanga.

Bassin du Katanga		Bassin de l'Urna		Rhodésie	Afrique du Sud	Étage
STUDET 1907	CORNET 1894	STUDET 1907	CORNET 1894			
		S. de Lubilache	S. de Lubilache		Upper Karoo Stormberg Beds	Trias
S. du Kundelungu	S. du Kundelungu	S. du Lualaba		Coal Measures	Upper Karoo Beaufort Beds	Permien
S. de la Lufra	S. de Katete et de Kazembe	S. du Lubudi	S. du Lubudi	Dolomites	Lower Karoo	Permo-Carbonifère
S. de Kambowe	S. des Bassanga S. de Mutombo S. de Kafunda-Mikopo	S. du Lubudi			Dolomites of the Rand	Carbonifère inférieur
		Amygdaloides S. de Kabele	S. de Kabele		Cape Bokkeveld Beds	Dévonien supérieur
S. de Mutumbwe S. de Wemashi	S. de Kissola S. de Lufubo	S. de Zilo S. de Busanga	S. de Zilo S. de Moanga S. de Funge	Amygdaloides Upper Conglomerates	Cape Table Mtn. Beds Rand Banket Reels Amygdaloides Lavas	Dévonien inférieur
S. de Musofi	S. de Kisola			Lower Conglomerates	Rand Banket series Pretoria Beds	Silurien supérieur
S. de Kifubua				Banded Ironstones		Sibérien inférieur (ordovicien)
				Rhodesian Schists	Cape Malmesbury Schists Transvaal Schists	Cambrien ou Précambrien

— Discordance de stratification.

Von diesen sagte übrigens CORNET schon (12; 190): „Les couches de Kundelungu ont été plustard soumises à leur tour à une longue période de dénudation, précédée d'une dislocation peu importante mais néanmoins appréciable dans certaines parties du bassin.“ An diesen Faltungen haben dann auch, wie GROSSE beobachtete, Schichtenkomplexe in konkordanter Lagerung teilgenommen, die Lufira-Schichten STUDTS, welche nach des letzteren Annahme durch eine Diskordanz von den Kundelungu-Schichten getrennt sein und das Liegende dieser bilden sollten. Die Lufira-Schichten würden demnach, wie GROSSE meint, das konkordante Hangende der von ihm beobachteten Glazialkonglomerate darstellen. Die Beobachtungen GROSSES würden sich demnach wohl kurz in folgendes Schema bringen lassen:

Grosse.		S. Afrika	STUDT	CORNET
	(Mittlerer Kundelungu.)			
400 m	Kundelungu-Schichten	}	Ecca	
	Rote dickbankige Arkosen, abwechselnd mit roten Schiefertönen.			
> 300 m	Rote arkosefreie Schiefertone			
mehrere	Rote und violette Mergelschiefer facieell durch rote Schiefertone und Arkosen ersetzt.	}	Schichten	Lufira Schichten
100 m	Rote sandige Kalke			
30-40 m	Graue Kalke teilweise durch rote Schiefertone und Arkosen ersetzt.			
	Glazialkonglomerate am Kafira. Mächtigkeit bis zu > 100 m schwankend. Grünlich, grobkörnige Arkose			Dwyka-Konglomerate

STUTZER hat dann (54; 114) erneut versucht, die stratigraphische Stellung der von ihm beobachteten Glazialkonglomerate von Moachia festzulegen. Er kommt dabei zu nachstehender Parallelsierung:

Jüngstes		
„Lubilashe“-Schichten	(jüngere Ablagerungen und Konglomerate)	
Diskordanz		
„Kundelungu“-Schichten	} (vorwiegend rote Tonschiefer und rote Sandsteine)	
„Lufira“-Schichten		
„Kambowe“-Schichten	(verschiedene Gesteinstypen, charakteristisch sind die oolithischen Kieselschiefer)	
„Wemashi“-Schichten	(Glazialkonglomerate, Tonschiefer, Grauwacken)	
Diskordanz		
„Kafubu“-Schichten	(vorwiegend Quarzite)	

Danach wären die Moachia-Konglomerate nichts anderes als Wemashi-Konglomerate, letztere ebenfalls glazial, aber beide nicht, wie ursprünglich angenommen, den südafrikanischen Dwyka-Konglomeraten stratigraphisch entsprechend, sondern wesentlich älter. Es wäre alsdann damit fraglich geworden, ob in Katanga Äquivalente der südafrikanischen Dwyka-Konglomerate überhaupt vorhanden seien. STUTZER greift bei dieser Parallelisierung nur einige „Systeme“ der früheren Autoren heraus, während andere, wie S. von Musofi, unberücksichtigt blieben.

Auf mehrfachen, sehr ausgedehnten Reisen, die ich als Leiter der Unternehmungen in Katanga, der Société Industrielle et Minière du Katanga, während zweier Jahre ausführte (sie erstreckten sich nicht nördlich, wesentlich über den 9. Grad südl. Br. hinaus), hatte ich zu Beobachtungen und Studien Gelegenheit, deren Ergebnis zusammenfassend in folgendem dargelegt werden möge, wobei Stellung zu den oben angeführten Anschauungen früherer Autoren zu nehmen sein wird. Es verbietet sich natürlich, im Rahmen dieser Mitteilung auf Einzelbeobachtungen genauer einzugehen. Schon früher wurde auf das Fehlen von Fossilfunden in den weiten Gebieten des Südens Katangas hingewiesen, die geeignet gewesen wären, die zahlreichen Schichten einer großen Altersfolge von Sedimentärgesteinen endgültig zu horizontisieren. Seitdem sind jene Gebiete von einer großen Zahl von Geologen bereist worden, ohne daß solche entscheidende Funde bekannt geworden wären. Der gesamte in Frage stehende Schichtenkomplex muß demnach wohl endgültig als äußerst fossilarm bezeichnet werden. Nicht unerwähnt mag indessen bleiben, daß DELHAYE im unteren Lufiratale kürzlich in einem Kalkmassive Stromatoporen gefunden zu haben glaubt. Ob ihr Erhaltungszustand eine Altersbestimmung zulassen wird, ist noch unbekannt. Oben wurde bereits erwähnt, daß in den Lualaba-Schichten (STUDTS), über deren relative Altersstellung in der gesamten Schichtenfolge Katangas, zwischen Kundelungu- und Lubilache-Schichten, Zweifel nach CORNET (29; B. 99) nicht mehr bestehen können, Fischreste und neuerdings (43; B. 231) an zahlreichen Stellen Muschelabdrücke und Pflanzenreste gefunden wurden. Sie scheinen die Auffassung dieser Schichten als Äquivalente des Perm zu bestätigen. Die gesamte im Südkatanga-Becken verbreitete Schichtenfolge konnte indessen bisher durch keinerlei Fossilfunde horizontisiert werden. Unter diesen Umständen wurde der lithologischen Beschaffenheit der einzelnen Glieder dieser Schichtenserie ganz besondere Aufmerksamkeit gewidmet, wobei sich folgendes ergab:

1. In den nach bisheriger Auffassung verschiedensten Altershorizonten (Systemen) ist eine überraschend häufige Wiederkehr ähnlicher Gesteine zu beobachten.

2. Innerhalb von zweifellos gleichen Horizonten ist oft auf relativ geringe Erstreckung sehr verschiedene Faciesausbildung bemerkbar. Diese Beobachtung läßt sich in den Horizonten der bisher als verschiedene Altersstufen aufgefaßten „Systeme“ mehrfach machen.

3. Es sind gewisse Schichten vorhanden, die durch ihre eigenartige Beschaffenheit sich als Leithorizonte eignen.

Schon aus den Arbeiten CORNETS ist ersichtlich, daß in den verschiedenen Systemen sich z. B. tonige, rote oder violette Schichten (die Farbe wechselt oft auf geringe Entfernung!) mehrfach in den bisher als altersverschieden aufgefaßten Horizonten finden. Sie wechsellagern häufig mit ähnlichen kalkigen Horizonten. Bisweilen treten Konglomerate (poudingues) in mehrfacher Abwechslung mit den ersteren oder mit sandigen Schichten auf. Oder es wechseln schließlich in wiederholter Folge Arkosen mit Sandsteinen oder Tonschiefern, Mergelschiefern Konglomeraten und Kalken. Meine Beobachtungen bestätigten diese Auffassung, und alle Bemühungen, eine bestimmte Aufeinanderfolge petrographisch verschieden ausgebildeter Schichten als Horizontisierungsmittel benutzen zu wollen, scheiterten an dem schnellen Wechsel der Mächtigkeit und der Beschaffenheit ein und derselben Schicht solcher Folgen. GROSE (53) hat noch kürzlich neuerdings auf diese Tatsache des Facieswechsels für die Kundelungu-Schichten hingewiesen, ich selbst konnte sie aber auch in mehreren der bisher unterschiedenen Systeme außer in den Kundelungu-Schichten beobachten. Bei der häufig fast horizontalen oder sehr flach geneigten Lagerung der letzteren sind sie darin naturgemäß auffallender. Unter diesen Umständen fiel mir eine mit großer Regelmäßigkeit auftretende, in Aussehen und Mächtigkeit ziemlich unverändert bleibende und an weit voneinander entfernten Punkten sich wiederfindende Gesteinsschicht besonders auf, die mir ihres eigenartigen und eigentümlichen Aussehens wegen ganz besonders geeignet erscheint, einen Leithorizont zu bilden. Sie sei hier nur kurz ihrem auffallenden makroskopischen Aussehens nach beschrieben, während eine genauere petrographische Beschreibung später erfolgen soll. In einer meist tiefschwarz gefärbten, nur bisweilen grauen, heller bläulichen oder bräunlichen, harten, amorphen Kieselsubstanz finden sich zahllose runde, meist reinweiße, radialstrahlige, ebenfalls vollständig kieselige Gebilde (vielleicht nur sekundär verkieselt!), deren Durch-

messer schwankt und bisweilen zu $\frac{3}{4}$ cm anwächst. So entsteht ein mit lauter runden (selten oval oder unregelmäßig geformt!) weißen Flecken und Tupfen auf den Bruchflächen besätes schwarzes Gestein. Bei der Verwitterung geben die in kugelige Oberfläche offenbar besser der Verwitterung widerstehenden weißen Oolithe dem Gestein ganz das Aussehen von angewitterten Korallenkalken. Ich vermute, daß diese sehr horizontbeständig erscheinenden Kieseloolithe den von CORNET in seinem Moachia-System erwähnten „roche silicieuse particulière à aspect oolithique“ entsprechen, die er „phtanite oolithique“ nennt (13; 13). Sie würden also eine Stufe seines Systems von Moachia darstellen. Da ich Proben davon an Herrn CORNET gesandt habe, wird sich vielleicht eine Identifizierung endgültig festlegen lassen. Da voraussichtlich ein so eigenartiges Gestein sich nicht in verschiedenen Horizonten in situ wiederfinden wird, so würde es wohl als Leit-schicht zu verwenden sein, besonders wenn sich seine beobachtete Horizontbeständigkeit ganz allgemein feststellen ließe.

Es wird später noch darauf zurückzukommen sein, inwiefern das Vorhandensein von Geröllen dieses Gesteins zur Altersbestimmung verwendbar sein kann.

Die Fossilleere und die Wiederholung petrographisch ganz ähnlicher Schichten, die beide auf gleichgeartete Klima- und Absatzbedingungen während der Bildung der genannten Katanga-Schichtenfolge schließen lassen, die Häufigkeit der Faciesbildung innerhalb ein- und derselben Schicht erschweren die heutige Altersfeststellung. Dazu kommen dann noch die tektonischen Vorgänge, welche jene Gebiete betroffen haben und die Sachlage komplizieren. CORNET hat bereits das Vorhandensein zweier, fast senkrecht zueinander gerichteter Faltungssysteme beobachtet. Ich selbst beobachtete mehrfach lokal eine völlige metamorphe Umwandlung der Gesteine durch die Intensität der Faltung. Überkippte Falten sind vielfach zu beobachten, und da wo, solche Gebiete erheblich erodiert sind, ergibt sich häufig eine unentwirrbare Wiederholung gleicher Schichtenfolgen. Torsionserscheinungen konnten vielfach, besonders in der Gegend von Kambove beobachtet werden. Ebenso sind Brüche und Verwerfungen zahlreich vorhanden, wenn auch in jenen Klimaten sich ein direkter Nachweis in Aufschlüssen selten führen läßt, wo meist die eluviale Verwitterungsrinde und Gehängeschutt gerade solche Bruchgebiete bis zu ganz erheblichen Tiefen eindeckt. Eine große Zahl der heutigen Flußtäler sind in

ihrer ersten Anlage rein tektonische gewesen und erst in der Folgezeit durch die Erosion ausgestaltet worden.

Dies möchte ich beispielsweise vom Lufira-Tale unterhalb der Fälle von Djuo oder Kiubo, vom oberen Pande-Tale bei Kapiri und vielen kleineren Tälern, vornehmlich in den stark gefalteten Gebieten des Kambove-Plateaus, annehmen. Es ist danach ganz erklärlich, daß bei der geologischen Oberflächenaufnahme, wie sie schließlich den Arbeiten CORNETS zugrunde lag, und auch STUDDT in den sehr verschiedenwertigen Fundberichten der Prospektoren vorlag, in jenen orographisch außerordentlich komplizierten Gegenden vielleicht ganz ähnliche Schichtenfolgen schon in relativ geringen Entfernungen so verschieden erschienen, daß es sehr logisch und zweckmäßig erschien, zunächst jede äußerlich verschieden erscheinende Schichtenfolge als ein besonderes System aufzufassen. Dies mußte noch besonders ratsam sein bei der praktischen Unmöglichkeit, in jedem Falle die verworrenen tektonischen Verhältnisse an Ort und Stelle zu enthüllen. Der schon mehrfach erwähnte Umstand des schnellen Facieswechsels innerhalb desselben Horizontes, die durch Dislokationen veränderten Lagerungsunterschiede und die häufigen lokalen Metamorphosierungserscheinungen erschwerten naturgemäß ebenfalls die Parallelisierung. Es scheint mir nun, daß tatsächlich viele der bisher von CORNET und STUDDT als verschiedenen Horizonten angehörig aufgefaßten „Systeme“ in der Tat nur durch Faciesbildung, Dislokation und Metamorphose verschieden erscheinende Teile ein und derselben Schichtenserie sind. In gewisser Weise haben auch diese Autoren selbst schon dieser Auffassung Rechnung getragen, indem sie eine Trennung in die voneinander faciell verschiedenen Bassins von Urua und Katanga einerseits und von Lufila- und Lualabafacies in letzterem andererseits annahmen, aber nach meinen Beobachtungen wird man darin weitergehen müssen und verschiedene der bisher getrennten „Systeme“ als Äquivalente auffassen können. Es fragt sich nun, inwiefern die Beobachtung von Diskordanzen dieser Auffassung widersprechen könnte. CORNET hat nur eine einzige Diskordanz in situ beobachtet und in mehreren Profilen wiedergegeben, nämlich zwischen Lubilache- und Kundelungu-Schichten einerseits und verschiedenen seiner älteren „Systeme“ andererseits. STUDDT hingegen vermerkt nicht weniger als fünf Diskordanzen in seiner Schichtenserie. Es würde sich nun fragen, ob diese Diskordanzen in der Tat auch durch Profile in situ belegt werden können. Gerade

in einem tektonisch so verworrenen Gebiete, wie es in jenen Teilen Katangas vorliegt, kann eine Diskordanz nur dann als sicher vorliegend angesehen werden, wenn sie innerhalb desselben Aufschlusses in situ zu beobachten ist. Selbst räumlich sehr nahe beieinander festgestellte bedeutende Abweichungen in der Gesteinsrichtung können keinesfalls als Beweise einer Diskordanz angesehen werden. Ich konnte solche Abweichungen sehr nahe beieinander und in durchaus identen Schichten feststellen, aber nur ein einziges Mal fand ich eine Diskordanz in situ der fast horizontalen Kundelungu-Schichten über steil aufgerichteten schwarzen Schiefen (wahrscheinlich Äquivalenten der Moachiaschichten) im Lufira-Tale unterhalb der Schnellen von Kiubo. Ich vermute also, daß es sich bei den Beobachtungen der verschiedenen Gesteinslagerungen um örtliche Dislokationen gleicher Horizonte gehandelt haben mag, und daß der gesamte Rand des Kongo-Beckens vollständig in kleinere und größere Schollen aufgebrochen ist, die ursprünglich alle derselben Schichtenfolge angehört haben mögen.

CORNET unterscheidet in der im Katanga-Becken beobachteten Schichtenserie zwischen „Terrains anciens métamorphiques“ und „Terrains anciennes non métamorphiques“ (13; 6). Von ersteren trennte er (12; 1871) einige als „Primitifs“ ab und bezeichnete die übrigen sowie alle nichtmetamorphen Schichten bis zu den zumeist weniger dislozierten Kundelungu-Schichten als „Primaires“. Er verwendet dabei die heutige Erscheinungsform der Sedimente zur Altersbestimmung. Aus zwei Gründen möchte ich mich diesem Vorgehen vorläufig nicht anschließen. Metamorphe Gesteine, krystalline Schiefer, Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, Chloritschiefer, insonderheit Fleckschiefer, Fruchtschiefer, Phyllite können, wie bekannt, nicht nur aus Gesteinen sehr verschiedener ursprünglicher Entstehung, sondern auch sehr verschiedenen Alters hervorgehen. Es ist sehr wohl denkbar, daß das gleiche Gestein unter veränderten physikalischen Verhältnissen sehr verschiedene Endprodukte ergibt. Die Bedingungen hierfür sind aber gerade in tektonisch so arg zerrütteten Gebieten wie am Rande des Kongo-Beckens in erster Linie gegeben. Dazu kommt dann noch die schon mehrfach erwähnte facielle Verschiedenheit der Ursprungsgesteine. Zweitens aber läßt sich unschwer nachweisen, daß innerhalb der Schichten solcher Systeme, die CORNET zu den nichtmetamorphosierten rechnet, lokal ganz erhebliche Ge-

steinsmetamorphose zu beobachten ist. Die Gesteine des Systems von Moachia, z. B., weisen nach CORNET nur noch schwache Anzeichen von Metamorphose auf. In einzelnen Aufschlüssen jedoch konnte ich gerade in diesen Schichten außerordentlich deutliche metamorphe Umwandlung feststellen. Dies steht auch im Einklang mit den Beobachtungen STUDTS in seinen Kambowe-Schichten (Äquivalente der Moachia- usw. Schichten CORNETS). Es entspricht aber auch dem, was CORNET selbst über die Tektonik jener von Kambowe-Schichten bedeckten Gebiete der Hauptkupfererzzone Katangas schreibt, und was ich selbst durch Beobachtung intensivster Faltung und tektonischer Zerrüttung in jenen Gebieten nur bestätigen kann. Es kann danach behauptet werden, daß ein und dieselben Altersstufen von Schichten im tektonisch stark gestörten Gebiet, wie es dort vorliegt, örtlich stark metamorphosiert, andernorts wenig oder gar nicht metamorphosiert sein können. Daraus wäre alsdann für unseren Spezialfall zu schließen, daß eine ganze Reihe der bisher als einzelne „Systeme“ und Altersstufen unterschiedene Schichtenserien in der Tat nichts anderes sind als einerseits Faciesbildungen derselben Altersstufe, daß sie andererseits lokale metamorphe Umwandlungen sonst ganz anders erscheinender Schichtenfolgen darstellen.

Eine Parallelisierung einzelner bisher unterschiedener Systeme an Hand meiner Beobachtungen im Gelände und an Profilen würde hier zu weit führen. Es mag nur hervorgehoben werden, daß niemals beim Übergang von einem zum anderen „System“ eine Diskordanz in situ nachgewiesen werden konnte, daß aber stets bei einem ganz auffälligen Wechsel des Schichtenverlaufes (durchaus nicht immer gleichzeitig der lithologischen Schichtenbeschaffenheit!) sehr deutliche Anzeichen vom Vorhandensein tektonischer Linien, erheblicher Faltung usw. zu beobachten waren.

Im einzelnen wird darauf vielleicht noch später zurückzukommen sein. Hier mag nur einer der deutlichsten Fälle meiner Beobachtungen erwähnt werden. Die „Systeme“ von Nzilo, Busanga, Lufupa halte ich für teilweise ganz gleichaltrig und alle drei als lediglich tektonisch stark beeinflusste Teile des Liegenden des Kundelungu-Systems und zum Teil sogar dieses Systems selbst. Ich vermute, daß die Dislokationen, die gerade in jenen Gebieten sich am stärksten auslösten (Scharungspunkt der beiden zueinander senkrecht ge-

richteten Faltungssysteme CORNETS!), wesentlich jünger sind, als man bisher annahm, und daß die großen Brüche, von denen der Graben von Upemba vielleicht nur der heute noch auffälligste ist, und neben dem viele andere kleinere Bruchlinien bestehen, erst am Ende der Faltungsperioden gewissermaßen als letzte Auslösung der höchsten Spannung entstanden. Von diesen Faltungen wurden aber weite Gebiete des heute von Kundelungu- (und Lubilache-) Schichten bedeckten Gebietes gar nicht mit betroffen. Dort aber, wo diese Faltung eintrat, sind eben, wie GROSSE sehr richtig beobachtete, die liegenden Schichten der bisher als Kundelungu-System bezeichneten Schichtenfolge in gleicher Weise mitgefaltet worden. Sie sind auch naturgemäß dort am intensivsten gefaltet worden, wo sie beim Eintritt der Faltung bereits durch Abrasion freigelegen haben mögen (Südgebiet), und an den Stellen stärkster Beanspruchung durch Pressung, d. h. in der Nähe der Bruchlinien, sind sie auch am stärksten metamorphosiert worden.

Nach diesen Beobachtungen kann ich mich denn auch nicht den mir persönlich von STUDDT geäußerten Ansichten anschließen, als wären die von ihm als Lualaba-Schichten bezeichneten (Äquivalente der Wankie- und Lloano-Schichten Rhodesiens, in denen er in Katanga ebenfalls das Vorkommen von Kohlen vermutet) in den großen Graben- und Bruchgebieten überhaupt erst zum Absatz gelangt, sondern fasse sie als mitversunkene und deshalb erhalten gebliebene Reste einer früher bedeutend ausgedehnteren Bedeckung dieser Schichten auf. Dem entspricht auch die kürzliche Feststellung des gleichmäßigen Vorkommens dieser Schichten in ausgedehnten Gebieten des nördlichen, tektonisch weniger beeinflussten oberen Kongo-Beckens.

Wenn man versucht, lediglich die Tatsachen in Betracht zu ziehen, die sich aus unmittelbaren Beobachtungen ergeben — und man wird zugeben müssen, daß alle Versuche, unter so ungünstigen Bedingungen eine Altersfeststellung der Schichten erzwingen zu wollen, eben nur Hypothesen bleiben können, die durch jede neue Beobachtung von Grund auf umgestürzt werden könnten — so kann man zurzeit wohl kaum mehr sagen, als daß in Katanga eine Folge fossillere Schichten vorhanden ist, die möglicherweise aus der archaischen Periode bis in die Trias reicht (von den neogenen und quartären Bildungen abgesehen!) und deren oberstes Endglied die Lubilache-Schichten CORNETS, deren ältestes wohl krystalline Schiefer und Gneise (echte Gneise sind außerordentlich selten!) darstellen. Durch tektonische Vorgänge, die vermutlich in mehreren

verschiedenen Perioden, am heftigsten aber lokal sich nach oder während des Absatzes der Kundelungu-Schichten auslösten, ist die einheitliche Schichtenbedeckung in einzelnen Teilen arg zerrüttet, in Schollen aufgebrochen worden. Gelegentlich sind auch dabei weite Gebiete (heutige horizontale Kundelungu-Systembedeckung, weites Horizontalbecken des Luapula-Quellgebietes!) unberührt geblieben, während in anderen intensive Faltung, Metamorphosierung der Gesteinsschichten mit ausgedehnten Bruch- und Verwerfungserscheinungen Hand in Hand gingen. Innerhalb der langandauernden Periode des gleichmäßigen ungestörten Schichtenabsatzes hatten dann wohl im Großen und Ganzen sehr gleichförmige Gesamtabsatzbedingungen geherrscht. (Vorherrschen von Quarziten, Sandsteinen, Arkosen, Konglomeraten, Tonschiefern, vereinzelt Kalken!). Gleichzeitig hat sich innerhalb dieser weiten Gebiete eine reiche Faciesbildung bemerkbar gemacht. Die meisten der beobachteten Erscheinungen scheinen mir am besten durch die Annahme einer lang andauernden Vereisung erklärt, die ja durch die Auffindung der Glazialkonglomerate durch STUTZER und GROSSE erwiesen erscheint. Als in Zusammenhang mit den Dislokationen stehend, kann man wohl das Emporquellen ausgedehnter Granitmassen in einer (vielleicht auch zwei zeitlich verschiedenen), das von Diabasen (Porphyren und Melaphyren) in einer späteren Periode (Hauptbruchperiode) annehmen. Das Empordringen heute nur noch sehr untergeordnet zu beobachtender basischer Magmen scheint mir sehr lokal und weniger bedeutungsvoll für die Tektonik des Gesamtgebietes geblieben und vor oder gleichzeitig mit einer Periode des Aufquellens der granitischen Magmen erfolgt zu sein.

Da nun innerhalb dieser Schichtenfolge die Lualaba-Schichten bisher allein durch Fossilfunde als Perm erkannt worden sind, und durch ihre Stellung zwischen Lubilache- und Kundelungu-Schichten CORNETS auch ihre Stellung relativ festgelegt erscheint, so wird man zweckmäßig die gesamte Schichtenfolge Katangas darauf beziehen können. Damit wären als oberster Horizont (Trias?) die Lubilache-Schichten CORNETS (meist Sandsteine, sandige Schiefer, faciell Kalke, Mergel, tonige Sandsteine, Schiefertone usw.) anzusehen. Darauf folgen absteigend die Lualaba-Schichten (Perm), die in gewaltiger Ausdehnung im obersten Teile des Beckens und besonders im Randgebiete ganz fehlen, und zwar infolge der Erosion, oder nur in abgesunkenen Schollen erhalten, im inneren Teile des Beckens dagegen weit verbreitet sind. Es folgt hierauf das Kundelungu-System CORNETS, bestehend aus wechselagernden Arkosen, Tonschiefern (faciell Mergel oder Kalke!), Sand-

steinen. Es reicht bis zu einem Basalkonglomerat, das GROSSE, der ein genaueres Profil der gesamten Schichtenfolge aus dem mittleren Kundelungu gab, als Glazialkonglomerat erkannt hat (53) und mit dem Dwyka-Konglomerat Südafrikas identifizierte.

Diese Konglomerate konnte ich mehrfach ebenfalls auf meinen Reisen beobachten. Einen einwandfreien Aufschluß fand ich z. B. am Lufira beim Dorfe Kiombo (etwa 30 km unterhalb der Fälle von Kiubo). Hier überlagerten zwei durch grüne Arkosen voneinander getrennte Glazialkonglomeratbänke mit leichtem Einfallen nach Norden diskordant schwarze, teils blättrige, steilstehende Tonschiefer. Letztere kann ich nur ihrem Aussehen nach mit den von STUTZER aus seinem Profil von Moachia beschriebenen schwarzen Tonschiefern vergleichen (ähnlich Posidonienschiefer), da ich sonst nirgends (Moachia kenne ich nicht aus eigener Anschauung) ähnliche Gesteine beobachtete. Sollte diese Annahme sich vielleicht später etwa durch Auffindung von steilstehenden, den Schiefen konkordanten Konglomeraten in jener Gegend bestätigen, so wäre der unzweifelhafte Beweis einer Diskordanz zwischen Kambove-Systems STUTZS = Moachia-System CORNETS und dem Kundelungu-System CORNETS dort erbracht. Über den erwähnten beiden Glazialkonglomeratbänken bei Kiubo folgt stromauf bis zu den Fällen von Kiubo des Lufira, in hervorragend schöner und klarer Weise aufgeschlossen, zum Teil in gewaltigen senkrechten Steilufern des Lufira im Hangenden das ganze Profil der Kundelungu-Schichten, die nur flach gewellt liegen und etwa die von GROSSE aus dem mittleren Kundelungu beschriebene Entwicklung zeigen. Es läßt sich auch hier vielfach sehr deutlich die verschiedene facielle Ausbildung beobachten, und besonders fällt eine wiederholte Einschiebung massiger Kalkstöcke auf. Diese facielle Verschiedenheit zeigt sich auch an dem wiederholten Auskeilen der Konglomeratbänke, die sich stellenweise zu einer einzigen zusammenschließen und in der Mächtigkeit, wie das auch GROSSE beobachtete, stark variieren. Danach wäre es an sich erklärlich, daß GROSSE in seinem Aufschlusse nur eine Konglomeratbank von bedeutender Mächtigkeit, ich dagegen zwei durch grüne Arkose getrennte beobachtete.

Es liegt aber auch die Möglichkeit vor, daß GROSSE in seinem Aufschlusse nur die obere Konglomeratbank beobachtete, die nach der Tiefe auch auffallenderweise in eine grüne Arkose übergang, und daß sein Aufschluß, falls er nach unten sich fortgesetzt hätte, ebenfalls eine zweite Konglomeratbank sowie die Diskordanz dieser mit den tieferen Schichten enthüllt

hätte. Jedenfalls geht aus den Beobachtungen GROSSES und den meinen hervor, daß im Kundelungu-Schichtenkomplex eine fortgesetzte Schichtenfolge bis zu einem Glazial-Basal-Konglomerat herabreicht. Das stimmt auch mit den Beobachtungen CORNETS überein, wonachdiese Schichten mit Konglomeraten beginnen.

Wichtig war nun gerade hier die auch andererseits gemachte Beobachtung, daß in den Konglomeraten sich zahlreich neben vereinzelt Kalkgeröllen, bunte Quarzite, Granite, Quarze als die Hauptmasse der Gerölle fanden, daneben aber bildeten sich auch jene durch ihr Aussehen unverkennbaren schwarz-weißen Kieseloolithe, die den Moachiaschichten entstammen und von denen oben ausführlicher gesprochen wurde. Mit ihnen wurden gerade dort (rechtes Lufira-Ufer) zu enormen Bergen angehäufte Jaspis-Achat-Chalcedon- und eigenartig grün gefärbte amorphe Kieselgesteinsgerölle neben Phosphorrollstücken gefunden. Als primäre Lagerstätte für erstere muß zweifellos die oberhalb der schwarz-weißen Kieseloolithbank in den Moachiaschichten vorhandene Reihe von Kieselgesteinsbänken gelten, während für letztere die Herkunft noch als völlig unbekannt angesehen werden muß.

Damit scheint mir bewiesen, daß jene Konglomeratbank bei Kiombo jünger ist als die bewußte schwarz-weiße Kieseloolithbank und welche, wie vermutet wird, einen Teil der Kambowe-Moachia-Schichten bildet, sie müßten demnach das Hangende der Kambowe-Schichten sein.

Es hat nun STUTZER (52) auch bei Moachia und ganz sicher in den Moachia-Schichten CORNETS eingeschaltet eine Glazialschotterbank festgestellt; er hat aber darin, wie er ausdrücklich hervorhebt, keine Gerölle der Gesteine der dicht dabei anstehenden Kambowe-Serie (auch nicht die charakteristischen Kieseloolithe!) gefunden. Es muß also hier ein anderes älteres Glazialkonglomerat als das Kundelungu-Basalkonglomerat in dem Moachia-Glazialkonglomerat vorliegen. Die von STUTZER als aus Lubilache-Konglomeraten stammend angesehenen, wirklich bei Moachia lose vorhandenen Gerölle eines jüngeren Konglomerates werden vermutlich aus der dort schon zerstörten Kundelungu-Glazialschotterbank stammen oder aus ganz rezenten Gerölleanhäufungen, wie sie sich mehrfach beobachten lassen! Lubilache-Schichten sind meines Wissens auf sehr große Entfernungen von Moachia bisher noch nicht beobachtet worden, auch bestehen sie vorwiegend aus weichen Tonen und Sandsteinen, und nur gelegentlich wird von Dupont auch das Vorkommen von „poudingues“ aus dem Becken des unteren Kongo erwähnt.

CORNET hat nun zwar schon erkannt, daß an der Basis des Kundelungu-Systems eine Konglomeratbank vorhanden sei. Alle von ihm wiedergegebenen Profile enthalten jedoch diese Schotterbank nicht (13; 27—28). Ich vermute nun, daß die von ihm in den „Systemen“ von Moanga-Kazembe, von Katete und du Pays des Bassanga beschriebenen Konglomeratbänke ident mit dem Kundelungu-Basalkonglomerate sind. Tatsächlich konnte ich nämlich mehrfach in diesen steil einfallenden Konglomeraten die Gegenwart von Kambove-Gesteinen als Geröllen, besonders der Kieseloolithe, darin feststellen.

Da CORNET selbst schon vermutete, daß die Schichten des Bassangalandes, der Muiombo-Berge, von Kilassa und Kafunda-Mikopo nur facieell verschiedene Ausbildungen des gleichen Systems sein könnten, so mögen diese „Systeme“ alle wohl nichts anderes als die untere Abteilung des Kundelungu-Systems mit seiner Glazial-Basalschotterbank und äquivalent den Lufira-Schichten STUTZIS sein. Somit wären sie auch jünger als Moachia-Kambove-Schichten, von denen sie ja auch, wie CORNET beobachtete und meine Beobachtungen bestätigten, Gerölle führen.

Es gibt nun aber noch eine ganze Reihe von Konglomeraten, namentlich im Süden des Katanga-Beckens (fast alle bisher dort unterschiedenen Systeme enthalten solche!), in denen ich aber nie, trotz vielfacher Nachforschungen, Gerölle von Kambove-Gesteinen (und insbesondere nicht die bewußten schwarz-weißen Kieseloolithe) finden konnte. Auch für diese Konglomerate scheint mir die glaziale Natur aber ohne Zweifel zu sein. Durch STUTZERS Beobachtung in den Moachia-Konglomeraten bin ich nun in der Vermutung bestärkt worden, daß diese Konglomerate wohl alle, oder mindestens teilweise, Äquivalente der Moachia-Konglomerate sein mögen. Allerdings muß bei der Zufälligkeit, der immerhin das Auffinden der Kieselolithgerölle in relativ so verschwindend wenigen Aufschlüssen ausgesetzt sein wird, mit der Möglichkeit ihrer späteren Auffindung sowohl gerechnet werden, wie mit der Möglichkeit, daß außer den Konglomeratbänken des Kundelungu und von Moachia noch andere ältere ebenfalls vorhanden sein könnten. Vorläufig aber können wir diese beiden, nach der Horizontstellung verschiedenen Konglomeratbänke mit aller Sicherheit voneinander unterscheiden.

Daß infolge von metamorphen Vorgängen solche Konglomerate ein ganz verändertes Aussehen zeigen, konnte ich mit aller Deutlichkeit am unteren Lufupa beobachten, wo Äquivalente der im Kanzenze-Flusse beobachteten Glazialschotter

Vergleichs-Tafel der

	Nach Benennungen CORNETS ¹⁾ (12; 186) (13; 6) (39; 14)	Nach Benennungen STUDTS ²⁾ (39; 14)	Nach Auffassung STUTZERS (54; 117)
1.	„Lubilache“-System (Trias?)	—	Lubilashe-Sch.
2.	„Lualaba“-System (Perm)	—	Diskordanz
	Diskordanz? „Kundelungu“-System	Kundelungu-System	Kundelungu- Schichten
	Als Faciesbildungen seiner unteren Stufe: als deren metamorpho- sierte Äquivalente:	Diskordanz	
3.	Syst. von Kazembé } Syst. von Nzilo Syst. von Kateté } Syst. von Busanga Syst. von Bassanga } Syst. von Lufupa	Lufira-System	Lufira-Schicht.
	Alle Basalkonglomerate (glazial) führend, in denen Gerölle von Moachia-Schichten, besonders auch Kieseloolithe der Leitbank nachweisbar.		
	Diskordanz. Äquivalent u. ev. nur faciell oder durch me- tamorph. Umwand- lung verschieden:	Diskordanz. Kambowe-System (vielfach stark metamorphosiert.)	Kambowe- Schichten Wemashi- Schichten
4.	Mochia-Schichten } mit Leitbank der „Pha- nites oolithiques“. Basal (glazial) Kongl. u. „pou- dingues“ ohne Gerölle der Moachia-Schichten. } Syst. v. Kilassa Syst. v. Muiombo? Syst. v. Kafunda- Mikopo? Da keine Gerölle v. Moachia-Schichten (Kieseloolithe) ent- haltend.	Äquivalent und ev. nur durch metamorphe Umwandlung oder faciell verschieden: Wemashi-S. Mutumbwe-S. Diskordanz? Musofi-System. Alle Basalkonglomerat führend.	Tonschiefer, Grauwacke mit Glazial- konglomerat als Äquivalent der Mo- achia-Konglomerate. Diskordanz
5.	Systeme von Fungwe; Kissola; Lufubo. (Möglicherweise ganz oder teilweise (metam. Äquivalente der Schichten unter Nr. 4.)	Diskordanz Kafubu-System Nzilo-Quarzite? Kifubua-System	Kafubu-Schichten

¹⁾ Diese Parallelisierung ist auf Grund meiner Beobachtungen vorgenommen, sie weicht von den bisherigen Anschauungen teilweise ab. Diskordanzen sind unverändert nach der jeweiligen Auffassung der Autoren eingetragen.

Katanga-Schichten.

Nach Aufnahme GROSSES (53; 321)	Nach eigenen Beobachtungen.	Rhodesien nach STUDDT (39; 14)
<p>Kundelungu-Sch. Lufira-Schichten Basal-Glazialkonglomeratbank. Grüne Arkose-Bank</p>	<p>Lubilache-Schichten (Trias?)</p> <p>Lualaba-Schichten (Perm)</p> <p>Kundelungu-Schichten</p> <p>Bunte Sandsteine und Arkosen des Kundelungu, wechsellagernd mit Tonschiefern, Mergelschiefern und Plattenkalken. Sandsteine und Arkosen lokal faciell durch Kalkmassive vertreten. Bunte (meist rote) Tonschiefer, wechsellagernd mit schiefrigen Sandsteinen und gebänderten Kalken.</p> <p>Obere Glazialkonglomeratbank } Grüne Arkosen } lokal vereinigt Untere Glazialkonglomeratbank }</p> <p>Beide Konglomeratbänke Gerölle der Kieseloolithleitbank neben viel buntem Jaspis, Achat, Chalcedon, Onyx, Porphy in Geröllen führend.</p> <p>Mit nur lokalen Faltungerscheinungen. Ausbildung vieler großer tektonischer Linien (Verwerfungen, Brüche u.s.w.)</p> <p>Diskordanz.</p> <p>Kambove-Schichten.</p> <p>Schwarze Schiefer (der Moachia-Schichten STUTZER's) Tonschiefer, bunt mit Zwischenlagen von amorphen Kieselgesteinen lebhaft bunter Färbung, bes. eine Bank schwarz-weißer Kieseloolithe, als Leitbank, Tonige-Glimmer-Sandsteinschiefer, Sandsteine, faciell durch Kalke, Mergel, Dolomite ersetzt. Häufig stark metamorphosiert und Quarzlinzen führend. Erzlinzen und Imprägnationen. Konglomeratbänke (Glazial) bisher verschiedener Schichtensysteme, stets frei von Kieseloolithen und anderen Gesteinen der Kambove-Serie. Stark von Faltungen und Verwerfungen verschiedener Perioden und Richtungen betroffen.</p> <p>Präglaziale-Schichten.</p> <p>Quarzite (bunt) silifizierte und metamorphosierte Grauwacken, teils schiefrig, glimmerreich. Phyllite z. T.? Chloritschiefer z. T.? Amphibolschiefer z. T.? Gneis z. T.? Glimmerschiefer z. T.? Metam. Tonschiefer. Stets steil aufgerichtet!</p> <p>Teilweise vielleicht metamorphe Äquivalente der Schichten zu 4. Erzgänge führend. Granite. Basische Eruptivgesteine. Vielfach stark von Faltungen und Verwerfungen verschiedener Perioden betroffen.</p>	<p>Upper Conglomerates</p> <p>Diskordanz</p> <p>Lower Conglomerates</p>

²⁾ In dem Parallelisierungsversuche STUDDT'S (39; 14) muß wohl nach der Nomenklatur CORNETS statt S. de Kissola — S. de Kilassa und statt S. de Kisola — S. d. Kissola gelesen werden.



Vergleichs-Tafel der

	Nach Benennungen CORNETS ¹⁾ (12; 186) (13; 6) (39; 14)	Nach Benennungen STUDTS ²⁾ (39; 14)	Nach Auffassung STUTZERS (54; 117)
1.	„Lubilache“-System (Trias?)	—	Lubilache-Sch.
2.	„Lualaba“-System (Perm)	—	Diskordanz
	Diskordanz?	—	—
	„Kundelungu“-System	Kundelungu-System	Kundelungu-Schichten
	Als Faciesbildungen seiner unteren Stufe: als deren metamorphosierte Äquivalente:	Diskordanz	—
3.	Syst. von Kazembé } Syst. von Nzilo Syst. von Kateté } Syst. von Busanga Syst. von Bassanga } Syst. von Lufupa Alle Basalkonglomerate (glazial) führend, in denen Gerölle von Moachia-Schichten, besonders auch Kieseloolithe der Leitbank nachweisbar.	Lufira-System	Lufira-Schicht.
	Diskordanz.	Diskordanz.	Kambowe-Schichten
	Äquivalent u. ev. nur facieell oder durch metamorph. Umwandlung verschieden:	Kambowe-System	Wemashi-Schichten
	Syst. v. Kilassa	(vielfach stark metamorphosiert.)	—
4.	Mochia-Schichten mit Leitbank der „Phanites oolithiques“, Basal (glazial) Kongl. n. „poudingues“ ohne Gerölle der Moachia-Schichten.	Äquivalent und ev. nur durch metamorphe Umwandlung oder facieell verschieden:	Tonschiefer, Grauwacke mit Glazialkonglomerat als Äquivalent der Moachia-Konglomerate.
	Syst. v. Muiombo?	Wemashi-S. Mutumbwe-S.	—
	Syst. v. Kafunda- Mikoppo?	Diskordanz?	—
	Da keine Gerölle v. Moachia-Schichten (Kieseloolithe) enthalten.	Musott-System.	—
	Systeme von Fangwe; Kissola; Lufubo.	Diskordanz	Diskordanz
5.	(Möglicherweise ganz oder teilweise metam. Äquivalente der Schichten unter Nr. 4.)	Kafubu-System Nzilo-Quarzite? Kifubua-System	Kafubu-Schichten

¹⁾ Diese Parallelisierung ist auf Grund meiner Beobachtungen vorgenommen, sie weicht von den bisherigen Anschauungen teilweise ab. Diskordanzen sind unverändert nach der jeweiligen Auffassung der Autoren eingetragen.

Katanga-Schichten.

Nach Aufnahme GROSS'S (53; 321)	Nach eigenen Beobachtungen.	Rhodesien nach STUDT (39; 14)
—	Lubilache-Schichten (Trias?)	—
—	Lualaba-Schichten (Perm)	—
—	Kundelungu-Schichten	—
Kundelungu-Sch.	Bunte Sandsteine und Arkosen des Kundelungu, wechselagernd mit Tonschiefern, Mergelschiefern und Tuffenkalke.	—
Lufira-Schichten	Sandsteine und Arkosen lokal facieell durch Kalkmassive vertreten. Bunte (meist rote) Tonschiefer, wechselagernd mit schiefrigen Sandsteinen und gebänderten Kalke.	—
Basal-Glazialkonglomeratbank.	Obere Glazialkonglomeratbank } lokal vereinigt Untere Glazialkonglomeratbank }	Upper Conglomerates
Grüne Arkose-Bank	Beide Konglomeratbanke Gerölle der Kieseloolithleitbank neben viel buntem Jaspis, Achat, Chalcedon, Onyx, Porphy in Geröllen führend.	—
—	Mit nur lokalen Faltungserscheinungen. Ausbildung vieler großer tektonischer Linien (Verwerfungen, Brüche u.s.w.)	—
—	Diskordanz.	—
—	Kambowe-Schichten.	Diskordanz
—	Schwarze Schiefer (der Moachia-Schichten STUTZERS' Tonschiefer, bunt mit Zwischenlagen von amorphen Kieselgesteinen lebhaft bunter Färbung, bes. eine Bank schwarz-weißer Kieseloolithe, als Leitbank, Tonige-Glimmer-Sandsteinschiefer, Sandsteine, facieell durch Kalke, Mergel, Dolomite ersetzt. Häufig stark metamorphosiert und Quarzlinien führend. Erzläsen und Impregnationen. Konglomeratbanke (Glazial) bisher verschiedener Schichtensysteme, stets frei von Kieseloolithen und anderen Gesteinen der Kambowe-Serie. Stark von Faltungen und Verwerfungen verschiedener Perioden und Richtungen betroffen.	—
—	Präglaziale-Schichten.	Lower Conglomerates
—	Quarzite (bunt) silifizierter und metamorphosierter Grauwacken, teils schiefrig, glimmerreich. Phyllite z. T.? Chloritschiefer z. T.? Amphibolschiefer z. T.? Gneis z. T.? Glimmerschiefer z. T.? Metam. Tonschiefer. Stets steil aufgerichtet!	—
—	Teilweise vielleicht metamorphe Äquivalente der Schichten zu 4. Erzgänge führend. Granite. Basische Eruptivgesteine. Vielfach stark von Faltungen und Verwerfungen verschiedener Perioden betroffen.	—

²⁾ In dem Parallelisierungsversuche STUDTS (39; 14) muß wohl nach der Nomenklatur CORNETS statt S. de Kissola — S. de Kilassa und statt S. de Kisola — S. d. Kisolala gelesen werden.

ein vollständig verhärtetes, teils gefrittetes und zerquetschtes Puddinggestein bildeten. Ganz ähnliche Beobachtungen ergaben sich am rechten Lualaba-Ufer in den Tälern von Kapanda und Vumay. Bezeichnenderweise fanden sich auch hier diese stark metamorphosierten Glazialschotter stets in der Nähe der tektonischen Linien.

Die Auffassung STUTZERS, daß die Kambowe-Schichtendas Hangende der südlich Elisabethvilles verbreiteten Konglomerate (Wemashi-Schichten STUDTS) bilden (ob die Überlagerung konkordant oder diskordant erfolgt, ist nirgends ausgesprochen!), kann ich nach obigen Ausführungen nur teilen. Leider ist aus den Auseinandersetzungen STUTZERS nicht ersichtlich, welche Gründe ihn zur Parallelisierung von Moachia-Schichten mit den Wemashi-Schichten STUDTS führten. Beide liegen nämlich, wie ein Blick auf die STUDTSCHE Karte zeigt, fast dreiviertel Breitengrade voneinander. Wenn nun auch durch die Tatsache, daß in beiden Gerölle von Kieseloolithen fehlen, die Wahrscheinlichkeit größer geworden, daß beide gleiche Horizonte darstellen, so ist doch andererseits die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß auch noch ältere Glazialkonglomerate als die von Moachia vorhanden sein könnten.

In der Tabelle (S. 326/327) mag nun versucht werden, die in obigen Ausführungen für die Horizontisierung der Schichten gewonnenen Anschauungen schematisch zugleich im Vergleich mit den bisherigen Anschauungen wiederzugeben. Von einer Altersfeststellung soll dabei vorläufig als zu unsicher abgesehen werden. Auffallend ist die mit den Verhältnissen Rhodesiens sich ergebende Übereinstimmung, wo man ebenfalls durch eine Diskordanz geschiedene Obere und Untere Konglomerate beobachtet hat.

Selbstverständlich soll nicht behauptet werden, daß mit dieser Auffassung alle Zweifel an der Schichtenfolge Katangas gelöst seien, es werden vielmehr damit wohl eine ganze Zahl neuer Fragen aufgeworfen. Es wäre also sehr zu begrüßen, wenn namentlich die Geologen, welche aus eigener Anschauung die Verhältnisse Katangas kennen, recht zahlreich sich veranlaßt sähen, ihre Ansichten auf Grund ihrer Beobachtungen ebenfalls zum Ausdruck zu bringen.

20. Vorläufige Mitteilung über geologische Beobachtungen in Ost-Celebes.

Von Herrn W. Horz.

(Mit einer Textfigur.)

Buitenzorg (Java), den 25. Januar 1913.

Im Spätjahr 1912 untersuchte ich im Auftrag der „Nederl. Maatschappy tot het verrichten van Mynbouwkundige Werken“ das südliche Küstengebiet am Ostarm der Insel Celebes. Dabei hatte ich Gelegenheit, einerseits das von J. WANNER¹⁾ eingehend beschriebene Gebiet im östlichen Teil des Inselarmes kennen zu lernen, andererseits aber auch westwärts anschließend meine Beobachtungen bis an die Tomori-Bai auszudehnen.

Ich hoffe, später in Europa mein Material auch petrographisch bearbeiten und darüber eingehender berichten zu können, und möchte mich jetzt darauf beschränken, kurz einige Daten mitzuteilen²⁾.

Im östlichen Küstenteil, wo meine Beobachtungen mit den Angaben J. WANNERS fast völlig übereinstimmen, konnten beim Dorfe Lontio belemnitenführende Lagen nachgewiesen werden. Aus graublauen, schichtungslosen Tonen wurden zahlreiche Belemniten mit tiefer Bauchfurche ausgebeutet.

Im Westen hat J. WANNER im Toeli-Fluß Kalke und Hornsteine („Toeli-Kalk“) angetroffen, die von ihm in Analogie mit ähnlichen Gesteinen auf der Insel Buru für jurassisch gehalten und zur „Buru-Formation“ MARTINS gerechnet werden. Leitfossilien hat er aber in diesem Schichtkomplex auf Celebes nicht gefunden. Die Belemnitentone von Lontio gehören nun weder petrographisch noch ihrer geographischen Lage nach zu dieser Gesteinsserie WANNERS. Das neue Vorkommen liegt in einem Gebiet, das sonst ganz aus tertiären Schichten aufgebaut wird, und stellt tektonisch wahrscheinlich den tieferen Kern einer Antiklinale dar, die schon WANNER innerhalb der neogenen Celebes-Molasse weiter westlich am Kientom-Flusse erwähnt. Die Fundstelle von Belemniten beim Dorfe Lontio

¹⁾ J. WANNER: Beiträge zur Geologie des Ostarms der Insel Celebes. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXIX, 1910, S. 739.

²⁾ Für die gütige Erlaubnis zur Publikation bin ich Herrn J. KOSTER, Direktor obiger Gesellschaft, zu vielem Dank verpflichtet.

liefert den ersten paläontologischen Nachweis mesozoischer Schichten am Ostarm von Celebes und damit auf der Insel überhaupt.

Im südwestlichen, geologisch bisher gänzlich unbekanntem Teil des Inselarmes gelangt die sog. „Buru-Formation“ zusammen mit basischen Eruptivgesteinen zu großer Verbreitung. Charakteristisch für die „Buru-Formation“ sind rote Hornsteine, fleischfarbige Kalkschiefer und Mergel sowie braunrote



Kartenskizze von Ost-Celebes.

Kalke und weiße Massenkalk. Im Flußgebiet des oberen Sg. Bongka wurden nahe der Wasserscheide, die hier bis auf 12 km an die Südküste herantritt, in engstem Verband mit roten und durch Hornstein gebänderten Kalken auch helle Nummulitenkalke gefunden; die größten, schön herausgewitterten Nummuliten erreichen einen Durchmesser von 1 cm. Erwähnung verdient hier noch das Auftreten schmaler Lignitflözchen in Sandsteinen, die der Kalkserie am Sg. Bongka eingelagert sind. An mehreren Stellen der Küste erwies sich der Kalk dieses Kalkhornsteinkomplexes als reich an Lepidocyclinen.

Wir sehen somit, daß die Buru-Formation MARTINS — entsprechend dem „Toeli-Kalk“ WANNERS — auf Ost-Celebes

teilweise sicher zum Tertiär¹⁾ gerechnet werden muß, doch sei hier ohne weiteres zugegeben, daß innerhalb dieser Sedimentserie auch Jura- und Kreideschichten vorkommen können. Es dürften aber P. und F. SARASIN²⁾ kaum im Recht sein, wenn sie für ihren „Rotton“, wozu sie alle rotgefärbten Mergel, Kalke und Hornsteine auf Celebes rechnen, bloß kretazeisches Alter annehmen, hat doch auch außerhalb unseres Spezialgebietes M. KOPERBERG³⁾ in der Landschaft Bwool, Nord-Celebes, in Verband mit jüngeren Sandsteinen rötliche, schieferige Globigerinenmergel und roten Kalkstein mit deutlichen Nummuliten angetroffen. H. BUECKING⁴⁾ faßt die rotbraunen Mergel von der Insel Zuidwachter an der Westküste sogar als miozän auf.

Aus Schichten der Buru-Formation ist im wesentlichen auch das 2—3000 m hohe Toekala-Gebirge aufgebaut, das sich im Süden mit hohen Kalkwänden quer zum Streichen unvermittelt aus der breiten Alluvialebene erhebt, welche die SO-Ecke der Halbinsel umsäumt.

E. C. ABENDANON, der das Toekala-Massiv bloß aus der Ferne gesehen hat, fügt neuerdings⁵⁾ auch dieses Gebirge in sein Bruchsystem ein und spricht von einem aufgetriebenen Horst. Soviel ich an Ort und Stelle beobachten konnte, kommt seine frühere Annahme⁶⁾, das Toekala-Gebirge sei eine hohe Antiklinale, im Prinzip der Wirklichkeit viel näher. Allerdings verläuft die Leitlinie des Gebirgsstockes nicht im Sinne P. und F. SARASINS⁷⁾, die das Toekala-Gebirge als ein langes, SW—NO streichendes Kettengebirge darstellen. Die

¹⁾ J. WANNER (Zur Geologie und Geographie von West-Buru. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXIV, 1907, S. 133) erwähnt auch auf Buru inmitten jurassischer Massenkalks das unvermittelte Auftreten paläogener Sedimente.

²⁾ P. und F. SARASIN: Entwurf einer geographisch-geologischen Beschreibung der Insel Celebes. 1901.

³⁾ M. KOPERBERG: Verslag eener mynbouwkw. exploratie van het kopererts voorkomen aan de Boekal rivier in het landschap Bwool. Jaarboek v. h. Mynwezen 1905, S. 151. — Derselbe: Geolog. en mynbouwkw. onderzoekingen in de residentie Menado. Jaarboek v. h. Mynwezen 1902, S. 151.

⁴⁾ H. BUECKING: Beiträge zur Geologie von Celebes. Sammlung des geologischen Reichsmuseums Leiden 1904.

⁵⁾ E. C. ABENDANON: Zur Umrißform der Insel Celebes. Diese Monatsber. 1912, S. 266.

⁶⁾ E. C. ABENDANON: Celebes en Halmahera. Tydsch. Kon. Aard. Gen. 1910, S. 1149.

⁷⁾ P. und F. SARASIN: Entwurf einer geographisch-geologischen Beschreibung der Insel Celebes. 1901. — Dieselben: Reisen in Celebes. 1905, Bd. 1.

vier hohen Gipfel folgen sich vielmehr in einer SSO—NNW gerichteten Linie. Bloß das südöstlich vorgelagerte Bergland löst sich in einige gedrungene, kurze Züge auf, die sich, von der Küste aus gesehen, kulissenartig hintereinanderschieben mit einer Streichrichtung SW—NO.

Ich kann an dieser Stelle nicht näher auf die Lagerungsverhältnisse im Gebiet des Toekala-Gebirges eingehen, sondern möchte als weiteren Beweis, daß die z. T. tertiäre Buru-Formation gefaltet ist, noch ein Vorkommen enger Antiklinalen und Synklinalen am oberen Bongka-Flusse anführen. Die Sedimentschichten streichen dort SSO—NNW und weisen somit darauf hin, daß der Aufbau der östlichen Halbinsel nicht überall dem Schema P. und F. SARASINS folgt. Ich fühle mich nicht kompetent, um mich weiter in diese neuerdings aufgeworfene Streitfrage einzumischen, glaube aber, daß P. und F. SARASIN selbst in einem „Leitlinienstrudel“¹⁾, einem „wirbelartigen Knoten“, nicht überall ruhige und einfache Verhältnisse voraussetzen werden. Gegen die Kreuzungspunkte ihrer Leitlinien hin sind von vornherein größere Störungen und Komplikationen in der Tektonik zu erwarten.

Stratigraphisch und petrographisch findet der Ostarm im Süden direkten Anschluß an Zentral-Celebes. Die Inselgruppe der äußeren Tomori-Bai sowie das Küstenland um Kolonedale herum wird vorwiegend aus hellen Massenkalken aufgebaut, die lokal ebenfalls rote, kieselige Kalkschiefer und dunkle Hornsteinpartien führen. Daneben gelangen basische Eruptivgesteine zu weiter Verbreitung. Sie nehmen einen wesentlichen Anteil am Aufbau der südöstlichen Halbinsel und reichen in Begleitung von weißen und rötlichen Kalken bis an den Golf von Boni²⁾. Schon J. WANNER (a. a. O., S. 774) weist auf die petrographische Ähnlichkeit seines „Toeli-Kalkes“ mit rot gefärbtem Kalkstein hin, die P. und F. SARASIN östlich des Mantana-Sees erwähnen.

Die in und westlich der Tomori-Bai auftretenden basischen Eruptivgesteine fand ich aber auch im südwestlichen Teil des Ostarmes als Gabbro, Peridotite und vulkanische Breccien weit verbreitet. Auch an der Nordküste im Gebiet der Tomini-Bucht wurden sie zwischen Todjo und Bongka von

¹⁾ P. SARASIN: Zur Tektonik von Celebes. Diese Monatsber. 1912, S. 226.

²⁾ P. und F. SARASIN: Entwurf einer geographisch-geologischen Beschreibung der Insel Celebes. 1901. — E. C. ABENDANON: Onderzoek van Zentral-Celebes 1909—1910. Tydsch. Kon. Aard. Gen. 1910 u. 1911. — Ferner: diese Zeitschr. 1912, S. 266.

KOPERBERG¹⁾ nachgewiesen. Bezüglich des Alters dieser Eruptiva in der östlichen Halbinsel ist folgendes zu berichten: Im Gebiet des Toeli- und Senorang-Flusses traf ich in den tiefsten Lagen der neogenen Celebesmolasse wenig mächtige Peridotitmassen und vulkanische Breccien als konkordante Einlagerungen an. An benachbarter Stelle fand J. WANNER (a. a. O., S. 765) „zwischen die Mergelbänke der Celebesmolasse eingelagert große Platten eines basischen Eruptivgesteins, das von Herrn BUECKING als Hornblendediorit bezeichnet wird. Nach der Art des geologischen Vorkommens kann daher dieses Gestein keinesfalls älter als die miozäne Celebesmolasse sein“.

In der Gegend des Toekala-Gebirges trifft man in sehr instruktiven Aufschlüssen inmitten basischer Eruptiva schmale Einlagerungen von roten Kalkschiefern und Hornstein, während andererseits wieder den Schichten der Buru-Formation Peridotite und vulkanische Breccien als konkordante Bestandteile eingelagert sind. Wir erkennen daraus einen auch im Alter sehr engen Zusammenhang zwischen den Gabbro-Peridotitmassen und der z. T. tertiären Kalkhornsteinformation. Man ist wohl berechtigt, auch für einen großen Teil der basischen Eruptivgesteine ein tertiäres Alter (bis miocän) anzunehmen. Die Darstellung J. AHLBURGS²⁾, daß sich der Ostarm im wesentlichen aus präcarbonischen Schichten aufbaue, trifft keineswegs zu.

Von den eben genannten Eruptivgesteinen liegen Typen vor, die petrographisch Vertretern aus dem ausgedehnten Gabbro-Massiv bei Loboë an der Tomini-Bucht recht nahe stehen (vgl. WANNER a. a. O., S. 747). Auch für dieses Eruptivgebiet ist z. T. tertiäres Alter erwiesen, treten doch dort beim Dorfe Poh gabbroide Gesteine — sei es nun gang- oder lagerförmig — auch in nachweislich oligocänen Sedimenten auf³⁾.

Die petrographische Beschreibung der zusammen mit der Kalkhornsteinformation auftretenden Eruptivgesteine möchte ich mir für eine spätere, ausführlichere Arbeit vorbehalten. Vorläufig sei bloß noch erwähnt, daß die Peridotitgesteine im südwestlichen Teil des Ostarmes durch einen reichen, immer wiederkehrenden Gehalt an rotem Granat ausgezeichnet sind. Die hellen, großen Granitkristalle heben sich einsprenglings-

¹⁾ M. KOPERBERG: Geol. en mynbouwk. onderzoek in Menado. Jaarboek v. h. Mynwezen 1905, S. 172.

²⁾ J. AHLBURG: Der geologische Aufbau von Nord-Celebes. Diese Monatsber. 1910, S. 197.

³⁾ R. D. M. VERBEEK: (Molukkenverslag. Jaarboek v. h. Mynwezen 1908) gibt dort auf der Karte unrichtigerweise alte, d. h. größtenteils präpermische, basische Eruptivgesteine an.

artig aus dem dunklen Eruptivgestein ab. Lokal wurden auch Granat-Augitfelse mit reichlichem Magnetit angetroffen, die auffallend den Kontaktprodukten (Skarn) aus den schwedischen oder banater Erzgebieten gleichen.

21. Diluviale Flußablagerungen im Gebiete der Rodach.

Von Herrn L. HENKEL.

(Mit 1 Textfigur.)

Pforta, den 7. Mai 1913.

In den hier zu besprechenden Ablagerungen sind organische Reste bisher nicht gefunden worden. Wenn sie daher als diluvial bezeichnet werden, so geschieht es auf Grund eines Analogieschlusses. Sie stimmen in ihrer Zusammensetzung überein mit dem Kies der jetzigen Flüsse, und in benachbarten Gegenden, wo eine sichere Altersentscheidung möglich war, haben sich solche Absätze immer als diluvial herausgestellt, während erweislich tertiäre ganz abweichend davon ausgebildet sind.

Die Rodach, die sich oberhalb Lichtenfels in den Main ergießt, sammelt das Wasser einer Anzahl von Fließchen und Bächen des Frankenwaldes. Solange diese Gewässer in dem Schiefergebirge fließen, sind ihre Täler eng, erst in den weicheren Schichten des Rotliegenden und der Trias weiten sie sich aus. Ganz ebenso ist es offenbar in früheren Stillstandsperioden der Tiefenerosion gewesen. In den harten paläozoischen Schichten hat die Kraft der Seitenerosion nicht hingereicht, eine breite Talaue zu schaffen, beim erneuten Einschneiden des Flusses konnten daher keine Reste einer solchen als Terrassen erhalten bleiben. Nur im letzten Stück des Laufs im Schiefergebirge ist wenigstens morphologisch Terrassenbildung zu erkennen, von den Ablagerungen des alten Talbodens aber nichts erhalten geblieben.

Die Flußablagerungen des Rodachgebiets gliedern sich in drei Gruppen:

1. Ablagerungen der oberen Terrasse.
2. Ablagerungen der unteren Terrasse.
3. Ablagerungen der jetzigen Flußauen.

Ablagerungen der oberen Terrasse.

Ablagerungen der Rodach.

1. Am Ruppen, ungefähr $1\frac{1}{2}$ km östlich von Kronach (bayrisches Meßtischblatt Kronach), ist durch einen Sandstein-



Skizze der diluvialen Flußablagerungen im Gebiete der Rodach.
Maßstab 1 : 400 000.

bruch der Kies der oberen Rodachterrasse aufgeschlossen. Man beachtet dort folgendes Profil:

- $1\frac{1}{2}$ m Gehängeschutt, hauptsächlich aus Wellenkalk des nahen Kreuzberges bestehend;
- 2 bis 3 m sandiger Lehm mit Schmitzen von Kies und von Mergel;
- 2 m Rodachkies; untere Grenze bei 341 m, also 30 m über dem Fluß.
- 4 m Buntsandstein.

Der Kies der Rodach unterscheidet sich von dem der Haßlach und Kronach dadurch, daß er in Menge große Brocken von Kieselschiefer führt, während letztere Flößchen davon nur kleine Gerölle enthalten, die schon in Konglomeraten des Rotliegenden gelegen haben.

2. Über der Hammermühle, südlich von Kronach, liegt, durch einen Hohlweg aufgeschlossen, Rodachkies, ungefähr 2 m mächtig, mit der unteren Grenze bei ungefähr 342 m. Es ist also auf einer Strecke, wo der jetzige Fluß um 7 m fällt, bei dem alten Kies kein Gefälle, ja sogar eine schwache Steigung zu beobachten. Es wird sich dies aber wohl so erklären, daß der Kies am Ruppen in einer tiefen Auskolkung liegt, der bei der Hammermühle auf einer Schwelle des alten Flußlaufs abgelagert ist.

Ablagerungen der Haßlach.

1. In dem Hohlweg südlich von Reitzsch (Meßtischblatt Neukenroth), liegt ziemlich gut aufgeschlossen in Stärke von 2 m Haßlachkies über Sandsteinschiefern des Rotliegenden bei 372 m, 40 m über der Haßlach. Die Terrasse, zu der er gehört, ist auch der Gestalt nach wohl erkennbar.

2. Westlich vom Kronacher Schießhaus (Blatt Kronach) ist durch einen Sandsteinbruch Haßlachkies aufgeschlossen, zwischen den Isohypsen von 340 und 350 m, also ungefähr 40 m über dem Fluß. Er ist von Sandstein-Gehängeschutt so bedeckt, daß man ohne den Steinbruch gar nichts von ihm wahrnehmen würde. Übrigens wird er wohl nächstens durch den Steinbruchbetrieb ganz beseitigt sein. Der Kies enthält neben sehr reichlichem, wenig abgerolltem Buntsandsteinmaterial Gerölle aus den verschiedenen Gesteinen des Kulm und des Rotliegenden. Da der Gedanke nahe liegt, daß in der Vorzeit die Steinach durch die Einsenkung von Neuhaus und Burggrub nach Südosten geflossen sein könnte, so habe ich ein besonderes Augenmerk darauf gehabt, ob in dem vorliegenden Kies etwa Steinachgerölle vorkämen. Da ich von solchen, insbesondere von den unverwüstlichen und sehr auffallenden Quarziten der Steinach, nichts gefunden habe, so glaube ich, sicher schließen zu dürfen, daß eine derartige Flußverbindung nicht bestanden hat.

Ablagerungen der Steinach.

Ausgedehnte Ablagerungen einer oberen Terrasse der Steinach sind schon von LORETZ beobachtet und auf Blatt

Sonneberg der preußischen geologischen Spezialkarte eingetragen worden. Die Erläuterungen zu Blatt Sonneberg geben eine klare und richtige Darstellung des Sachverhalts, in der kartographischen Darstellung aber ist der Kies der oberen und der unteren Terrasse mit der durch Abspülung der oberen Terrasse entstandenen Kiesbedeckung der Gehänge unter einer Bezeichnung zusammengefaßt.

Die Ablagerungen der Steinach nach ihrem Austritt aus dem Schiefergebirge breiten sich auf einer weiten, schiefen Ebene aus, die wir nach der Stadt Sonneberg benennen wollen. Die Anlage dieser Ebene beruht auf einer indirekten Wirkung der Tektonik. Tektonisch nimmt die Sonneberger schiefe Ebene die Stelle einer ganz flachen, kuppelförmigen Aufwölbung ein. Es sind infolgedessen hier die ganz außerordentlich mürben Gesteine der untersten Abteilung des mittleren Buntsandsteins (sm_1 der geologischen Spezialkarte) der schützenden Decke härterer Schichten zuerst beraubt worden und in dem so bloßgelegten, äußerst unwiderstandsfähigen Boden hat die Abtragung ganz flache Bodenformen geschaffen. An einer Stelle, wo durch örtliche Ursachen die höheren Schichten des Buntsandsteins besser verkittet waren¹⁾, sind sie erhalten geblieben und zu der Erhebung des Mupperts herauspräpariert worden, die sich sehr auffallend, fast einer Basaltkuppe ähnlich, von der Umgebung abhebt.

Die weite Ausbreitung der Steinachkiese auf der Sonneberger schiefen Ebene ist sicher durch die zahlreichen wechselnden Arme eines verwilderten Flusses zustande gekommen. Es muß jedoch auch die Wassermenge des Flusses bedeutend größer gewesen sein als jetzt, denn die Flußauwe war im Zeitalter der oberen wie der unteren Terrasse viel breiter als jetzt. Es müssen also die Zeiten des Stillstandes der Tiefenerosion, der sich in den Terrassen ausprägt, wenigstens teilweise zusammengefallen sein mit Zeiten größeren Wasserreichtums der Flüsse, d. h. wahrscheinlich mit Eiszeiten. Nicht daß die jährliche Niederschlagsmenge damals größer gewesen wäre als jetzt; das anzunehmen, liegt kaum ein Anlaß vor; aber der Abflußfaktor war ein anderer. Wir werden uns vorstellen dürfen, daß er damals bei uns so viel betrug wie jetzt in etwa in Schwedisch-Lapland, d. h. 70 bis 95 ‰, während in Norddeutschland

¹⁾ Daß dem so ist, ergibt sich aus dem Böschungswinkel der Gehänge. Unter sonst ganz ähnlichen Verhältnissen hat die Abteilung sm_2 der geologischen Karte am Teutersberg bei Mönchröden eine Böschung von 18°, am Tiergarten von 13°, am Muppert aber von 22°.

jetzt von dem jährlichen Niederschlag noch nicht 30% in die Flüsse kommt. Es führte also damals etwa der Main bei Lichtenfels so viel Wasser wie jetzt bei Mainz. Dazu kam aber nun noch eine andere Verteilung des Abflusses im Jahreslaufe. Der Frankenwald war sicher dreiviertel des Jahres mit Schnee bedeckt, während einzelne Firnflecken wohl auch den Sommer durch aushielten. Während der größeren Zeit des Jahres war daher der Abfluß gering, seine Hauptmasse drängte sich in dem kurzen Sommer zusammen. Die vermehrte Erosionskraft der größeren Wassermenge konnte dabei aufgehoben werden durch die vermehrte Schotterführung, welche die Umwandlung des Klimas und damit der Pflanzen-
decke mit sich brachte.

Kies der oberen Steinachterrasse breitet sich ungefähr 40 bis 45 m über dem Fluß von der Höhe östlich von Weidhausen bis nach Kaulsroth aus, liegt aber auch viel weiter östlich bei Mark und Schierschnitz. Der Föritzbach, der im Zeitalter der oberen Terrasse, falls er überhaupt schon bestand, nach einem Laufe von $1\frac{1}{2}$ km auf diese Fläche ausmündete, hat sich später, sie durchschneidend, bis zur jetzigen Mündung bei Mitwitz verlängert. Da zur Zeit der Ablagerung der oberen Terrasse die Steinach zwischen Weidhausen und Föritz auf der jetzigen Wasserscheide floß, ohne doch, wie wir gesehen haben, Wasser zur Haßlach hinüber zu senden, so muß die allgemeine Abtragung die Wasserscheide und überhaupt die ganze Bodengestalt in dieser Gegend seitdem noch erheblich verändert haben.

Mit dem Zutagetreten widerstandsfähigerer Schichten verengert sich von Wörlsdorf an das Steinachtal. Die obere Terrasse tritt hier als schmaler Saum bei Wörlsdorf und Hassenberg am rechten Ufer, bei Horb am linken auf.

Der oberen Terrasse des Rodachgebiets muß natürlich eine Terrasse des Mains entsprochen haben, sie ist aber bis jetzt noch nicht nachgewiesen. Einem gleichalterigen Bache dürfte die von Gumbel (Fränk. Alb, S. 549) erwähnte Geröllschicht aus Quarz mit Doggergeröllen zwischen Püchitz und Altenbanz entstammen.

Ablagerungen der unteren Terrasse.

Von Rotenkirchen an zieht sich der Haßlach entlang die untere Terrasse in einer Höhe von ungefähr 12 m über dem Fluß, an der Geländeform, wie an Kieslagern deutlich kennt-

lich. Der Kies, mit dem der jetzigen Haßlach übereinstimmend, ist am besten zu beobachten an dem Weg von Haßlach nach Haig bei 330 m (Meßtischblatt Neukenroth).

Der von LORETZ auf dem bayrischen Anteil von Blatt Sonneberg angegebene Kies umfaßt außer dem der unteren Terrasse auch solchen, der aus der oberen Terrasse verrollt ist. Die obere Terrasse selbst ist diesem Forscher hier entgangen.

An der Kronach ist schon bei Steinberg, noch im Schiefergebirge, die Terrassenbildung bemerkbar. Hier ist kein Kies erhalten, aber weiterhin findet man ihn nordöstlich von Friesen (Meßtischblatt Kronach) zwischen 350 und 360 m, westlich von der Ziegelei bei Dörfles, bei 352 m und ostwärts von Kronach bei der Fallmeisterei zwischen 320 und 330 m. In einer Ziegelei ist hier über dem Kies Lehm von ungefähr 5 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Er ist ungeschichtet, offenbar weil er in einer Wiesenaue abgesetzt wurde, wo die durchwachsenden Grashalme die Schichtung immer wieder verwischten. Der weitere Verlauf der Kronachterrasse nach Süden zeigt, daß dieser Bach damals nicht wie jetzt in die Haßlach, sondern geradwegs zur Rodach geflossen ist.

An der Rodach hebt sich die untere Terrasse schon oberhalb von Zeyern morphologisch heraus, von Kies aber habe ich bis zur Hammermühle nichts Sicheres auffinden können. Bei der Hammermühle kann man den Kies dieser Terrasse bei der Isohypse 320 einige Hundert Meter weit verfolgen, weiter findet man ihn nordöstlich von Hummendorf zwischen 310 und 320 m, gegenüber südwestlich von Johannistal, dann im Orte Küps auf dem Friedhof, und endlich bei Redwitz a. d. Rodach, zwischen dem Bahnhof und dem Ort, wo die Terrasse eine sehr ausgeprägte breite Fläche bildet.

An der Steinach hat die untere Terrasse den größten Anteil an der Sonneberger Ebene. Nach der Verengung des Tals findet man Kieslager von ihr bei Beikheim (Blatt Steinach der preußischen geologischen Spezialkarte), ferner bei Graitz, gleich nördlich vom Dorf, und südlich von Trainau, unterhalb des Höhenpunktes 292 der Karte des Deutschen Reichs 1:100 000, Blatt Lichtenfels. (Die Meßtischblätter dieser Gegend sind noch nicht erschienen.)

Auch an der Föritz ist eine entsprechende Terrasse ausgebildet.

Die untere Terrasse der Rodach mündet auf eine Mainterrasse aus, deren Kies u. a. im Straßeneinschnitt südlich vom Bahnhof Hochstadt und bei den Steinbrüchen von Naßanger westlich von Hochstadt aufgeschlossen ist.

Ablagerungen der jetzigen Flußniederungen.

Die jetzigen Flußauen der Rodach und ihrer Nebenflüsse sind bis zu einigen Metern Höhe über dem Stande des größten Hochwassers noch mit Flußkies erfüllt. Die Oberfläche dieser älteren Kieslager senkt sich meist ganz allmählich zum jetzigen Ufer herab, nur bei Heubisch in der Sonneberger Ebene setzt sie sich in einer deutlichen Terrasse von 4 m Höhe ab. Diese Terrasse trägt aber im Gegensatz zu den älteren keinen Kern von anstehendem Gestein, sondern besteht nur aus Flußkies. Sie ist also das Ergebnis einer Aufschüttung, die der späteren Tieferlegung des Flusses vorausging. Es wird daher der Vorgang wohl allgemein so gewesen sein, daß, nachdem die Rodach und ihre Zuflüsse sich beinahe bis zur jetzigen Tiefe eingesägt hatten, nicht bloß ein Stillstand der Tiefenerosion, sondern sogar eine Periode der Zuschüttung um einen mäßigen Betrag eintrat, auf die dann das Einschneiden bis zum jetzigen Stande folgte.

LORETZ hat die älteren Kiese der Flußniederungen als „alt-alluvial“ bezeichnet. Ich glaube, daß der Ausdruck „alluvial“ nicht zutreffend ist. Es sind in anderen Gegenden nicht selten im Boden der jetzigen Flußauen die Reste diluvialer Tiere, insbesondere Mammut und Rhinoceros tichorhinus, gefunden worden, besonders reichlich z. B. im Kies der Saale bei Kösen. Die Wahrscheinlichkeit spricht daher dafür, daß auch hier im Maingebiet die Bildung der älteren Kiese der Aue ins Diluvium zurückreicht.

Dieselben Terrassen wie an der Rodach sind auch, wie aus den Blättern Öslau und Koburg der geologischen Spezialkarte hervorgeht, an der Itz ausgebildet. Merkwürdig sind die Verhältnisse an dem Rötenbach. Er fließt wie die Steinach über die Sonneberger schiefe Ebene und ist dort von der Steinach nur durch eine ganz niedrige Wasserscheide getrennt. Zur Zeit der unteren Terrasse ist dies offenbar in noch größerem Maße der Fall gewesen, so daß sich zwischen Sonneberg und Neustadt a. d. Heide der Anteil beider Gewässer an dieser Terrasse überhaupt nicht streng trennen läßt. Aber in die Itz ist der Rötenbach damals doch schon gegangen, wie seine Terrasse bei Öslau, ungefähr 8 m über dem jetzigen Ufer, beweist. Im Frühjahr 1913 war hier zwischen den Fabriken Katharinenwerk und Annawerk guter Aufschluß geschaffen durch einen langen Graben, der Massen von Thüringerwald-Geröllen an die Oberfläche gebracht hat.

LORETZ verzeichnet auch Thüringerwald-Schotter nordöstlich von Öslau bei der Isohypse von 900 Fuß, also ungefähr 30 m über dem Bach. Ich habe aber dort bei sorgfältigstem Suchen nichts von diesem Schotter auffinden können und glaube daher bestimmt, daß LORETZ durch verschleppte Gerölle getäuscht worden ist. Ausgeschlossen wäre es daher nicht, daß im Zeitalter der oberen Terrasse der Rötenschotter in seiner jetzigen Gestalt noch nicht vorhanden war, sondern sein Oberlauf, wahrscheinlich noch verstärkt durch den der Effelder, zur Steinach floß. Eine sichere Entscheidung wird aber wohl kaum möglich sein, denn der obere Rötenschotter führt keine Gerölle, die nicht ebenso gut aus der Steinach stammen könnten.

Ziemlich abweichend von der Entwicklungsgeschichte des Rodachsgebiets scheint die des Regnitztals zu sein¹⁾. Zwar entspricht BLANCKENHORNS „Vorstufe“ oder erste Terrasse sehr deutlich den älteren Kiesen der Niederung an der Rodach und seine zweite Terrasse der unteren Rodachterrasse. Aber während diese eine ausgeprägte Felsenterrasse mit dünner Kiesdecke ist, scheint die entsprechende Regnitzterrasse im wesentlichen aus früheren Aufschüttungen dieses Flusses herausgearbeitet zu sein. Die „dritte Terrasse“ BLANCKENHORNS dürfte recht verschiedenartige Bildungen in sich begreifen, von denen nur ein Teil vielleicht der oberen Rodachterrasse entspricht.

Eine Parallelisierung der einzelnen Terrassen mit solchen des Rheins und damit des Alpengebiets scheint mir so lange noch nicht ratsam, als nicht die Terrassen des Mains von der Mündung herauf im Zusammenhang erforscht sind.

22. Zur Geologie des Kartsteins.

VON HERRN L. SOMMERMEIER.

Bonn, den 20. April 1913.

Durch die Ergebnisse der vor 2 Jahren von C. RADEMACHER vorgenommenen und beschriebenen²⁾ Ausgrabungen in den „Kakushöhlen“ im Kartstein in der Eifel (Meßtischbl.

¹⁾ BLANCKENHORN: Das Diluvium der Gegend von Erlangen. Sitzungs-Bericht phys. med. Soz. Erlangen 1895. — LENK: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Erlangen. Ebenda 1906.

²⁾ C. RADEMACHER: Der Kartstein bei Eiserfey in der Eifel. Prähistorische Zeitschr. III. Bd. 1911, S. 201–232.

Mechernich) hat die vorgeschichtliche Forschung — speziell für das Paläolithicum in Westdeutschland — eine wertvolle Bereicherung erfahren. Wenn auch nach R. R. SCHMIDT¹⁾ der Nachweis des Acheuléen hinfällig ist und die dem Aurignacien zugewiesenen Artefakte nicht sicher datierbar sind, so liegen doch „zwei wohlausgeprägte Kulturen: Moustérien und Magdalénien vor“. Auch die diluviale und postglaziale Wirbeltierfauna ist in den Höhlenfunden typisch vertreten. Bei der Bedeutung, welche der Kartstein als prähistorischer Fundpunkt dadurch gewonnen hat, ist es wohl angebracht, auch einmal die geologischen Verhältnisse zu beleuchten, da diesen RADEMACHER in seiner Beschreibung nicht gerecht geworden und wohl auf Grund seiner Angaben der Hauptirrtum auch in das Werk von R. R. SCHMIDT usw. übergegangen ist.

Um von den kleineren Mißverständnissen, die lokale Geologie betreffend, abzusehen, ist das Wesentlichste: Die Kakushöhlen sind nicht Höhlen im mitteldevonischen Kalk- oder Dolomit, wie etwa Buchenloch, Balverhöhle, Wildscheuer und die meisten anderen der zahlreichen Höhen in Rheinland und Westfalen, sondern das Höhlengestein ist ein diluvialer Kalktuff, aus dem der ganze Kartsteinfels besteht. Die allgemeine Situation ist kurz folgende:

Der Nordflügel der Sötenicher Mulde (der nördlichsten der Eifeler Kalkmulden) wird bei dem Dorf Eiserfey, welches auf der Grenze des Unter- und Mitteldevons liegt, von dem N.—S. verlaufenden Tal des Hausener Baches quer durchschnitten, das seine Fortsetzung in dem Feybach-Tal östlich des bekannten Mechernich nimmt. Die Gegend von Eiserfey ist eine der wenigen Stellen im Kalkgebirge der Eifel, wo sich umfangreichere Kalktuffablagerungen finden. Auf der Dechen-Karte (Sekt. Mayen) sind diese schon verzeichnet, schematisiert und ohne ältere und jüngere Bildungen zu trennen. Letztere seien hier nicht weiter berührt, besonders bemerkenswert sind sie in der Talstufe von Dreimühlen. Zwischen dieser und Eiserfey ist dem westlichen Talhang ein Gehängetuff aufgesetzt. Sein höheres diluviales Alter geht ebenso wie aus den Höhlenfunden auch aus den geologischen Verhältnissen hervor.²⁾ Er ist zum Absatz gekommen vor

¹⁾ R. R. SCHMIDT unter Mitwirkung von E. KOKEN und A. SCHLITZ: Die diluviale Vorzeit Deutschlands. Stuttgart 1912. S. 75 und 76.

²⁾ Die eingehende Erörterung dieser, besonders auch der lokalen Entstehungsbedingungen des Tuffes gebe ich in der ausführlichen Veröffentlichung meiner Untersuchungen, die in den „Verh. des Naturhistorischen Vereins d. preuß. Rheinlande und Westfalens“ erscheinen wird.

der heutigen Ausgestaltung des Haupttales und der kleinen Seitentäler. Durch eine alluviale Rinne wurde er bis zum Untergrund durchschnitten und ein kleiner Teil von der Hauptmasse abgetrennt. Deren Erosionsrest ist der Kartstein. Daß die Entstehung des Kalktuffes bis in präquartäre Zeit zurückreicht, ist nicht anzunehmen, da tertiäre Elemente unter den im Tuffkalk eingebetteten Schnecken fehlen. Meine Ausbeute aus dem Kartsteinkalk enthält nach Bestimmung durch Herrn C. R. BOETTGER-Frankfurt a. M.

- Fruticola hispida* L.
- Helicodonta obvoluta* MÜLL.
- Arianta arbustorum* L. (?)
- Cepaea hortensis* MÜLL.
- Cochlicopa lubrica* MÜLL.
- Succinea putris* L.
- Carychium minimum* MÜLL.
- Bythinia tentaculata* L.

also rein pleistocäne und rezente Formen, die auch heute noch in der Gegend leben.

In annähernd 10 m Höhe über der Talsohle steigt die bis 20 m hohe, zerklüftete Steilwand des Kartsteins auf, welche das aus dem höheren Gehänge sich entwickelnde Plateau nach W. begrenzt. An der Hand einzelner Beobachtungen des bloßgelegten, unterlagernden dolomitischen Devonkalkes und der Untersuchungen an den Außenflächen des Felsens und im Innern der Höhlen ließ sich feststellen, daß die ganze Masse des Kartsteins aus dem Kalktuff besteht. Auch die davorgelagerten, abgestürzten großen Blöcke sind nicht „Dolomitbrocken“, sondern Kalktuff. Das Gestein ist vorwiegend ein fester und recht dichter Travertin mit versinderten Poren. Stellenweise verliert sich die Tuffstruktur nahezu völlig und es entsteht ein splitteriger Süßwasserkalk. Als interessante Einzelheit treten ferner große Ooide¹⁾ auf, unter Mitwirkung von Kalkalgen entstanden, die überhaupt am Aufbau des Gesteins starken Anteil haben.

Was die Höhlenbildung betrifft, so handelt es sich bei der großen Haupthöhle um eine Sickerwasserhöhle, durch Erweiterung von Klüften entstanden, die den ganzen Kartstein reichlich durchsetzen. Ihre größte Flächenausdehnung hat die Höhle an der Grenze des Kalktuffes gegen den Devon-

¹⁾ Auch dieses werde ich an anderer Stelle noch eingehend behandeln.

untergrund, in diesem hat die Aushöhlung aber nur wenig hineingegriffen, der Hauptteil liegt im Tuff. Bei der zweiten, kleineren Höhle wird aus den Angaben RADEMACHERS über die bei der Ausgrabung gemachten Beobachtungen der Charakter der Höhle nicht klar ersichtlich. Dem Augenschein nach ist es ursprünglich eine „Halbhöhle“, eine Nische am Fuß der Wand, die durch die davorliegenden Absturzmassen zur Höhle geschlossen wurde. Ähnliche Nischen und Überhänge sind am Kartstein noch mehrfach vorhanden.

Auch der Sinterbildungen sei noch mit einigen Worten gedacht. Wo diese sich als Überschalungen oder traubige Ansätze finden, sind sie als sekundäre Produkte vom Diluvialkalk zu trennen. Von dem hellgelben bis bräunlichen Tuffkalk unterscheiden sie sich durch die meist rein weiße Farbe und grobkristalline Beschaffenheit.

Der Versuch RADEMACHERS, aus dem Auftreten einer die diluvialen Schichten abschließenden Sinterdecke eine Klimaänderung („Übergang des feuchtkalten Diluvialklimas in das trockenere postglaziale“) abzuleiten und sie zur glazial-chronologischen Einteilung der Kulturschichten zu verwerten, ist schon von R. R. SCHMIDT¹⁾ und E. KOKEN¹⁾ zurückgewiesen. Unhaltbar sind gleichfalls die Folgerungen, welche aus der Anschwellung des Schichtenprofils am Osteingang der großen Höhle gezogen werden. Hier wird der infolge ihrer sonst gleichbleibenden Mächtigkeit parallele Verlauf der Schichten gestört durch eine Anhäufung von abgewitterten, zu einer festen Masse verbackenen Gesteinsbrocken zwischen den Lehmschichten. Auch das ist natürlich eine ganz lokale Erscheinung, die zu allen Zeiten auftreten kann, und es ist auch hieraus nicht angängig, auf eine Klimaänderung — in diesem Falle das Einsetzen einer neuen, der letzten Eiszeit — zu schließen. Hätten klimatisch bedingte Ursachen die Anschwellung der Schicht hervorgerufen, so müßten sich diese auch im ganzen Gebiet bemerkbar machen, z. B. in Gestalt versinterter Gehängebreccien als eiszeitliche Bildungen im Bergschutt des Kalkgebirges. Zur Parallelisierung der archäologischen und geologischen Stufen des Diluviums lassen sich die Karsteinprofile also nicht heranziehen. Nach KOKEN¹⁾ reicht von den „durch Fossilinhalt charakterisierbaren Schichten keine über das letzte Glazial zurück“.

¹⁾ a.-a. O.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1913

Vorsitzender:	Herr WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende	„ RAUFF	„	„ FLIEGEL
Vorsitzende:	„ BORNHARDT	„	„ HENNIG
Schatzmeister:	„ MICHAEL	„	„ JANENSCH
Archivar:	„ SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1913

die Herren: v. KOENEN-Göttingen, RINNE-Leipzig, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, RÖTHPLETZ-München.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monattsitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH **unlängstens** 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden, Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen spätestens am Tage des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Samm- lungskustos Dr. Schneider**,
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 7.

1913.

Protokoll der Sitzung vom 2. Juli 1913.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Der Vorsitzende widmete den beiden verstorbenen Mitgliedern der Gesellschaft K. I. V. STEENSTRUP, und E. HOLZAPFEL, nachstehende Gedenkworte:

In jüngster Zeit hat unsere Gesellschaft zwei hervorragende Mitglieder durch den Tod verloren, K. I. V. STEENSTRUP und EDUARD HOLZAPFEL.

K. I. V. STEENSTRUP, ein Neffe des berühmten Naturforschers JAPETUS STEENSTRUP, wurde am 7. September 1842 in Höstemark Mølle in Dänemark geboren, wo sein Vater als Pächter wohnte. Er widmete sich ursprünglich dem pharmazeutischen Studium, wurde jedoch im Jahre 1866 als Assistent am Mineralogischen Museum in Kopenhagen angestellt und erhielt als solcher Gelegenheit, in Grönland Untersuchungen und Sammlungen auszuführen, die die Hauptarbeit seines Lebens bilden sollten. Im ganzen hat er neun Reisen dorthin unternommen, auf denen er geologische, archäologische und topographische Forschungen ausführte und reiche Sammlungen von Gesteinsproben, Mineralien und Versteinerungen heimbrachte. Leider ist ein Teil dieser Sammlungen bei dem großen Brande des Schlosses Christiansborg im Jahre 1884 zerstört worden. STEENSTRUP hat längere Zeit in Grönland unter den Eskimos gelebt und er hat dabei die Sitten und Gebräuche dieses interessanten Volkes und die Natur des Landes, vor allem seinen geologischen Bau, das Inlandeis und die großen Fjordgletscher gründlich studiert. Seine wissenschaftlichen Arbeiten sind hauptsächlich in den „Meddelelser om Grönland“ veröffentlicht worden. Im Jahre 1871 befand sich STEENSTRUP unter

den Teilnehmern der Expedition, die ausgerüstet war, um die großen von NORDENSKIÖLD 1870 entdeckten Eisenblöcke von der Insel Disko nach Kopenhagen zu schaffen. Während NORDENSKIÖLD sie für Meteoreisen angesehen hatte, führte STEENSTRUP den Beweis, daß sie mit dem Basalt aus den Tiefen der Erde herausgeschafft worden seien. (Wissenschaftliche Mitteilungen des naturhistorischen Vereins in Kopenhagen 1875 Nr. 16—19.) Im Jahre 1889 trat er in die dänische geologische Landesuntersuchung ein und war dort bis 1897 als Staatsgeologe tätig. Er gehörte zu den Begründern des im Jahre 1893 gestifteten dänischen geologischen Vereins, in dem er sich eifrig betätigte und zu dessen Ehrenmitglied er im Jahre 1906 ernannt wurde. Während seiner Tätigkeit als Staatsgeologe fand STEENSTRUP Gelegenheit, sich eingehend mit den Dünen Dänemarks zu beschäftigen. Aus dieser Zeit stammt seine wichtige Arbeit „Om Klitternes Vandring (Über das Wandern der Dünen)“, die im Jahre 1804 in den „Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening“ erschien. Hier hat STEENSTRUP die durch Auswehung entstandenen Parabeldünen als einen besonderen Typus aufgestellt. Sein reiches Wissen ermöglichte es ihm, jüngere Geologen in entgegenkommendster Weise mit seinem Rate zu unterstützen, und auf seine Veranlassung hat beispielsweise der verstorbene N. V. USSING seine umfassenden Untersuchungen über die Geologie Grönlands unternommen.

Im Jahre 1889 wurde STEENSTRUP als Mitglied in die Deutsche Geologische Gesellschaft aufgenommen, und er führte den Vorsitz in der ersten Sitzung der allgemeinen Versammlung der Gesellschaft in Greifswald in demselben Jahre. Wegen seiner großen wissenschaftlichen Verdienste wurde ihm 1894 die Würde eines Dr. phil. h. c. verliehen.

Viele deutsche und auswärtige Geologen sind mit STEENSTRUP in nähere wissenschaftliche Beziehung getreten, und mir selbst war es vergönnt, ihn näher kennen zu lernen und wiederholt auf geologischen Versammlungen und Kongressen oder geologischen Reisen längere Zeit mit ihm zusammen sein zu können. Zuletzt sah ich ihn im vorigen Jahre in Dänemark auf der Exkursion nach Faxe und Stevnsklint, die die Mitglieder der Deutschen Geologischen Gesellschaft unter Führung der dänischen Kollegen im Anschluß an die allgemeine Versammlung in Greifswald unternahmen. Man konnte damals nicht ahnen, daß der geistig und körperlich noch so frische Mann kaum ein Jahr darauf, am 6. Mai, aus dem Leben scheiden würde. STEENSTRUP ist allen, die mit ihm in Berührung kamen, stets in freundlichster Weise entgegengekommen. Sein gerader, aufrich-

tiger Charakter, sein scharfer, kritischer Verstand haben es vermocht, daß er allgemein geschätzt wurde und viele Freunde besaß.

EDUARD HOLZAPFEL wurde am 18. Oktober 1853 in Steinheim in Westfalen geboren und widmete sich, nachdem er seine ursprüngliche Laufbahn als Artillerieoffizier aufgegeben hatte, dem Studium der Geologie und Paläontologie. Auf Anregung seiner Lehrer an der Universität Marburg, DUNKER und v. KOENEN, verfaßte er eine Arbeit über „Die Zechsteinformation am Ostrande des Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirges“, auf Grund deren er im Jahre 1878 die Doktorwürde erhielt. Diese Arbeit erschien als Inaugural-Dissertation in Görlitz 1879 und brachte neue Beobachtungen über die gesamte Entwicklung der bisher nur an wenigen Punkten durch den Bergbau bei Frankenberg, Thalitter und Stadtberge bekannt gewordenen Zechsteinformation des genannten Gebietes.

Im Jahre 1882 wurde HOLZAPFEL als Nachfolger BRANCAS als Dozent an die Technische Hochschule zu Aachen berufen, erhielt dort 1885 das Prädikat als Professor und im Jahre 1894 die etatsmäßige Professur für Geologie und Paläontologie. Die Hauptarbeiten HOLZAPFELS beziehen sich auf das rheinisch-westfälische Devon und auf die Aachener Kreide und sind in paläontologischer und stratigraphischer Hinsicht für diese Formationen von großer Bedeutung. Im Jahre 1882 veröffentlichte er in den *Paläontographica* (3. Folge, IV. Bd., 6. Lief.) die wichtige Arbeit über „Die Goniatiten-Kalke von Adorf in Waldeck“, durch die er unsere Kenntnisse über die Fauna des unteren Oberdevons wesentlich bereicherte.

Es folgte sodann die auf Anregung v. DECHENS unternommene Arbeit über „Die Lagerungsverhältnisse des Devons zwischen Roer- und Vichthal (Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl.-Westf., Bd. 40, 1883)“, die er auf der beigegebenen geologischen Kartenskizze in diesem Gebiete der nordöstlichen Endigung des Hohen Venn zur Darstellung brachte.

Eingehend beschäftigte er sich mit der Aachener Kreide, über die er zwei Aufsätze in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1884 und 1885 veröffentlichte, während er „Die Mollusken der Aachener Kreide“ in den *Paläontographica* (Bd. 34, 1887, 29—180, Taf. IV—XX und Bd. 35, 1889, 139—268, Taf. VIII—XXIX) beschrieb.

Im Juli 1887 trat HOLZAPFEL als Mitarbeiter bei der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt ein und hat als solcher mehrere geologische Blätter im Rheinlande teils allein, teils in Gemeinschaft mit LEPPLA aufgenommen.

Durch diese Arbeiten erhielt er das Material zu der Abhandlung „Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein (Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Neue Folge, H. 15, 1893, mit geolog. Übersichtskarte)“, worin er die Gliederung des Devons und seine Tektonik, das Tertiär und Diluvium im Rheintal und seiner Umgebung sowie die Entstehung des Rheintales behandelte.

Von gleicher Bedeutung ist seine Arbeit über „Das obere Mitteldevon (Schichten mit *Stringocephalus Burtini* und *Maeneceras terebratum*) im Rheinischen Gebirge (Abh. d. Kgl. Geol. Landesanst. Neue Folge, H. 16, 1895), die aus einem paläontologischen und einem geologischen Teile besteht.

Auf Grund der neuen Tiefbohrungen berichtete er in der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 4. Januar 1899 über „Steinsalz und Kohle im Niederrheintal“.

Von weiteren Arbeiten seien erwähnt:

Die cambrischen und ältesten Unterdevonschichten der Gegend von Aachen (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1898, Berlin 1899). Beobachtungen im Unterdevon der Aachener Gegend (ebendas. f. 1889, Berlin 1900). Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen ebendas. f. 1903, Berlin 1907). Von besonderem Interesse ist hier der Nachweis von Verwerfungen im Diluvium.

Ein zusammenfassendes Resultat seiner langjährigen Untersuchungen gab er in der A. VON KOENEN-Festschrift 1907 in dem Aufsatz: Die Faciesverhältnisse des rheinischen Devons.

Im Jahre 1907 wurde HOLZAPFEL als ordentlicher Professor für Geologie und Paläontologie an die Universität Straßburg i. E. berufen und zugleich zum stellvertretenden Direktor der Geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen ernannt.

HOLZAPFEL war ein sehr ruhiger, besonnener Forscher, der sich frei hielt von allen phantastischen Hypothesen. Alle seine Arbeiten beruhen auf gründlicher Beobachtung. Er war daher unter seinen Fachgenossen sehr geachtet und stand mit vielen in freundschaftlichem Verkehr.

Leider machten sich bei ihm schon im vorigen Jahre die Anzeichen eines schweren Gehirnleidens bemerkbar, dem er allzufrüh für die Wissenschaft am 11. Juni dieses Jahres erlegen ist.

Die Anwesenden erheben sich zur Ehrung der beiden verstorbenen Mitglieder der Gesellschaft von ihren Sitzen.

Als neues Mitglied wünscht der Gesellschaft beizutreten:

Das *Steinkohlenwerk Rheinpreußen in Homberg* (Niederrhein), vorgeschlagen durch die Herren BÄRTLING, KRUSCH und FLIEGEL.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Arbeiten der Versammlung vor und lädt die Anwesenden auch mündlich zur Teilnahme an der Allgemeinen Versammlung in Freiburg i. Br. und den anschließenden Exkursionen ein.

Herr VON STAFF spricht über die Geomorphogenie des Gebietes der Lausitzer Überschiebung.

Zur Diskussion sprechen die Herren RASSMUS, HENNIG, KEILHACK und der Vortragende.

Herr HANS SCHNEIDERHÖHN spricht über die chemische Umbildung tonerdehaltiger Silikate unter dem Einfluß von Salzlösungen (nach den Versuchen von J. LEMBERG).

J. LEMBERGS Experimentaluntersuchungen, die in den Jahren 1872—1888 in der Zeitschrift unserer Gesellschaft veröffentlicht wurden, bieten auch heute noch das umfassendste Analysenmaterial dar „über Bildung und Umbildung von Silikaten“. LEMBERG selbst hat seine Analysen nie diskutiert, und eine eingehende Darlegung der chemischen Umbildung von Silikaten auf Grund dieser Analysen von anderer Seite fehlte ebenfalls noch, wenn auch viele Einzelergebnisse oft verwandt wurden. Dies mag seinen Grund darin haben, daß die Analysen nur in Gewichtsprozenten und im allgemeinen in der chronologischen Reihenfolge ihrer Anfertigung veröffentlicht sind. Unter diesen Umständen ist eine eingehende Übersicht über mehr als ein halbes Tausend Silikatanalysen nicht gut möglich.

Es erschien mir deshalb notwendig, als Einleitung zu weiteren Experimentaluntersuchungen auf diesem Gebiete zunächst die LEMBERGSchen Analysen auf Molekülverhältnisse umzurechnen und zweckmäßig anzuordnen. Diese Umrechnung erstreckte sich auf etwa 600 Analysen von Mineralien und ihren synthetisch dargestellten Umbildungsprodukten.¹⁾ Um sämtliche

¹⁾ Diese umgerechneten Analysen und ihre ausführliche Besprechung werde ich demnächst im Neuen Jahrbuch f. Min. usw. mitteilen. Dort wird auch die andere einschlägige Literatur berücksichtigt werden.

Analysen untereinander vergleichbar zu machen, wurden die Molekülquotienten (= Gewichtprozente der Metalloxyde Si O_2 , $\text{Al}_2 \text{O}_3$, Ca O , $\text{K}_2 \text{O}$, $\text{Na}_2 \text{O}$ usw., dividiert durch das Molekulargewicht) auf eine Einheitsmenge umgerechnet, wofür $\text{Al}_2 \text{O}_3$ gewählt wurde. Es wird hierbei also vernachlässigt, daß durch Einwirkung von Salzlösungen vielleicht Tonerde abgespalten wird, ein Vorgang, der zwar bei ähnlichen Experimenten später von ST. J. THUGUTT beobachtet wurde, den aber LEMBERG für seine eigenen Versuche stets in Abrede gestellt hat. Überdies könnte eine Abspaltung von Tonerde bei dieser Umrechnung doch nicht in Betracht gezogen werden, weil LEMBERG stets nur die Bodenkörper und nie die Lösungen analysiert hat, so daß wir uns hier also auch auf die Angabe der Art der erhaltenen Bodenkörper beschränken müssen.

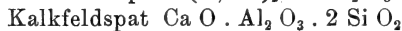
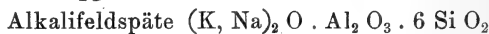
LEMBERG führte seine Versuche so aus, daß er auf Mineralien oder synthetisch dargestellte Stoffe Salzlösungen entweder bei 100° auf dem Dampfbad oder bei 200° im zugeschmolzenen Rohr oder im Digestor einwirken ließ. Die Zeitdauer schwankte von mehreren Tagen bis zu $1\frac{1}{2}$ Jahren. Es spielten sich hierbei folgende Vorgänge ab:

1. Die Basen des umzuwandelnden Körpers wurden mehr oder weniger vollständig gegen die der Lösung ausgetauscht.
2. Der Wasser- und Siliciumdioxidgehalt des umzuwandelnden Körpers wurde geändert.

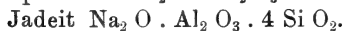
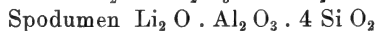
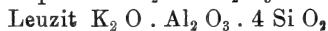
Es seien nunmehr die einzelnen Mineralien aufgeführt und die Art ihrer Umbildung unter den verschiedenen Bedingungen, denen sie LEMBERG aussetzte, besprochen.

I. Krystallisierte wasserfreie Alumosilikate.

Die Basen stehen zu Tonerde im Verhältnis 1:1. Der Si O_2 -Gehalt ist je nach dem Mineral verschieden. Es wurden von dieser Gruppe untersucht:



sowie die Mischkrystalle beider.



Es entstanden aus all diesen Mineralien bei Behandlung mit Salzlösungen bei 100° oder 200° wasserhaltige Alumosilikate.

silikate vom Typus $R''O \cdot Al_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot mH_2O$. Hierin bedeutet $R''O$ die Base der einwirkenden Lösung. Sie wurde bei genügend langer Zeitdauer der Einwirkung stets vollständig gegen die vorher im Mineral vorhandenen Basen eingetauscht. Der Gehalt an SiO_2 war geringer geworden gegenüber dem ursprünglichen Mineral bei Einwirkung von Laugen, Carbonaten und in schwächerem Maße von Chloriden und Sulfaten, dagegen höher bei Anwendung von Alkalisilikatlösungen. Der geringste nicht weiter beeinflusste Gehalt an SiO_2 in Berührung mit Laugen usw. betrug 2 Moleküle, der höchste in Berührung mit Alkalisilikatlösungen 5 Moleküle. Der Wassergehalt war abhängig von der Base: Kaliverbindungen hatten 0,25 bis 0,5 Mol. H_2O auf 1 Al_2O_3 , die Verbindungen anderer Basen bedeutend mehr, 1 bis 2 Mol. H_2O .

II. Krystallisierte wasserhaltige Alumosilikate: Zeolithe.

Die Basen der Ausgangsstoffe stehen zur Tonerde wieder im Verhältnis 1:1. Der SiO_2 -Gehalt ist bei den einzelnen Mineralien verschieden, ebenso der Gehalt an Wasser. Durch Einwirkung von Salzlösungen entstanden Körper, deren allgemeine Zusammensetzung wieder $R''O \cdot Al_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot mH_2O$ war. Nur ist hier der absolute Wassergehalt ein höherer, 3 bis 5 Mol., und der Einfluß des gelösten Salzes auf ihn ist nicht so deutlich wahrzunehmen.

III. Zu Glas erstarrte Schmelzen von Alumosilikaten.

Es wurden eine größere Anzahl von den unter I und II genannten Mineralien geschmolzen. Die Schmelzen wurden rasch abgekühlt, so daß sie glasig erstarrten. Auf diese Gläser ließ dann LEMBERG dieselben Salzlösungen und unter den nämlichen Umständen einwirken wie vorher auf die krystallisierten Mineralien. Das Resultat war: Es entstehen wieder Körper von demselben Typus wie unter I und II, deren Wassergehalt aber höher ist als bei den unter I und II erhaltenen Produkten; er beträgt im Durchschnitt 4—5 Mol. Besonders bemerkenswert war, daß der vollständige Basenaustausch schon nach erheblich kürzerer Zeit als bei den entsprechenden krystallisierten Körpern eintrat.

IV. Krystallisierte Alumosilikate, die neben dem Silikat noch das Salz einer anderen Säure enthalten.

Es wurden aus dieser Gruppe die Glieder der Sodalithgruppe, Cancrinit und Skapolith untersucht.

Sodalith 3 $[\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2] 2\text{NaCl}$

Hauyn $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$

Cancrinit 4 $[\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2] 2\text{CaCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Skapolith 4 $[1,67(\text{Na}_2\text{Ca})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2] \cdot \text{NaCl}$

Bei der Einwirkung von Salzlösungen spalten sich nach kurzer Zeit die andern Salze vom Silikatmolekül ab, dieses tauscht seine Basen gegen die der Lösung aus und als Endprodukt geht wieder ein Körper vom Typus $\text{R}''\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$ hervor, mit 2SiO_2 , wenn Laugen, Karbonate, Chloride oder Sulfate einwirkten, bis 5SiO_2 durch Einwirkung von Alkalisilikatlösungen. Die Kaliverbindungen sind sehr wasserarm, die der andern Verbindungen enthalten 2—4 Mol. H_2O . Es verdient besonders hervorgehoben zu werden, daß dieselben Produkte auch aus Skapolith entstehen, der doch ein anderes Verhältnis von Basen zu Tonerde hat, nämlich 1,67 : 1.

V. Krystallisiertes wasserhaltiges Tonderdesilikat, Tonderkieselsäuregel, Tonerdegel.

Diese Körper enthalten keine Basen, sondern neben H_2O nur Tonerde und Siliciumdioxid bzw. Tonerde allein. Es sind:

Kaolin $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Allophan $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{aq}$

Tonerdegel $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{aq}$

Der verwandte Kaolin war krystallisiert, die beiden andern Körper sind amorph. Salzlösungen addieren zu Kaolin und Allophan so viel Basen, daß wieder Produkte von dem Typus $\text{R}''\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$ entstehen. Dieselben Produkte bilden sich aus Tonerdegel und Alkalisilikatlösungen.

VI. Synthetisch dargestellte wasserhaltige Alumosilikate vom Typus $\text{R}''\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$

Dazu gehören einmal solche Körper, die aus Siliciumdioxid und Alkalialuminat oder aus Alkalisilikat und Tonerde dargestellt wurden. Dann zählen in diese Gruppe auch alle Umbildungsprodukte, die aus den Stoffen unter I bis V erhalten worden waren. Eine große Anzahl dieser Körper behandelte LEMMERG noch weiter mit andern Salzlösungen und erhielt so tertiäre Substitutionsprodukte. Sie haben wieder dieselbe Zusammensetzung $\text{R}''\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$. Sehr deutlich ist der Einfluß der verschie-

denen Basen auf die Höhe des Wassergehaltes. Die Kaliverbindungen haben durchschnittlich 0,5 Mol. H_2O , alle anderen 2—4 Mol. H_2O .

Die Zeit, die zum vollständigen Basenaustausch gebraucht wird, ist sehr viel kürzer wie bei allen anderen Stoffen.

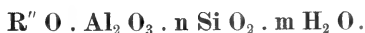
Verhalten der Umbildungsprodukte $R''O \cdot Al_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot mH_2O$ gegen Wasser und Säuren. — Durch Behandlung mit Wasser werden allmählich die Basen abgespalten, als Rest bleibt Tonerdekieselsäuregel zurück. Auch Kohlendioxyd in wäßriger Lösung hat diese Wirkung. Alle Substitutionsprodukte sind schon in verdünnten Säuren leicht löslich. Ein großer Teil der Kieselsäure scheidet sich dabei als Gallerte aus.

Ersatz eines Teiles des Wassers in den Umbildungsprodukten durch Salze. — Wenn stärker konzentrierte Lösungen verwandt werden, so wird manchmal ein Teil Wasser durch die Salze dieser Lösungen ersetzt. Diese bilden dann mit dem Rest Wasser oft ein ganzzahliges Vielfaches der Tonerde. Analytisch haben dann diese Produkte Ähnlichkeit mit Sodalith, Hauyn oder Cancrinit.

Über den physikalischen Charakter der Umbildungsprodukte läßt sich nichts Sicheres aussagen. LEMBERG hat seine Stoffe mikroskopisch nicht untersucht. Ich habe deshalb auch entgegen der Bezeichnungsweise LEMBERGs es vermieden, von den Umbildungsprodukten, als „Natronchabasit“, „Kalinephelin“ usw., zu sprechen.

Zusammenfassung.

Aus etwa 600 Analysen von J. LEMBERG, die auf Molekülverhältnisse umgerechnet wurden, ergibt sich: Werden die unter I bis VI aufgezählten Silikate mit Salzlösungen behandelt, so entstehen Alumosilikate vom Typus



Bei genügend langer Einwirkung ist $R =$ der Base der Lösung, d. h., die Basen des Ausgangsmaterials sind dann vollständig gegen die der Lösung eingetauscht. War die Zeitdauer der Einwirkung nicht lang genug und ist der Austausch noch kein vollständiger, so ist doch in jedem Moment der Reaktion das molekulare Verhältnis der Summe der Basen zur Tonerde konstant, nämlich 1:1. Der Gehalt der Umbildungsprodukte an SiO_2 beträgt bei genügend langer Einwirkung von Laugen, Carbonaten,

Chloriden und Sulfaten 2 Mol. Si O_2 , während die stabilste Verbindung in Berührung mit Alkalisilikaten die mit 5 Mol. Si O_2 ist. Der Wassergehalt ist in vielen Fällen eine Funktion der Base der einwirkenden Lösung, derart, daß Kalisalze wasserarme und die anderen Salze wasserreiche Produkte bewirken. Bei stärkerer Konzentration der einwirkenden Lösung wird ein Teil des Wassers durch das betreffende einwirkende Salz ersetzt. Über den physikalischen Zustand der Umbildungsprodukte läßt sich mangels sicherer Beobachtungen nichts aussagen.

Der Vorsitzende begrüßt Herrn SOLGER, der aus China zurückgekehrt ist, und erteilt ihm das Wort zu einem Vortrage über Äquivalente eiszeitlicher Bildungen in China.

Zur Diskussion sprechen die Herren WERTH, THIESSEN und der Vortragende.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

WAHNSCHAFFE. HENNIG. BÄRTLING.

Briefliche Mitteilungen.

23. Zum Gedächtnis F. J. P. VAN CALKERS.

Von Herrn F. WAHNSCHAFFE.

FRIEDRICH JULIUS PETER VAN CALKER wurde in Bonn als Sohn des dortigen Professors der Philosophie J. F. A. VAN CALKER am 29. August 1841 geboren. Er besuchte das Gymnasium seiner Vaterstadt von 1851 bis 1859 und studierte nach bestandnem Abiturientenexamen an der dortigen Universität von 1859 bis 1863. Nachdem er in letztgenanntem Jahre mit einer Dissertation „De phaenomenis opticis, quae praebent crystalli spathi calcarii geminorum crystallorum ratione compositi vel polysynthetici“ magna cum laude promoviert worden war, setzte er seine Studien in Berlin fort und wurde Assistent bei Professor DOVE. Von 1864 bis 1866 war VAN CALKER Assistent und Lektor an der Universität Leiden und wirkte von 1866 bis 1874 als Lehrer an der Höheren Bürgerschule zu Tilburg und von 1874 bis 1877 als zweiter Direktor und Lehrer an der Höheren Bürgerschule in Arnheim.

Als solcher erhielt er im Jahre 1877 einen Ruf als ordentlicher Professor für Kristallographie, Mineralogie, Geologie, Paläontologie und physische Geographie nach der Universität Groningen. Er eröffnete seine dortige Tätigkeit mit einer Antrittsrede über „Het verband der mineralogische en geologische wetenschappen, en haargang van ontwikkeling tot den tegenwoordigen tijd“. Von 1886 bis 1887 bekleidete er das Amt des Rector magnificus. Die Regierung hat seine Verdienste als Universitätslehrer und Forscher durch Ernennung zum Ritter des niederländischen Löwenordens im Jahr 1906 anerkannt.

VAN CALKER stand in engem wissenschaftlichen Verkehr mit mehreren deutschen Geologen und wurde am 2. November 1887 auf Vorschlag von BEYRICH, HAUCHECORNE und TENNE als Mitglied in die deutsche geologische Gesellschaft aufgenommen. In ihrer Zeitschrift veröffentlichte er die nach-

benannten Arbeiten, durch die unsere Kenntnis des niederländischen Diluviums wesentlich gefördert worden ist:

- Beiträge zur Kenntnis des Groninger Diluviums. (Bd. **36**, 1884.)
Diluviales aus der Gegend von Neu-Amsterdam. (Bd. **37**, 1885.)
Ananchytes sulcatus in Diluvialgeschieben von Neu-Amsterdam. (Bd. **38**, 1886.)
Über glaziale Erscheinungen im Groninger Hondsrug. (Bd. **40**, 1888.)
Die zerquetschten Geschiebe und die nähere Bestimmung der Groninger Moränen-Ablagerung. (Bd. **41**, 1889.)
Beiträge zur Heimatbestimmung der Groninger Geschiebe. (Bd. **41**, 1889.)
Über ein Vorkommen von Kantengeschieben und von Hyolithus- und Scolithus-Sandstein in Holland. (Bd. **42**, 1890.)
Cambrische und silurische Geschiebe bei Groningen. (Bd. **43**, 1891.)
Über eine Sammlung von Geschieben von Kloosterholt (Prov. Groningen). (Bd. **50**, 1898.)

Von anderen Arbeiten, die sich auf dem Gebiete der Krystallographie und Geologie bewegen und in verschiedenen Zeitschriften des In- und Auslandes veröffentlicht worden sind, seien hier genannt:

- Eine eigentümliche Kernerscheinung beim Flußspat. (Zeitschr. f. Krystallographie, VII, 447—449.)
Beitrag zur Kenntnis der Korrosionsflächen des Flußspats. (Ebendas. VII, 449—556.)
De Reuzenketels en hunne rol als glaziaalverschijnsels. (Album der Natuur. Groningen 1882.)
Universalprojektionsapparat zur objektiven Darstellung der mikroskopischen Bilder von Gesteinsdünnschliffen. (Zeitschr. f. Krystallographie XII, 1, 1886.)
De rol der drukking in de Geologie. (Rektoratsrede, Groningen 1887.)
Voordracht over de studie der Erratica. (Derde Natuur- en Scheikundig Congress te Utrecht 1891.)
Association internationale pour la recherche des erratiques de l'Europe septentrionale. (Compte-rendu du Congrès géologique international en Suisse. VI. Session, Zürich 1894.)
Mededeeling over eene boring in den Groninger Hondsrug en over Groninger Erratica. (Handlingen van het IV. Nederlandsch Natuur- en Geneeskundig Congress 1893.)
Über das Vorkommen von Erdpyramiden im Schwarzwald. (Neues Jahrb. f. Min. 1896, I.)
Beitrag zur Kenntnis des Pseudogaylussit und über dessen Vorkommen in Holland. (Zeitschr. f. Krystallographie **28**, 1897.)
De Ontwikkeling onzer Kennis van den Groninger Hondsrug gedurende de laatste Eeuw. (Groningen 1901.)
Beitrag zur Kenntnis der Verbreitung der erratischen Vorkommnisse von Schonenschen Basalttypen in Niederland. (Geologisches Central-Blatt 1904.)
Mikroskopische Bilder Schonenscher Basalte. (Ebendas. 1906.)
Basaltgeschiebe aus den Provinzen Groningen, Friesland und Drenthe. (Ebendas. 1906.)
Das mineralogisch-geologische Institut der Universität Groningen. (Ebendas. 1906.)

Facettengeschiebe und Kantengeschiebe im niederländischen Diluvium und deren Beziehungen zueinander. (Ebendas. 1906.)

Beiträge zur Geologie der Provinz Groningen. Grundbohrungen. (Mitteilungen aus dem Mineralogisch-geologischen Institut der Reichsuniversität zu Groningen aus den Gebieten der Krystallographie, Mineralogie, Geologie und Paläontologie I. 2. 1908.)

Die Begründung der letztgenannten Zeitschrift ist seiner Initiative und Ausdauer zu verdanken. VAN CALKER besaß ein sehr liebenswürdiges, freundliches Wesen, das den Verkehr mit ihm sehr angenehm machte. Ihn, der sich die Frische der Jugend bis zum Alter bewahrt hatte, ergriff ein Jahr vor seinem Tode ein tückisches Leiden, dem er am 16. Juli d. J., tief betrauert von seiner Gattin und Tochter, erlegen ist.

24. Der thüringische Plattendolomit und sein Vertreter im Staßfurter Zechsteinprofil, sowie eine Bemerkung zur Frage der „Jahresringe“.¹⁾

Von Herrn E. ZIMMERMANN in Berlin

z. Z. Bolkenhain, den 15. Juni 1913.

Wenn man an irgendeiner Stelle am Südrande des Thüringer Waldes, vom Werratal bei Eisenach und Salzungen südwärts über Liebenstein und Sonneberg bis Mellrichstadt, oder am Nordrande desselben Gebirges zwischen Eisenach, Ilmenau und Saalfeld, bei Stadtilm und Arnstadt, oder am Nordrande des Ostthüringischen Schiefergebirges zwischen Saalfeld und Gera, oder endlich bei Altenburg und bei Mügeln in Sachsen, aus dem Buntsandstein hinabsteigend in die Zechsteinformation eindringt, sei es in einem Profil über Tage, sei es in einer Bohrung, so trifft man stets schon sehr bald ein rund 10 bis 20 und mehr Meter mächtiges geschlossenes Schichtenpaket eines carbonatischen Gesteins von größerem oder geringerem Magnesiagehalt an. Wegen der häufigen, aber allerdings nicht durchgängig ausgeprägten plattigen Schichtenabsonderung hat man dieses Gesteinspaket mit dem stratigraphischen Namen Plattendolomit zu bezeichnen sich gewöhnt,

¹⁾ Vortrag gehalten in der Sitzung vom 7. Mai 1913.

während es früher gern als Stinkkalk (= bituminöser Kalk) bezeichnet wurde. Außer der plattigen kommt auch eine brecciöse Struktur mit undeutlicher Schichtung (Zellenkalk), ja selbst eine Auflösung zu lockerem feinen Dolomitsand vor. Bezeichnend ist aber in dem genannten Gebiete stets die Geschlossenheit dieser Carbonatgesteinsfolge, d. h. ihre Freiheit von andersartigen Einlagerungen in irgendeiner auffälligen Stärke und ihr ununterbrochenes Aushalten im Streichen. — Diese Geschlossenheit bedingt in der Regel auch ein bezeichnendes landschaftliches Auftreten, nämlich als eine ausgeprägte Stufe, die sich oft genug selbst mit der (in Thüringen so besonders schönen) Stufe des Trochitenkalks im Oberen Muschelkalk messen kann. An Versteinerungen führt der Plattendolomit nur wenige, dafür oft individuenreiche Arten, deren Erhaltungszustand freilich meist so mangelhaft ist, daß man auf ihre Bestimmung und ihre da und dort angegebenen Namen nicht einen allzugroßen Wert legen sollte. Am häufigsten ist ein (oft aufgeklappt doppelschalig vorkommender) *Schizodus* sowie eine zuerst als *Aucella Hausmanni* angegebene Muschel, die aber nicht die weitgespreizten Wirbel der später als *Liebea Hausmanni* WAAGEN bezeichneten Form des Mittleren Zechsteins besitzt und davon also wohl auch generisch verschieden ist. Auch *Gervillia* kommt vor, sowie eine als *Turbonilla altenburgensis* bezeichnete Schnecke. Andere weniger häufige und weniger wichtige Formen übergehe ich hier. Außerdem sind breite und fädige *Chondrites*-Bänder häufig. Trotz meiner gewiß in jeder Beziehung ausgedehnten Erfahrung im Plattendolomit des ganzen genannten für ihn typischen Gebietes habe ich nur ein einziges Mal eine wesentliche faunistische Abweichung gefunden, nämlich in dem Plattendolomit einer 1911 in Kösen niedergebrachten Sool-Bohrung, der in einzelnen etwas mergeligen Schichten von Bryozoen (cf. *Stenopora polymorpha*) geradezu strotzte. Brachiopoden habe ich nie gefunden.

Über diesem Dolomit hatte man bisher niemals ein Salzlager angetroffen, wohl aber unter ihm, indes noch getrennt durch den je nach seiner Gips- und Anhydritführung 15 bis über 40 m mächtigen „Unteren Letten“ (so genannt im Gegensatz zu dem über dem Plattendolomit liegenden „Oberen Letten“). Dieses in vielen Bohrlöchern und Schächten, besonders im Werragebiet (z. B. bei Salzungen, Heringen und Berka) erschlossene, oft über 200 m mächtige Steinsalzlager enthält hier etwa an der Ober- und Untergrenze seines mittleren Drittels je ein dünnes, aber wertvolles Kalisalzlager,

ist aber frei von einer in bezug auf Selbständigkeit auch nur irgendwie in Betracht kommenden Anhydriteinlagerung. Über Tage fehlt natürlich dieses Salzlager infolge Auslaugung, aus gleichem Grunde auch in manchen Tiefbohrungen; in anderen aber scheint es auch ursprünglich zu fehlen, und dann manchmal durch ein (kalifreies, aber ansehnliches) Steinsalzlager in einem anderen, tieferen, Horizont ersetzt zu sein; ein Verhalten, das hier nur nebenbei erwähnt sei, da es zum Gegenstande der vorliegenden Erörterung in keiner unmittelbaren Beziehung steht.

Den Plattendolomit und den ihn einschließenden Oberen und Unteren Letten sieht man als die typischen Vertreter des Oberen Zechsteins an; man ist gewöhnt, auch das genannte kaliführende Haupt-Steinsalzlager des Werragebietes noch dazu zu rechnen. —

In scharfem Gegensatz hierzu steht die Ausbildung des oberen Teils des Zechsteins in Norddeutschland, wo man sie zwar über Tage kaum je in einem einwandfreien durchgehenden Profil aufgeschlossen findet, aber aus vielen Dutzenden von Tiefbohrungen und Schächten, z. B. im Staßfurt-Halberstadt-Magdeburger Becken, bei Rüdersdorf und Sperenberg, ausgezeichnet kennt. Wenn man hier in gleicher Weise vom Buntsandstein aus in den Zechstein eindringt, so muß man ein —, in vielen Fällen zwei mächtige Steinsalzlager, das Ältere, oder außer diesem vorher auch noch das Jüngere, sowie verschiedene mächtige Anhydritlager durchteufen, ehe man auf eine ansehnliche Carbonatgesteinsbank trifft; es ist dies zwar auch ein stark bituminöses, aber stets äußerst dünn (oft papierdünn) geschichtetes Gestein, der Stinkschiefer. (Auch hier nur nebenbei sei erwähnt, daß in dem darunter wiederum folgenden mächtigen Anhydrit zuweilen noch einmal ein [dann stets dünnes, nur 5—10 m starkes] Steinsalzlager folgt.)

Das einzige schichtenmäßige Carbonatgestein¹⁾, das man vorher antreffen kann, ist der obere Teil des „Grauen Salztones,“ jener wichtigen, obgleich insgesamt nur 4 bis 8 m starken Schicht an der Obergrenze des Älteren Salzlagers, der man insbesondere die Erhaltung des gerade an dieser Obergrenze — (und zwar nur an dieser einen Stelle) — ausgebildeten Kalilagers zuziibt. Aber dieses

¹⁾ Abgesehen also von nuß- bis kopfgroßen Konkretionen, die im Roten Salzton und in dem das Jüngere Salz überlagernden massigen roten Tongestein hier und da vereinzelt zu beobachten sind.

ebengenannte Carbonatlager in dem ja an sich schon so schwachen Salzton ist so gering mächtig und meist so wenig auffällig, daß es in keinem der so vielen Bohrprofile ausdrücklich hervorgehoben wird, und daß auch EVERDING (1907) in seiner wertvollen allgemeinen Bearbeitung der Salzlagerstätten¹⁾ es nur nebenbei, in einer Zeile, erwähnt. H. PRECHT war es, der zuerst (1882)²⁾ die Aufmerksamkeit darauf gelenkt und dabei die merkwürdige Tatsache (wenigstens an zwei Fundorten) festgestellt hatte, daß es kein gewöhnliches Kalk- oder Dolomitcarbonat, sondern daß es Magnesit sei. (Ob diese Feststellung verallgemeinert werden darf, ist noch weiterer Untersuchung bedürftig.)

Bemerkt sei aber, daß gerade diese Zone es war, die mir die erste Versteinerung aus dem „Salzton“ lieferte, und daß ich auch späterhin die meisten Salztonversteinerungen gerade in den carbonatischen (mergeligsten) Gesteinspartien dieses Schichtengliedes gefunden habe³⁾. Diese Versteinerungen stimmten — merkwürdig genug — mit denen des Plattendolomites überein, waren nämlich vorwiegend *Schizodus*, *Gervillia* und vielleicht *Aucella* sowie (sehr häufig) *Chondrites*. *Aber eine äußerliche Gesteinsähnlichkeit war nicht oder kaum vorhanden. —

Der beschriebene Gegensatz in der gesamten Entwicklung des oberen (— ich schreibe hier ausdrücklich nicht: Oberen —) Zechsteins in beiden Gebieten ist so groß, daß ich (a. a. O. 1904) dafür die Namen Werratypus und Staßfurter Typus geprägt habe, Namen, die dann EVERDING 1907 in die Literatur einführte, allerdings in der beschränkteren Anwendung nur auf die Ausbildung der Haupt-Salzlager.

Der Plattendolomit konnte also auf Grund der bis dahin gemachten Erfahrungen als ein Leithorizont dafür gelten, daß, wenn man in einiger Entfernung unter ihm das Salzlager antraf, man es im Werratypus EVERDINGS entwickelt, das Kalilager also nicht sogleich an seiner Oberkante finden würde.

¹⁾ H. EVERDING: Zur Geologie der deutschen Zechsteinsalze. (Festschrift: Deutschlands Kalibergbau.) Berlin 1907.

²⁾ H. PRECHT: Vorkommen und Verarbeitung von Salzton aus dem Staßfurter Salzlager (Chemiker-Ztg. 6, 1882, 197—198).

³⁾ E. ZIMMERMANN: Einiges über das norddeutsche Kalisalzlager und marine Versteinerungen darin. (Diese Zeitschr. 56, 1904, Mon.-Ber. S. 47—52.) Die damals von mir aus diesem Horizont von Sperenberg angegebene, doppelklappig als voller Schwefelkieskern erhaltene kleine Terebratel ist auch bis heute die einzige Brachiopode geblieben, die mir aus diesem Horizont bekannt geworden ist.

In entsprechender Weise konnte man das Antreffen des Stein- und Kalisalztes im Staßfurter Typus an einem anderen Gestein vorausbestimmen, das also ebenfalls einen weithin durchgehenden Leithorizont darstellt; und zwar bildete, — falls es nicht schon das Jüngere Steinsalz mit seinen charakteristischen Einlagen von Rotem Salzton und Pegmatitanhydrit¹⁾ tat, das ja oft ausgelaugt sein konnte, — diesen Leithorizont für den Staßfurter Salzlagertypus eine (30 bis 50 und selbst bis 80 m) mächtige, ebenfalls völlig geschlossene, also durch kein anderes Gestein unterbrochene Zone von Anhydrit, für die ich wegen dieser Bedeutung den seitdem allgemein angenommenen Namen Hauptanhydrit vorgeschlagen habe (a. a. O. 1904, S. 48). Zwischen diesem und dem Kalisalzhorizont von Staßfurt lag dann nur noch — als dünne Schicht — der schon genannte Graue Salzton (und höchstens noch ein paar wenige Meter kaliarmes Steinsalz). Es möge noch besonders betont sein, daß ein auch nur annähernd gleichmächtiges Anhydritlager dem Zechstein des Werratypus oberhalb des Salzlagers durchaus fehlt. —

Bei der Einheitlichkeit des deutschen Zechsteinsalzbeckens mußte man nun erwarten, daß zwischen beiden Typen trotz ihres Gegensatzes enge stratigraphische Beziehungen und petrographische Übergänge beständen. Und doch waren diese lange Zeit unbekannt oder verkannt²⁾. Selbst das räumlich zwischen Staßfurt und Werra vermittelnde Südharz- und Kyffhäusergebiet bot in den durch die Salzbohrungen aufgeschlossenen Profilen, wenigstens in der gewöhnlichen Abfassung ihrer Schichtverzeichnisse, scheinbar keine Annäherung, sondern es schloß sich durch das Vorhandensein und die Reihenfolge von „Jüngerem Salz, mächtigem Hauptanhydrit, Salzton“ und durch das Fehlen des Plattendolomits sowie auch dadurch, daß nur ein einziger Kalihorizont vorkommt und dieser fast unmittelbar unter dem Salzton liegt, durchaus an Staßfurt an, so daß ich einen „Südharztypus“ nur für die Ausbildung der Kalilagerstätte selbst als berechtigt anerkennen

¹⁾ E. ZIMMERMANN: Über den „Pegmatitanhydrit“ und den . . . „Roten Salzton“. (Diese Zeitschr. 59, 1907, Mon.-Ber. S. 136—143). — Diese beiden Schichten in ihrer charakteristischen Verbindung waren bisher aus dem Gebiet des Werratypus noch unbekannt, wenn auch ein (oder mehrere) dünne Bänkchen von typischem Pegmatitanhydritgestein im dortigen Steinsalz gelegentlich beobachtet sind.

²⁾ Der Anhydrit und Salzton z. B., die in den Werrabohrungen in dieser Reihenfolge angetroffen wurden, entsprechen durchaus nicht dem Hauptanhydrit und Salzton des Staßfurter Gebietes, wie es doch die Bohrunternehmer oft genug den Aktionären glauben machen wollten.

konnte. Hier hat man nun aber auch Aufschlüsse der betreffenden Schichten über Tage, und zwar findet man sie hier vorzugsweise durch Letten und „Jüngeren Gips“ (diesen in mehreren Horizonten) vertreten, und als Einlagerung in den Letten wird gelegentlich — indes nicht durchgängig verfolgbar — Dolomit auf den geologischen Karten angegeben und Plattendolomit benannt. Da aber in den Schichtverzeichnissen der Bohrungen kein Dolomit aufgeführt wird und ich diesen Plattendolomit nicht aus eigener Anschauung kannte, so habe ich ihn lange Zeit nicht weiter gewürdigt, und erst GRUPE hat neuerdings die Aufmerksamkeit auf ihn gelenkt bei seinem Versuch, die Plattendolomitfrage zu lösen. Ich komme darauf noch zurück.

Ich habe aber nun schon seit langer Zeit die Frage der Parallelisierung beider Typen verfolgt, und da schien mir einen ersten wichtigen stratigraphischen Anhalt eine an sich ganz unscheinbare Schicht von Sandsteinschiefer zu bieten. Dieses Gestein, das in meiner Heimat (Gera) von K. Th. LIEBE zuerst aufgefunden¹⁾ und mir daher von Jugend auf bekannt war, fand ich nämlich nicht bloß an vielen Stellen am Rande des Thüringer Waldes über Tage in seiner charakteristischen Ausbildung wieder, sondern ich erkannte es auch in den Bohrkernen zahlreicher Salzbohrungen im Südharzgebiete. Ich nehme sogar als leicht möglich an, daß es in den Bohrungen des eigentlichen Staffurter Gebietes, deren mir nur wenige aus eigenen Untersuchungen bekannt sind, wie auch in Rüdersdorfer und Sperenberger Bohrungen, deren ich ebenfalls nur einige genau kenne, nur der Beobachtung anderer und selbst meiner eigenen entgangen ist, da ich damals seinen Wert noch nicht genügend beachtete und darum nicht immer besonders nach ihm forschte. Dieser Sandstein ist aber in der Tat leicht zu übersehen, da er nur in einer etwa 1 bis 3 m mächtigen Lettenzone als eine oder mehrere dünne Lagen vorkommt, die insgesamt meist wieder nur einige Dezimeter stark sind, und da er weder durch Härte noch durch lebhafte Farbe oder durch Geschlossenheit auffällt; er ist vielmehr nur ein dünnblättriger, überaus feinkörniger, glimmerreicher Sandsteinschiefer von stumpf grauer, grau- oder gelblichweißer Farbe, die nur wenig von der der umgebenden Letten abweicht. Was ihm aber doch eine besondere Bedeutung verleiht, ist erstens der Umstand, daß er überhaupt ein deutlich klastisches Gestein bildet mitten in der

¹⁾ K. Th. LIEBE: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen usw., Bl. Langenberg, S. 9. Berlin 1878.

doch im übrigen pelitischen oder chemisch-salinischen Schichtenfolge, und zweitens, daß er überall eine feine, fast in jedem Zentimeter wechselnde Schrägschichtung mit reichlicher Zwischenschaltung toniger dunklerer Lagen besitzt. Diese Struktur ist so eigenartig und bezeichnend, wie es nur irgendeine sein kann, und ich kann mir nicht leicht vorstellen, daß ein so besonderes Gestein sich an verschiedenen Orten in verschiedenen Horizonten unserer Salzformation gebildet haben sollte; vielmehr hatte ich schon lange die Vermutung und habe, je mehr ich mich damit beschäftige, um so fester die Überzeugung, daß es einen einzigen durchgehenden Horizont darstellt.

Diese Vermutung hat denn auch H. EVERDING, mit dem ich mich bei Abfassung seiner Schrift oft unterhielt, übernommen und in seinem Profil III (Anlage V) dadurch zum Ausdruck gebracht, daß er den diesen Sandsteinschiefer einschließenden Unteren Letten des Werratypus in den denselben Sandsteinschiefer führenden Grauen Salzton des Südharz-Staßfurter Typus übergehen ließ. Gleichzeitig zog er, bei der vorhandenen Konkordanz, aber auch die notwendige Folgerung hieraus, nämlich daß er dann auch das unmittelbare Hangende beiderseits, den Plattendolomit und den Hauptanhydrit, einander gleichsetzte und in der Zeichnung ebenfalls glatt ineinander überführte.

Er gibt aber selbst zu (a. a. O., S. 109), daß ihm weitere Beweise noch fehlten und „ein unmittelbarer praktischer Beweis für die Identifizierung zurzeit noch nicht zu erbringen sei.“

Die dann zu erwartenden petrographischen Übergänge waren eben damals noch nicht bekannt und die Bedeutung der, wie sich jetzt zeigt, sehr zahlreich auch in den damals schon niedergebrachten Bohrungen vorhandenen ersten Anfänge solchen Übergangs (dolomitische Verunreinigung des Hauptanhydrits) war noch nicht erfaßt worden. In den allerletzten Jahren sind nun aber auch vollbeweisende Aufschlüsse durch die vom Südharzgebiet gegen den Thüringer Wald hin immer weiter vorgeschobenen Bohrungen geschaffen worden. —

In der sicheren Zuversicht, daß gerade diese Bohrungen in Mittelthüringen die erhofften Übergänge und Beweise bringen müßten, habe ich gerade sie eifrig verfolgt, mußte dabei freilich jahrelang geduldig warten und mit ansehen, daß inzwischen Arbeiten von GRUPE und REIDEMEISTER erschienen, die zu einem ganz anderen Ergebnis kamen. Nachdem jetzt aber diese Bohrungen in Mittel-

thüringen so gut wie abgeschlossen sind, erscheint es wohl angebracht, hierüber Mitteilungen zu machen. Indes hätte ich auch damit immer noch gewartet, einerseits, bis ich gewisse nähere chemische und mikroskopische Untersuchungen hätte ausführen können, andererseits, bis ich von den beteiligten Unternehmungen, denen ich für ihr förderndes Entgegenkommen sehr zu Danke verbunden bin, die unbeschränkte Genehmigung zu Veröffentlichungen erhalten hätte, während ich jetzt noch auf Nennung von Namen und Angabe von Tiefen verzichten muß. Schließlich gab mir aber ein äußerer, hier nicht zu besprechender Zufall Anlaß zu meinem Vortrag, und so auch zu dem vorliegenden Bericht darüber.

Diese auf verschiedenen Linien von N nach S vorschreitenden Bohrungen in Mittelthüringen schienen, nach den eingangs mitgeteilten Gesichtspunkten beurteilt, den Zechstein noch immer in dem Staßfurter Typus (diesen Begriff also in meinem weiteren Sinne genommen) darboten zu wollen. Denn sie trafen gleich am Anfange desselben ein Steinsalz von ansehnlicher Mächtigkeit an, das petrographisch sogleich als Jüngerer erkennbar war und als solches sich weiterhin auch durch das eingelagerte Schichtenpaar Pegmatitanhydrit mit Rotem Salzton, beide in typischer Ausbildung, bekundete. Aber alsbald darunter begann die Abweichung: nur in einzelnen nördlichen Bohrungen fand sich noch ein mächtiger, massiger, strahliger Hauptanhydrit, in südlicheren Bohrungen aber war von ihm nur noch ein kleiner Rest in der genannten Beschaffenheit oder gar nur seine — auch aus dem Staßfurter Gebiet bekannte — dünne Haube von dichter, schichtiger Ausbildung übrig, im übrigen aber, d. h. nach unten, trat an die Stelle des Anhydrits, mit allmählichem Übergang, ein völlig geschlossenes Dolomitlager von 10 bis 24 m Mächtigkeit! Auch die darunter lagernde Schicht von Letten und Salzton war eigenartig: zunächst zwar noch grau, besaß sie in tieferen Lagen auch rote Färbungen, außerdem umschloß sie die oben besprochene Einlagerung von Sandsteinschiefer und besaß die verhältnismäßig große Mächtigkeit von 12 bis 25 m! Danach konnte man sie eher als Unteren Letten denn als Grauen Salzton (der bei Staßfurt wohl immer nur grau ist) bezeichnen, und den Dolomit über ihr konnte und mußte man nach Mächtigkeit und Geschlossenheit durchaus für Plattendolomit ansehen; hatte er doch mit diesem auch den Bitumenreichtum, die Feinkörnigkeit und Tonarmut, und auch die Fossilien (*Schizodus* und *Chondrites*) gemein, und zeigte er doch auch wie dieser

plattige Schichtung und nur darin eine Abweichung, daß die Absonderung (Spaltbarkeit) nach dieser Schichtung und ebenso die senkrechte Zerklüftung (jene zwei Eigenschaften des Plattendolomits, die dessen Wasserführung bedingen und ihn beim Bergmann berüchtigt haben werden lassen) nicht oder nur andeutungsweise ausgebildet, das Gestein überhaupt ungemein zäh und überdies viel dunkler war. Aber diese Abweichungen ließen sich ja aus der bisher unbekanntem großen Frische des Gesteins, die es sich bei seiner Tiefenlage von rund 1000 m bewahrt hatte, leicht erklären.

Es lag hier also ein ausgezeichnetes Bindeglied zwischen Staßfurter und Werratypus vor: vom ersteren Jüngerer Steinsalz in typischster Form und mit typischen Einlagerungen und ein unscheinbarer Rest von Hauptanhydrit, — vom letzteren Plattendolomit in — man kann wohl ebenfalls sagen: typischster, nur ungemein frischer Form und passender Mächtigkeit, und endlich darunter ein echtes Mittelding zwischen „Grauem Salzton“ und „Unterm Letten“, mit dem bezeichnenden Sandsteinschiefer! Das nun folgende — kaliführende — Salzlager war wieder (wie nur nebenbei bemerkt sei, da es nicht unmittelbar für unsere Frage von Bedeutung ist) in Staßfurter oder genauer in Südharztypus ausgebildet.

Damit war nunmehr auch klipp und klar erwiesen, daß Hauptanhydrit und Plattendolomit sich stratigraphisch vertreten und im Übergangsbereich sich miteinander verzahnen, so zwar, daß, wo beide Gesteine im selben Profil übereinander vorkommen, der reine¹⁾ Anhydrit wesentlich oben, der reine¹⁾ Dolomit wesentlich unten liegt.

Petrographisch vollzieht sich der obengenannte allmähliche Übergang beider Schichten in vertikaler Richtung, also in einem und demselben Bohrloch, in dreifacher Art: entweder stellen sich klein- bis mittelkörnige gleichmäßig durcheinander krystallisierte, spätig glitzernde Mischungen von Dolomit und Anhydrit ein; oder der bräunliche Dolomitgehalt tritt als schlierig bis schichtig angereicherte Verunreinigung im sonst reineren weißen oder bläulichen Anhydrit auf; oder endlich der Anhydrit bildet in wechselnder Reichlichkeit scharf umgrenzte, ellipsoidische linsen- bis bohnen-, ja bis fast faustgroße Knollen im Dolomit und hat dabei oft alabasterartige Reinheit, weiße Farbe und feinkörnige Krystallinität oder auch

¹⁾ Das Wort „rein“ in dem Sinne verstanden: frei (oder wenigstens möglichst frei) von Beimengungen der anderen Gesteinsart!

schon die strahlige Struktur des typischen Hauptanhydrits. Gewöhnlich kommen zwei oder alle drei dieser Mischgesteine zusammen im selben Bohrloche vor.

Nebenbei sei erwähnt, daß gerade von diesen Mischgesteinen aus, nämlich durch Auslaugung des Anhydrit- bzw. Gipsgehaltes und durch dann in wechselnder Art und Stärke einsetzende Umkrystallisation und Verkittung der Carbonatpartikeln, sich die verschiedenen Arten der lockeren (ascheartigen), der zellenkalkartigen und der blasigen Rauchwacke erklären lassen, die man über Tage in der Zone des Plattendolomits (aber allerdings auch in der des Hauptdolomits des Mittleren Zechsteins) so häufig trifft.

Durch die große Zahl der nunmehr vorhandenen Bohrungen ist aber auch der Übergang beider Facies in horizontaler Richtung gut bekannt geworden, und zwar vollzieht er sich quer durch das Thüringer Becken hindurch in ungefähr nordsüdlicher Richtung in der Weise, daß von einer mittleren Zone des Beckens aus nach Nord (bzw. Nordnordost) hin der obere anhydritische Teil der Schichtfolge an Mächtigkeit und — unter Verlust der schichtigen Absonderung — an vorherrschender Ausbildung der strahligen Struktur zunimmt, der untere dolomitische Teil aber an Mächtigkeit sich verringert und gleichzeitig eine immer stärkere Beimischung von strahligem Anhydrit erfährt, bis schließlich — schon im Südharz-Mansfelder Gebiet — die ganze Schichtmächtigkeit scheinbar ausschließlich durch Anhydrit vertreten wird.

Aber es ist bemerkenswert, wenn auch von anderer Seite bisher übersehen, daß eine verschwommene (diffuse) Durchstäubung mit Dolomit in einem großen unteren Teile des Hauptanhydrits, die in diesem sonst bläulichen Gestein eine eigenartig wolkige bräunliche Marmorierung erzeugt, auch noch selbst durch das engere Staßfurter Gebiet hindurch bis nach Rüdersdorf und Sperenberg hin nachweisbar ist. Diese dolomitische Verunreinigung des Hauptanhydrits, die für ihn sehr bezeichnend ist, gewinnt erst jetzt, in diesem Zusammenhange, eine besondere Bedeutung, nämlich als letzter Ausläufer — oder, wie man will, erstes Anzeichen — der Facies des Plattendolomites! Wie wenig sie bisher beachtet wurde, möge daraus hervorgehen, daß selbst EVERDING an der dafür geeignetsten Stelle (a. a. O., S. 70) nur sagt: Der Hauptanhydrit lagert völlig konkordant dem Salzton auf und erscheint zudem „durch den Dolomitgehalt der obersten Schichten des Salztons organisch mit diesem verbunden“; den Dolomitgehalt des Hauptanhydrits erwähnt er also nicht!

Wo die rein dolomitische Ausbildung des unteren Teils des Hauptanhydrithorizontes schon kräftig vorhanden ist, vermischt sich naturgemäß die sonst immerhin recht scharfe Grenze gegen den oberen, dolomitischen (nach PRECHT magnesitischen) Teil des Grauen Salztons, und dann ist es wohl ohne wesentlichen Belang, ob man diesen so geringmächtigen Dolomit (wie gesagt 1 bis 3 m) noch mit als Vertreter des Plattendolomits, dem er sich ja auch durch seine Fossilführung anschließt, ansieht oder nicht.

Wenn im vorausgehenden immer nur von „Dolomit“ die Rede gewesen ist, so will ich doch ausdrücklich hervorheben, daß ich nur gelegentlich und flüchtig eine Prüfung mit Säure vorgenommen, dann aber allerdings fast stets den Eindruck gewonnen habe, es mit Dolomit zu tun zu haben. Es ist aber leicht möglich, daß genauere und an mehr Stücken ausgeführte Untersuchungen, insbesondere mikroskopische und quantitativ chemische, noch andere Carbonate bzw. Mischungen von Calcit und Magnesit nachweisen werden, wie das ja früher PRECHT und neuerdings REIDEMEISTER auch getan haben. Sehr erwünscht wären dann aber auch eingehende Studien über die oben kurz besprochenen anhydritisch-dolomitischen Mischgesteine, besonders auch über die Paragenesis ihrer Komponenten und über deren etwaige Umbildungen bei der Umwandlung des Gesteins in „Rauchwacke“.

Meine in vorliegender Arbeit dargestellten Beobachtungen über den petrographischen Übergang und die stratigraphischen Beziehungen vom Plattendolomit und Unteren Letten des Werra-typus zum Hauptanhydrit und Grauen Salzton des Staßfurter Typus sind, um es zu wiederholen, in dem dafür von vornherein als naturgemäß bestes zu bezeichnenden räumlichen Bindeglied, dem Mittelthüringischen Becken, gemacht, und zwar an mindestens 10 von mir selbst an Ort und Stelle, also in möglichster Vollständigkeit ihrer Bohrkerne, untersuchten Tiefbohrungen, wobei auch noch die stets so gut wie horizontale Lage der Schichtung und der Mangel sonstiger Lagerungsstörungen als wertvolle Nebenumstände in Betracht kommen. Ihnen haben ferner eine mindestens ebenso große Zahl von in Nordthüringen, der Provinz Sachsen und Brandenburg ebenfalls an Ort und Stelle, und eine noch größere Anzahl von nur an mehr oder minder vollständig eingesandten Bohrkernreihen von mir selbst untersuchten Tiefbohrungen zugrunde gelegen. Mein an so gutem und reichlichem Material geführter Beweis für die stratigraphische Äquivalenz von Plattendolomit und Hauptanhydrit kann demnach wohl als gelungen gelten,

wenn ich ihm vorläufig auch (aus den oben angegebenen Gründen) keine Einzelangaben über Örtlichkeiten und Tiefen beifügen kann. —

Zu einem ganz anderen Ergebnis ist GRUPE gelangt, der sich ebenfalls um die Plattendolomitfrage eifrig und ernstlich bemüht und sich dazu schon in mehreren Veröffentlichungen¹⁾ geäußert hat. Von dem ihm genauer bekannten südhannoverschen Gebiet ausgehend, das ihm aber nur mangelhafte Tagesaufschlüsse und drei, wie er glaubte, geeignete Tiefbohrungen bot, verfiel er hier die Meinung, daß sporadische Dolomitknollen und dünne Dolomitbänkchen, die er gelegentlich im „Hangenden“²⁾ des Jüngeren Steinsalzes fand, Vertreter des hessisch-thüringischen Plattendolomits seien, nicht der viel tiefere Hauptanhydrit und Graue Salzton, die in seinen Bohrungen ebenfalls vorhanden sind, über deren Beschaffenheit er aber keine besonderen Bemerkungen macht. Der Plattendolomit verliere demnach von Thüringen her nach dem Harzrand und Hannover hin immer mehr an Mächtigkeit und Geschlossenheit, löse sich zum Schluß in jene Einzelknollen auf und werde dabei auch immer ton- und sandreicher; infolgedessen lasse sich der Letten, dem diese Knollen eingelagert seien, nicht mehr zwanglos in Oberen und Unteren Letten gliedern. Als hervorstechendste Folgerung aus seinen Darstellungen zieht GRUPE selbst die, daß die Salzlager des Werra- und des Staßfurter Typus sich gegenseitig in ihrer ganzen Ablagerung entsprechen!

Demgegenüber besagt das Ergebnis meiner Untersuchungen für die Salzlager, daß das Staßfurter Jüngere

¹⁾ GRUPE: Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser-Leine-Gebiet usw. (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 29, 1908, S. 39 bis 57). — Derselbe: Die stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse der neueren Kalibohrungen im Hannoverschen Eichsfelde. (2. Jahrb. d. Niedersächs. geol. Ver., Hannover 1909, S. V—X). — Derselbe: Die Zechsteinformation und ihre Salzlager im Untergr. des Hannoverschen Eichsfeldes. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909, S. 185 ff.)

Auch C. REIDEMEISTER hat sich in seiner Dissertation der GRUPESchen Auffassung angeschlossen. Nach meiner Meinung hieße es aber dieser Schrift zu viel Ehre antun, stratigraphisch auf sie einzugehen.

²⁾ Unter diesem „Hangenden“ scheint er aber sowohl die Letten über dem Jüngeren Steinsalz, wie auch den Roten Salzton im oberen Teile dieses Salzes zu verstehen, trotzdem sie durch 80—110 m Schichtenmächtigkeit getrennt sind. — Dolomitknollen im Roten Salzton und im roten massigen Tongestein über dem Jüngeren Salz kommen auch im thüringisch-sächsischen Gebiete vor, dem ich meine Beweise entnommen habe. Ich habe sie auch vorn (S. 359) erwähnt, aber nie ist mir der Gedanke gekommen, daß dies Vertreter des stolzen Plattendolomits sein könnten.

Steinsalz kein Äquivalent im jüngeren Teile des Werrasalzlagers besitzt, sondern viel jünger, und, falls vorhanden¹⁾, erst über dem Plattendolomit zu finden ist.

Im Vertrauen auf die stärkere Beweiskraft meiner in geeigneter gelegenem Gebiet und an viel reichlicherem, frischerem und nach jeder Hinsicht einwandfreiem Material gemachten Beobachtungen und Darstellungen verzichte ich darauf, auf die GRUPESche Auffassung näher einzugehen, und will nur auf zwei Konsequenzen derselben hinweisen. Die erste ist für GRUPE die auch von ihm selbst anerkannte Schwierigkeit, nun seinerseits das Äquivalent des so mächtigen Hauptanhydrits und des Grauen Salztons aus dem Staßfurter Profil im Werrasalzlager aufzufinden. Die zweite Konsequenz besteht für GRUPE darin, daß er für den von mir an der Basis des Hauptanhydrits festgestellten, zwischen das Ältere und Jüngere Salzlager eingeschalteten mächtigen Dolomit, den ich eben für den Plattendolomit halte, nicht bloß erst recht keinen Vertreter im Werragebiet haben würde, sondern ihn auch im Staßfurter Typus wohl nur als „Hauptdolomit“ deuten könnte, und daß er dann, zusammen mit ihm und erst recht, das darunterliegende Kali- und Ältere Steinsalz in den Mittleren Zechstein versetzen müßte, was aber wieder nicht dazu paßt, daß er (a. a. O. 1908, S. 52, Anm. 2) dieses Salz dem „Unteren Letten“ des Oberen Zechsteins einreihet. —

Durch meine obigen Feststellungen ist die vergleichende Stratigraphie des deutschen Zechsteins wohl, wie ich hoffe, ein gutes Stück gefördert worden, aber offener Fragen gibt es noch — oder nunmehr neu — eine ganze Anzahl, z. B. ob das Jüngere Steinsalz im reinen Werratypus überall nur durch spätere Auflösung oder Auslaugung wieder entfernt ist oder ob und wo es von Ursprung an fehlt; — ob nicht die Auslaugungsrückstände des Jüngeren Steinsalzes, insbesondere der von der Auslaugung nur wenig leidende Rote Salztone, dasjenige sind, was man über Tage als den „plastischen Oberen Letten“²⁾ zusammenfaßt, während das „massige rote Tongestein“ der Tiefbohrungen, eine rund 30 m starke, magere, bröckelig zerfallende Schicht über dem Jüngeren Salz, von diesem nur durch den dünnen Grenzanhydrit getrennt, dann recht gut als Äquivalent des Bröckelschiefers angesehen werden

¹⁾ Im Werragebiet, d. h. südlich des Thüringer Waldes, ist es, wie nochmals besonders hervorgehoben sei, unbekannt.

²⁾ Also auch im Gegensatz zu GRUPE, der den Roten Salztone noch für den Unteren Letten beanspruchen möchte.

könnte, wie es PICARD¹⁾ schon vorgeschlagen hat; ich würde mich einer solchen Deutung nicht mehr verschließen. — Ungeklärt ist ferner immer noch die Frage, wie unterhalb des Grauen Salztons = Unteren Lettens die Salzlager, also das Ältere des Staßfurter Typus mit dem einen Kalihorizont oben, und das gesamte Werrasalzlager mit den 2 Kalihorizonten in der Mitte, sich zueinander stratigraphisch und genetisch verhalten (vielleicht sind es gleichzeitige Niederschläge in getrennten Becken mit ganz verschiedener Zuführungsart ihres Salzwassers). Unklar ist endlich auch noch die Parallelisierung der noch älteren Dolomit- und Anhydritlager im Werra- und (erweiterten) Staßfurter Gebiet, für die leider nur sehr wenige Tiefbohrungen ein — meist auch nur unvollständiges — Material geliefert haben.

Nur andeuten will ich zum Schluß noch, daß sich nunmehr auch die Frage erhebt, ob die bisher angenommenen Grenzen zwischen den 3 Stufen des Zechsteins unseren durch die Tiefbohrungen so außerordentlich erweiterten Kenntnissen gerecht werden, — ob man nicht die natürlichen Zyklen, d. h. die verschiedenen „Salzfolgen“ mit ihrem klastisch-carbonatisch-sulfatischen Zubehör, der Einteilung zugrunde legen sollte, während man jetzt Glieder desselben Zyklus auseinander reißt und z. B. das Ältere Salz in den Oberen Zechstein, den Älteren Gips in den Mittleren Zechstein stellt. Die vorstehend behandelte Plattendolomit-Stellung ist hier m. E. von großer Bedeutung, aber zu einer abschließenden Beantwortung ist die Frage noch bei weitem nicht spruchreif. Paläogeographisch ist die Feststellung von Wichtigkeit, daß von den beiden Äquivalenten das Carbonat (der Plattendolomit) sich an die vermutete Küstenzone des Zechsteinsalzsees hält, das Sulfat (der Hauptanhydrit) dagegen an die Mitte.

In Anknüpfung an das Wort Stinkkalk, den alten Namen für den Plattendolomit, legte ich bei dem Vortrag auch Proben des davon petrographisch und stratigraphisch streng zu scheidenden Stinkschiefers vor, sowie eines entsprechend gebauten Anhydrits, von welch beiden Gesteinen ich gerade ausgezeichnete lehrreiche lange Bohrkerne aus Schönebeck a. d. Elbe zur Hand hatte, und nahm sie zum Anlaß, einige Worte über die Frage der Jahresringe anzufügen.

Beide Gesteine, dem Mittleren Zechstein als ansehnliche selbständige Schichten angehörend und das Ältere Steinsalz

¹⁾ PICARD: Der untere Buntsandstein der Mansfelder Mulde usw. (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910.)

unterlagernd, sind in der Umgebung des Harzes und Kyffhäusers weit verbreitet; der hier in Frage kommende Anhydrit bildet in diesem Gebiet über Tage den sogenannten Älteren Gips, und ihm gehören auch die durch ihre merkwürdigen Faltungserscheinungen bekannten „Schlangengipse“ an, die in allen Sammlungen zu finden sind.

Der Stinkschiefer und die vorgelegte Anhydritart zeichnen sich durch eine äußerst regelmäßige und feine — beim Stinkschiefer fast papierdünne, beim Anhydrit etwa kartonstarke —, ursprünglich ebene und genau parallele, aber zu nachträglichen Faltungen anscheinend sehr geneigte und geeignete Schichtung aus, in der sich also die einzelnen Lagen hundert- und tausendfach sehr regelmäßig wiederholen. Und zwar findet dabei regelmäßig auch ein Wechsel zwischen zwei Substanzen statt: beim Stinkschiefer zwischen zwei verschiedenen Carbonaten, deren eines sich an der Erdoberfläche durch leichtere Verwitterung vor dem anderen kenntlich macht, wodurch die oft wunderbar feine Spaltbarkeit des Gesteins erzeugt wird, — beim Anhydrit zwischen reinem weißen Anhydritmineral, also Sulfat, und einem dunklen, vielleicht etwas tonigen Carbonat; dadurch erscheint dann der Gesteinsquerbruch feinparallel liniert.

Ich sehe in diesem regelmäßigen Wechsel immer eines schwerer und eines leichter löslichen Minerals nicht bloß ein Analogon, sondern ein wahres Homologon zu den „Jahresringen“ des Älteren Steinsalzes; er ist in dem schließlich das Zechsteinsalz liefernden eintrocknenden Binnensee durch periodisch wiederkehrende Umstände erzeugt worden, die bei den 3 Gesteinen von genau der gleichen Art gewesen sein müssen. Diese Umstände traten also, wie der Stinkschiefer zeigt, schon zu einer Zeit ein, in der die Konzentration noch so gering war, daß sich nur Carbonat ausscheiden konnte, — setzten sich weiterhin fort, als sich neben dem Carbonat — und dieses an Menge übertreffend — auch Sulfat ausscheiden konnte, und schließlich auch noch, als sich neben dem Sulfat — wiederum dieses an Menge übertreffend — auch Steinsalz niederschlug; möglich, daß selbst der spätere Wechsel von dicken Carnallit- und den dünneren Steinsalzbänken in gleicher Weise zu erklären ist.

Für den anzunehmenden periodischen Wechsel der Ausscheidungsbedingungen möchte ich an einen Faktor denken, der in der Literatur bisher nicht genannt zu sein scheint, und der gleichzeitig auch die zur Erklärung der großen Anhydrit- und besonders Salzmassen notwendig anzunehmende häufige Zufuhr neuen Meereswassers plausibel macht, nämlich an

monsunartige, regelmäßig wechselnde Winde. Nimmt man zwischen dem offenen Ozean und seinem abgeschnürten, zu einem eintrocknenden Binnensee und dadurch zu einer kontinentalen „Depression“ gewordenen Busen eine supramarine, leicht zerstörbare Barre, etwa eine Nehrung, mit einer flachen, vielleicht meist verschlossenen, aber durch Zerstörung immer leicht (an derselben oder einer anderen Stelle) wieder herstellbaren Durchbruchspforte an, so kann nach meiner, wie ich glaube, zwanglosen Vorstellung ein solcher Monsun diese Pforte, wenn er gerade auf sie zusteht, durch das sich aufstauende Wasser öffnen (und später sein Gegenmonsun sie — allerdings auf andere Weise — schließen), und kann das inzwischen mehr oder minder eingetrocknete Binnenmeer wieder auffüllen und durch Änderung der Temperatur und Luftfeuchtigkeit in die Eintrocknungs- und Ausscheidungsbedingungen eben jene Regelmäßigkeit des Wechsels bringen, die zur „Jahresbildung“ führt.

25. Beiträge zur Kenntnis der Carbongattung *Mariopteris* und ihrer Arten.

(Hierzu eine Tabelle und 1 Textfigur.)

Von Herrn W. HUTH.

Berlin, im März 1913.

Noch kaum ein Jahr ist vergangen, seitdem die erste neuere Zusammenfassung über die Gattung *Mariopteris* und ihre Arten¹⁾ erschienen ist, und doch halte ich es schon jetzt für angebracht, eine kurze Neubearbeitung zu geben. Dies ist wohl deshalb ein Bedürfnis, weil mehrere neue Arten seit Erscheinen oben erwähnter Abhandlung bekannt geworden sind, und zwar einesteils durch das in S. B.¹ zur Verfügung stehende Material wie auch durch die Freundlichkeit einiger Herren, die mir bald eine Menge neues, interessantes Material zur Verfügung stellten. Ganz besonders bin ich Herrn ZEILLER in Paris verpflichtet, dem ich auch an dieser Stelle meinen besten Dank für freundlichst überwiesene Stücke aussprechen

¹⁾ W. HUTH: Die fossile Gattung *Mariopteris* in geologischer und botanischer Beziehung, Berlin 1912.

möchte. Alle im folgenden erwähnten Spezies sind bereits in dem großangelegten Lieferungswerke, Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzen¹⁾, einzeln beschrieben worden. Der Wert der vorliegenden kleinen Arbeit soll darin liegen, alles Einzelne wieder beisammen zu finden, unter besonderer Rücksicht auf die Gattung selbst. Die Arbeit ist natürlich vorläufig immer noch nicht als abgeschlossen zu betrachten, da die Zeit zweifellos Änderungen und Nachträge bringen wird. Dennoch mag es sich bei der Bedeutung der Gattung *Mariopteris* für die Kenntnis der paläozoischen Pflanzen wohl empfehlen, den augenblicklichen Stand des Wissens auf diesem Gebiete zusammenfassend zu überblicken.

Es ist bekannt, daß ZEILLER sehr gut erhaltene Stücke von Mariopteriden zur Verfügung hatte und infolgedessen zuerst in eingehender Weise eine äußerst treffende Gattungsdiagnose gab, in der er abweichend von der Sitte verschiedener Autoren bei der Beschreibung des Aufbaus der Farne von den Achsen höherer Ordnung ausging. Denn, während man von den meisten Pflanzen nur recht bescheidene Reste kennt, so daß man zweckmäßiger, wie POTONIÉ vorgeschlagen hat, bei Beschreibung des Aufbaus von rückwärts beginnt, ist bei der Gattung *Mariopteris* der Aufbau so weit bekannt, daß es einfacher und übersichtlicher ist, mit den Achsen höherer Ordnung zu beginnen.

Gute Abbildungen von weitverzweigten Mariopteriden, die recht vollkommenen Aufbau zeigen, befinden sich besonders bei ZEILLER²⁾ und STUR³⁾. Die Abbildung gibt eine etwas schematisierte, sich an die Abbildung in ZEILLER: Bass. houill. Valenc., Atl. 1886, Taf. XXIII, anlehrende Darstellung des Aufbaus.

Diagnose.

Über den allgemeinen äußeren Aufbau der Mariopteriden ist etwa folgendes zu sagen:

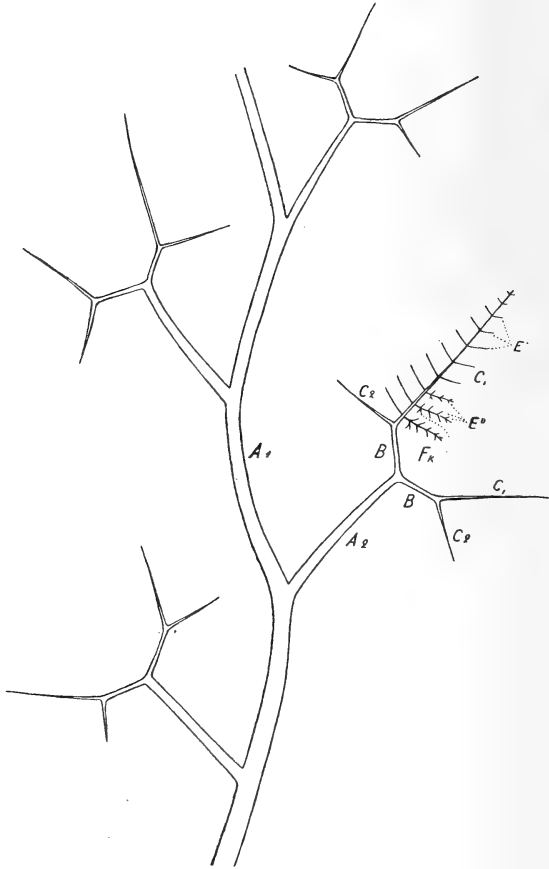
Die Wedel waren bei einigen Arten wohl sehr lang, dabei verhältnismäßig schmal. Von der Hauptwedelspindel (A_1) gehen alternierend die Spindeln 2. Ordnung (A_2) unter mehr oder weniger spitzem bis rechtem Winkel schräg nach oben

¹⁾ H. POTONIÉ: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste. Herausgeg. von der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. zu Berlin. Lfg. VIII, Nr. 141—156, 1912.

²⁾ R. ZEILLER: Bassin houiller de Valenciennes, Atlas 1886, Text 1888.

³⁾ D. STUR: Die Culm-Flora, 1875—77. — Die Carbon-Flora der Schatzlarer Schichten, 1885.

bzw. seitwärts ab. Diese Spindeln 2. O. sind völlig nackt, teilen sich gabelförmig unter einem Winkel von im allgemeinen 90—120 Grad in zwei wieder völlig nackte, aber bedeutend



Gez. C. TÖBBICKE nach W. HUTH.

Skizze des Aufbaus von *Mariopteris*.

(Unter Benutzung der Abbildung in ZEILLER, Bass. houill. Valenc., Atl. 1886, Taf. XXIII). Verkl.

kürzere Spindelstücke (B), welche sich nun wieder unter spitzen Winkeln in zwei ungleichwertige Spindeln 3. O. (C_1, C_2) gabeln. Diese sind meistens zweifach, häufig auch dreifach, bisweilen sogar fast vierfach (*M. grandepinnata*) ge-

fiedert. Es sind also vier größere Fiedern (C_2, C_1, C_1, C_2) fächerförmig nebeneinander in einer Ebene ausgebreitet. Von diesen sind die beiden äußeren gewöhnlich kleiner als die beiden inneren.

Ich möchte nicht unerwähnt lassen, daß dieser Aufbau in mancher Beziehung an rezente Gleicheniaceen, besonders *Gleichenia dichotoma* Sw. erinnert.

An den Spindeln 3. O. sitzen die Elemente 1. O. (E') an, welche im allgemeinen dreieckige, eiförmige bis eilanzettliche Gestalt haben und an diesen die Elemente 2. O. oder in unserem Falle Elemente l. O. (E'').

Diese Elemente l. O. sind bei manchen Mariopteriden noch in Lappen zerteilt, die äußerst häufig, besonders bei den unteren, bei einigen Arten auch in den oberen Wedelteilen zu vollen Fiedern ausgebildet sind, welche sich bisweilen nochmals in Lappen oder Abschnitte oder auch in Fiedern (*M. grandepinnata*) zergliedern. Die Elemente l. O. ebenso die Fiedern l. O.¹⁾ haben im allgemeinen auch dreieckige, eiförmige oder ovale Gestalt, bisweilen sind sie sogar halbkreisförmig bis auch fast kreisförmig.

Das Ansitzen der Elemente l. O. oder Lappen ist im allgemeinen pecopteridisch bis sphenopteridisch, doch findet sich auch häufig direkt neuropteridisches und auch durchaus alethopteridisches Ansitzen, besonders bei der sehr variablen *Mariopteris muricata*.

Die Spindeln der *Mariopteris*-Arten besitzen außer einer fast überall auftretenden deutlichen Längsrippung fast alle deutliche Quermale, was für die Gattung zweifellos mit ein Charakteristikum ist, obgleich es auch bei einigen Arten aus anderen Gattungen vorkommt. Ausnahmen davon bilden *Mariopteris latifolia* und *M. rotundata*. Erstere hat keine Quermale, letztere eine feine Pünktelung auf den Spindeln.

Ein äußerst charakteristisches Merkmal für alle Mariopteriden ist die starke asymmetrische Zerlappung der untersten katadromen Fiedern (F_k), mit der sich auch immer eine bedeutendere Größe der letzteren paart. Diese Eigentümlichkeit findet sich ähnlich auch bei der Gattung *Odontopteris*, ist aber doch von der mariopteridischen durchaus zu unter-

¹⁾ Die Ausdrücke Elemente 1. O., Elemente 2. O. und Elemente l. O. sind gewählt, um für sämtliche Arten der Gattung konkordante, für homologe Teile des Wedels gleichlautende Bezeichnungen zu haben; die Bezeichnung Fiedern l. O. ist im Sinne der von PORONÉ vorgeschlagenen, von rückwärts beginnenden Weise gebraucht.

scheiden, da bei *Odontopteris* meistens nur eine durchschnittlich mehr symmetrische Zerlappung erkennbar ist, während bei *Mariopteris* die unterste katadrome Fieder oft direkt gefiedert ist.

Alle Elemente *l. O.* besitzen eine deutliche Aderung, und zwar immer, wenn auch zuweilen etwas zurücktretend, eine Mittelader, von der unter ziemlich spitzem Winkel Seitenadern abgehen, welche sich dann oft noch dichotom verzweigen. Die Mittelader ist immer herablaufend, und es finden sich fast immer noch Nebenadern, die direkt aus der Spindel entspringen und aus diesem Grunde gewissen Arten unserer Gattung häufig ein alethopteridisches Aussehen verleihen. Die Seitenadern sind bei den meisten Arten deutlich, bei manchen jedoch sehr verwischt oder gar nicht zu bemerken.

Physiologisches.

Bei einigen *Mariopteris*-Arten sind die Blattspreiten der Elemente *l. O.* wie auch die Endfiedern an den Spindeln zu langen, schmalen, zugespitzten, fast spreitenlosen Blättchen ausgezogen, so daß bisweilen sogar nur noch völlig nackte Wedel- oder Fiederspitzen vorhanden sind. Für diese Gebilde hat POTONIE den Namen Vorläuferspitzen gewählt. Ich möchte diesen Namen nicht beibehalten, da er nicht genau das trifft, was eigentlich damit gemeint ist¹⁾. Auch bin ich nicht der Ansicht, daß diese in lange Spitzen ausgezogenen Blättchen ein Beweis für eine Kletterfarnnatur der Mariopteriden sind. Denn erstens ist der Charakter dieser Gebilde wenig rankenähnlich, und vor allem finden sich diese Spitzen bei den Arten, bei denen sie vorkommen, nicht immer und auch in verschiedenartiger Ausbildung. Auch als Stützfinger kann man sie nicht schlechthin bezeichnen. Vielleicht sind es Träufelspitzen gewesen, vielleicht aber sind es auch rein zufällige Bildungen, für die man unnötig nach einer Erklärung sucht. Ich wüßte allerdings nicht, welche Bedeutung diese hin und wieder vorkommenden langausgezogenen Spitzen gehabt haben könnten. Aber es ist eben auch oft unmöglich, alles erklären zu können, besonders, wenn man doch nur ein verhältnismäßig mangelhaftes Material besitzt.

¹⁾ Es ist auch noch aus einem anderen Grunde unmöglich, diesen Namen beizubehalten, denn der Name ist bereits 1856 von HERMANN CRÜGER für ein anderes Pflanzenorgan vergeben; siehe darüber: Das Leben der Pflanze, Lfg. 74, S. 345.

Ebenso habe ich meine Auffassung in bezug auf die Kletterfarnnatur der *Mariopteriden* geändert. Ich möchte gern glauben, daß einige *Mariopteris*-Arten den Charakter von Kletterpflanzen, von Lianen oder auch von Schlingfarnen gehabt haben. Ich nehme das von einigen sogar mit ziemlicher Sicherheit an. Aber ich glaube nicht, daß das auf alle Arten zutrifft. Denn, wenn bei einigen Spezies auch die Spindeln, insbesondere die Hauptwedelspindeln, als ziemlich lang und dünn bekannt sind, so ist bei anderen die Spindel 2. O. breit und außerdem bei vielen die Hauptwedelspindel nicht bekannt. Es müssen ja auch durchaus nicht alle Arten einer Gattung dieselben physiologischen Fähigkeiten besitzen, wie wir von heut existierenden Gattungen genau wissen, bei denen eine Art aufrecht, eine andere kriechend, eine dritte kletternd oder windend vorkommt. Solange man also, abgesehen von einigen Arten, den Aufbau nicht genauer kennt, kann man auch nicht wissen, welches der Charakter der betreffenden Art gewesen ist. Bei *Mariopteris muricata* glaube ich hin und wieder eine Neigung der Spindeln zu einer leichten Drehung erkannt zu haben. Meine Ansicht über diese Frage ist jetzt die folgende: Einige der *Mariopteris*-Arten, z. B. *M. muricata* und einige andere, sind wohl Schlingfarne gewesen in der Art wie unsere heutigen *Lygodium*-Arten. Andere waren vielleicht Stützpflanzen oder Lianen, und wieder andere waren eben Bodenfarne oder vielleicht auch kriechende Pflanzen, etwa wie *Lycopodium clavatum*.

Auf die Tatsache, daß die untersten katadromen Fiedern mit ihrer Zerlappung oft ein sehr schönes Blattmosaik ergeben, habe ich schon früher hingewiesen. Ich möchte hierbei erwähnen, daß die vorhin erwähnten lang ausgezogenen, spreitenlosen Blätter vielleicht auch durch Beleuchtungsverhältnisse hervorgerufen sein könnten, indem sie oberen, starker Beleuchtung ausgesetzten Wedelteilen angehörten, wodurch ihre Blattspreite notgedrungen reduzierter sein mußte.

Fertilität.

Bisher ist noch keine einzige *Mariopteris*-Art in fertilem Zustande vorgefunden worden, und es ist aus diesem Grunde tatsächlich unmöglich, festzustellen, ob alle die Arten, die hier zu einer Gattung gestellt sind, wirklich natürlich verwandt sind. Dennoch ist letzteres wohl beinahe anzunehmen, trotz mancher für die Bestimmung scheinbar widersprechender Merkmale. Im Sinne der Paläobotanik ist die Gattung jedenfalls

durchaus als einheitlich zu betrachten, und man kann wohl behaupten, daß sie von den vielen Carbonsgattungen zu denen gehört, die man zu den natürlichsten unter ihnen im rezenten Sinne rechnen dürfte.

Äußerst interessant sind die früher schon¹⁾ von mir beschriebenen eigentümlichen Auswüchse, die ich an den Spindeln von *Mariopteris muricata* beobachtet habe. Es sind mir nachträglich noch eine Reihe von Stücken genannter Art in die Hand gekommen, welche diese Auswüchse zeigen. Seltsam ist, daß alle die von mir bisher gefundenen Reste — eine recht beträchtliche Anzahl — aus dem 7. Flöz der Ruben-grube bei Neurode in Niederschlesien stammen. Einige Stücke besitzen eine ganze Anzahl solcher Bildungen.

Es handelt sich um rundliche Auswüchse mit schwacher spiraliger oder konzentrischer Ringstruktur, welche dicht an den Spindeln ansitzen und außerordentlich flach erscheinen. Es können wohl kaum fertile Organe, also „Samen“, gewesen sein, denn als solche wären sie wohl als dickere, kohlige Reste erhalten.

Vielleicht handelt es sich um krankhafte, gallenartige Bildungen. Diese Möglichkeit hat zweifellos manches für sich, besonders da sich diese Auswüchse nur an dem einen einzigen Fundorte und stets in demselben Flöz gefunden haben.

Von großem Interesse ist ein Stück, das ich demnächst in oben genanntem Lieferungswerk²⁾ abbilden und genauer beschreiben werde. Es ist wieder von demselben Fundorte. Beim Präparieren stellte ich fest, daß das Gestein durch und durch mit ziemlich großen und sehr schönen deutlichen Fiedern von *Mariopteris muricata* durchsetzt ist. Auf der einen Seite befindet sich eine ca. 12—14 mm breite Spindel, deren Fortsätze ich durch sorgfältige Präparation bis zum Rande des Stückes freilegen konnte. Die Spindel mit all ihren Verzweigungen ist eine deutliche *muricata*-Spindel, von der alternierend rechts und links Seitenspindeln unter mehr oder weniger spitzem Winkel abgehen. Die eine dieser Spindeln ist nach unten sanft gebogen und scheint in etwa 8—9 cm Entfernung vom Insertionspunkte eine dichotome Verzweigung zu haben, die allerdings etwas verquetscht ist. Im ganzen ist diese Spindel ca. 13 cm lang. Unter und neben der Insertionsstelle

¹⁾ HUTH, die foss. Gatt. *Mariopteris* in geol. u. bot. Bez., Berlin 1912, S. 13 ff., Fig. 2—5; Abb. u. Besch. foss. Pfl., Lfg. VIII, 1912, Nr. 141, S. 8 ff., Fig. 2—5.

²⁾ Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste, usw.

dieser Spindel an der Hauptspindel befinden sich drei solcher Auswüchse, ebenso an den anderen weniger langen Spindeln wie auch an den Spindelfortsätzen je ein bis zwei. Sollte es sich hier vielleicht um ein noch nicht voll entwickeltes Exemplar von *M. muricata* handeln, und wären die rundlichen Auswüchse vielleicht eingerollte Wedel? Tatsächlich befindet sich in der Universitätsammlung in Breslau ein halb eingerollter junger Wedel von *M. muricata*, auf dem auch so ein rundliches Gebilde sich befindet. Jedenfalls läßt sich die Frage trotz dieses neu aufgefundenen Stückes immer noch nicht endgültig entscheiden, und die von mir früher erwähnte Möglichkeit der vegetativen Vermehrung durch Bulbillen ist damit auch noch nicht widerlegt.

Gerade diese vegetative Vermehrung durch derartige Bulbillen ist doch auch recht wahrscheinlich. Denn wir finden vegetative Vermehrung auch heute noch bei vielen Farnen. Wir kennen rezente Farne, die sich durch Bulbillen und Adventivknospen an den Wedelstielen vermehren, wie z. B. *Struthiopteris Germanica*, *Cystopteris bulbifera*; noch andere wie *Nephrolepis tuberosa* PRESL vermehren sich durch Knollen, und nach HEINRICHER¹⁾ scheint bei gewissen derartigen Arten die Sporangienbildung reduziert zu sein. Außerdem kommt im Carbon für die vegetative Vermehrung als fördernder Faktor hinzu, daß die Wachstumsbedingungen für die carbonischen Pflanzen außerordentlich günstig gewesen sein müssen, wie die kolossale Produktion an Pflanzenmaterial beweist. Unter besonders günstigen Vegetationsbedingungen bilden ja auch höhere Pflanzen, z. B. viele Liliaceen, nur wenig Blüten aus, um so mehr dagegen das Blattwerk oder Bulbillen.

Es ist also vielleicht gar nicht sonderbar, daß bei vielen Carbonfarnen, so auch bei unseren Mariopteriden, Sporangien relativ selten waren.

Anatomie.

Unmittelbar nach Erscheinen der oben erwähnten Monographie gelang es mir, auch die Oberflächenstruktur der Fiederchen von *M. muricata* durch glücklich gelungene Maceration zu erkennen. Es steht zu erwarten, daß dies noch in einer ganzen Anzahl von Fällen gelingen wird, und damit dürfte der Weg angebahnt sein, auch die Oberflächenanatomie zur Bestimmung der Carbonfarne mitbenutzen zu können, wodurch die Scheidung der einzelnen Arten wie auch die Klassifizierung

¹⁾ HEINRICHER: Ref. Botan. Zentralbl., Bd. 108, 1908, S. 662.

der Untergruppen usw. im Sinne der Botanik rezenter Pflanzen natürlicher gestaltet werden würde.

Über die Art und Weise der Maceration ist in der Paläobotanischen Zeitschrift Genaueres angegeben worden. Es wurde die bekannte Methode von SCHULZE benutzt. Auch auf die Oberflächenstruktur selbst gehe ich hier nicht näher ein, sondern verweise auf die eben erwähnte Paläobotanische Zeitschrift, Bd. I, H. 1 und auf die Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 65, 1913, Monatsber. Nr. 3.

Synonymik.

- Sphenopteris* BRONGNIART, Hist. végét. foss. I, Lfg. III, 1829, S. 169 (ex parte).
Pecopteris BRONGNIART, a. a. O., Lfg. VII, 1832 oder 1833, S. 267 (ex parte).
Heteropteris BRONGNIART: mss. Collect. du Muséum d'hist. nat. à Paris (non HUMBOLDT, BONPLAND et KUNTH).
Diplothema STUR, Culm-Flora II, 1877, S. 226, 233 (ex parte); zur Morphologie und Systematik der Culm- und Carbon-Farne, 1883, S. 183 (ex parte); Carbon-Flora I, 1885, S. 283 (ex parte).
Mariopteris ZEILLER, Expl. carte géol. Fr., 1879, IV, Taf. CLXVII, Fig. 5, S. 68; Bull. Soc. Géol. 1879, 3. sér., VII, S. 93; Bass. houill. de Valenc. 1888, S. 159 (ex parte). — WHITE, Bull. Geol. Survey, Nr. 98, 1893, S. 46 (ex parte); Low. Coal. Meas. of Miss. 1899, S. 30 (ex parte). — HUTH, die fossile Gattung *Mariopteris* in geol. und bot. Bez., Berlin 1912; Abb. und Beschr. foss. Pflanzenr., Lief. VIII, 1912, Nr. 141—156.
Pseudopcopteris LESQUEREUX, Atlas to the Coal Flora 1879, S. 190 (ex parte).

Die Gattung *Mariopteris* rechnet man mit Rücksicht auf das generelle Ansitzen der Elemente und Fiedern l. O. jetzt zu den Sphenopteriden, zumal die diplotmematischen Farne, an die sich unsere Gattung anschließen, sonst durchaus Sphenopteriden sind. Dem allgemeinen Habitus nach könnte man sie als Übergangsgattung zwischen den Sphenopteriden und Pecopteriden bezeichnen. Daher hat LESQUEREUX sie in seine Gattung *Pseudopcopteris*, welche „pecopteridische“ Sphenopteriden enthält, aufgenommen. Ebenso erklärt es sich auch leicht, daß STUR sie infolge des Aufbaues zu seiner Gattung *Diplotmema* stellte. Die Grenze zwischen *Diplotmema* und *Mariopteris* ist auch durchaus keine scharfe. ZEILLER sagt: „J'ai créé ce genre pour les Diplotmemées à pinnules pécopteroides, à limbe bien développé, entier, ou faiblement lobé ou dentelé, qui viennent se ranger autour du *Pecopteris muricata* et forment avec lui un groupe très homogène, au moins quant à l'aspect extérieur. Toutes ces Fougères paraissent

avoir des pennes primaires quadripartites, c'est à dire formées de quatre sections de même ordre, et non pas bipartites, seulement comme les *Diplotmema*." Wenn auch bei *Mariopteris* die Achsen C_3 , die ohnehin fast stets kleiner sind als die Achsen C_1 , durch diese häufig übergipfelt werden, so bleiben dabei doch die Achsen C_2 , wie überhaupt die äußeren katadromen Fiedern stets bis in die höchsten Spitzen des Wedels immer außerordentlich groß im Verhältnis zu den übrigen Fiedern, und zwar symmetrisch auf beiden Seiten des Wedels, was bei *Diplotmema* nicht der Fall ist. Auch die kleineren katadromen Fiederchen am Grunde der Spindeln 4. O. bleiben konstant asymmetrisch geteilt bis in die höchsten Spitzen.

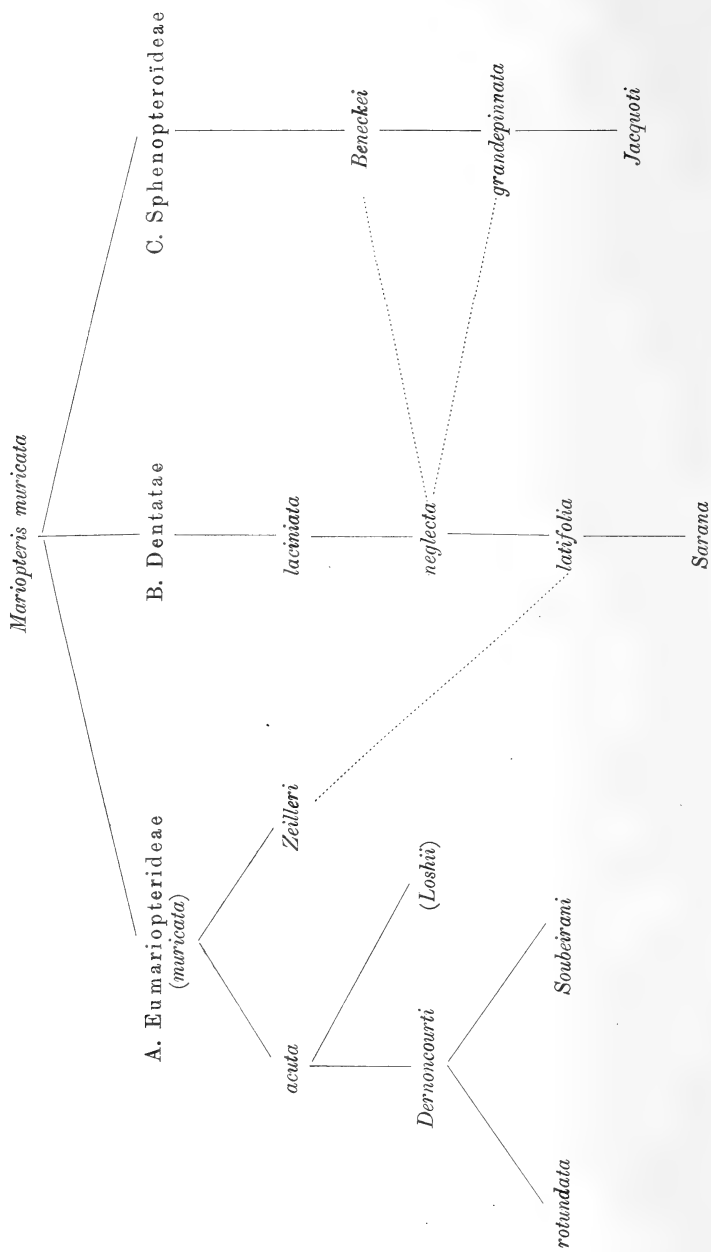
Stücke, bei denen man im Zweifel sein könnte, ob man die Art zu *Diplotmema* oder *Mariopteris* stellen soll, gehören zu den Ausnahmen. Bei *Diplotmema* kommen zwar auch die langausgezogenen spreitenlosen Blättchen und nackte Wedelspitzen vor, aber sie fallen dort niemals so in die Augen wie bei *Mariopteris*, denn es handelt sich bei unserer Gattung doch immer um Fiederchen von gewisser Flächenausbreitung und im wesentlichen dreieckiger bis ovaler Form.

Der Name *Heteropteris* ist nur in einem Manuskript BRONGNIARTS enthalten, ist aber insofern sehr interessant, als schon BRONGNIART die Zusammengehörigkeit einiger der hier beschriebenen Arten zu einer Gattung bereits erkannt hatte. ZEILLER sagt darüber: „M. BRONGNIART avait, du reste, dans la collection du Muséum, classé ces quatre espèces, *Pecopteris nervosa* et *P. muricata*, *Sphenopteris latifolia* et *S. acuta*, sous un nom générique spécial, *Heteropteris*, qu'il n'a pas publié et qui ne peut être conservé ayant été employé des 1821 par HUMBOLDT, BONPLAND et KUNTH pour un genre de Malpighiacées. Il y avait placé également son *Pecopteris Loshii*, qui a en effet avec les espèces précédentes la plus grande analogie“

Systematik.

Auf Grund gewisser Unterschiede der Elemente l. O. halte ich es für zweckmäßig, die Gattung *Mariopteris* in folgende 3 Untergruppen zu teilen:

A. Eumariopterideae: ausgesprochener *Mariopteris*-Typus. Fiedern l. O. im wesentlichen stark pecopteridisch ansitzend, meist spitz oder stumpf gespitzt und verhältnismäßig ganzrandig.



B. *Dentatae*: Zwischengruppe zwischen A und C, die sich vor allem dadurch auszeichnet, daß die Fiedern l. O. der dazugehörenden Arten gezähnt oder bei weitergehender Differenzierung zerschlitzt sind.

C. Sphenopteroideae: sehr sphenopteridischer Typus. Ansitzen der Fiedern l. O. in der Hauptsache sphenopteridisch. Fiedern l. O. in der Mehrzahl gerundet.

Um die Beziehungen und Übergänge der einzelnen Arten zueinander übersichtlich zum Ausdruck zu bringen, habe ich die folgende Tabelle aufgestellt, bei der die häufigste Art *M. muricata* als Ausgangspunkt gewählt ist. Diese Tabelle hat keine phylogenetische Bedeutung.

Geologische Verbreitung.

Die geologische Verbreitung der *Mariopteris*-Arten ist eine ziemlich beschränkte. Sie finden sich lediglich im Produktiven Carbon, und zwar beginnen sie erst im oberen Teil des unteren Produktiven Carbons (Flora 4a, vgl. die Tabelle S. 385) und reichen nur bis in die alleruntersten Ottweiler Schichten hinauf. Im wesentlichen erstreckt sich ihr Vorkommen und ihre Häufigkeit überhaupt nur auf das mittlere Prod. Carb. und den obersten Teil des unteren Prod. Carb.

Da die Mariopteriden sich lediglich auf das Carbon beschränken, sind im folgenden für die Floren die arabischen Zahlen der POTONIÉschen Florenbezeichnungen gewählt worden.

Im unteren Teile des unteren P. C. (Fl. 3), also in den tiefsten Schichten der unteren Randgruppe Oberschlesiens bzw. den Waldenburger Schichten Niederschlesiens, kommen zu unserer Gattung gehörige Arten noch nicht vor. Die ersten Mariopteriden zeigen sich in den Schichten der oberen Randgruppe Oberschlesiens (Fl. 4a); als einzige Art ist hier *M. laciniata* vorhanden, die dann in höheren Schichten mit Sicherheit nicht mehr nachzuweisen ist.

Die Sonderstellung des oberschlesischen Carbons, die schon eben durch *M. laciniata* angedeutet wurde, wird noch vermehrt durch das Auftreten einer anderen, ebenfalls ausschließlich auf dieses Becken beschränkten *Mariopteris*-Art, die anscheinend nur in den mittleren Sattelflözschichten vorkommt, *M. neglecta*.

Sämtliche sicher dahin gehörige Reste stammen aus dem Horizont zwischen dem Heinitzflöz der unteren Sattelflözgruppe und dem Schuckmannflöz der oberen. Die bloße Angabe Sattelflözschichten genügt jedenfalls für diese Art in keiner

Weise. GOTHAN hat bei seiner Bearbeitung der oberschlesischen Carbonflora diese Verhältnisse erst näher durchschauen können und auch für andere Arten diese Tatsache nachgewiesen, so daß es sich also als zweckmäßig erweist, die Sattelflözschichten (Fl. 4b) in der auf Tabelle S. 385 angegebenen Weise noch in 3 Horizonte zu gliedern, die ich mit α , β und γ bezeichnet habe.

In den darauf folgenden Schichten, also dem oberen Teil des unteren P. C., stellen sich dann allmählich die häufigsten *Mariopteris*-Arten ein, zunächst *acuta* und auch *Dernoncourti* (*Loshii*?) (erstere z. B. in der Magerkohle des Ruhrbeckens häufig und charakteristisch), sodann die gemeine *M. muricata* (häufig erst im m. P. C.), an der Grenze des mittleren gegen das o. P. C. völlig verschwindend. Die drei zuletzt genannten Arten finden sich noch in Oberschlesien in den Rudaer Schichten sowie in den Schatzlärer Schichten Niederschlesiens (*acuta* hier ausgenommen), ferner in der Eschweiler Mulde des Aachener Reviers und in der Fettkohle des Ruhrreviers.

In Flora 4b beginnt auch die seltene *Mariopteris Soubeirani*, die nach ZEILLER in diesen Schichten noch nicht vorkommt. Ich habe sie auch in den Schichten der Flora 5, also z. B. in der Fettkohlenpartie des Ruhrreviers, nicht verfolgen können, während sie in den höheren Schichten des Saarbrücker Reviers, z. B. in der Saarbrücker Flammkohle, wieder vorhanden ist.

Im m. P. C. tritt *M. Beneckeii* zu den übrigen Arten hinzu. Sie findet sich auf dem Kontinent jedoch nur in den Schatzlärer Schichten Niederschlesiens als relativ häufige, rein lokale, typische Art und ist in Flora 6 anscheinend schon nicht mehr vorhanden, wogegen sich hier, und zwar als nur westliche Arten, *M. latifolia*, *M. Sarana*, *M. Jacquoti* und *M. rotundata* finden, welche jedoch alle drei nicht über die Grenze des mittleren gegen das o. P. C. hinausgehen.

In Flora 5 tritt gleichzeitig mit *Beneckeii* die bisher nur in Oberschlesien gefundene *M. grandepinnata* auf, die scheinbar nur im unteren Teil der Muldengruppe vorkommt, also auf einen recht engen Horizont beschränkt ist.

Im untersten Teil des o. P. C., also in den untersten Ottweiler Schichten (Flora 7), findet sich noch *Mariopteris Zeilleri*, welche mir nur in einem Exemplar bekannt geworden ist, das mir Herr ZEILLER in Paris freundlichst zur Publikation und Abbildung zur Verfügung stellte. Es ist die letzterwähnte Art die einzige, die über die Grenze des mittleren gegen das o. P. C. hinausgeht.

Schichten	Unteres Produktives Carbon				Mittleres Produkt. Carbon		O. P. C.		
	Culm	z. B. Waldenburger Sch. N.-S., untere Randgruppe O.-S.	z. B. mittlere und obere Randgruppe O.-S.	z. B. Magerkohle des Ruhrreviers z. B. Sattelförschichten O.-S. untere S.-S. bis ca. Heinitzföz mittlere S.-S. bis ca. Schuckmannföz obere S.-S. bis ca. Veronicaföz	z. B. Schatzlärer Sch. N.-S., höhere Sch. des Ruhrreviers, Muldengruppe O.-S.	z. B. mittlere Saarbrücker Sch., oberer Teil (obere Fettk., Flammk.), Piesbergsch.			
Flora	2	3	4a	4bα	4bβ	4bγ	5	6	7
1. östliche Arten		← <i>laciniata</i> →
2. allgemein verbreitete Arten			
3. westliche Arten			

Anmerkung: *gdp.* = *grandepinnata*; *rotd.* = *rotundata*; *Z.* = *Zeileri*.

Die umstehende Tabelle, in der ich zwischen östlichen, allgemein verbreiteten und westlichen Arten unterschieden habe, gibt eine genaue Übersicht über die Horizontierung der einzelnen Spezies.

Geographische Verbreitung.

Die geographische Verbreitung der *Mariopteris*-Arten ist von großem Interesse. Auch hier zeigt es sich, daß die Einheitlichkeit der Carbonflora des europäischen Typus durchaus nicht in dem Maße vorhanden ist, wie man ursprünglich allgemein annahm, d. h. also, man findet dieselben Arten nicht immer in denselben Horizonten wieder, sie haben keine allgemeine Verbreitung, sondern sind oft auf einen recht geringen Florenbezirk beschränkt. So zeigt sich bei der Gattung *Mariopteris* in bezug auf das oberschlesische Revier eine strenge Scheidung von den übrigen Revieren, denn die dort in ganz bestimmten Horizonten auftretenden *M. laciniata* und *M. neglecta* finden sich dort immer in derselben typischen Form, während sie in anderen Gebieten bisher nicht gefunden worden sind. Ebenso wurde die neubeschriebene *M. grandepinnata* bisher nur in Oberschlesien gefunden.

Auch das Saarrevier, das sonst an Lokalarten reich ist, hat besondere Mariopteriden, so z. B. *M. Sarana* und *M. rotundata*, die bisher nur dort gefunden worden sind.

Besonders interessant ist der Fall bei *M. Beneckeii*, welche im niederschlesischen Carbon zu den sehr häufigen Arten gehört, während sie in anderen Revieren gar nicht oder doch nicht in der typischen Form vorkommt. Obwohl ich an verschiedenen Stellen darauf hingewiesen habe, daß *M. Beneckeii* möglicherweise in England (in je einem Exemplar auch im Ruhrrevier und in Oberschlesien) vorkommt, so neige ich jetzt zu der Ansicht, daß es sich hier vielleicht doch nicht um die besagte Art handelt, denn alle an anderen Orten gefundenen Stücke zeigen nur den sphenopteridischen Typus, während die charakteristische und in Niederschlesien so häufige eumariopteridische Form, die stets mit den sphenopteridischen Typen gemischt auftritt, auch nicht angedeutet an den Resten aus den oben erwähnten anderen Revieren zu erkennen ist. Es ist also unbedingt nötig, auch diese Typen erst an den anderen Orten vorzufinden, ehe man eindeutig behaupten könnte, daß *M. Beneckeii* keine Lokalart sei.

Auch bei der ganz gemeinen *M. muricata* zeigen sich Fälle, die auf floristische Differenzierungen hinweisen; während *M. muricata* im allgemeinen in dem ganzen, von unserer Carbon-

flora europäischen Kolorits eingenommenen Areal verbreitet und häufig ist, findet sie sich in dem böhmischen Binnen-Becken nur selten, und sehr untergeordnet ist auch ihr Auftreten in den sächsischen Revieren.

Auch die in der Tabelle auf S. 385 neben *muricata* als allgemein verbreiteten Arten *acuta* und *Dernoncourtii* treten in manchen Revieren gar nicht und in anderen sehr untergeordnet auf.

Einzelheiten über die geographische Verbreitung der Arten finden sich in der oben erwähnten Monographie über die Gattung *Mariopteris*.

Auf die genauere Beschreibung der einzelnen Arten, welche sich ausführlich in der soeben genannten Abhandlung sowie auch in POTONÉ, Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzen, findet, muß ich hier verzichten. Ich gebe statt dessen eine Tabelle, in der ich versucht habe, zur leichteren Bestimmung und Differenzierung der einzelnen Arten diese nebeneinander mit kurzen charakteristischen Angaben und ihren Unterschieden zueinander aufzuführen.

26. Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung.

Von Herrn G. FLIEGEL.

Berlin, den 1. Juli 1913.

Die jahrzehntelang fast ausschließlich herrschend gewesene Anschauung von der Abrasion¹⁾ ehemaliger Festländer durch die über sie hinschreitende Brandungswooge des Meeres ist zum Teil durch allgemeine geologische Erwägungen, besonders aber durch die morphologischen Studien der neueren Zeit stark eingeschränkt und in vielen Fällen durch die Annahme einer subaerischen Abtragung ersetzt worden.

Jede solche Abtragung unter dem Einfluß der Atmosphärien ist mit einer intensiven Verwitterung verbunden

¹⁾ Ich verstehe unter „Abrasion“ ausschließlich marine Abtragung im Sinne v. RICHTHOFFENS (Führer für Forschungsreisende, 1886, S. 356), wie ich gegenüber der neuerdings stellenweise üblich gewordenen, weniger prägnanten Anwendung des Wortes betone.

und hat die Auflockerung des Gesteins durch mechanische und chemische Einflüsse zur Voraussetzung. Die Produkte der Verwitterung sind naturgemäß nur unter günstigen Umständen in Abtragungsresten erhalten und uns dann gleichsam fossil überliefert. Als Begleiterscheinungen der terrestrischen Abtragung sind sie in Zweifelsfällen für den Nachweis der Art der Abtragung von Bedeutung und wegen der Schlüsse interessant, die hinsichtlich der wirksam gewesenen Faktoren der Verwitterung, des Klimas usw. auf sie aufgebaut werden können.

Anregungen, die in dieser Beziehung das Rheinische Schiefergebirge bietet, glaube ich daher zur Sprache bringen zu sollen, zumal gerade hier der Anteil der Atmosphärien und des Meeres an der Abtragung stark umstritten ist. Sie gehen über das, was ich in der Literatur¹⁾ von solchen chemisch-geologischen Vorgängen angegeben finde, insofern hinaus, als sich hier sehr verschiedenartige Beobachtungen ergänzen und zu einem einheitlichen Bilde zusammenfügen. Besonders aber läßt der Schichtenverband, in dem wir die durch Verwitterung veränderten Gesteine vorfinden, wie wir sehen werden, bestimmte Rückschlüsse auf die Zeit der sub-aerischen Abtragung zu.

Unter den in Betracht kommenden Erscheinungen werde ich im folgenden die tiefgründige chemische Zersetzung unterdevonischer Grauwacken und Tonschiefer, Auslaugungserscheinungen im mitteldevonischen Massenkalk sowie endlich die Oxydations- und Cementationszone paläozoischer Erzgänge behandeln:

Eine überaus tiefgehende Verwitterung sandig-schieferiger Gesteine des Unterdevons, von Tonschiefern, Grauwacken, Sandsteinen und sogar von Quarziten, ist aus dem Rheinischen Schiefergebirge in neuerer Zeit von einer Reihe von Orten beschrieben worden. Die Tendenz der rein chemischen Zersetzung ist darauf gerichtet gewesen, alle löslichen Stoffe fortzuführen und als Endprodukte der Verwitterung allein Kieselsäure und Ton zurückzulassen. Die Verwitterung geht naturgemäß an verschiedenen Stellen, je nach der Art der zersetzenden Stoffe und je nach der Beschaffenheit des Gesteines, sehr verschieden weit; vielfach ist die ursprüngliche

¹⁾ U. a. weist E. KAISER in mehreren seiner Veröffentlichungen, wenn auch in aller Kürze, auf eine tiefgründige Verwitterung des Rheinischen Schiefergebirges in tertiärer Zeit hin, ebenso E. PHILIPPI (Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Diese Zeitschr. 62, 1910, S. 305) für das Thüringische Schiefergebirge.

Struktur des Gesteins noch gut sichtbar, und festere Gesteinsbrocken sind nicht selten erhalten. In anderen, sehr häufigen Fällen aber ist die Schichtung und Klüftung vollständig verloren gegangen, und es scheint ein homogener, ungeschichteter Ton anzustehen.

Durch E. KAISER lernte ich vor Jahren auf einer gemeinsamen Begehung einen solchen Ton in einer Grube der Gegend von Linz kennen; seine Zugehörigkeit zum Devon verriet sich eben nur an einem dünnen, den Ton steil durchsetzenden Quarzgang, der in einem tertiären Ton bekanntlich ausgeschlossen wäre.

Ähnlich beschreibt SCHNEIDERHÖHN¹⁾ eine „Sandgrube“ im Westerwalde, in der ein mit einigen Tonschieferbänken wechsellagernder Quarzit zu einem zerreiblichen Quarzsand mit tonigen Zwischenlagen zersetzt, als devonisch aber an einigen quer hindurchsetzenden Quarztrümmern zu erkennen ist.

Im übrigen sei auf die anschauliche Schilderung der Erscheinung durch H. RAUFF²⁾ aus dem Laacher See-Gebiet und durch A. FUCHS³⁾, der sie ebenso wie W. WOLFF⁴⁾ nahe dem Nordrande des Schiefergebirges eingehend studiert hat, verwiesen.

Als eine Folge dieser tiefgründigen chemischen Verwitterung und damit als ein indirekter Beweis für sie ist hier auch im Anschluß an E. KAISER⁵⁾ die Kalkarmut und das vollständige Vorherrschen der überwiegend von zerstörten rheinischen Quarzgängen herrührenden Milchquarzgerölle in den „Quarzigen Liegenden Schichten“ und in den pliocänen Kieseloolithschottern zu nennen.

Sodann betone ich, daß unter dem, was in der Literatur als „Tonige Liegende Schichten“ des Siebengebirges beschrieben

¹⁾ H. SCHNEIDERHÖHN: Die nichtbasaltischen Eruptivgesteine zwischen Wirges, Boden und Ettinghausen im südwestlichen Westerwalde. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1909, Bd. 30, II, S. 251.

²⁾ H. RAUFF, E. KAISER, G. FLIEGEL: Bericht über die Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft nach der Versammlung in Coblenz, August 1906. Diese Zeitschr. 1906, Monatsber. S. 267.

³⁾ A. FUCHS: Erläuterungen zu Blatt Rheinbach der geologischen Karte von Preußen, Lief. 144, Berlin 1910, S. 16.

⁴⁾ W. WOLFF: Erläuterungen zu Blatt Euskirchen der geologischen Karte von Preußen, Lief. 144, Berlin 1910, S. 22. — Ders.: Zur Kenntnis von Tertiär und Diluvium am Niederrhein. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1904, Bd. 25, Berlin 1905, S. 550.

⁵⁾ E. KAISER: Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1907, Bd. 28, Berlin, S. 89.

ist, manches sicher nicht Tertiär, sondern tiefgründig verwittertes Devon ist. Bezeichnend sind in dieser Hinsicht¹⁾ die Aufschlüsse in den großen Quarzitgruben von Lannesdorf bei Mehlem. Bei einem Besuch im Sommer 1912 sah ich hier in einer der größten Gruben ein wohl 15 m mächtiges Lager von feuerfestem, d. h. eisenarmen Ton im Abbau, das zwar im allgemeinen frei von festen Gesteinsbrocken war, aber doch eben noch die mit etwa 70° einfallenden Schichten des in situ befindlichen Unterdevons erkennen ließ. Das ganze ist ungleichförmig von horizontal liegendem, tertiärem Quarzit, teils Kiesel sandstein, teils Kieselkonglomerat, überlagert; darüber folgt Trachyttuff. Der Quarzit bildet also nach der von LASPEYRES aufgestellten Nomenklatur die „Quarzitigen Liegenden Schichten“, während der darunter folgende feuerfeste Ton die Position der Tonigen Liegenden Schichten einnimmt, obwohl er nicht Tertiär, sondern Devon ist.

Da der Trachyttuff an die Grenze von Oligocän und Miocän zu stellen ist, der Quarzit aber zur Vallendarer Stufe, also zum Oberoligocän, gehört, so lernen wir hier einen Fall kennen, in dem der allgemein in die Tertiärzeit verlegte Vorgang tiefer chemischer Verwitterung zeitlich genauer zu umgrenzen ist: Die Vertonung der devonischen Schichten hat spätestens mit der Überdeckung durch oberoligocäne Flußkiese und -sande ihr Ende gefunden. Das Rheinische Schiefergebirge ist in der vorangehenden Zeit Festland gewesen. Seine Abtragung geschah, wie die tiefreichende, unter günstigen Umständen lokal erhaltene Verwitterungsdecke zeigt, subaerisch.

Ähnliche Verhältnisse offenbaren sich im südöstlichen Randgebiet des Schiefergebirges, denn nach KAISER und MEYER²⁾ werden im Vogelsberg derartig tief zersetzte ältere Gesteine von Basalt überlagert. —

Als ein weiteres Zeichen chemischer Tiefenverwitterung sind sodann Auslaugungserscheinungen in mitteldevonischem Massenkalk zu besprechen:

Es ist bekannt, daß im rechtsrheinischen Massenkalk des Bergischen und des Sauerlandes Höhlen keine Seltenheit sind, und daß eine große Zahl der im Laufe der Jahre in diesem Gebiet gemachten Funde diluvialer Säugetiere aus solchen Höhlungen und aus erweiterten Klüften des Kalksteines

¹⁾ H. LASPEYRES: Das Siebengebirge am Rhein. Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinl. 57, 1910, S. 530.

²⁾ E. KAISER u. H. L. F. MEYER: Der Untergrund des Vogelsberges. Niederrhein. geol. Verein 1913, S. 38.

stammen. Sie scheiden, weil ihre Entstehung in zahlreichen Fällen sichtlich mit dem Prozeß der quartären Talbildung in Beziehung steht, bei unserer Betrachtung aus. Auch die Fundgrotte des Neandertaler Menschen bietet nichts Besonderes. Der Versuch, sie ins Tertiär zu versetzen, war ein Versuch mit untauglichen Mitteln, den H. RAUFF¹⁾ seinerzeit treffend widerlegt hat.

Auch den Fund von Cetaceenknochen in einer Spalte des Massenkalkes von Iserlohn, über den H. LOTZ²⁾ berichtet hat, und den ich geneigt bin, auf marines Oberoligocän zu beziehen, beweist nicht ohne weiteres die Ausfüllung alttertiärer Auslaugungstrichter durch oligocäne Meeresablagerungen; denn die betr. Schichten sind allem Anschein nach über dem Kalkstein ausgebreitet gewesen und in die später ausgelaugten Hohlräume hinabgestürzt oder eingeschwemmt worden.

Leider läßt sich auch das Vorkommen von Septarienton auf dem Kohlenkalk von Ratingen³⁾ nach den dürftigen Angaben in der Literatur so lange nicht in dieser Richtung verwerten, als nicht neue Aufschlüsse den Ton in situ in Dolinen des Kohlenkalkes zeigen.

Dagegen konnte ich in der Gladbacher Kalkmulde im Osten von Köln Beobachtungen machen, die für die genauere zeitliche Festlegung der besprochenen Umwandlungsvorgänge von Bedeutung sind:

In den in seiner Hauptmasse dem westfälischen Massenkalk äquivalenten Gladbacher („Paffrather“) Kalk sind allenthalben von jüngeren Ablagerungen erfüllte rinnenförmige Vertiefungen, Trichter und Schlotten eingesenkt, die in dem höhergelegenen, östlichen Teil der Mulde mehr vereinzelt auftreten, näher am Rheintal sich aber zu so ausgedehnten wannenförmigen Hohlformen zusammenschließen, daß der Kalkstein nur in vereinzelt Buckeln aus der Decke jüngerer Ablagerungen hervortaucht.

Alle diese Hohlformen sind meist auch dort, wo oberflächlich quartäre Bildungen, Dünen sand oder Terrassenkiese, verbreitet sind, von tertiären Ablagerungen, nämlich von Quarzkies, Quarzsand oder von Ton, erfüllt.

Auch Braunkohlen treten darin auf, in einigen engen Trichtern bei ganz geringer Flächenausdehnung 20—30 m

¹⁾ H. RAUFF: Über die Altersbestimmung des Neandertaler Menschen. Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinl. 60, 1903, S. 32.

²⁾ H. LOTZ: Über marines Tertiär im Sauerlande. Diese Zeitschr. 54, 1902, Mon.-Ber. S. 14.

³⁾ v. DECHEN: Rheinland-Westfalen, II, S. 671.

mächtig, in größerer Verbreitung, jedoch nur wenige Meter stark, innerhalb der weiten, in den Massenkalk eingesenkten Wannen. Leider fehlen hierin zurzeit alle Aufschlüsse.

In verschiedenen kleineren, nicht tiefen Auslaugungstrichtern, die ich sah, kann von einer bestimmten Schichtfolge nicht die Rede sein. Die einzelnen Bildungen lösen sich wirr ab, und die Schichten sind in mannigfacher Weise gestört, wie man es nicht anders erwarten kann, wenn die Auslaugung des unterlagernden Massenkalkes gleich alt oder jünger als die Sedimentation ist.

Eine besondere Bedeutung haben demgegenüber die großen Aufschlüsse an der Flora zwischen Bergisch-Gladbach und Paffrath. Hier ist links (südwestlich) der Straße der bis zu ihrem Niveau heraufreichende Massenkalk seinerzeit in ausgedehnten Gruben abgebaut worden. Rechts der Straße ist er an einigen Stellen ebenfalls noch sichtbar, um unvermittelt an tertiärem Sande abzuschneiden — die mit etwa 70° einfallende Anlagerungsfläche ist sehr schön aufgeschlossen; erst am Grunde der hier in Betrieb befindlichen zahlreichen tiefen Sand- und Tongruben kommt der Kalkstein da und dort von neuem zum Vorschein. Da er auf der drübigen Seite wieder in der normalen Höhenlage auftritt, handelt es sich um eine tiefe und dabei sehr ausgedehnte Doline, in deren im übrigen horizontaler Sohle einige beim Abbau freigelegte Rippen von Kalkstein etwas höher emporragen.

Die Auskleidung des Trichters wird durch graue, tiefdunkle bis schwarze Tone ohne sichtbare Schichtung gebildet; hin und wieder führen sie verkieselte Steinkerne von *Stringocephalus Burtini*. Ihre Mächtigkeit ist, da das Liegende meist nicht erreicht ist, unbekannt; an einigen Stellen haben sie 5 m. Sie sind jedenfalls als die in den Senken des Geländes zusammengeschwemmten, fast noch in situ befindlichen Auslaugungsrückstände des Massenkalkes aufzufassen.

In mehreren Aufschlüssen folgt über ihnen ein 3—5 m starker, rötlich violetter, toniger Feinsand, wobei die Schichtung deutlich sichtbar wird. Ton- und Sandschichten sind stark gestört, schräg gestellt, auch mehrfach von Klüften durchsetzt, die vom Hangenden her mit Kies erfüllt sind.

Mit scharfer, schwach welliger und dabei fast horizontaler Grenze folgt nach oben zu eine rund 10 m mächtige Quarzsandstufe. Sie besteht aus weißem bis gelblichem und dann eisenschüssigem, schwach glimmerigem Quarzsand, zeigt an der Basis ein bis zu 1 m starkes Brandungsgeröll, weiter oben ein oder mehrere dem Sand eingelagerte Bänkchen von Quarz-

kies mit löcherigen Feuersteingeröllern, und weiter im Hangenden eine muschelführende Sandschicht mit bezeichnenden oberoligocänen Formen.

Die Auflagerung auf der unteren Stufe ist dort, wo diese, wie beschrieben, aus tonigen und sandigen Schichten besteht, die Lagerungsverhältnisse also klar sind, deutlich diskordant.

Hinsichtlich der Lagerungsform des Oberoligocäns ist besonders bemerkenswert, daß dieses zwar in einigen Gruben nicht frei von Störungen ist, so daß hier die Auslaugung des Kalksteins auch nach seiner Ablagerung noch weiter fortgeschritten ist; gerade in denjenigen Gruben aber, wo die ungleichförmige Auflagerung unverkennbar ist, liegt es völlig söhlig und ungestört.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, daß die durch Sickerwasser bewirkte Auslaugung des Massenkalkes von Bergisch-Gladbach zu einem erheblichen Teile nicht ein der Talbildung parallel sich vollziehender, bis in die Gegenwart anhaltender Vorgang ist, sondern vielmehr in die Zeit vor der Ablagerung des marinen Oberoligocäns zu versetzen ist. Berücksichtigen wir dabei, welche erheblichen Kalksteinmassen abgetragen werden mußten, ehe das Tiefste der Auslaugungstrichter mit Ton von einiger Mächtigkeit erfüllt sein konnte, so erscheinen die nacholigocänen Auswaschungen, die sich an einer Anzahl von Stellen in örtlichen Schichtenstörungen der oligocänen Sande andeuten, als Nachklänge jenes großartigen Vorganges: Die Auswaschung war zur Zeit der oberoligocänen Meerestransgression größtenteils beendet.

Sie fiel zeitlich genau mit der besprochenen Vertonung unterdevonischer Schichten zusammen; denn die verkieselten Sandsteine und Kiese der Vallendarfer Stufe, die dort die vertonten Grauwacken überdecken, entsprechen völlig¹⁾ den Geröllagen, die hier in den Meeressand eingeschwemmt sind. Demnach haben wir einen weiteren Beweis dafür, daß im Rheinischen Schiefergebirge eine Periode subaerischer Abtragung vor der oberoligocänen Zeit herrschte.

Auch im Massenkalk von Elberfeld treten derartig tiefe Auslaugungstrichter auf. Der sie im wesentlichen füllende Quarzsand muß aber mit hoher Wahrscheinlichkeit zum Mittelmiocän gestellt werden, da er Lagen von ausgezeichnet gerollten

¹⁾ G. FLIEGEL: Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tieflande. Diese Zeitschr. 63, 1911, Mon.-Ber. S. 520.

„Feuersteineiern“ führt, und auch E. WALDSCHMIDT¹⁾ bei seiner Beschreibung keine Funde oligocäner Versteinerungen erwähnt. Diese Dolinen lassen also bei der Ermittlung der Entstehungszeit einen weiten Spielraum. Die WALDSCHMIDTsche Vermutung eines eocänen Alters der „Dolinenlandschaft“ wird jetzt aber durch meine Beobachtungen bei Bergisch-Gladbach (siehe unten, S. 401) im wesentlichen bestätigt. —

Weitere Schlüsse, die über dieses Ergebnis hinausgehen, gestattet die Umwandlungszone rheinischer Erzgänge, wenn wir ihre Lage zum Grundwasserspiegel berücksichtigen.

Bekanntlich erreicht die Oxydationszone nach der Tiefe zu dort ihr Ende, wo das Grundwasser das tiefere Niedersinken der oxydierenden und auslaugenden Sickerwasser unmöglich macht. Der Grundwasserspiegel gilt dabei im allgemeinen als die untere Grenze der Oxydationszone. In ihr angereicherte Erze setzen unter ihn erfahrungsgemäß oft nicht hinab. Vorratsberechnungen, bei denen solche sekundären Erzanreicherungen zu berücksichtigen sind, müssen vorsichtigerweise den Grundwasserspiegel als die untere Grenze der Oxydations- und Cementationszone betrachten, wobei der Begriff „Grundwasserspiegel“ allerdings nicht gar zu wörtlich genommen werden darf. Er wird sich hier ungefähr mit dem Niveau der benachbarten Täler decken, da die niedersinkenden Wässer ihren Sauerstoff- und Kohlensäuregehalt in dieser Tiefe im allgemeinen abgegeben haben werden.

Daß diese Anschauungen nicht allgemeine Gültigkeit haben, zeigen nun Beobachtungen in einigen unserer besterforschten Erzbergbaugebiete, wo die Oxydationszone vom Grundwasserspiegel unabhängig ist, indem sie zwar gelegentlich in ganz geringer Tiefe endet, an anderen Stellen und selbst bei unmittelbar benachbarten Vorkommen aber bis tief unter die von den Sickerwassern durchflossene äußerste Haut der Erdrinde hinabreicht.

BORNHARDT²⁾ ist in seinem klassischen Werk über die Siegener Eisensteingänge diesen Verhältnissen näher nach-

¹⁾ E. WALDSCHMIDT: Dolinen im mitteldevonischen Kalk bei Elberfeld. Jahresber. des Naturwissenschaftl. Vereins in Elberfeld, H. 10, 1903.

²⁾ W. BORNHARDT: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. — Teil I: Archiv für Lagerstättenforschung, H. 2, Berlin 1910, S. 266—308; Teil II, ebenda, H. 8, 1912, S. 428—433. — Derselbe: Die Erzvorkommen des Rheinischen Schiefergebirges. Metall und Erz, 1912/13, H. 1. — Vgl. auch über ähnliche Beobachtungen an anderen Orten: STELZNER-BERGEAT: Erzlagerstätten, 1905/06, S. 543—44.

gegangen. Er führt eine überraschend große Zahl von Fällen aus dem Siegerlande und dessen weiterer Umgebung an, die alle das gemein haben, daß Spateisenstein nicht nur in derben Brauneisenstein, sondern auch in Braunen Glaskopf umgewandelt ist, der als rindenartiger Überzug oder als Füllung in den den derben Brauneisenstein unterbrechenden Hohlräumen in tropfsteinähnlichen Massen auftritt.

Am auffälligsten ist in dieser Hinsicht das von ihm angeführte Beispiel der Grube Friedrichsseggen bei Ems, wo bis zu 550 m unter dem Ausgehenden (= 380 m unter Stollensohle = 265 m unter dem Spiegel der Lahn bei Ems) noch Brauneisenstein in stalaktitischer Form in der ganzen Gangmächtigkeit und auf große streichende Erstreckung ansteht.

Auch Grube Bollnbach bei Herdorf ist sehr bemerkenswert: Auf der 357 m-Sohle tritt noch viel Brauneisenstein von tropfsteinähnlicher Form auf; auf der 397 m-Sohle ist er zwar zu Ende, sie weist aber zahlreiche ausgelaugte Hohlräume im Spateisenstein auf.

Da diese tropfsteinähnlichen Brauneisensteine, wie BORNHARDT betont, nur aus verdunstenden Sickerwassern, also in luftgefüllten Hohlräumen, ausgeschieden sein können, muß der benachbarte Teil des Gebirges s. Z. über dem Grundwasserspiegel gelegen haben und kann erst nach der Entstehung der mächtigen Umwandlungszone in das heutige tiefe Niveau herabgesunken sein. Zu demselben Schluß führt das vielfach — wie z. B. auf Grube Bollnbach — beobachtete Vorkommen von Auslaugungsräumen in einer unter der Oxydationszone folgenden Auslaugungsregion: Sickerwasser haben beim Durchwandern der oberen Gangteufen ihren Sauerstoff in der Oxydationszone abgegeben, können daher in größerer Tiefe nicht mehr oxydierend, sondern nur noch auflösend wirken, zumal wenn sie Kohlensäure aufgenommen haben. —

Im Aachener Bezirk sind die sulfidischen Blei- und Zinkerze bekanntlich im allgemeinen an den Kohlenkalk gebunden. Die erzeichen Lösungen sind auf den Querspalten zugewandert und haben sich an diesen sowie von ihnen ausgehend entlang den begrenzenden sandig-schiefrigen Schichten des Oberdevons und des Produktiven Carbons an die Stelle des Kalksteins gesetzt. Sie füllen dabei vielfach Hohlräume im Kalkstein aus, und zeigen durch ihren schaligen Bau („Schalenblende“) und durch ihre tropfsteinähnlichen Formen, daß sie aus verdunstenden Lösungen ausgeschieden worden sind.

BORNHARDT¹⁾ schreibt in dieser Hinsicht: „Zugleich geht aus den Nachrichten hervor, daß ein erheblicher Teil des Erzinhalt bis in die größten, durch den Bergbau erreichten Teufen, die z. T. auf Hunderte von Metern unter den natürlichen Grundwasserstand hinabgehen“ — bei Grube Schmalgraf und Diepenlinchen bis zu 175 und 250 m —, „schaligen Bau und stalaktitische Formen aufweist, woraus mit Sicherheit zu schließen ist, daß zum mindesten dieser Teil der Erze in offenen Hohlräumen oberhalb des Grundwasserspiegels aus niedersickernden und niedertröpfelnden Wassern ausgeschieden worden ist. Während in den oberen Teufen der Vorkommen Galmei vorherrscht, finden sich beim tieferen Niedergehen nur sulfidische Erze, die größtenteils aus einem lagenförmigen Wechsel von Schalenblende, Bleiglanz und Markasit bestehen.“

Wir kommen demnach für den Aachener Bezirk aus der Lage dieser „Cementationszone“ zum Grundwasser zu dem gleichen Ergebnis wie vorher für das Siegerland: Das Gebirge muß nachträglich in das jetzige tiefe Niveau versenkt worden sein.

Herrn BORNHARDT danke ich sodann den Hinweis, daß die ebenfalls an Kalkstein gebundenen Blei- und Zinkerzorkommen von Schwelm, Brilon und Iserlohn nicht nur ganz den gleichen, wesentlich durch Galmei und vor allem durch Schalenblende bezeichneten Lagerstättentypus darstellen, sondern ebenfalls eine heut tief im Grundwasser liegende Cementationszone besitzen. So haben die auflässigen Iserlohner Gruben seinerzeit Teufen von 150—180 m erreicht.

Da der Grundwasserspiegel von der Tiefe der Täler und damit letzten Ortes von der Erhebung des Gebirges über dem Meeresspiegel abhängt, so ergibt sich der Schluß, daß alle die genannten Gebiete sich einst in relativ größerer Meereshöhe befunden haben. BORNHARDT nimmt an, daß die betreffenden Ganggebiete in einer bestimmten Epoche der geologischen Vergangenheit zufolge gebirgsbildender Vorgänge eine höhere Lage, als Horste emporragend, eingenommen haben, so daß die hierin aufsetzenden Gänge im Gegensatz zu anderen bis zu ungewöhnlicher Tiefe von den Sickerwassern oxydiert und umgewandelt werden konnten.

Er legt dabei — sicherlich mit Recht — besonderen Wert darauf, daß das Land gebirgig war, weil es nur in einer zertalten Gebirgslandschaft denkbar ist, daß die Niederschläge, bevor sie in den tief eingeschnittenen Tälern als

¹⁾ W. BORNHARDT: a. a. O., Teil II, S. 194.

Quellen wieder austreten, bis zu großer Tiefe in den zwischen den Tälern hoch aufragenden Gebirgsrücken versickern und die Erzgänge umwandeln. Dabei ist er geneigt, die gebirgsbildenden Vorgänge mit der jüngsten Gruppe der Störungen DENCKMANN'S, mit den meridionalen Brüchen, in ursächlichen und zeitlichen Zusammenhang zu bringen.

Diese Vorstellung schließt naturgemäß die weitere nicht aus, daß sich das Festland als Ganzes relativ gehoben hat; ja diese Annahme erscheint mir bei der großen Verbreitung der Erscheinung und auch deshalb notwendig, weil tief eingeschnittene Täler ja immer erst — wenn auch tektonisch bedingt — durch die Erosion des fließenden Wassers geschaffen werden. Dazu aber ist wieder ein beträchtlicher Höhenunterschied zwischen Festland und Meer Voraussetzung.

Wir gelangen damit zu der Vermutung, daß die an einer großen Anzahl rheinischer Erzgänge beobachtete tiefreichende Umwandlungszone eine gemeinsame Eigenschaft aller Gänge war, die dort durch spätere Abtragung wieder verschwunden ist, wo einzelne Schollen in einer nachfolgenden Periode sinkenden Festlandes in der Senkung zurückgeblieben sind. Wir müssen also mit dem Vorhandensein bzw. der Entstehung eines Gebirges in älterer Zeit und mit einer nachfolgenden Senkungsperiode rechnen.

Suchen wir diese tektonischen Vorgänge zeitlich festzulegen, so sind zunächst die diesbezüglichen Angaben von KLOCKMANN und besonders von BORNHARDT von Bedeutung.

Ersterer¹⁾ spricht für die Erzvorkommen der Aachener Gegend in sehr vorsichtiger Weise „der mit der Tertiärzeit hervortretenden Schaffung der heutigen Oberflächen- und Grundwasserhältnisse einen wesentlichen Einfluß auf die Umgestaltung und Umformung der Lagerstätten“ zu.

BORNHARDT²⁾ kommt für die tiefreichende Oxydationszone der Siegerländer Gänge und für die Cementationszone der Aachen-Briloner Erze zu einer gleichzeitigen Entstehung „in weiter zurückliegender, spätestens tertiärer Zeit“. Von entscheidender Bedeutung ist dabei die Tatsache, daß tertiärer Basalt an der damals schon vorhandenen Brauneisenzone von Spateisensteingängen Kontaktwirkungen hervorgerufen hat.

Speziell hinsichtlich der Cementationszone der Blei-Zinkerzvorkommen in den Massenkalkgebieten ist die andere von

¹⁾ F. KLOCKMANN: Die Erzlagerstätten der Gegend von Aachen. Festschr. XI. Allgem. Deutsch. Bergmannstag zu Aachen. Berlin 1910. II, S. 15.

²⁾ W. BORNHARDT: a. a. O., I, S. 307, II, S. 169.

ihm angeführte¹⁾, seinerzeit von v. HUENE²⁾ veröffentlichte Beobachtung sehr wichtig, daß sich in den Dolinen des Massenkalkes von Bergisch-Gladbach, und zwar im Felde Humboldt, scharfkantige Stücke von Schalenblende, Bleiglanz und Schwefelkies in braunkohleführendem Letten gefunden haben, woraus geschlossen wird, daß die Cementationszone, aus der diese Bruchstücke stammen, schon „vor Ablagerung der nieder-rheinischen Braunkohlenformation“ vorhanden gewesen ist.

Man wird diesen Ausführungen insofern beistimmen müssen, als die von v. HUENE beobachteten Vorkommen von traubiger und drusiger Schalenblende und von Galmei beweisen — obwohl etwas derartiges in diesem Gebiet anscheinend nie wieder beobachtet worden ist —, daß im Bereich der Gladbacher Kalkmulde Erze von dem beschriebenen Aachen-Briloner Typus angestanden haben und bis auf die bescheidenen, ins Tertiär verschwemmten Bruchstücke bei der allgemeinen Abtragung des Gebirges zerstört worden sind. Ebenso steht dann fest, daß die ehemals vorhanden gewesene Cementationszone dieser Erze älter als die Braunkohlen von Gladbach sein muß, die allerdings mit der untermiocänen Braunkohlenformation des Niederrheins nicht ganz identisch sind.

Bei dem Mangel an Aufschlüssen ist das Alter dieser Braunkohlen bisher nicht so einwandfrei zu klären gewesen, wie ich es wohl wünschte. Ich halte sie vorläufig für das Äquivalent der marinen Schichten des Oberoligocäns³⁾ und lasse offen, ob und wie weit ihre Bildung noch ins Miocän hineinreicht.

Jedenfalls decken sich die BORNHARDT'schen Schlußfolgerungen hinsichtlich der Zeit, in der die Cementationszone spätestens entstanden sein muß, völlig mit dem Ergebnis, zu dem ich oben hinsichtlich des Alters der Dolinen gekommen bin, in denen die Bruchstücke von Schalenblende gefunden worden sind. Eine wesentlich engere Umgrenzung der Zeit könnte sich allerdings dann ergeben, wenn sich etwa herausstellen sollte, daß die tiefen Letten ebenfalls bereits Braunkohlen führen. —

Im folgenden soll nun dem Alter der Erscheinung auf einem anderen Wege nachgegangen werden, indem wir die

¹⁾ W. BORNHARDT: a. a. O., II, S. 195.

²⁾ v. HUENE: Das Vorkommen von Galmei, Blende, Bleierz, Schwefelkies und Braunkohle bei Bergisch-Gladbach. Diese Zeitschr. 4, 1852, S. 571.

³⁾ G. FLIEGEL: Aufnahmebericht zu den Blättern Mülheim a. Rh. und Hitdorf im Jahre 1911. Jahrb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1911.

Auffassung von einer Hebungs- und einer nachfolgenden Senkungsperiode des Schiefergebirges in das Bild hineinzubringen versuchen, das wir uns aus anderen geologischen Erwägungen heraus von der Entstehung des Rheinischen Schiefergebirges machen. Da ergibt sich, daß sie jedenfalls nicht in die jüngere geologische Vergangenheit hinein paßt, für die die Entwicklung des Schiefergebirges in zufriedenstellender Weise geklärt ist, in das Jungtertiär und das Quartär:

Am Ausgange der Oligocänzeit war das Rheinische Schiefergebirge ein erloschenes Gebirge, das zwar die intensive varistische Faltung in seinem inneren Bau bewahrt hat, den Namen eines Gebirges aber morphologisch nicht mehr verdient. Denn nur als flacher Schild tauchte es mit sanftem Anstieg aus dem Nordmeer empor, um ebenso flach zu dem Meerbusen des Mainzer Beckens abzufallen. Das Gebirge war fast bis zum Niveau des Meeres eingebnet.

Mit dem in der Miocänzeit einsetzenden Meeresrückzug nach Norden und der gleichzeitig beginnenden Aussüßung des Mainzer Beckens wächst das Schiefergebirge allmählich höher aus dem Meere heraus und wird zu dem Horstgebirge, als welches wir es heute vor uns sehen. Dabei lehrt uns der Prozeß der Talbildung, der für den Rhein durch zahlreiche Einzeluntersuchungen vom Beginn der Pliocänzeit an fortlaufend bis zur Gegenwart verfolgt worden ist, daß in der Heraushebung des Gebirges wohl Ruhepausen zu beobachten sind, nirgends aber eine Umkehr ins Gegenteil: Der gegenwärtige Zustand ist der Höhepunkt dieser Entwicklung.

Für ein Absinken des ganzen oder derjenigen Teilgebiete des Schiefergebirges, in denen Erzgänge mit einer besonders mächtigen Umwandlungszone aufsetzen, in ein Hunderte von Metern tieferes Niveau, fehlt daher in der geologischen Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges im Jungtertiär und im Quartär ganz und gar der Raum, weil ja die Heraushebung bis in die Gegenwart hineinreicht.

Wir kommen aus diesen allgemeinen Betrachtungen über die geologische Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges heraus zu der Überzeugung, daß die heute unter dem Grundwasser liegende Umwandlungszone solcher Erzgänge vor der im Miocän einsetzenden großen Hebungsperiode entstanden ist und auch vor dieser Zeit bereits ins Grundwasser versenkt war.

Dieses Ergebnis deckt sich völlig mit der oben festgestellten Tatsache, daß die Periode tieferreichender chemischer Verwitterung der sandig-schiefrigen Gesteine des Paläozoicums

und intensiver Auslaugung des Massenkalkes spätestens im Oligocän ihr Ende fand.

Wir werden daher geneigt sein, alle diese chemisch-geologischen Vorgänge als eine einheitliche Erscheinung zu betrachten, und werden sie in dieselbe Periode der geologischen Vergangenheit versetzen. Die scheinbar so verschiedenen Äußerungen der atmosphärischen Einwirkung beruhen im Grunde genommen nur auf den Unterschieden der betroffenen Gesteine, sowie darauf, daß bei den Erzgängen die Zerklüftung und Zerrüttung des Gebirges, wie wir mit BORNHARDT annehmen, die Wasser in größere Tiefen versickern ließ, so daß hier die chemische Umwandlung nach der Tiefe zu gleichsam voraus-eilen konnte.

Hat diese Periode spätestens im Oligocän ihr Ende gefunden, so ist damit doch noch keine befriedigende positive stratigraphische Festlegung gegeben. Durch die folgende Überlegung wollen wir ihr näherzukommen suchen:

In der Mehrzahl der Fälle ist zweifellos jede Spur der ursprünglichen Verwitterungsdecke — zu ihr gehört ja auch die Umwandlungszone der Erzgänge — durch die Abtragung während der jungtertiären und quartären Zeit wieder ausgelöscht worden. Zu ihrer Erhaltung ist, abgesehen von anderen günstigen Umständen, in jedem Falle erste Vorbedingung, daß die tiefgründig verwitterten Gebirgsteile in der Zeit der oligocänen Meerestransgression unter den Meeresspiegel oder wenigstens unter das Niveau des schützenden Grundwasserspiegels versenkt worden sind. Die Vorgänge chemisch-geologischer Umwandlung selbst sind daher in eine noch vor der Transgression liegende ältere Zeit zu versetzen.

Diese oligocäne Transgression¹⁾ nimmt bekanntlich, wie im übrigen Norddeutschland, so auch am Rhein bereits im Mitteloligocän ihren Anfang. Sie macht sich in gleicher Weise in der Gegend von Aachen, also am Nordabfall des Hohen Venns bzw. der Ardennen, in der Niederrheinischen Bucht und im rechtsrheinischen Gebiet bemerkbar und ergreift sogar das südliche und südöstliche Randgebiet des Schiefergebirges, da hier der Septarienton aus der Kasseler Gegend bis ins Mainzer Becken reicht.

Leider haben wir, wie ich anderweitig¹⁾ ausführlich dargelegt habe, bisher kein genügend klares Bild von den Wan-

¹⁾ G. FLIEGEL: Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär usw., a. a. O.

derungen, die die Küstenlinie in der Nachbarschaft des Rheinischen Schiefergebirges im Unteroligocän, im Eocän und Paleocän durchgemacht hat. Alles in allem ist es bei wesentlich geringerer Meeresausdehnung das Bild eines wiederholten Vordringens und Zurückweichens. Denn braunkohleführende Schichten sind neben marinen Ablagerungen und Brandungsgeröllen in verschiedenen Stufen des ältesten Tertiärs am Niederrhein nachgewiesen. Das Rheinische Schiefergebirge ist in dieser Zeit Festland gewesen und hat wesentlich höher über den Meeresspiegel aufgeragt als nach Beginn der mitteloligocänen Transgression.

Die beschriebenen chemisch-geologischen Vorgänge müssen also, wie wir nunmehr aussprechen können, mindestens bis ins älteste Tertiär, ins Eocän und Paleocän, zurückverlegt werden, wobei der Anfangspunkt der Erscheinung noch offen ist. In dieser Hinsicht ist folgendes zu beachten: Die Umwandlungszone ist bisher bei den Erzgängen bis zu rund 500 m Tiefe nachgewiesen, und man muß annehmen, daß die oberen Gangteufen nach erfolgter Umwandlung in demselben Maße wie das Gebirge selbst bereits wieder abgetragen worden sind. In gleicher Weise können wir die heutigen Auslaugungstrichter des Massenkalkes nur als eine Resterscheinung sehr viel größerer Vorgänge ansehen. Dadurch wird es möglich, daß die Entstehung vielleicht bereits vor der Tertiärzeit ihren Anfang genommen hat.

Nun kennen wir nahe dem Nordrande des Schiefergebirges von mesozoischen Ablagerungen nur solche der Trias und des Lias sowie des Senons. Die die Trichter des Massenkalkes von Bergisch-Gladbach füllenden oberoligocänen Sande führen in ihren Gerölllagen löcherige, nur wenig transportierte und daher aus nicht großer Entfernung eingeschwemmte Feuersteingerölle, die mir die ehemalige Verbreitung senoner Schichten von Belgien und Aachen her bis über Köln hinaus zu erweisen scheinen. Das Fehlen anstehender Kreide in den Massenkalktrichtern, das wir bisher annehmen müssen, ist dann so zu deuten, daß die Auslaugungerscheinungen jünger, d. h. erst nach Abtragung des Senons¹⁾, entstanden sind.

¹⁾ Über das Vorkommen von Galmei und Schalenblende bei Blankenroda, unweit Stadtberge, in cenomanem Pläner, und das sich daraus möglicherweise ergebende nachcenomane Alter der Umwandlung der Erzgänge siehe BORNHARDT, a. a. O., Teil II, S. 197.

Die in den Dolinen im Liegenden des Oberoligocäns auftretenden Tone und Sande gehören dann ins Eocän¹⁾, und die Periode tiefer chemischer Verwitterung steht in engem Zusammenhang mit der erneuten Hebungszeit des Schiefergebirges, die mit dem allgemeinen Meeresrückzug am Ende der Kreidezeit einsetzt.

Ich trage jedoch vorläufig noch Bedenken, in diesem Ergebnis, das von der Auffassung BORNHARDTS hinsichtlich der Erzgänge wohl kaum abweicht, einen absolut zwingenden Beweis zu sehen, wenngleich ein hoher Grad von Wahrscheinlichkeit vorhanden ist.

Bei der endgültigen Stellungnahme spielt, solange keine neuen tatsächlichen Beobachtungen vorliegen, die Vorstellung eine Rolle mit, die man sich von dem Zustande des Schiefergebirges in mesozoischer Zeit macht. Die Rheinische Masse ist an ihrem Rande und in einem bestimmten Teilgebiete, dem Westeifeler Graben, vom Trias- und Liasmeere, bedeckt gewesen; es ist aber keineswegs feststehend²⁾, daß diese Meeresbedeckung sich über das ganze Schiefergebirge erstreckt hat. Jedenfalls ist dieses in jungmesozoischer Zeit Festland gewesen. Denn die senonen Schichten von Aachen³⁾ lassen in ihrer faziellen Entwicklung und ihren speziellen Lagerungsverhältnissen die Schwankungen der in der Nähe liegenden Meeresküste deutlich erkennen. Daß das Meer der Senonzeit nur den äußersten Rand des Schiefergebirges berührte, geht auch daraus hervor, daß die oberoligocänen und pliocänen Kiese, soweit sie innerhalb des Gebirges auftreten, frei von Feuersteingeröllern sind.

Infolge dieser Erwägungen erscheint es immerhin denkbar, daß die Verwitterungsrinde des devonischen Gebirges teilweise vielleicht schon in vorsenoner Zeit zur Ausbildung gelangt ist, und daß die fürs Ende der Kreidezeit und im Alttertiär nachgewiesene Periode tiefer chemischer Verwitterung mit ihren Anfängen weiter ins Mesozoicum zurückreicht. —

Aber noch nach einer anderen Richtung hin eröffnet uns die Beschäftigung mit den erhalten gebliebenen Abtragungs-

¹⁾ Die in den Trichtern des Massenkalkes von Bergisch-Gladbach verbreiteten Brauneisensteine entsprechen demnach stratigraphisch den Bohnerzen des Oberrheingebietes und der Schweiz.

²⁾ G. FLIEGEL: Zum Gebirgsbau der Eifel. Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinl. 68, 1911.

³⁾ E. HOLZAPFEL: Die Geologie des Nordabfalles der Eifel usw. Abhandl. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., 66, Berlin, 1910, S. 111.

resten tiefgründiger chemisch-geologischer Vorgänge einen interessanten Ausblick:

Trotz der seit dem Beginn des Miocäns anhaltenden allmählichen Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges sind die Auslaugungserscheinungen im Massenkalk nur stellenweise und jedenfalls nicht beträchtlich weitergeschritten. Ebenso war, wie auch BORNHARDT annimmt, die Umwandlungszone der Siegener Spateisensteingänge schon damals im wesentlichen in ihrer heutigen Ausdehnung vollendet. Daß die chemisch-geologischen Vorgänge in dieser langen Zeit die Umwandlungs- und Auslaugungszonen nicht haben an Mächtigkeit gewinnen lassen, ist aber nicht, wie man zunächst glauben möchte, auf eine dem Weiterwachsen nach der Tiefe entgegenwirkende und sie ausgleichende oberflächliche Abtragung zurückzuführen, sondern hat seine Ursache in einem tatsächlichen Stillstand dieser Vorgänge, wie die schon genannten Kontaktwirkungen von tertiärem Basalt an Brauneisenstein zeigen, die tief unten in der Oxydationszone, nur wenig über der unveränderten Spateisensteinzone, beobachtet worden sind¹⁾. Es ist also eine regional wirkende, andere Ursache für diesen Stillstand der chemischen Verwitterung verantwortlich zu machen, und das kann nur das Klima sein:

Die lebhaft rot-, gelb-, violett-, zum Teil aber auch schneeweißgefärbten²⁾, immer wieder durch die Reinheit der Farbe ausgezeichneten Verwitterungstone der unterdevonischen Gesteine entstehen unter dem Einfluß unseres heutigen Klimas nicht mehr. Leider sind die chemischen Vorgänge, die zu ihrer Bildung führen, noch gar nicht erforscht, so daß es unmöglich ist, sie in den Einzelheiten zu erklären. Wenn wir aber bedenken, daß sich gleichartige Verwitterungsprodukte allem Anschein nach schon im Miocän, also während eines subtropischen Klimas, nicht mehr bildeten — wir kennen solche Farben nicht aus den Braunkohleentonen —, und daß andererseits heut derartige tiefgründige Verwitterungserscheinungen auf die Tropen beschränkt zu sein scheinen, so kommen wir zu der Annahme, eines erheblich wärmeren und niederschlagsreicheren Klimas, das wohl mit einer üppigen Vegetationsdecke verbunden war, für die Zeit des Alttertiärs.

Diese Folgerung aus chemisch-geologischen Tatsachen steht wiederum in gutem Einklang zu dem, was uns der Charakter

¹⁾ W. BORNHARDT, a. a. O., I., S. 306.

²⁾ Ähnlich lebhaft, besonders rotgefärbte Tone sind für das Paleocän des Niederrheinischen Tieflandes sehr charakteristisch.

der tertiären Floren lehrt, daß nämlich ein anfänglich tropisches Klima sich im Miocän zu einem subtropischen gemildert hat, um sich im Pliocän noch weiter abzukühlen. —

Ich habe mich im vorstehenden auf solche Verwitterungserscheinungen beschränkt, die einer älteren Periode angehören. Es wäre ein kleines, sie aus dem Jungtertiär und dem Quartär durch die Anführung anderer chemisch-geologischer, ebenfalls durch die Atmosphärien bedingter Vorgänge, z. B. die tiefe Auslaugung altquartärer Flußkiese oder die Bildung tertiärer Kieselsandsteine und -Konglomerate, zu ergänzen. Die angeführten Beispiele werden aber genügen, um zu zeigen, daß die chemisch-geologischen Erscheinungen für die Erkenntnis der geologischen Entwicklungsgeschichte mancher Gebiete wertvoll sind, zumal wenn sie vermöge des Schichtenverbandes, in dem sie auftreten, stratigraphisch festgelegt werden können.

Neben der Form verdient die Beschaffenheit einer alten Landoberfläche weitgehende Beachtung.

Neueingänge der Bibliothek.

- AHLBURG, J.: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. S.-A. aus: Mitteilungen a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Reichsanst., Bd. XX, 7. Budapest 1913.
- Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes. Mit 11 Tafeln und 7 Figuren im Text. Geol. u. paläontol. Abhandlungen. Herausgegeben von J. F. POMPECKJ und Freih. v. HUENE. N. F., Bd. XII, 1. Jena 1913.
- BERGT, W.: Über Gabbro im Sächsischen Erzgebirge. Mit 1 Textfigur. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. 1913, Bd. I. Stuttgart 1913.
- Die neuere Kartographie der Kapverdischen Inseln. S.-A. aus: Petermanns Mitteilungen, Jahrg. 59, Juni 1913. Gotha 1913.
- Berlin: Feier der Kgl. Technischen Hochschule zu Berlin am 10. März 1913 zur Erinnerung an die Erhebung der Nation im Jahre 1913.
- FELIX, J.: Über eine pliocäne Korallenfauna aus Holländisch-Neu-Guinea. S.-A. aus: Berichte d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. Sächs. Gesellsch. d. Wissenschaften zu Leipzig, Bd. 64, Sitzung v. 2. Dezember 1912.
- Über ein cretaceisches Geschiebe mit *Rhizocorallium Gläseli* n. sp. aus dem Diluvium bei Leipzig. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Naturforsch. Ges. zu Leipzig, Jahrg. 39, 1912.
- FISCHER, E.: Geologische Untersuchung des Lochegebiets bei Balingen. Mit 7 Tafeln, 2 Textfiguren u. 1 geolog. Karte. Geolog. u. paläontol. Abhandl., herausgegeben von E. KOKEN, N. F., Bd. XI, 4. Jena 1913.
- In welchen Meerestiefen haben sich unsere Juraschichten gebildet? S.-A. aus: Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, Jahrg. 1912. Stuttgart 1912.
- Über einige neue oder in Schwaben bisher unbekannte Versteinerungen des Braunen und Weißen Juras. Stuttgart 1913.
- FRENTZEL, A.: Die Ölfelder von Gurien. S.-A. aus: Petroleum, Zeitschrift f. d. gesamten Interessen der Petroleum-Industrie und des Petroleum-Handels, Jahrg. VII, 23. Berlin-Wien-London 1912.
- HORN, E.: Die geologischen Verhältnisse des Elbtunnels nebst einem Beitrage zur Geschichte des unteren Elbtales. Mit 2 Tafeln. S.-A. aus: Jahrb. d. Hamb. wissenschaftl. Anstalten, XXIX, 1911. Hamburg 1912.
- Die geologischen Aufschlüsse des Stadtparkes in Winterhude u. des Elbtunnels u. ihre Bedeutung für die Geschichte der Hamburger Gegend in postglazialer Zeit. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 64, 3, 1912. Berlin 1912.
- Eine Graptolithenkolonie aus Westergötland. S.-A. aus: Geol. Fören. Förhandl., Bd. 33, 4, 1911. Stockholm 1911.
- HUTH, W.: Zur Kenntnis der Epidermis von *Mariopteris muricata*. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, 3, 1913. Berlin 1913.
- Über eine neue Fundortsverwechslung. S.-A. aus: Diese Zeitschrift 65, 3, 1913. Berlin 1913.
- JAWORSKI, E.: Ein Beitrag zur Stammesgeschichte der Austern. S.-A. aus: Zeitschr. f. induktive Abstammungs- und Vererbungslehre, Bd. IX, 3, 1913. Berlin 1913.
- JENTZSCH, A.: Über die geologischen Bedingungen des preußischen Normalhöhenpunktes. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1912, Bd. 33, T. II, 2. Berlin 1913.

- JOSSE, E.: Über Forschung, Technik und Kultur. Rede zur Feier des Geburtstages Sr. Maj. des Kaisers und Königs WILHELM II. in der Halle der Kgl. Techn. Hochschule zu Berlin am 25. Januar 1913. München 1913.
- KAISER, E.: Die geologische und mineralogische Literatur des Rhein. Schiefergebirges u. der angrenzenden Gebiete 1907—1908.
— Desgl. 1909. Nebst Nachträgen für 1907—1908. Bonn 1911.
— Desgl. 1910. Nebst Nachträgen für 1907—1909. Bonn 1912.
— u. MEYER, H.: Der Untergrund des Vogelsberges. Mit einem Überblick über den Aufbau der vulkan. Gesteine. Führer zu der Versammlung des Niederrhein. geol. Vereins in Gießen, Frühjahr 1913. Bonn 1913.
- KOERT, W.: Wissenschaftliche Ergebnisse einer Erdölbohrung bei Holm in Nordhannover. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1912, Bd. 33, T. I, 3. Berlin 1912.
- KRANZ, W.: Bohrungen in der Swinepforte. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. f. 1912, Bd. 33, T. I, 3. Berlin 1912.
— Die heutigen Landschaftsformen in der Umgebung von Swinemünde. S.-A. aus: Aus der Natur, Jahrg. 9. Leipzig.
- KRUSCH, P.: Die Genesis einiger Mineralien und Gesteine auf der silikatischen Nickelerzlagstätte von Frankenstein in Schlesien. Mit 2 Figuren. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 64, 12, 1912.
— Jura, Muschelkalk und Rötikalke in der Bohrung „Schwarze Erde 14“ bei Raesfeld. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, 2, 1913. Berlin 1913.
- LANG, R.: Geologische Charakterbilder, herausgegeben von H. STILLE. 14. Heft. Der Nordrand der mittleren Schwäbischen Alb. Berlin 1913.
- Leipzig*, Städt. Museum für Länderkunde. Ergänzung zum Führer durch das Museum für Länderkunde, herausgegeben von der Direktion. Mit 1 Plan des Saales und 1 Tafel. Leipzig 1912.
- LUCIUS, M.: Die Tektonik des Devons im Großherzogtum Luxemburg. Mit 7 Tafeln u. 1 geolog. Übersichtskarte. Beilageband zu den Mitteilungen der Gesellsch. Luxemburger Naturfreunde, Jahrg. 1913. Luxemburg 1913.
- MAINKA, C.: Das bifilare Kegelpendel. (Instrument für die Aufzeichnung von Erdbeben.) S.-A. aus: Mitt. d. Philomath. Ges. in Elsaß-Lothringen, Bd. IV, 5, 1912. Straßburg 1913.
- MERRILL, G. P.: A newly found meteoric iron from Perryville, Perry County, Missouri. S.-A. aus: Proc of the U. St. Nat. Mus., Bd. 43. Washington 1912.
— A newly found Meteorite from near Cullison, Pratt County, Kansas. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. 44. Washington 1913.
- MEYER, H.: Der Zechstein in der Wetterau und die regionale Bedeutung seiner Fazies. S.-A. aus: Bericht d. oberhess. Ges. f. Natur- und Heilkunde zu Gießen. N. F. Naturwiss. Abt., Bd. V, 1912. Gießen 1913.
— III. Cotschna — Schams — Oberhalbstein — Oberengadin. 2. An- deer — Savognin. S.-A. aus: Führer zu geol. Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Leipzig 1913.
- NAUMANN, E.: Über einige vulkanische Erscheinungen im Werratal. Vortrag, gehalten in der Sitzung der Geolog. Landesanstalt vom 22. Februar 1912. Mit 1 Figur im Text. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. f. 1912, Bd. 33, T. I, H. 3. Berlin 1912.

- NAUMANN, E.: Über die Zechsteinformation des Blattes Eisenach-West. Bericht über die Aufnahme des Blattes Eisenach-West im Jahre 1910. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1910, Bd. 31, II, 3. Berlin 1913.
- Drei Muschelkalkprofile und ein Grenzprofil zwischen Muschelkalk und Keuper aus Thüringen. S.-A. aus: Mitteilungen der Geograph. Ges. (für Thüringen) zu Jena, Bd. 31, 1913. Jena 1913.
- ORTSMANN, P.: Die Mikrodilieren der Kieselsyngien in Schwammgesteinen der senonen Kreide. Vorläufige Mitteilung. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. 1912, Bd. II. Stuttgart 1912.
- PRAESENT, H.: Die landeskundliche Literatur von Vorpommern und Rügen 1906—1912. S.-A. aus: XIII. Jahresber. der Geogr. Ges. zu Greifswald 1911/12. Greifswald 1913.
- Die höchste marine Grenze auf Bornholm. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, Monatsber. 1, 1913. Berlin 1913.
- QUIRING, H.: Zur Theorie der Horizontalverschiebungen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XXI. Berlin 1913.
- Zur Tektonik der Eifelkalkmulde von Sötenich. (Vorläufige Mitteilung.) S.-A. aus: Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur. Sektion f. Geologie, Geographie, Berg- u. Hüttenwesen. Breslau 1913.
- Zur Stratigraphie der Nordosthälfte der Sötenicher Mulde. Inaug.-Diss. a. d. Rhein. Friedr.-Wilh.-Universität Bonn. Berlin 1913.
- RANGE, P.: Neue Glimmerlagerstätten in Deutsch-Ostafrika. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, Monatsber. 1, 1913. Berlin 1913.
- Topography and Geology of the German South Kalahari. S.-A. aus: The Transactions of the Geol. Soc. of S. Africa, Vol. XV, 1912.
- RASSMUS, H.: Zur Morphologie des nordwestlichen Böhmen. S.-A. aus: Zeitschrift der Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin, 1913, Nr. 1.
- RIEDEL, A.: Bericht über die Exkursion zum Oesel und zur Asse gelegentlich der Frühjahrs-Hauptversammlung des Niedersächs. geolog. Vereins Hannover in Braunschweig am 11. April 1912. S.-A. aus: 5. Jahresber. des Niedersächs. geolog. Vereins zu Hannover. 1912.
- Ein diluviales Eisenkonglomerat bei Bienrode nördlich von Braunschweig. Vortrag, gehalten zu Braunschweig in der Frühjahrs-Hauptversammlung des Niedersächs. geol. Vereins am 12. April 1912. S.-A. aus: V. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover. Hannover 1912.
- RIMANN, E.: Geologische und wirtschaftliche Betrachtungen über Deutsch-Südwestafrika. S.-A. aus: Abhandl. der naturwissensch. Gesellsch. Isis in Dresden, Jahrg. 1912, 2. Dresden 1913.
- RZEHA, A.: Das Alter des subbeskidischen Tertiärs. S.-A. aus: Zeitschr. d. mähr. Landesmus. Bd. XIII. Brünn 1913.
- SACCO, F.: La Courbe hypsographique de l'Ecorce terrestre. Considérations géologiques. S.-A. aus: Saggi de Astronomia Popolare. Torino 1912.
- L'Esogenia Quaternaria nel Gruppo dell'Argentiera (Alpi Marittime). S.-A. aus: Giorn. di Geologia Prat. Anno IX, Fasc. V—VI. Perugia 1912.
- La Puglia. Schema Geologico. Roma 1911.
- Geoidrologia dei Pozzi profondi della Valle Padana. S.-A. aus: Giorn. di Geol. Prat. Anno X, Fasc. IV. Udine 1912.
- La Geotettonica dello Appennino Meridionale. Roma 1912.
- Fenomeni Filoniani e Pseudofiloniani nel Gruppo dell'Argentiera. S.-A. aus: Atti della Soc. It. di Sc. Nat. Vol. 50. Pavia 1911.

- SACCO, F.: L'Avvenire della Geotermica Applicata. S.-A. aus: Rivista mens di Sc. Nat. „Natura.“ Vol. III. Pavia 1912.
- I Ghiacciai Antichi ed Attuali delle Alpi Marittime Centrali. S.-A. aus: Atti della Soc. It. di Sc. Nat. Vol. 51. Pavia 1912.
- QUINTINO SELLA Cenni biografici nel Cinquantenario della Fondazione della R. Scuola d'Applicazione per Ingegneri in Torino. S.-A. aus: Rivista il Valentino N. 2 e 3. Torino 1911.
- SCHLOSSMACHER, K.: Die geologischen Ergebnisse der Expedition HANS MEYERS 1911 durch das Zwischenseengebiet Ost-Afrikas. S.-A. aus: Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten. Ergänzungsheft 6. Berlin 1913.
- SCHULZ, E.: Altersfolge der primär ausgeschiedenen sulfidischen Mineralien in den oberschlesischen Zink- und Bleierzlagerstätten und die Bedeutung der Altersfolge der primär ausgeschiedenen Mineralien der Erzlagerstätten überhaupt. Vortrag, gehalten in der Ortsgruppe Bonn d. geol. Ver. zu Köln am 11. Mai 1912. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. IV. 2. Leipzig 1913.
- SCHULZ, L.: Betrachtungen über die Ursachen der Eiszeiten und die Möglichkeit der Feststellung der Zeit, wann sie die Erde heimsuchten. Graz 1913.
- SCHULZE, F. E.: *Nomenclator animalium generum et subgenerum*. Verteilung der Gruppen unter die Mitarbeiter und ungefähre Schätzung der Zahl der Namen. Berlin 1913.
- SPITALER, R.: Die Achsenschwankungen der Erde als Ursache der Auslösung von Erdbeben. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Kaiserl. Akad. d. Wissensch. in Wien, Math.-naturw. Klasse, Bd. 122, IIa, 1913. Wien 1913.
- STILLE, H.: Senkungs-, Sedimentations- und Faltungsräume. S.-A. aus: Comple Rendu du XI^e Congrès Géol. Intern. Stockholm 1912.
- Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde. Antrittsvorlesung, gehalten am 22. Januar 1913 in der Aula der Universität Leipzig. Leipzig 1913.
- VOIT, F. W.: Über einen neuen Typus einer Lagerstätte von gediegen Kupfer auf Nowaja Semlja. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XXI, H. 1, 1913. Berlin 1913.
- WALTHER, K.: Über ein Vorkommen von Epidotadinole und gefritteten Sedimenten aus dem Süden der Republik Uruguay. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1913, 3. Stuttgart 1913.
- Über Transgressionen der oberen Gondwana-Formation in Südbrasilien und Uruguay. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1912, 13.
- Zur Geologie der Gegend von Seibal im Staate Rio Grande do Sul und ihrer Kupfererzlagerstätten. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XX, 10. Berlin 1912.
- WOLFF, W.: Die geologische Entwicklung Westpreußens. S.-A. aus: Schriften der Naturf. Ges. in Danzig. N. F., Bd. XIII, H. 3 u. 4. Danzig 1913.
- WURM, A.: Die technisch nutzbaren Gesteine Badens. S.-A. aus: Der Steinbruch, Nr. 34, Jahrg. VII. Berlin.
- Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Säugetierfauna von Mauer a. d. Elsenz (b. Heidelberg). S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. des Oberrh. Geol. Vereins, N. F., Bd. III, H. 1. Karlsruhe 1913.
- Über eine neuentdeckte Steppenfauna von Mauer a. d. Elsenz (bei Heidelberg). S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. des Oberrh. Geol. Vereins, N. F., Bd. III, H. 1. Karlsruhe 1913.

riopteris.

ata

Da
Lit
2

— klein

nig-eilan-
dreieckig

litzt, laci-
ert

charf

flach

licht, bis-
s lockerer

nd peco-
fisch

ark, Mittel-
euflich

O.
ente 7. O.

erklich

ach

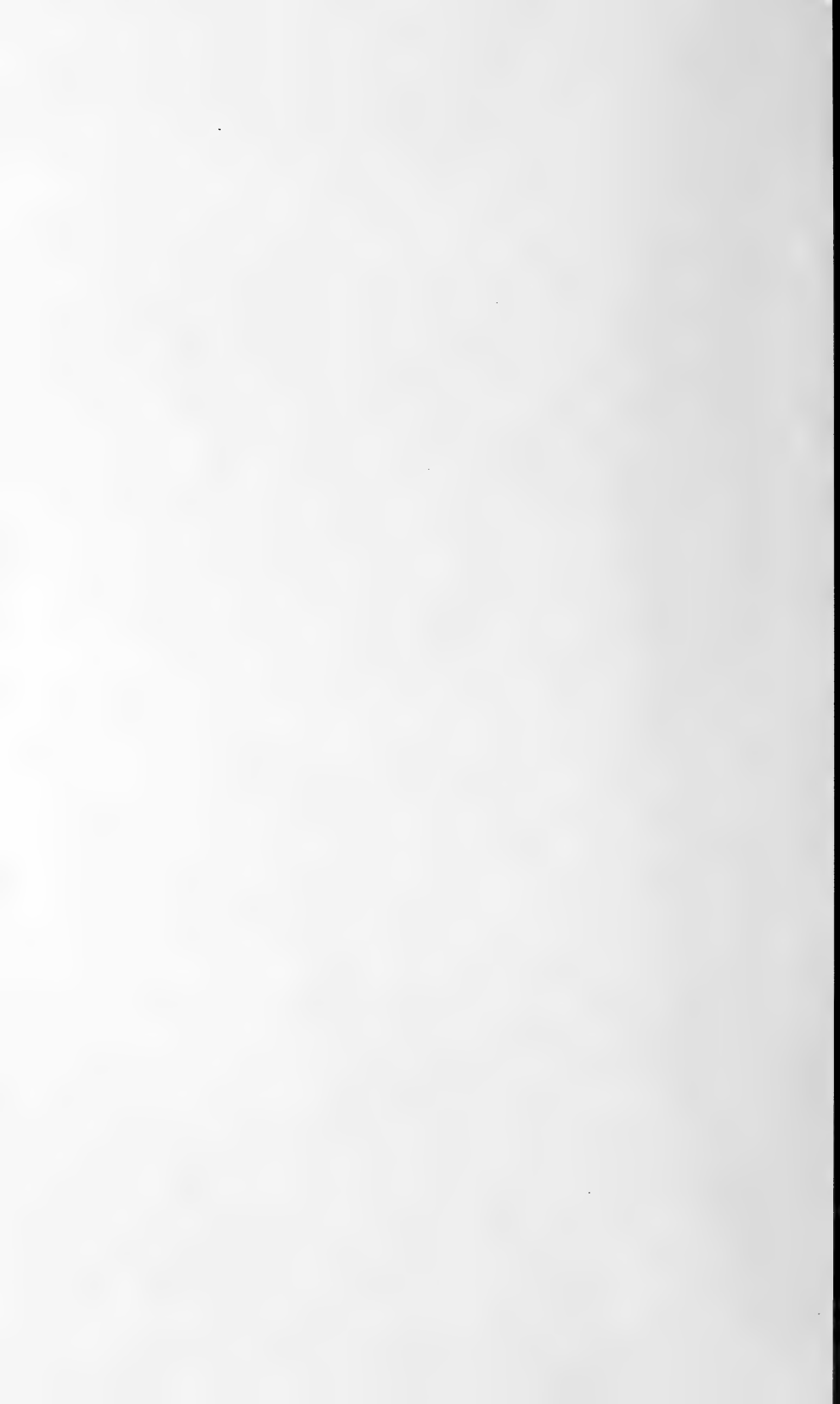
ekannt

b α, β, γ ?

nur:
lesion

014

DEF



		Eumariopterideae						Dentatae				Sphenopteroideae			
		<i>muricata</i>	<i>acuta</i>	<i>Zeileri</i>	<i>Demoncourti</i>	<i>Loshii</i>	<i>rotundata</i>	<i>Soubirani</i>	<i>laciniata</i>	<i>neglecta</i>	<i>latifolia</i>	<i>Sarana</i>	<i>Benecki</i>	<i>grandepinnata</i>	<i>Jaqueti</i>
Das erstmal in der Literatur erwähnt im Jahre.		1720	1829	1912	1886	1828	1912	1886 (vielleicht früher?)	1912	1912	1829	1912	1912	1912	1895
Elemente l. O.	Größe	sehr variabel! mittelgroß	mittelgroß groß	klein	mittelgroß — ziemlich groß, oft sehr groß	wie <i>Demoncourti</i>	sehr groß	groß	mittelgroß — klein	mittelgroß — sehr groß	mittelgroß, selten bis über mittelgroß	mittelgroß — kleiner	äußerst variabel! mittelgroß — größer	groß — außerordentlich groß	klein — mittelgroß, häufig klein
	Form	dreieckig — eiförmig — halbkreisrund	eiförmig — eilanzettlich	dreieckig — eiförmig	dreieckig — eilanzettlich — fast lineal mit parallelen Rändern		dreieckig — lineal lanzettlich, oft siehelförmig gebogen	eiförmig — eilanzettlich	oval — eiförmig — eilanzettlich — dreieckig	oval — eiförmig lineal langgestreckt	stumpf dreieckig, auch fast halbkreisrund — eiförmig	im allgemeinen oval — eiförmig, auch stumpf dreieckig	dreieckig — eiförmig — eilanzettlich — fast lineal	dreieckig — eiförmig	eiförmig — deutlich dreieckig
	Lappung	bisweilen zerschlitzt	fast stets gelappt durch spitze Einschnitte	schwach gekorbt	gelappt, ähnlich <i>acuta</i>		tief geteilt in abgerundete Lappen	tief geteilt in ganzrandige ründliche Lappen	stark zerschlitzt, laciniert	weniger tief geteilt in ründliche — ovale — dreieckige Segmente, oft wie zerschlitzt	geteilt in Lappen	in mehrere gerade abgestutzte Lappen zerfallend	zerschlitzt, gezähnt, auch tief geteilt in weit voneinander entfernt stehende Lappen	fast stets echt gefiedert, oft sogar doppelt gefiedert	geteilt in kleine ründliche bis schiefe dreieckige Lappen
	Umrißlinie	scharf	meist sehr scharf	fast wellig	meist deutlich wellig		scharf	scharf	nicht scharf	unscharf	deutlich gezahnt	zersplassen	scharf — unscharf	nicht immer ganz scharf, erscheint bisweilen wie gezähnt	$\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$ mm breiter heller oder dunkler Rand am Saume
	Wölbung	flach — stark gewölbt	wenig gewölbt — stark gewölbt	flach	meist ziemlich stark gewölbt		gewölbt	gewölbt	ziemlich flach	flach — gewölbt	zartspöttig, meist flach	flach	völlig flach — ziemlich gewölbt	gewölbt	gewölbt
	Entfernung voneinander	dicht — entfernter	entfernter stehend	ziemlich dicht	entfernt stehend		ziemlich entfernt	ziemlich entfernt	ziemlich dicht, bisweilen etwas lockerer	verhältnismäßig dicht, nie sehr entfernt	meist entfernter stehend, selten dicht	sehr dicht aneinander	ganz dicht — ziemlich entfernt	recht entfernt stehend	ziemlich dicht
	Ansitzen	vorherrschend pectopteridisch, auch aleopteridisch	vorherrschend sphenopteridisch — pectopteridisch	vorherrschend pectopteridisch	recht sphenopteridisch, die obersten pectopteridisch		sphenopteridisch bis pectopteridisch	sphenopteridisch bis pectopteridisch	vorherrschend pectopteridisch	stark pectopteridisch, bisweilen echt sphenopteridisch	sphenopteridisch bis pectopteridisch	stark pectopteridisch, vereinzelte sphenopteridisch	völlig pectopteridisch — völlig sphenopteridisch	fast ausschließlich sphenopteridisch, auch pectopteridisch	vorherrschend sphenopteridisch — pectopteridisch
Aderung	schwach — stark hervortretend (<i>nerosa</i>)	meist stärker, oft auch weniger stark	schwach, Mittelader deutlich	meist stark (charakteristisch wellig), auch schwach		deutlich bis auf die feineren Seitenadern	weniger hervortretend	nicht sehr stark, Mittelader deutlich	oft undeutlich, Mittelader scharf	zart, aber deutlich	sehr stark	deutlich	scharf, jedoch stets vorhanden, Mittelader weniger hervortretend	Aderung schwach, Mittelader deutlich	
Fiedern l. O. wo nicht anders erwähnt, wie Elemente l. O.)	Fiedern l. O. = Elemente l. O.	meist gut dreieckig, oft sehr spitz (<i>acuta</i>), bisweilen auch ründlich. Ansitzen völlig pectopteridisch, recht selten sphenopteridisch	sehr klein, deutlich dreieckig — eiförmig — verkehrt eiförmig, ziemlich dicht. — Ansitzen völlig pectopteridisch	stumpf (spitz), seltener stumpf mit welliger Umrißlinie, meist dicht beieinander, bisweilen auch recht entfernt, fast immer stark gewölbt, meist starke typische Aderung. — Ansitzen pectopteridisch, nur bei den basalsten sphenopteridisch		ziemlich groß, sehr eng beieinander, schiefe dreieckig mit gerundeter Spitze (sehr charakteristisch). — Ansitzen völlig pectopteridisch	ründlich — fast kreisrund, sphenopteridischer Habitus, auch oval eiförmig — dreieckig, Mittelader sehr zurücktretend. — Ansitzen im allgemeinen pectopteridisch, weniger häufig sphenopteridisch	Fiedern l. O. = Elemente l. O.	ründlich — oval — dreieckig mit breiter Basis — Ansitzen stark pectopteridisch, seltener sphenopteridisch	ründlich — dreieckig — oval, zuweilen fast halbkreisrund, gezähnt. — Ansitzen pectopteridisch	stark zerschlitzt oder zersplassen, fast kaum vorhanden, wohl = Elemente l. O.	dreieckig — eiförmig, ziemlich entfernt — Ansitzen im allgemeinen pectopteridisch, jedoch auch sehr häufig sphenopteridisch	sehr groß, ziemlich entfernt, auch dichter, schiefe dreieckig — eiförmig — verkehrt eiförmig — Ansitzen sphenopteridisch, aber auch pectopteridisch, bisweilen noch auch echt gefiedert	rund — gut dreieckig, dicht beieinander, immer stark gewölbt mit oben beschriebenen Rande. — Ansitzen pectopteridisch und sphenopteridisch	
Längsrippung	deutlich	stark hervortretend Spindel stets etwas flexuos	stark hervortretend zwei dicht am Außenrande entlang laufende Rippen, sehr charakteristisch Spindel relativ breit	ziemlich deutlich Spindel oft flexuos		schwach	nicht sichtbar	kaum merklich	deutlich	stark hervortretend, charakteristisch	kaum vorhanden	meist zwei parallele Rippen vorhanden (charakteristisch), Spindel ziemlich starr	deutlich, sehr charakteristisch sind zwei inmitten der Spindel parallel nebeneinander verlaufende Rippen	schwach	
Quermale	stark hervortretend (<i>muricata</i>)	deutlich	wohl sehr fein	scharf		Spindel fein gepunktelt, sehr charakteristisch	schwach (gepunktelt?) nach ZEILLER	schwach	deutlich	nicht vorhanden	deutlich	schwach, jedoch deutlich	sehr zart, dicht in großer Anzahl	äußerst stark, in großer Menge	
nackte Wedelspitzen	vorhanden	nicht bekannt	nicht bekannt	nicht bekannt		nicht bekannt	nicht bekannt	?	vorhanden	nicht bekannt	nicht bekannt	vorhanden	nicht bekannt	vorhanden	
Aufbau	an vielen Exemplaren nachgewiesen	nachgewiesen, A ₁ nicht bekannt	nachgewiesen, A ₁ ?	nachgewiesen? A ₁ nicht bekannt		nicht bekannt	nicht bekannt	nicht bekannt	nachgewiesen, A ₁ nicht bekannt	nachgewiesen an vielen Exemplaren	nicht bekannt	nachgewiesen, A ₁ nicht bekannt	nachgewiesen, A ₁ nicht bekannt	nachgewiesen, A ₁ nicht bekannt	
Vorkommen	geol. Flora:	5, 6	4 b, 5	7, tiefster Teil	4 b, 5	?	6	4 b, 5, 6	3?, 4 a, 4 b a, β, γ ?	4 b β	6	6	5	5	6
	geogr.:	allgemein verbreitet	verbreitet	bisher nur: Carmaux (Tarn), Frankreich	verbreitet	Newcastle, England	bisher nur: Saarrevier	westliche Becken	bisher nur: Oberschlesien	bisher nur: Oberschlesien	westliche Becken	bisher nur: Saarrevier	wohl Lokalform, Niederschlesien	bisher nur: Oberschlesien	westliche Becken



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 8/10.

65. Band.

1913.

(Hierzu ein Bildnis von H. Credner.)

INHALT.

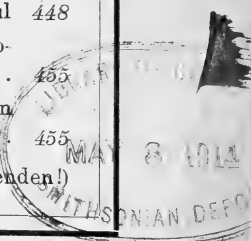
Protokoll der Hauptversammlung am 7., 8. und 9. August 1913 in Freiburg i. Br.	409
Protokoll der Sitzung am 7. August	409
„ „ geschäftlichen Sitzung am 8. August	450
„ „ wissenschaftlichen Sitzung am 8. August	454
„ „ geschäftlichen Sitzung am 9. August	457
„ „ wissenschaftlichen Sitzung am 9. August	458
„ „ Vorstands- und Beiratssitzung am 8. August	456

Vorträge:

WEPFER, E.: Über den Zweck enger Artbegrenzung bei den Ammoniten	410
SALFELD, H.: Über Artbildung bei Ammoniten	437
„ : Die zoogeographische Stellung des süd- deutschen Oberen Jura	441
KLINGHARDT: Vergleichend-anatomische u. biologische Untersuchungen einer neuen Rudistenfauna aus Friaul	448
STROMER v. REICHENBACH, E.: Geologische Beob- achtungen in den Wüsten Ägyptens (Titel)	455
CLOOS, H.: Durchschmelzungen an südafrikanischen Graniten	455

(Wenden!)

Mit einem Prospekt der Verlagsbuchhandlung Gebrüder Borntraeger, Berlin
und einer Beilage der Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung Nägele
und Dr. Sproesser, Stuttgart.



v. BUBNOFF, S.: Über das Alter der Granite des Schwarzwaldes. (Mit 2 Textfiguren)	458
SCHMIDT, C.: Über spanische Salzlagerstätten (Titel)	469
DENINGER: Über die Geologie von Buru und Ceram (Titel)	469

Nachruf:

WAHNSCHAFFE, F.: Zum Gedächtnis HERMANN CREDNERS. (Mit einem Bildnis)	470
--	-----

Briefliche Mitteilungen:

v. BUBNOFF, S., W. DEECKE, R. LAIS, J. SOELLNER, W. SCHNARRENBERGER, W. SPITZ und H. THÜRACH: Bericht über die Exkursionen vor, während und nach der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Freiburg i. Br. im August 1913. (Mit 5 Textfiguren)	489
--	-----

Die **Aufnahme** in die Deutsche Geologische Gesellschaft geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine grössere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit zugänglich, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**.
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**,
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**,
Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**,
Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.



A. H. Credner



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 8/10.

1913.

Protokolle der Hauptversammlung am 7., 8. und 9. August 1913 in Freiburg i. B.

Protokoll der Sitzung am 7. August 1913.

Herr DEECKE eröffnet als Geschäftsführer die Sitzung und begrüßt die Versammlung zugleich im Namen der Universität, der Philosophischen Fakultät, der Stadt Freiburg, der Badischen Geologischen Landesanstalt und des Geologischen Institutes sowie der Herren Professor DOFLEIN (des Direktors des Zoologischen Institutes, in welchem die Sitzung stattfindet) und Professor OSANN vom Mineralogischen Institut.

Darauf gedenkt Herr DEECKE der Mitglieder, die der Gesellschaft seit der letzten Hauptversammlung durch den Tod entrissen wurden, der Herren:

Dr. OSKAR EBERDT, Berlin,
Professor Dr. GEORG BÖHM, Freiburg,
Professor Dr. E. KOKEN, Tübingen,
Professor Dr. HOLZAPFEL, Straßburg i. E.,
Geheimer Rat Professor Dr. HERM. CREDNER, Leipzig,
Professor Dr. VAN CALKER,
Professor Dr. STEENSTRUP, Kopenhagen,
Professor Dr. LASPEYRES,
Professor Dr. R. HÖRNES, Graz, und
Dr. L. HENNIGES, Friedenau.

Zu ihren Ehren erhebt sich die Versammlung von den Sitzen.

Schließlich macht Herr DEECKE eine Reihe praktischer Mitteilungen für die bevorstehenden Sitzungs- und Exkursions-

tage, und regt die Wahl eines Vorsitzenden für den ersten Sitzungstag sowie dreier Schriftführer für die Dauer der Tagung an.

Auf den Vorschlag von Herrn SCHJERNING wird zum Vorsitzenden gewählt Herr WICHMANN (Utrecht), zu Schriftführern die Herren v. SEIDLITZ, CLOOS, FISCHER (Halle).

Herr WAHNSCHAFFE macht den Vorschlag, Herrn v. KOENEN bei Gelegenheit seiner 50jährigen Mitgliedschaft sein Mitgliedsdiplom zu erneuern, und legt ein zu diesem Zwecke besonders ausgeführtes Diplom den Anwesenden vor. Der Vorschlag findet allgemeine Zustimmung.

Darauf übernimmt Herr WICHMANN den Vorsitz und teilt mit, daß der Gesellschaft als neue Mitglieder beizutreten wünschen:

Herr Dr. DIENEMANN, Assistent am Geologischen Institut der Universität Marburg i. H., vorgeschlagen von den Herren EM. KAYSER, AHLBURG und FR. HERRMANN.
Herr HUGO LIEBER, cand. geol. in Marburg, Uferstraße 8, vorgeschlagen von den Herren EM. KAYSER, AHLBURG und OBST.

Herr Dr. FRITZ BEHREND, Assistent an der Kgl. Bergakademie in Berlin, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, MICHAEL und WAHNSCHAFFE.

Das *Geologisch-Mineralogische Institut der Kgl. Landwirtschaftlichen Hochschule* in Berlin N. 4, Invalidenstraße 42, vorgeschlagen durch die Herren FLIEGEL, SCHUCHT und WAHNSCHAFFE.

Frl. ELSE WENDEL, stud. phil., Berlin-Groß-Lichterfelde, Tulpenstraße 5a, vorgeschlagen durch die Herren HUTH, SCHNARRENBACHER und WAHNSCHAFFE.

Zu Rechnungsrevisoren werden ernannt die Herren WEISE und STROMER VON REICHENBACH.

Herr E. WEPFER spricht **Über den Zweck enger Artbegrenzung bei den Ammoniten.**

Der Titel, den ich meinen Worten vorgesetzt habe, bedarf einer Erläuterung; lange habe ich geschwankt, wie ich ihn wählen sollte, um Mißverständnissen vorzubeugen. — Eins vor allem: es liegt mir fern, mich ganz allgemein an die Frage der Abgrenzung des Artbegriffes heranzuwagen. Wenn ich an die Worte NEUMAYRS denke, der vor mehr als 20 Jahren gesagt hat (Stämme des Tierreichs): „Species in

der Paläontologie lediglich nach dem Vorhandensein oder Fehlen von Übergängen zu unterscheiden, ist nicht mehr als ein Spiel. — Leider ist diese Überzeugung noch nicht allgemein zum Durchbruch gekommen, und man hört und liest seltsamerweise noch oft genug ausgedehnte Auseinandersetzungen über die Frage, ob zwei der Zeit nach aufeinanderfolgende Formen als gute Arten oder nur als Varietäten ein und derselben Art zu betrachten seien,“ — da muß ich zu dem Schluß kommen, daß die theoretische Erörterung der Frage nach der Abgrenzung des Artbegriffs an sich ja ganz ersprießlich ausfallen kann, daß sie im Grunde aber nur ein Streit um des Kaisers Bart ist. —

Gegenüber den zahlreichen Erörterungen über dieses Thema, die mehr oder weniger auf die Aufstellung gewisser Grundsätze hinauslaufen, möchte ich meiner Meinung Ausdruck geben, daß die Entscheidung über die Abgrenzung der Art in jedem Fall eine empirische Tatsache sein sollte: Es gibt kein Rezept für die Artenabgrenzung. Eins aber steht fest; der zoologischen kann die paläontologische Art nicht gleichgestellt werden, dazu fließt sie in ihrem Werden und Sichverändern zu sehr dahin. „Der Speciesbegriff ist,“ sagt NEUMAYR, „sobald man mit einigermaßen vollständigem Material zu tun hat, in der Paläontologie unfindbar und unanwendbar, und muß aus ihrem Bereich verschwinden.“ — Das gilt heute ebenso wie zu NEUMAYRS Zeiten; und es ist nicht schwierig, aus der Literatur, soweit sie sich mit der Frage der Artabgrenzung beschäftigt, den Nachweis zu führen, daß keine einzige Definition der paläontologischen Art mit der normalen zoologischen Art gleichgesetzt werden kann, einfach wegen des Begriffs der zeitlichen Abgrenzung.

Demnach wäre es theoretisch wirklich besser, den Begriff Art, der sich bei uns doch nicht so präzisieren läßt, daß wir ihn praktisch verwerten können, ganz fallen zu lassen, weil dieses Wort bereits durch den Gebrauch in Zoologie und Botanik eine ganz bestimmte Bedeutung bekommen hat, die wir — ganz allgemein gesprochen — als zu eng empfinden müssen. Freilich, so oder so, in der Praxis müssen wir nicht „Arten abgrenzen“ zunächst, sondern Benennungen geben zum Zweck der Verständigung. Es kann nicht scharf genug betont werden, daß die mehr oder weniger notwendige besondere Benennung einer neuen Form nichts, aber auch durchaus nichts mit dem Begriff der Art oder der Gattung zu tun hat. Das ist an und für sich selbstverständlich; aber es ist ein Unglück der Wissenschaft, daß diese

beiden Dinge durch die landläufige Methode der Nomenklatur stets durcheinander geworfen werden. Es ist demnach ein unbedingtes Erfordernis, daß ihre grundsätzliche Verschiedenheit auch in ihrer Behandlung zum Ausdruck komme; und der erste und einfachste Schritt diesem Ziel entgegen bestünde in mehr Zurückhaltung im Geben neuer Namen und Verwendung einer Nomenklatur, die es ermöglicht, neben der systematischen Stellung auch noch ein weiteres auszudrücken, was hinterher — nämlich bei der endgültigen Einteilung in das System — je nach Bedürfnis als individueller Charakter ohne weitergreifende Bedeutung abgestrichen oder beibehalten werden könnte, nämlich ein dritter Name. Damit könnte man sich ein gutes Teil Arbeit sparen, und es wäre auch dem geholfen, der nicht sein ganzes Gedächtnis mit massenhaften, größtenteils gänzlich sinnlosen Namen vollpfropfen möchte. Damit fiel vor allem überhaupt die Notwendigkeit weg, fortwährend neue Namen zu ersinnen und Gattungsnamen aufzustellen, wo die Erhebung zur Gattung als ein Umding empfunden wird, die indes notwendig geworden ist, nur um innerhalb des Chaos von Artnamen wieder einmal eine Abgrenzung zu treffen, die notwendig geworden ist, weil die frühere Gattung eben in Untergattungen zerlegt worden ist, in deren keiner die verwaiste Form Unterschlupf findet!

Ich bin weit entfernt, von der Trinomenklatur allein eine Rettung aus allen unseren Nöten zu erhoffen; dort indessen z. B., wo es sich um Bearbeitung von Faunen innerhalb eines Gebietes handelt, dessen Hauptformen längst bekannt sind, da könnte sie unschätzbare Dienste leisten.

Die Tendenz in der Paläontologie, festzustellen, welche praktischen Hilfsmittel es gibt, um die einzelne Form möglichst eng zu umgrenzen, sie geht aus von jenem berühmten Satz, wonach wir selbst die kleinsten Unterschiede festhalten müssen, um zunächst die Tatsache, dann aber auch den Verlauf der allmählichen Veränderung zu verfolgen. Dieser Satz enthält ein zu starkes Quantum Selbstverständlichkeit, als daß er überhaupt bestritten werden könnte; wo wir eine Veränderung im Laufe der Zeit finden, da müssen wir sie festhalten, *cum grano salis*, wo wir eine gesetzmäßige Veränderung finden, aber nur da, wo wir sie wirklich finden, d. h., wir müssen sie suchen, und es wäre äußerst merkwürdig, wenn wir nicht bei genauem Hinsehen zahlreiche Unterschiede fänden. Diese Unterschiede wird auch niemand leugnen, jedoch der eine wird ihnen diesen, der andere aber nur jenen Wert beimessen: der eine denjenigen von Varietäten,

die — wer weiß! — sich vielleicht einmal als selbständige Arten herausstellen könnten, der andere wird von individuellen Unterschieden reden und der Sache eine absolute Bedeutungslosigkeit beilegen. Der erstere wird für alle Fälle eine besondere Art Namen anwenden, und die Berechtigung dieser Arbeitsweise ist es, die ich bestreite. Ich bestreite, daß derjenige der Wissenschaft an die Hand geht, der eine Form einfach darauflos als neue Art beschreibt, nur weil sie zufällig noch nicht abgebildet, noch nicht beschrieben ist.

Wer sich einmal mit dem Gedanken vertraut gemacht hat, daß es weniger die Fülle der Formen, als die Fülle der Namen, der Arten und Gattungen ist, die uns heute mehr und mehr den Überblick in der Paläontologie erschwert, dem muß das Festhalten an dem alten Abusus unüberlegter Artenaufstellung als ein Krebschaden an unserer Wissenschaft erscheinen. Für die Gattung *Oppelia*¹⁾ habe ich zu zeigen versucht, wie sich die unheimliche Menge der Namen bei genauerer Betrachtung als ein unnötiger Tand erweist, der den natürlichen Zusammenhang verhüllt, als die Folge einer schlechten Manier, die die wirkliche Formenfülle, die durch das Variieren einer Art hervorgebracht wird, entstellt, indem sie sie auf der Jagd nach Arten zerstückelt. Wer Philosoph genug ist, kann sich dabei beruhigen, daß diese Kalamität kommen mußte; aber über der Notwendigkeit dieser unglückseligen Entwicklung der Dinge darf die Notwendigkeit der Abhilfe nicht vergessen werden. In der reichhaltigen Sammlung des Freiburger Geologischen Instituts und beim Besuch zahlreicher anderer Sammlungen hat sich meine Überzeugung immer mehr gestärkt, daß die zahlreichen „Arten“, die von verschiedenen Seiten für Angehörige ein und derselben „Großart“ aufgestellt worden sind, nichts weiter sind als Varietäten, und — mögen es nun gesetzmäßige Mutationen sein oder nicht — uns wenigstens in ihrem Namen etwas über ihre natürliche Stellung sagen sollten, und dies wäre so leicht möglich durch den Gebrauch der Trinomenklatur, die den natürlichen Zusammenhang so unübertrefflich zur Geltung bringen kann, ohne daß wir gleich neue Gattungsnamen nötig haben. Durch diese eine Forderung wird der Notwendigkeit einer exakten Trennung, des scharfen Auseinanderhaltens der kleinsten Unterschiede durchaus kein Eintrag getan, nur das unnötige Auseinanderreißen von Zusammengehörigem durch

¹⁾ WEPFER: Die Gattung *Oppelia* im süddeutschen Jura. Pal. 59, 1911.

Art-, ja Gattungsnamen soll unterbunden werden, und es wird das rein praktische Ziel erstrebt, daß der Name Aufschluß geben soll über die systematische Stellung. — Diese Forderung ist uralte, und daß sie noch nicht erfüllt werden konnte trotz der eindringlichen Worte WAAGENS¹⁾, das zeigt eben, daß der Weg nicht gefunden werden konnte. Freilich damals waren die Bedürfnisse andere, ja sogar zum Teil entgegengesetzte; denn der Begriff der Formenreihe verlangt ja ein strenges Auseinanderhalten der geringfügigsten Mutationen, und um ihren Forderungen ja gerecht zu werden, hat man lieber eine Art zu viel als zu wenig aufgestellt. So sehr nun WAAGEN im einzelnen bei der Formenreihe des *Amm. subradiatus* geirrt hat²⁾, so sehr muß auf der anderen Seite sein Verdienst um die prinzipielle Erörterung und scharfsinnige Verfolgung derartiger Fragen immer wieder betont werden, — und in seine Fußstapfen zu treten, müßte als Verdienst erscheinen. Aber von allen denen, die der WAAGENSchen Artauffassung das Wort reden, haben nur wenige dem genialen Baumeister folgen können; die meisten haben gerade darauflos bald hier, bald dort eine Art aufgestellt; sie haben sich mit der Rolle des Werkmeisters begnügt, der die Bausteine liefern soll. Nun, immerhin ein Verdienst, werden sie sagen; — ich glaube, WAAGEN hätte sie nach Hause geschickt mit samt ihrem Baumaterial! Wenn man seine Einleitung zur Formenreihe des *Amm. subradiatus* liest, so würde man einzelne Sätze auch heute nicht anders formulieren: schon damals die Klage über die schlechten und massenhaften Arten (S. 8/9), und schon damals die Erkenntnis, daß „nur bei sehr eingehenden Studien und sehr reichlichem Material endlich Unterschiede gefunden werden können, die sich in allen Fällen als stichhaltig erweisen“ (S. 7). Es berührt eigentümlich, wenn man so oft auf WAAGENSche Arbeitsmethode, seinen engen Artbegriff schwören hört von denen, die ihn offenbar am wenigsten verstanden haben, jedenfalls aber am wenigsten befolgt haben; dadurch, daß man aus einem etwas verschiedenen Querschnitt eine neue Art macht, schafft man noch keine exakte Art.

Warum ist nun aber die Nomenklatur, wie sie WAAGEN (a. a. O.) vorgeschlagen hat, nicht in Gebrauch gekommen? Darüber, daß eine Nomenklatur das Ideal wäre, die die Möglichkeit gibt, „das Zusammengehörige zusammenzufassen, ohne

¹⁾ Formenreihe des *Amm. Subradiatus*. Einleitung.

²⁾ WEPFER: *G. Opeelia*, S. 41/42 u. a.

deshalb die nötigen Unterscheidungen dabei aufgeben zu müssen“ (WAAGEN, S. 11), darüber brauchen keine Worte verloren zu werden. Und die beste Benennung ist die, die eine Beschreibung spart (WEPFER: *G. Oppelia*, S. 6), möchte ich wieder dazusetzen: der Name ist eine abgekürzte Beschreibung, er soll sie ersetzen.

Es wäre für die Paläontologen ein beschämendes Bekenntnis, wenn es nur die Unbequemlichkeit und Schwerfälligkeit der WAAGENSchen Nomenklatur wäre, die sie hätte durchfallen lassen; ihr Fehler liegt darin, daß sie vom Autor zu viel verlangt; er soll ein Glaubensbekenntnis hersagen, und damit ist ein allzu subjektives Moment in die Sache hineingelegt. Über die Abstammung einer Form kann man sehr wohl verschiedenerlei Meinungen hegen, und die konsequente Durchführung der WAAGENSchen Nomenklatur bedeutet nichts anderes, als die Forderung einer klaren Feststellung der Abstammung einer Art ein für allemal¹⁾. So wäre die Nomenklatur allzu abhängig von der Stammesgeschichte; aber noch andere Bedenken lassen sich erheben, nicht nur speziell gegen diese Art der Nomenklatur, sondern überhaupt gegen die damit zusammenhängenden allzu scharfen Unterscheidungen der Mutationen, von den Variationen ganz zu schweigen. — WAAGEN hat in der Formenreihe des *Amm. subradiatus* ein Beispiel geben wollen, wie eine Art aus der andern in ganz bestimmter Gesetzmäßigkeit entsteht; auch wenn eine bestimmte Mutation a, die für eine Zone A charakteristisch sein soll, in die Zone B unverändert fortsetzen sollte, während sie in der Regel bereits zur Mutation b geworden ist, so spräche das noch nicht grundsätzlich gegen die Notwendigkeit einer scharfen Auseinanderhaltung von a und b, wenn auch damit bereits angedeutet wäre, daß die Natur nicht so genau nach unserm Schema verfährt; dieser Fall ist verschiedentlich beobachtet. Aber ich habe zeigen können, und jede neue Erfahrung bestätigt dies, daß WAAGENS Variationen und Mutationen sich überhaupt nicht in seinem Sinne auseinanderhalten lassen²⁾.

Unsere paläontologische Wissenschaft ist nachgerade sehr reich an Beobachtungen; wenn sich aus dem ganzen riesenhaften Material, das auf so viele Sammlungen verteilt, der wissenschaftlichen Forschung mehr oder weniger zugänglich ist, wenn sich aus der zahlreichen Literatur ein einziges

¹⁾ Siehe auch DACQUÉ: Zur systematischen Speciesbestimmung N. J., Beil.-Bd. XXII, S. 652 ff.

²⁾ WEPFER: *G. Oppelia*, S. 41/42.

Beispiel vorzeigen läßt, daß Mutationen sich in der von WAAGEN gewünschten Weise auseinanderhalten lassen als untrügliche und ausschließliche Leitfossilien für bestimmte Zonen, dann erst glaube ich an den Wert der minutiösesten Unterscheidungen. Daß *subradiatus* sich in *fuscus-aspidooides* fortsetzt, und etwa *Peltoceras annulare in athleta* und weiter in *perarmatum*, das steht außer Zweifel. Aber für mich ist die Frage die, ob diese Umwandlung ein für allemal und überall denselben Weg durchlaufen hat, ob eine Formenreihe wie die WAAGENS — vorausgesetzt, daß ihr nicht die oben erwähnten Mängel anhafteten — allgemeine Verbreitung hat. Für mich steht folgende Tatsache fest: *subradiatus* und *fuscus* scheinen sich stets auseinanderhalten zu lassen, das ist die einzige Unterscheidung, die bleibenden Wert und praktische Bedeutung hat, — alles andere schwimmt; das lehrt den, der einmal eine dieser Oppelien hat bestimmen wollen, einfach die Erfahrung. Wer freimütig genug ist, den lehrt die Erfahrung noch viel mehr, nämlich daß sich heute eigentlich kaum eine Versteinerung mehr einwandfrei bestimmen läßt, soweit man sich nicht auf eines jener großen dicken Werke stützen kann, denen ein reichliches Material zugrunde gelegen hat, bei denen sich die fadenscheinige Artmacherei wegen der Fülle des Materials von selbst verboten hat (bzw. verboten haben sollte). WAAGEN, der weder Mühe noch Material gescheut hat, — dessen sorgfältig durchdachte Arbeit hat den Tatsachen nicht standhalten können; wieviel weniger werden alle diejenigen bestehen, die etwa in einer Faunenbeschreibung eben mal gerade ein paar neue „Arten“ entdecken! Wer von ihnen niemals darüber nachgedacht hat, was er eigentlich tut, wer von ihnen niemals die einfache Lehre aus der täglichen praktischen Erfahrung gezogen hat, — daß nämlich nach unserer neueren Literatur jedes Stück eine neue Art ist —, nur den kann man entschuldigen. Für ihn ist eben das Fossil, das er gefunden hat, neu, da es zufällig noch nicht abgebildet, noch nicht beschrieben ist; demnach — folgert er — muß es einen besonderen Namen haben. Freilich, wer diese Erfahrung öfters gemacht hat, trotzdem wir doch eigentlich längst genug Namen für eine kleine Gruppe, etwa der *fusca*, haben, der wird schließlich zweifeln, ob in diesem immer noch und immer wieder sich äußernden Bedürfnis wirklich der Ausdruck der unendlichen Fülle in der Natur liege, oder nicht vielmehr der Ausdruck eines grundsätzlichen Fehlers unserer Methode. Ich denke nicht, daß jemand wirklich glaubt, etwa zur Zeit, als

die Gesteine der Zone der *Oppelia fusca* abgelagert wurden, hätten nur z. B. bei Hildesheim die 6 Arten, die JOH. RÖMER¹⁾ „unterscheidet“, nebeneinander gelebt; der Verfasser selbst spricht öfter von Übergängen, — wozu aber dann gleich vier neue Namen?

Ich bin weit entfernt, dem Verf. einen Vorwurf daraus zu machen, er hat nichts getan, als eine Methode befolgt, die durch zahlreiche Autoritäten sanktioniert ist. Ähnliche Beispiele lassen sich aus berühmten Arbeiten zitieren.

Wer ist z. B., der sich getraute, etwa die zahlreichen Trachyceraten, die man aus den Mergeln der Stuores Wiesen bei St. Cassian herauslesen kann, nach MOJSISOVICS²⁾ einwandfrei zu bestimmen, ohne „cf.“, ohne „ex affinitate“, ohne „nova forma“? Schon HAUG³⁾ hat in diesem Punkt berechtigte Kritik geübt; hier zeigt wirklich jeder neue Fund, daß es Übergänge zwischen den verschiedenen kleinen Arten gibt, die freilich bis jetzt die künstlichen Lücken zwischen diesen einzelnen Arten vielleicht noch nicht vollkommen ausfüllen werden, dieses Ziel jedoch immer näher vor Augen rücken. Und selbst die Unterscheidung der Gruppe der *Trachycerata furcosa*, *valida* und *falcosa* (S. 93 ebenda), die übrigens nirgends genügend begründet ist, scheint mir hier zuschanden zu werden. Es ist trotz der guten Abbildungen wohl mißlich, allein nach der Literatur, ohne Einsicht der Originale, ein Urteil über die „Arten“ zu fällen; aber ich berufe mich nicht auf die Literatur, sondern auf das Vorkommen, auf die kleinen Ammoniten der Stuores Wiesen selbst; sie sind es, die über MOJSISOVICS' Arten den Stab brechen. Und wie es mit diesen Trachyceraten ist, so steht es auch mit denjenigen aus den anderen Fundpunkten. Meine Aufgabe ist es hier nicht, nachzuweisen, welche wirklichen wenigen Zonenfossilien aus der Gattung *Trachyceras* übrig bleiben, das wird einzig und allein die geologische Aufnahme, das Abklopfen der einzelnen Zonen ergeben; sie wird zeigen, wie viele brauchbare, unterscheidbare Arten existieren. Mich hat nun einmal die Artenauffassung MOJSISOVICS', die ich schon an anderer Stelle⁴⁾ als falsch habe erkennen können, stutzig gemacht, und es sind meine positiven Erfahrungen auf

¹⁾ Fauna der *Aspidoides*-Schichten von Lechstedt bei Hildesheim 1911.

²⁾ Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz, 1882.

³⁾ Les Ammonites du Permien et du Trias. Bull. soc. géol. France, XXII, 1894.

⁴⁾ *Oppelia*, Anm. 2, S. 7.

allen mir bekannten Gebieten der Ammoniten, die ich ins Feld führe, um meine Behauptung zu stützen, daß nicht nur, wie schon HAUG (a. a. O.) erkannte, der größere Teil der MOJSISOVICSSchen *Trachyceras*-Arten null und nichtig ist, sondern daß selbst die Einteilung und die in der Literatur vielfach als grundlegend aufgefaßte Systematik dieser Gruppe mit ihren Untergattungen und sonstigen Abteilungen auf ganz schwachen Füßen steht. Auf die *Trachyceraten* speziell bin ich mehr zufällig gekommen; sie sind einzig ein Spezialfall der recht weitverbreiteten Auffassung über Systematik und Artenaufstellung, nicht nur bei Ammonitiden, sondern auch bei anderen Wirbellosen: Schnecken, Muscheln, Brachiopoden. Und an diesem beliebig herausgegriffenen Beispiel will ich zeigen, daß das ganze Prinzip falsch ist.

MOJSISOVICS hat die Gattung *Trachyceras* LAUBE zuerst näher begründet in einer „vorläufigen kurzen Übersicht der Ammonitengattungen der mediterranen und juvavischen Trias“ (Verh. k. k. R.-A. 1879, S. 139 ff.); sie gehört hier zu den *Ceratitidae*. „Eine eigentümliche Fehlerquelle für phylogenetische Zusammenstellungen (bei den *Ceratitidae*) liegt hier darin, daß verschiedene Stämme zu verschiedenen Zeiten in ganz ähnlicher Weise abändern. Dürfen wir wirklich den polyphyletischen Ursprung von Gattungen auf Grund des unvollkommenen paläontologischen Untersuchungsmaterials annehmen? Können nicht trotz der großen Ähnlichkeit der nur allein erhaltenen Gehäuse die Tiere bedeutend verschieden gewesen sein? — Eine weitere Schwierigkeit rührt von dem intermittierenden oder sporadischen Auftreten exogener Typen her.“ In diesen wenigen Sätzen sind so große Schwierigkeiten angedeutet, so schwerwiegende Fragen aufgeworfen, daß man über ihrer grundsätzlichen Natur fast den Mut verlieren möchte, zwischen all den Klippen durchzusteuern; denn das, worauf wir unsere Systematik bauen, nämlich das Gehäuse, kann in derselben äußeren Form bei verschiedenen Tieren vorkommen? Wer traut sich aufzubauen, wenn er diese Möglichkeiten anerkannt hat? Nun, man wird gerne sagen: Zwischen der Zeit jener ängstlichen Zweifel und jetzt liegen die großen Werke MOJSISOVICS' (Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz, Abh. k. k. R.-A., Bd. X, 1882 und Cephalopoden der Hallstaetter Kalke, ebenda Bd. VI, 2. Hälfte 1893), liegt so viel andere Arbeit, die uns vorwärts gebracht und unsere Kenntnis erweitert hat. — Immerhin wäre es von Interesse, zu erfahren, wie die fast unlösbar scheinenden Schwierigkeiten doch gelöst worden zu sein scheinen. Noch 1879 sagt

MOJSISOVICS ausdrücklich (Vorl. k. Übersicht, S. 138): „Die vorläufig unterschiedenen Untergattungen betrachte ich — mit wenigen Ausnahmen — als keineswegs scharf geschieden“. Freilich die Gewöhnung an die einmal supponierte Arbeitsbasis hat die erste Unsicherheit bald vergessen lassen, und wenn auch MOJSISOVICS späterhin (Cephalopoden der Hallstaetter Kalke) manche durchgreifende Änderung in der Systematik, speziell der Trachyceraten, geschaffen hat, — diese späteren Begriffe scheinen genau so unsicher begründet wie jene ersten. Zu Beginn der Norischen Stufe (MOJSISOVICS!) der Mediterranprovinz ändern zwei verschiedene Ceratitenstämme (Vorl. k. Übersicht) so, daß beide als Stammform von *Trachyceras* betrachtet werden könnten; es „wäre möglich, daß der eine Stamm (*Cer. trinodosus*) erlischt und alle die späteren Trachyceraten dem anderen Stamme, welchem *Trach. Reitzi* angehört, entsprossen“ (S. 140). Diese bloße Möglichkeit wird stillschweigend zur Voraussetzung, auf der weitergebaut wird. „Dagegen zeigen die norischen Trachyceraten der juvavischen Provinz so viel Fremdartiges, daß für sie eine andere Abstammung sehr wahrscheinlich ist. Ich bin aber heute weder imstande, die Trachyceraten der beiden Provinzen generisch zu trennen, noch eine begründete Mutmaßung über den Ursprung der juvavischen Typen auszusprechen“ (S. 140), d. h. einfach, die Gattung *Trachyceras*, wie sie damals gefaßt wurde, ist polyphyletisch. — Aus der Charakteristik der Gattung entnehme ich folgendes: Mitte des Externteils stets mit schmaler Unterbrechung; bei den mediterranen Formen stets eine oder mehrere Dornenreihen dicht an der Unterbrechung vorhanden, bei den juvavischen dagegen sind feine Einkerbungen der Rippenenden oder gekerbte Kiele häufiger. Die Dornenspiralen werden bei den geologisch jüngeren Formen zahlreicher; doch können diese bis auf die charakteristischen Dornenreihen des Konvexteiles ganz verschwinden. Die Loben sind bei den älteren ceratitisch, die jüngeren zeigen fingerförmige Einkerbungen über die Sättel, während die Zacken der Loben an Tiefe zunehmen.

In den „Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz“ zerfällt die Familie der Ceratitiden in zwei nebeneinander herlaufende genetische Reihen: Die *Dinaritinae* und *Tirolitinae*, deren erstere die vier Gattungen *Dinarites*, *Ceratites*, *Klipsteinia* und *Arpadites*, die letztere dagegen die vier Gattungen *Tirolites*, *Balatonites*, *Badiotites* und *Trachyceras* umfaßt (S. 5). Diese letzte formenreiche Gattung umfaßt (S. 93) noch sehr abweichende Typen; „dennoch scheint

es mir nicht geraten, eine weitergehende Zerspaltung, wenigstens vorläufig, zu versuchen, da die genetischen Beziehungen der meisten Formen noch viel zu wenig bekannt sind, und da keine der verschiedenen abweichenden Variationsrichtungen, welche sich da und dort zeigen, sich zu konstant bleibenden Merkmalen herausbilden“. Die fünf Gruppen der *Trach. furcosa*, *subfurcosa*, *valida*, *margaritosa* und *falcosa*, die immerhin „nach den verwandtschaftlichen Beziehungen“ (S. 93) aufgestellt werden, hat MOJSISOVICS später selbst wieder zum Teil verlassen; es lohnt daher nicht, dabei zu verweilen.

In den Cephalopoden der Hallstaetter Kalke ist folgende Einteilung aufgestellt: (S. 395):

- I. *Dinaritinae* a) *Dinaritea*
b) *Heracleitea*
c) *Orthopleuritea*
- II. *Tirolitinae* d) *Tirolitea*
b) *Distichitea*
c) *Trachyceratea*.

Es muß betont werden, daß diese von der älteren wesentlich abweichende Systematik durchaus nicht so begründet ist, wie man es angesichts der früher (a. a. O.) geäußerten Bedenken und Schwierigkeiten erwarten sollte; jene Schwierigkeiten bestehen doch nach wie vor, und wenn es dem Manne, der Jahre seines Lebens an die Paläontologie der alpinen Trias gesetzt hat, im Laufe der Zeit gelungen war, sie zu bezwingen, so müßte der Weg zu seiner neuen Auffassung gezeigt, müßte der Umschwung derselben besser begründet werden, damit nicht der Verdacht aufkommen könnte, daß auch sie ebenso vorläufig sei wie der erste Versuch. Ein so gewaltiger Bau, der die Achtung oder Kritik der Fachgenossen auf sich ziehen mußte, hätte ein solideres Fundament erhalten müssen, wenn er der Descendenzlehre an die Hand gehen sollte¹⁾. Wenn man die einleitenden Worte MOJSISOVICS' zu *Trachyceras* liest (a. a. O., S. 617), so kann man sich des Eindrucks nicht erwehren, daß die Resignation, die aus ihnen spricht, in einem entschiedenen Gegensatz steht zu der scheinbar so zielbewußten Sichtung des Materials. „Es ist bereits (Ceph. Med. Triasprov.) bemerkt worden, daß die Gattung *Trachyceras* in dem bisherigen Umfange eine polyphyle-

¹⁾ TIETZE: Todesanzeige von MOJSISOVICS. Verh. k. k. R.-A. 1907, S. 331.

tische Vereinigung ziemlich verschiedener Stämme ist. Die Auflösung derselben nach den getrennten Stammesgeschichten zu vollziehen, muß aber einem Zeitpunkt vorbehalten werden, wo ein ungleich reichlicheres und besser erhaltenes Material — eine derartige kritische Sichtung ermöglichen wird.“ Trotzdem werden (ebenda) einige subgenerische Teilungen vorgeschlagen; *Trachyceras* (i. e. S.) wird beschränkt auf den fast ausschließlich karnischen Formenkomplex, der zu beiden Seiten der Externfurche eine Doppelreihe von Externdornen besitzt; Typus ist *Trach. Aon.*

Unter *Protrachyceras* versteht er die große Mehrzahl der norischen Arten und wenige karnische, deren Skulptur in der Mitte des Externteiles unterbrochen, und zu beiden Seiten dieser Unterbrechung, welche meistens eine alternierende Stellung der von beiden Windungshälften eintreffenden Skulptur zur Folge hat, mit je einer einfachen Reihe meistens ohrenförmig verlängerter Externdornen versehen ist. Die Unterbrechung entspricht oft einer Furche; die Externdornen stehen entweder schräg (wie die Rippen) oder sie sind — meistens — im Sinn der Spirale gestreckt. Die Loben sind bei den älteren ceratitisch, bei den jüngeren ammonitisch (dolichophyll). Die ältesten *Protrachyceraten* treten in den Buchensteiner Schichten auf und sind wohl zur Zeit des Muschelkalks von den gemmaten Balatoniten abgezweigt; sie gehen bis in die karnische Stufe, wo sie zusammen mit den von ihnen abstammenden *Trachyceraten* auftreten und in den Raibler Schichten aussterben. Die Hallstaetter Formen (S. 619) sind zweifellos echt mediterranen Ursprungs, dennoch ist es nicht möglich, die einzelnen Formen auf bestimmte Vorläufer aus den Cassianer und Wengener Schichten zu beziehen. Es dürfte das hauptsächlich daran liegen, daß aus den Cassianer Schichten bis heute noch sehr wenig Arten aus den in den Hallstaetter Schichten auftretenden Gruppen bekannt geworden sind.

Die Gattung *Trachyceras* (s. s.) hat sich durch die Verdoppelung der Externdornen aus *Protrachyceras* entwickelt; die älteste Art ist *Trach. pescolense* aus den obersten Wengener Schichten. Alle übrigen Arten sind unter- und mittelkarnisch, für welche Schichten sie bezeichnend sind. Die charakteristischen Doppeldornen entwickeln sich bei mehreren Stämmen von *Protrachyceras* nahezu gleichzeitig; noch in mittelkarnischen Bildungen vollzieht sich diese Entwicklung: „Die gleiche Entwicklungstendenz ist daher mehreren Stämmen eigentümlich“ (S. 619). Einige *Protrachyceras-*

Stämme gehen indessen direkt, ohne das *Trachyceras*-Stadium zu passieren, zu *Sirenites* (aus der juvav. Stufe) über. „Zwar treten auch bei einigen *Trachyceras*-Arten untergeordnet die für *Sirenites* charakteristischen Exsternspaltungen der Rippen auf, und bei einigen *Sireniten* treten auch Doppeldornen auf, aber *Sirenites* stammt nie aus *Trachyceras*.“ Bei *Trachyceras* ist eine Externfurche stets da; die Externrippen treffen entweder schräg auf die Furche, und zwar von der Externkante aus gerade (nicht gekrümmt), oder fast senkrecht zur Furche, wobei keine Externkante entwickelt ist. Hierher gehören die *Trach. duplica*. Bei den *margaritosa*, d. h. den Formen mit Externkante und tiefer Furche, entwickeln sich förmliche Externkiele, die von den Rippen übersetzt werden; diese Externrippen gleichen dann oft großen, schrägestellten, knotenähnlichen Anschwellungen, auf welchen die spiralverlängerten Externdornen aufsitzen. Von den Dornen ist die äußere Reihe meist kräftiger; die innere ist zugleich die ontogenetisch jüngere. Die Loben sind stets ammonitisch, mäßig dolichophyll. Fünf Gruppen werden im Hallstaetter Kalk unterschieden:

- | | |
|-----------------------------|--|
| a) <i>infundibiliformia</i> | } = Unterabteilung der <i>valida</i>
(Medit., S. 93). |
| b) <i>acanthica</i> | |
| c) <i>duplica</i> | |
| d) <i>margaritosa</i> | |
| e) <i>falcosa</i> | |

Bei den *valida* besitzen die inneren Kerne eine robustere Skulptur, niedrigere Umgänge mit mächtigen Marginalstacheln, die später schwächer werden und zugleich eine mehr laterale Position einnehmen: „Marginal-Lateraldornen“.

Unter *Anolcites* versteht MOJSISOVICS ziemlich evolute, langsam wachsende Formen; auf der Externseite findet sich keine Unterbrechung, keine Furche; aber immerhin ist eine solche durch das Vorragen der Externdornen angedeutet. Vereinzelt anolcitisches Externteile finden sich auch bei *Trachyceras*, *Protrachyceras* (!). *Anolcites* selbst reicht vom oberen Muschelkalk bis zum mittleren Carnicum, ist also der langlebigste Typus der *Trachycerata*. Die Loben sind bei den älteren ceratitisch, bei den jüngeren nicht genügend beobachtet.

Noch den einleitenden Worten MOJSISOVICS (a. a. O., 617 ff.) haben wir nicht nur das Recht, sondern geradezu die Pflicht, unser Augenmerk darauf zu richten, wie weit seine vorläufige Einteilung durchgeführt werden kann, ohne der Sache

Gewalt anzutun; und so ergeben sich zahlreiche Punkte, wo Unsicherheit herrscht. Als *Protrachyceras* werden nunmehr zahlreiche Arten der mediterranen Trias bezeichnet, die vorher z. T. *Trach. furcosa*, z. T. *subfurcosa*, z. T. *valida*, z. T. *margaritosa*, z. T. *falcosa* waren (Hallst., S. 618, 619); zu *Trachyceras* i. e. S. gehören bisherige *subfurcosa*, *valida* und *margaritosa* (S. 620); nur *Anolcites* beschränkt sich auf *furcosa* (S. 622). Wie die neue Einteilung der Gattung *Trachyceras* i. e. S. in: *infundibiliformia*, *acanthica*, *duplica*, *margaritosa* und *falcosa* (S. 621) sich zu den alten Untergruppen des einstigen *Trachyceras* stellen, wie sie sich voneinander unterscheiden, wird leider nicht erläutert, ebenso vermißt man eine klare Definition der *Protrach. furcosa* (S. 623) und der *Protrach. valida* (S. 632). — Das sind lauter Mißstände, die sich zwar aus dem vorläufigen Charakter der Einteilung ergeben, die aber jede Kontrolle dieses Systems unmöglich machen. — Die besonders auf die Ausbildung der Externornen basierte Trennung von *Protrachyceras* und *Trachyceras* läßt sich freilich im großen ganzen durchführen; doch abgesehen davon, daß man berechtigte Zweifel hegen kann, ob diese Charaktere der Natur der Sache entsprechende Unterschiede bezeichnen, kann man bei zahlreichen Formen beobachten, daß sie durch Übergänge verwischt sein können: *Protrach. Thous*, z. B. aus den *aonoides*-Sch. (Hallst., S. 629/30, Taf. 168, Fig. 3—11), ist nach MOJSISOVICS als Übergang zu *Trachyceras* zu betrachten. Bei zahlreichen Formen aus der mediterranen Trias, die nunmehr als *Protrachyceras* zu bezeichnen sind (Hallst., S. 618), sind neben der Externfurche zwei Reihen so angeordnet, daß ich darin keinen Unterschied zu *Trachyceras* i. e. S. zu erblicken vermag. So bei *laricum* (Med. Trias, S. 96, Taf. 23, 13. 24, 4. 5), *Okeani* (a. a. O., S. 97, Taf. 24, 16. 25, 1), *acutocostatum* (a. a. O., S. 104, Taf. 24, 32. 33. 30, 14) u. a. Und umgekehrt ist bei verschiedenen *Trachyceras* i. e. S. nicht zu ersehen, warum ihre Gestalt nicht genau so gut ein Unterkommen bei *Protrachyceras* erlauben sollte: So z. B. bei *Trach. dichotomum* (Med., S. 132, Taf. 24, 14). Ferner bei *Pontius* (a. a. O., S. 133, Taf. 24, 21. 22); und wenn *Pontius* zu *Trachyceras* gerechnet werden soll (Hallst., S. 620), warum dann nicht z. B. auch *Okeani* (Med., S. 97, Taf. 24, 16), das recht deutliche Doppeldornen an der Externfurche zeigt, warum nicht auch etwa *furcatum* (a. a. O., S. 110, Taf. 24, 23. 26), die beide (Hallst., S. 618) zu *Protrachyceras* eingeordnet werden?

Verschiedentlich treten uns auch Ammoniten entgegen, bei denen man — nach MOJSISOVICS! — schwanken könnte, ob ihr Mischcharakter nicht aus einem besonderen subgenerischen Typ sich erklären lasse: *Protrachyceras Thyrae*, z. B. aus dem Marmor mit *Lobites ellipticus* vom Feuerkogel, d. h. der oberen *aonoides*-Stufe (Hallst., S. 636, Taf. 169, 4) hat keine ausgesprochene Externfurche, sondern es findet sich an ihrer Stelle eine mediane Doppelreihe von Knoten, wodurch eine Annäherung an *Anolcites* (s. S. 15/16) erzielt wird. MOJSISOVICS sucht dies damit zu erklären, daß (S. 636/37) bei den Trachyceraten nicht selten atavistische, in das Balatoniten-Stadium zurückverfallende abnorme Ausbildungen der Externseite beobachtet werden können, so daß der Gedanke naheliegen kann, „daß auch hier ein analoger Fall vorliegen könnte, bei welchem aber die mediane für *Balatonites* charakteristische Knotenreihe der Länge nach in eine Doppelreihe gespalten wäre“. Diese Erklärung ist so gesucht und willkürlich, daß das Bewußtsein, sie sei nicht viel mehr als eine Redensart, geradezu befreiend wirken muß; solche Stücke sind es, deren Natur einer künstlichen Systematik den wirksamsten Widerstand leistet, von denen wir endlich lernen könnten, wie hoch wir diese Systematik, auf die das bekannte Wort von dem „systematischen Mißbrauch einer eigens dazu geschaffenen Nomenklatur“ passen könnte, einzuschätzen haben! Eine ähnliche „anolcitische“ Querverbindung der Rippen über den Externteil weg zeigt *Protrach. Arion* (Hallst., S. 634, Taf. 170, 4) und — nicht ganz so deutlich — *Medea* (a. a. O., Taf. 169, 5), „*Trachyceras*“ *mutatum* (Hallst., S. 662, Taf. 124, 12) bildet in etwas anderer Beziehung einen entsprechenden Fall, wie *Thyrae* (s. o.). „Nach der Beschaffenheit des Externteiles, welcher nicht nur keine Medianfurche zeigt, sondern von den Querrippen geradlinig übersetzt wird, möchte man geneigt sein, die vorliegende interessante Form zu *Sagenites*, bzw. zu *Trachysagenites* zu stellen (!). Die Skulpturverhältnisse der Flanken lehren aber, daß die nächsten Verwandten der Art bei *Trachyceras*, und zwar bei der Gruppe der *Trach. acanthica*, zu suchen sind“; auch hierin haben wir nach MOJSISOVICS keinen subgenerischen Zweig zu erblicken, sondern wir werden wiederum an die Möglichkeit atavistischer Rückschläge erinnert. „Dies mahnt um so mehr zur Vorsicht, als es sich nicht um eine Reihe im gleichen Sinne abgeänderter Arten oder um individuenreiche Arten, sondern bloß um ein vereinzelt Vorkommen handelt, welches durch weitere

Funde sich bloß als eine individuelle Abänderung eines normalen *Trachyceras* herausstellen könnte. Wir dürfen aus diesem Grunde auch daran keinen Anstoß nehmen, daß das charakteristische Merkmal von *Trachyceras* i. e. S., die Verdoppelung der Externdornen, bei *Trach. mutatum* nicht vorhanden ist.“ Ein Mann wie MOJSISOVICS, der so viel Wert auf die allerkleinsten Unterschiede legt, — denn damit allein kann er seine Systematik, seine Ansichten über die Entwicklung der triadischen Ammoniten stützen — sollte es vermeiden, seine Zuflucht zu „individueller“ Abänderung zu nehmen. Denn mit Recht wird man fragen, wenn die individuelle Abänderung so weit gehen konnte, daß sie nicht mehr vor Gattungsgrenzen Halt macht, wie in diesem Fall, woher wissen wir dann, ob nicht gerade die wenigen Stücke, die MOJSISOVICS oft einer Art zugrunde legt, durch individuelle Ähnlichkeit zusammengeführt worden sind; ob nicht individuelle Formenentwicklung sich in die Grundlage seiner ganzen Systematik nicht nur einmal, sondern immer wieder eingeschlichen hat? Ein größeres Material müßte wohl die Mängel erweisen; wir hören MOJSISOVICS verschiedentlich (Hallst., S. 616) über den Mangel an Material klagen, — ich kann mich des Gefühls nicht erwehren, daß dies eine Selbsttäuschung ist; das Material an sich ist sehr reichlich, nur die einzelnen „Gattungen“ und „Arten“ sind arm an Individuen, und wenn MOJSISOVICS dreimal soviel Material zur Verfügung gehabt hätte, — er hätte wohl dreimal soviel „Gattungen“ und „Arten“ gefunden, und seine Klage über das mangelnde Material wäre nicht minder beweglich erklingen!

An einzelnen Gruppen läßt sich gerade bei MOJSISOVICS zeigen, daß es tatsächlich das Übermaß von Arten ist, das eine exakte Bestimmung unmöglich macht. So z. B. gehören *Anolcites Isoldae* (Hallst., S. 696, Taf. 162, 16), *An. Lenawi* (a. a. O., S. 698, Taf. 162, 19) und *An. Carnerii* (a. a. O., S. 698, Taf. 162, 17), alle drei aus dem Marmor mit *Lobites ellipticus* des Feuerkogels (= ob. *aonoides* — St.), je auf ein Exemplar gegründet, zu einer Art; verschieden ist eigentlich nur die Intensität der Skulptur, und ich bin sicher, daß weitere Funde auch darin noch mehr Übergänge erweisen werden. Die genaue Beschreibung dieser drei „Arten“ erfüllt mehr als zwei Seiten; diese Ausführlichkeit wird man von dem Augenblick ab vermissen können, wo man die Zusammengehörigkeit erkannt hat. Ebenso gehören zusammen *Anolcites julium* (Med., S. 103/104, Taf. 13, 3. 4. 8., vgl. Hallst., S. 622), *pclasavonum* (Med., S. 107, Taf. 13, 7), *Neumayri* (a. a. O.,

S. 107, Taf. 13, 6. 14, 1) und *judicarium* (a. a. O., S. 108, Taf. 14, 3), soweit sie aus dem schwarzen schiefrigen Daonellen-Kalk bei Prezzo in Judicarien (*Archelaus*-Zone) stammen. Habitus und Skulptur sind überall genau dieselben: *clapsavonum* (Taf. 13, 7) hat am wenigsten Dornen, Dornen am Nabelrand sind indes schon angedeutet; deutlicher treten diese bei *Neumayri* (Taf. 13, 6) und *julium* (Taf. 13, 3. 4) hervor, während der dornenreichere *Neumayri* (Taf. 14, 1) den Übergang zu dem am stärksten skulpturierten *judicarium* (Taf. 14, 3) vermittelt. In der Skulptur weiß ich diese letzteren nicht von *ladinum* (Taf. 14, 2) — gleichfalls aus demselben Daonellen-Kalk — zu trennen; aber die Lobenlinie ist hier im Gegensatz zu *julium* (Taf. 13, 4) und *Neumayri* (Taf. 13, 6 und 14, 1), bei denen sie noch ziemlich ceratitisch ist, bereits ausgesprochen ammonitisch. Ich will nicht für Zusammenfassung mit den übrigen trotz der verschiedenen Lobenlinie plädieren, sondern nur daran erinnern, daß eine Auffassung sehr gut denkbar wäre, bei der als erstes und wichtigstes Moment für systematische Untersuchungen die stratigraphische Lage gilt (s. S. 433 ff.). Wir wissen, daß die Lobenlinie in ihrer Ausbildung im einzelnen schwankt, und gerade bei einer Gruppe wie *Trachyceras* im weitesten Sinn, bei der ceratitische und ammonitische Lobenlinien auftreten, kann es nicht verwundern, wenn die Zackung bei ein und derselben Art einmal auf die Sättel übergreift und das andere Mal auf die Loben beschränkt ist. Der grundsätzliche Unterschied ist jedenfalls nicht so groß, wie uns durch den frühzeitig eingetrichterten Gegensatz zwischen „*Ceratites*“ und „*Ammonites*“ vorgetäuscht wird, und jedenfalls nicht größer als die individuellen Schwankungen, wie sie sich in der Lobenlinie mancher Ammoniten finden!

Zusammenziehen lassen sich ferner drei „*Protrachycerata furcosa*“ aus dem rotbraunen Marmor des Raschbergs (*aonoides*-Zone): *Kiliani* (Hallst., S. 625, Taf. 144, 4), gegründet auf ein Stück, *inclinans* (a. a. O., S. 626, Taf. 145, 2), gegründet auf drei Stück, und *Hymenes* (a. a. O., S. 627, Taf. 144, 5), gegründet auf ein Stück. *Kiliani* ist freilich evoluter, aber die beiden letzteren unterscheiden sich nur durch schmalere Umgänge und zahlreichere schmalere Rippen bei *Hymenes*. Nach MOJSISOVICUS gehört *Kiliani* in die Verwandtschaft *Protrach. subfurcatum* (a. a. O., S. 625, Taf. 166, 6); und von *subfurcatus* kann ich den etwas schwächer skulptierten *Rudolphi* (a. a. O., S. 623, Taf. 166, 2. 3) nicht trennen; *Hadwigae* (a. a. O., S. 624, Taf. 166, 4. 5) wiederum stimmt mit

letzterem vollkommen in der Skulptur, und ist nur etwas evoluter. —

Mit diesen wenigen ganz beliebig herausgegriffenen Fällen glaube ich den Beweis erbracht zu haben, daß die Arten MOJSISOVICS, seine ganze Einteilung auf viel zu schwachen Füßen steht, als daß sie uns ein Hilfsmittel in paläontologischer oder stratigraphischer Beziehung sein könnten. Die von ihm geschaffenen Gattungsnamen haben in unsere Lehrbücher Eingang gefunden, ohne daß dabei die von ihm verfochtene Systematik genau wiedergegeben worden wäre; naturgemäß ergeben sich daraus gewisse Widersprüche, und die Unsicherheit bei der Umgrenzung eines Gattungsbegriffs wird dadurch noch größer, als sie an sich schon ist. Nach allem dem könnte nichts erwünschter sein, als eine neue gründliche Umarbeitung des gesamten MOJSISOVICSSchen Materials.

Es liegt mir weniger daran, zu zeigen, wie MOJSISOVICS selbst geirrt hat, denn damit würde ich nichts ganz Neues aussprechen; es gilt unter Paläontologen als ein offenes Geheimnis, daß die Zergliederung der triadischen Ammoniten, wie sie MOJSISOVICS durchgeführt hat, zuweit geht. Viele sind sich darüber einig, daß zahlreiche seiner Arten, ja Gattungen sich nicht aufrechterhalten lassen; es scheint aber auch unter ihnen die Meinung sehr verbreitet, daß dies ein rein äußerlicher Fehler von im Grunde untergeordneter Bedeutung sei, der leicht zu korrigieren wäre. Dem gegenüber muß darauf hingewiesen werden, daß, wer es je mit triadischen Ammoniten zu tun hat, sich unmöglich mit gutem Gewissen auf seine Arbeiten, auf seine Gattungen und Namen beziehen darf. Und es ist nicht meine Ansicht, daß gerade nur MOJSISOVICS sich so geirrt hat; das Lob, das diese großen Arbeiten immer wieder finden, die zahlreichen Arbeiten, die nach diesem Muster Systematik, Namen, Abstammungslehre machen, alles dies zeigt uns deutlich genug, wie gang und gebe diese Art wissenschaftlicher Betätigung ist, diese unglückselige Methode, die in den meisten Fällen nicht einmal nachprüft, sondern einfach bald hier, bald dort eine neue Untergattung, eine neue Art aufbaut mit blindem Vertrauen auf die einmal von Jugend auf eingelernte Systematik, auf die Namen derer, die sich durch ihre Benennungen, durch ihre Ableitungen — wenn auch unbewußt — eine Tyrannei in unserer Paläontologie angemaßt haben, unter der wir nachgerade lange genug geseufzt haben sollten. Und es ist wohl nicht einmal immer nur das Vertrauen auf jene bald historischen Namen, es ist gar zu oft nur die Unbequemlichkeit. Jeder Fund, den ich bestimmen

will, zwingt mich zu einem Kompromiß mit meinem Gewissen, jeder Ammonit, den ich finde, beweist mir die Unzulässigkeit unserer Nomenklatur, das Falsche unseres engen Artbegriffs; wer will aber aus dem einen Stück heraus alle die anders Gesinnten überzeugen?

Was die Beschreibung der Formen eines neuen Fundpunktes zeigt, das ist meistens nur, daß überall die Großarten es sind, die stark variieren, vielleicht hier etwas anders als dort, — aber das muß ja so sein, entsprechend den selten genau übereinstimmenden Lebensbedingungen. Es ist dies kein Gesichtspunkt, von dem aus das Material in Angriff genommen werden soll, sondern es ist das einzig mögliche Ergebnis aller paläontologischen Arbeiten. Und dies Ergebnis sollte man ausnützen; als ich¹⁾ auseinandersetzte, wie das Festhalten an den OPPELSchen Arten zum Teil nicht möglich sei, da ihre Unterscheidung nicht scharf sei, da wurde mir von wohlwollender Seite mitgeteilt, das hätte man schon vor dreißig oder mehr Jahren gewußt. Warum hat man dann aber nicht die Konsequenzen gezogen, warum hat man dann nicht alles getan, um zu verhindern, daß die gesamte paläontologische Wissenschaft immer weiter auf dem durch OPPELS Autorität sanktionierten Weg weiterging? Man hat nicht nur die alten Namen weiter benutzt, sondern man hat noch mehr Kinder solchen Geistes in die Welt gesetzt oder setzen lassen; mag nun der einzelne unterscheiden zwischen zoologischer und deskriptiver Art wie M. SEMPER²⁾, mag er den Wert der paläontologischen „Arten“ auch richtig einschätzen, ein unbedingtes Erfordernis ist dann jedenfalls, daß diese richtige Auffassung auch in der Nomenklatur zum Ausdruck kommt.

Die in der Paläontologie noch sehr verbreitete Binomenklatur genügt nicht nur längst nicht mehr, sondern sie gibt eine ganz falsche Vorstellung, die Vorstellung nämlich, als ob die fossile binome „Art“ etwas ebenso Konstantes, etwas der normalen binomen, zoologischen oder botanischen Art Entsprechendes wäre. Schon vor bald einem Vierteljahrhundert hatte NEUMAYR dies erkannt, (Stämme des Tierreichs S. 66/67): „Wo dies nicht möglich ist“, — nämlich die Unterscheidung von Mutationen mit ihren Varietäten, — „ist es am besten, die miteinander durch Übergänge verbundenen Formen unter einem Gesamtnamen zusammenzufassen, und die einzelnen

¹⁾ G. *Oppelia*.

²⁾ N. J. 99. I.

Typen durch besondere Namen auszuzeichnen, so daß jede derselben nicht wie in der LINNÉschen Nomenklatur durch zwei, sondern durch drei Worte bezeichnet wird.⁴ Und wie steht es heute? Jedem, der in Geologie und Paläontologie sich einarbeiten will, dem stürmt zunächst als ein wirkliches Abschreckungsmittel die Schar von Gespenstern entgegen, die sich Arten nennen, und wirklich nur „Gespinster“ sind; wer den Kampf mit ihnen aufnimmt, der merkt bald, wie fadenscheinig die Weisheit ist, aber er merkt auch bald, welch furchtbare Gegner er in ihnen hat. Um sie drehen sich die Fragen der Bestimmung; das bearbeitete Objekt selbst tritt zurück, und die ganze Arbeitskraft wendet sich den Synonymen und Nichtsynonymen zu, und schließlich ist das Resultat: es paßt nirgends hin, — das Stück, von dem ich sofort weiß, es ist ein *Amm. macrocephalus*, es ist eine biplicate Terebratel aus den Variansschichten, eine bezeichnende Versteinerung —, ich kann es nicht benennen, bevor ich so und so viele Literatur durchgewälzt habe, bevor ich meine Zeit und Arbeitskraft in lächerlichen Frägchen erschöpft habe, ob X unter *macrocephalus* auch wirklich nur dies, ob Y unter *biplicata* nicht vielmehr eine etwas stärker gewölbte Form verstanden habe!

Diese unhaltbaren Zustände verdanken wir mit und vor allem denen, die sich nicht an die einfachsten Wahrheiten gekehrt haben, und es auch jetzt noch nicht tun. Schon 1889 hat NEUMAYR (Stämme des Tierreichs, S. 67) geschrieben: „So viel ist sicher, daß die Zeit vorbei ist, in welcher es als ein großes Verdienst und eine wissenschaftliche Tat gelten konnte, einige Dutzende neuer Arten benannt und mit Diagnosen veröffentlicht zu haben.“ — Leider ist die Zeit eben immer noch nicht vorbei!

Wenn man sich an den Geist des Aufstellens und Verwendens von Arten hält, wie er heute in der Literatur herrscht, so muß man zweifeln, ob immer das Verständnis für den ursprünglichen Zweck der möglichst engen Artbegrenzung dabei noch vorhanden sei. Man muß vielmehr rein nach der Parallelität der Nomenklatur zu dem Ergebnis kommen, daß nach Ansicht zahlreicher Paläontologen die paläontologische Art der normalen zoologischen Art entspreche. Und von diesem Gesichtspunkt aus gibt es zwei mögliche, grundsätzlich verschiedene Auffassungen: Entweder zu Lebzeiten einer bestimmten Fauna bestehen so und so viele äußerst ähnliche Arten nebeneinander, oder es existiert nur eine variierende Großart, und die vermeintlichen Arten

sind nichts als deren Variationen. Eine solche Macht haben die Namen, daß die letztere a priori viel natürlichere Annahme einer gewissen Variation jeder Großart, wie wir sie bei lebenden Tieren fast alltäglich beobachten, erst belegt werden muß gegenüber der ersteren Annahme, die in der Literatur die gebräuchliche scheint. Wenn heute in Hinterindien eine Fauna mit 50 Stück Macrocephalen entdeckt wird, die alle denselben Typus haben, aber in jedem Stück etwas verschieden aussehen, so wird der Nachweis verlangt, daß es sich wirklich um dieselbe variierende Art handelt und nicht etwa um verschiedene Arten! Man sollte doch denken, daß in einer solchen Fauna zunächst einmal die Annahme von den verschiedenen, so sehr ähnlichen „Arten“, die sogar durch Übergänge verbunden sind, durch entsprechende Tatsachen in der lebenden Natur bewiesen werden müßte, aber diese Beweisführung ist überhaupt noch nie versucht worden! Im Gegensatz hierzu häufen sich von Tag zu Tag die Belege, daß diese sog. „Arten“ durch Übergänge verbunden und somit Varietäten sind. Soweit es sich dabei um zeitlich gemeinsame Variationen (im Gegensatz zu den Mutationen) handelt, kann ihre Unterscheidung im einzelnen höchstens den einen praktischen Grund der Verständigung über die eine oder andere Variationsrichtung haben; und in diesem Fall müßte ein dritter Name angehängt werden, der die Richtung der Variation anzeigt. Und mit dem Begriff der Variationsrichtung ist zugleich die Tatsache ausgesprochen, daß diese Richtung in verschiedenen Lokalitäten sich wiederholen kann; zugleich ist damit aber auch deutlich genug vor Augen gerückt, wie verhänglich es wäre, wenn wir statt dessen einen Artnamen geben würden: Nichts ist nämlich natürlicher, als daß eine Großart hier so, dort so variiert hat, denn genau dieselben Lebensbedingungen wiederholen sich kaum an verschiedenen Orten; wer einmal z. B. im schwäbischen Jura den *Amm. hecticus* gesammelt und seine starke Variationsfähigkeit beobachtet hat (s. z. B. QUENSTEDT: Ammoniten, wo dieselben wahrheitsgetreu zur Darstellung gebracht sind), der muß daran zweifeln, ob es irgendwelchen Sinn hat, diese Variationsfülle in verschiedene Art-, ja Gattungsnamen zu zwingen und dadurch widersinnig auseinanderzureißen, was doch zusammengehört. — Und wer sich klarmacht, daß *hecticus* nicht nur hier, sondern auch in Ungarn oder im französischen Jura und überall, wo immer er gelebt hat, gleichfalls variiert hat, der wird sich nicht darüber wundern, daß es diesem Tier öfters gelungen ist, hier wie dort ganz entsprechende

Formen zu erzeugen; er kann dann doch nicht diese zufällig in der Form übereinstimmenden Exemplare mit einem besonderen gemeinsamen Namen benennen und je aus ihrem Kreis herausreißen! Denn damit wird ja das ganz falsche Bild gegeben, als ob beiden Gegenden eine ganz bestimmte *hecticus*-Form gemeinsam wäre, die anderen Gegenden vielleicht fehlt, und auf deren gemeinsamen Vorkommen alle möglichen Folgerungen stratigraphischer und paläogeographischer Natur gezogen werden könnten, wovon doch nach dem angegebenen einfachen Tatbestand nicht die Rede sein kann. Dieses Bild kann sich aber, ja es muß sich in vielen Fällen geradezu aus einer gewöhnlichen Bestimmung auf Grund der verschiedenartigen zu berücksichtigenden Literatur ergeben. Verwertbar ist nur die Tatsache, daß im oberen Dogger sowohl in Süddeutschland als in Norddeutschland, als in Ungarn usw. der *Amm. hecticus* auftritt, und zwar in vielen Variationen; — nicht verwertbar ist aber die Fiktion, als wären ganz bestimmte gemeinsame „Arten“ vorhanden.

Die Frage der Artbegrenzung ist nachgerade in ein groteskes Stadium gerückt durch eine neuere Arbeit, die, auf dem alten unverständenen Dogma von der Notwendigkeit des Festhaltens aller Unterschiede fußend, das merkwürdige Rätsel des Übergangs zahlreicher „Arten“ einer Gattung ineinander durch Bastarden-Bildung zu erklären sucht! Es ist das die Arbeit von DE TSYTOVITCH über *Hecticoceras* im Callovien von Chézery (Abh. Schweiz. Pal. Ges. 1911), aus deren Resultaten ich folgenden Satz zitiere (S. 81): „Wenn ich die *Hecticoceras* von Chézery in 6 Gruppen von Arten eingeteilt habe, so habe ich damit nicht die Absicht, zwischen ihnen absolute Unterschiede aufzustellen. Im Gegenteil, wie in jeder dieser Gruppen die verschiedenen Species untereinander durch vielfache Übergänge (*liaisons multiples et complexes*) verbunden sind, so sind auch sie (die Gruppen) untereinander durch Übergänge verknüpft, die mir um so deutlicher erschienen, je größer das Material wurde. Dieses vollkommene Fehlen jeder scharfen Grenze führt uns zwingend zu der Annahme einer autochthonen(!) Fauna, deren Elemente sich rasch an Ort und Stelle vermehrt haben, indem sie zwar in verschiedenen Richtungen strebend stark variante Formen hervorgebracht haben, die aber eng miteinander verwandt sind.“ So kommt DE TSYTOVITCH auf den Gedanken, daß man es hier z. T. mit Bastarden zu tun hat. — Aus dieser Betrachtungsweise spricht die Befolgung eines Systems, das — ich nehme es zu seinen Gunsten an — mißverstanden ist. Psychologisch ist dieses Resultat

verständlich: In der Freude über die Fortschritte der vergleichenden Stratigraphie auf Grund einer genaueren Speciesunterscheidung seit OPPEL hat man den Leitwert vieler Formen überschätzt; und man kann leicht verstehen, daß man einem noch so kleinen Unterschied lieber zuviel als zuwenig Ehre antun wollte.

Hier zeigt sich uns klar die notwendige Folge der allzu subtilen Artenunterscheidung, hier zeigt sich zugleich deutlich, was der Unterschied zwischen Art und Varietät ist; nur um das Selbstverständliche zu begreifen, daß Formen einer Zone, die bei Chézery 15 bis 50 cm mächtig ist, ineinander übergehen, müssen wir mit Rücksicht auf die nun einmal herrschende Methode der vielen Arten unsere Zuflucht zur Bastardierung dieser „Arten“ nehmen! Es ist das das Extrem von dem, was geleistet werden konnte in der durch die Tradition vorgeschriebenen Richtung. Extreme aber berühren sich; und so bedarf es wahrlich nur eines etwas geänderten Gesichtspunktes, um zu erkennen, daß alle *Hecticoceraten* — zunächst bei Chézery — einer einzigen stark variierenden Art angehören. Diese Erkenntnis kann nur demjenigen Schmerzen bereiten, der seine irgendwo gesammelten *Hecticoceraten* gerne bestimmt haben möchte; die Frage ist nur die, was das Bestimmen als solches für einen Zweck hat. Wenn nun aber jemand wissen wollte, wie diese einzige Art von *Hecticoceras* zu benennen sei, so kann ich höchstens antworten: „*Hecticoceras hecticum*“, — falls diese Tautologie beruhigender wirken sollte.

Zwei Einwände könnten erhoben werden:

1. Mögen wir uns ein Bild von dem Verlauf und der Lokalisierung der Entwicklung machen, wie wir wollen: Wanderungen, vielleicht auch passive Verschwemmung in lebendem oder totem Zustand werden stets stattfinden können, und somit dürfen wir nicht überall erwarten, daß die Formen in einer bestimmten Gesetzmäßigkeit auftreten. Manche Schichten werden unter autochthonen Elementen auch Fremdlinge enthalten, und dann werden wir uns vergeblich bemühen, Ordnung hinein zu bekommen. Das könnte ja auch gerade bei Chézery der Fall sein; freilich DE TSYTOVITCH selbst ist zu dem entgegengesetzten Schluß gekommen, nämlich daß die gesamte Fauna autochthon sei (a. a. O., S. 81). Über diese Frage läßt sich wohl nicht ohne weiteres eine Entscheidung treffen. Zunächst kann betont werden, daß wir keinerlei Veranlassung haben, ausgerechnet in Chézery anormale Verhältnisse anzunehmen, derart, daß hier eine besonders bedeutende

Zusammenschwemmung verschiedenartiger Elemente stattgefunden haben sollte: über Callovien mit Macrocephalen und unter Lamberti-Schichten lagern eisenoolithreiche Kalke mit *Reineckia anceps* und *Hecticoceras*, es ist eine ganz normale Schichtfolge. Mit demselben Recht wie bisher könnten wir dann auch die anderswo vorkommenden Hecticoceraten für zusammengeschwemmt erklären, — die nebenbei überall — wo ich sie noch gesehen habe — in derselben starken Variationsfähigkeit auftreten wie bei Chézery. Und damit komme ich zu dem andern möglichen Einwand.

2. Es ist ganz zweifellos eine der verdienstvollsten Arbeitsweisen, irgendwo Schicht für Schicht abzuräumen und Zentimeter für Zentimeter die Fossilien herauszuholen; nur so wird man die Zonenbeständigkeit gewisser Formen und ihre allmähliche Veränderung feststellen können. Und wenn solche Arbeiten in verschiedenen Gegenden unter gegenseitiger Berücksichtigung durchgeführt werden, so wird man dadurch vielleicht einmal wirkliche Entwicklungsreihen aufstellen und auch den Weg der Wanderungen, der Verschiebungen gewisser Faunenelemente kontrollieren können. Dieser Methode liegt die richtige Erkenntnis zugrunde, daß wir trotz noch so großer Aufsammlungen, trotz des zum Teil riesenhaft zusammengehäuften Materials aus fossilreichen Schichten mit den Entwicklungsreihen nicht recht vom Fleck kommen, vielleicht besonders deswegen, weil die fossilärmeren Schichten stets zu wenig von den „Sammlern“ berücksichtigt werden.

Sie sind es, die doch größtenteils wahllos aus dem ihnen als fossilreich bekannten Horizont sammeln; dadurch verliert das Material mindestens seinen halben wissenschaftlichen Wert, der erst dann erschöpft wäre, wenn Zentimeter für Zentimeter abgeklopft und gesondert etikettiert würde. Von diesem Gesichtspunkt betrachtet verlieren fast alle Sammlungen beträchtlich an Wert, und ebenso auch die darauf gegründeten Publikationen, und das ist z. B. auch der nie gutzumachende Fehler bei MOJSISOVICS. Jedenfalls liegt in dieser Richtung noch eine Unsumme wissenschaftlicher Arbeit.

Es könnten also — würde man vielleicht vermuten — auch in Chézery die zahlreichen Varietäten des *hecticus* selbst in ihrem beschränkten Auftreten in einer gewissen Gesetzmäßigkeit aufeinander folgen, und das könnte vielleicht DE TSYTOVITCH entgangen sein. Auch diese Frage kann von hier aus nicht entschieden werden. Es ist kein Zweifel, daß wir in große Schwierigkeiten kommen, wenn wir innerhalb einer 15 cm (a. a. O.) mächtigen fossilführenden

Schicht horizontieren wollen. Theoretisch dürfen wir vielleicht mit Recht annehmen, daß die Formen, die ohne Zweifel von vornherein eine gewisse Variationsbreite gehabt haben, sich allmählich verändert haben, und daß wir zunächst einmal erwarten dürfen, zu unterst andere Formen anzutreffen wie zu oberst; in den dazwischenliegenden Formen haben wir dann die Übergänge zu suchen.

Nun kommt alles auf die Frage an, ob die Sedimentierung jener 15 cm Gestein so langsam vor sich gegangen ist, daß für eine Entwicklung Zeit vorhanden war; wenn nicht, so sind alle stratigraphisch-entwicklungsgeschichtlichen Untersuchungen innerhalb dieser Zone unnötig, wenn ja, so wäre es unverständlich, wenn innerhalb der langen Zeit, — die man für eine allmähliche Entwicklung doch wohl annehmen muß — und angesichts der minimalen Sedimentation, d. h. der schlechten Erhaltungsmöglichkeit, die Schalen aller der Hectococeren, die das damalige Meer bevölkerten, wirklich erhalten, und zwar so gut erhalten wären. Sie können nicht lange frei dagelegen haben, sonst müßten die Schalen wenigstens zum Teil angelöst, mit Schmarotzern (*Serpula*) besetzt oder angebohrt sein; derart gut erhaltene Fossilien müssen sehr schnell eingebettet worden sein, somit bleibt für eine Entwicklung gar keine Zeit. Nur wenn die Sedimentation innerhalb einer solchen Zone eine ungeheuer gleichmäßige gewesen ist, nur wenn gar keine Umschwemmungen, gar keine Meeresströmungen stattgehabt haben, können wir erwarten, daß uns die Formen in der Reihenfolge ihrer Entwicklung auch heute noch vorliegen, und nur dann dürfen, ja müssen wir jedes Stück, das etwas höher liegt als das andere, und wenn es auch nur $\frac{1}{2}$ cm höher begänne, daraufhin ansehen, ob der Lauf der Entwicklung sich in seiner Form ausspricht, und wir müssen es, wenn wir einen Unterschied gegenüber dem „älteren“ Stück feststellen können, besonders benennen. Diese Benennung hat den Zweck, zu zeigen, daß es sich hier um eine besondere Form handelt; wie verfolgt man ihren Horizont?

Das sind doch wohl die notwendigen Konsequenzen aus der Methode des Absuchens Zentimeter für Zentimeter; und so wäre jedenfalls diese Paläontologie sehr abhängig von stratigraphischen Gesichtspunkten. Es fragt sich überhaupt, ob man dieser Methode einen Erfolg garantieren kann, und was ihre Fehlerquellen sein werden. Ganz allgemein ergeben sich jedenfalls große Schwierigkeiten. Nehmen wir an, wir hätten irgendwo etwa in der Bank 1 den *Amm. subradiatus*

mit seinen Variationen, weit darüber in der Bank 10 den *Amm. fuscus* mit den seinen — und in den zwischenliegenden Bänken 2—9 die allmählichen Übergänge, und zwar in jeder Bank eine nur ihr eigene ausgesprochene gesetzmäßige Mutation; das wäre also ein Fall, wie ihn WAAGEN erkennen wollte. Wir hätten zunächst hier 10 gute Leitfossilien, und zwar — so gut wie *subradiatus*, so gut wie *fuscus* — je mit ihrer Variationsbreite. Ich bezweifle, daß man nun praktisch die Mutationen zweier aufeinanderfolgenden Bänke, die einander sehr ähnlich sein müssen, klar unterscheiden kann; die jedesmal zugleich auftretenden Variationen werden die Merkmale bald der nächst älteren, bald der nächst jüngeren Mutation zufällig wiederholen können, und schließlich wird eine Form neben der aus ihr entstandenen Mutation weiterleben können; die an und für sich minimalen Unterschiede zwischen all diesen Mutationen werden verschwimmen und für die Praxis illusorisch werden. Aber zugegeben, auch diese Unterscheidung mag möglich sein, es mag gelingen, ein Merkmal herauszufinden, das bei aller Variation konstant bleibend nur die allmähliche Mutation widerspiegelt (freilich widerspricht dies meinen Erfahrungen bei Ammoniten, denn hier schwankt alles), — wird es stets in allen Gegenden, unter allen Lebensbedingungen dasselbe Merkmal sein, auf das wir bauen können? Es ist schon ausgesprochen worden, daß eine Großart — etwa *subradiatus* — hier diese, dort jene Variationscharaktere besonders ausgeprägt zeigen wird, daß damit die Form hier wie dort ihren besonderen Gesamtcharakter wird zeigen können, oder — um mit den Freunden der vielen Arten zu sprechen — hier andere der Gegend eigene Arten auftreten mögen als dort. Demnach wird auch die Entwicklung im einzelnen und im kleinsten hier anders vor sich gehen müssen als dort, hier werden andere Mutationen auftreten als dort, Wanderungen und Verschimmungen stören die ursprüngliche Ordnung, ortsfremde Elemente führen uns irre, und damit erklärt sich nicht nur die Unmöglichkeit, ein Fossil so zu bestimmen, daß es einer derart strengen Artenauffassung genügt, damit erklärt sich ganz allgemein, daß man nicht erwarten darf, die Mutationen der vorhin angenommenen Bänke 1—10 auch nur in einem beschränkten Gebiet in derselben Art und Weise aufeinanderfolgen zu sehen, da ihre Unterscheidung auf all zu subtilen Merkmalchen beruht.

Durch all diese Überlegungen soll der Wert stratigraphisch paläontologischer Untersuchungen im kleinen durchaus nicht

völlig geleugnet werden; nur die Grenzen, die dieser Arbeitsweise gestellt sind, müssen wir im Auge behalten.

Die Mehrzahl der neueren „Arten“ ist jedenfalls ohne derartige Überlegungen aufgestellt worden, und sie haben zum Ausbau unserer Stratigraphie keinen Deut beigetragen, sie haben für entwicklungsgeschichtliche Untersuchungen gar keinen Wert, sie sind nur dazu da, um zu verwirren, da sie nur Einzelfälle irgendeiner Variation, einer Mutation darstellen, und in manchen Fällen wohl nicht einmal das, sondern Kombinationen von beiden.

Hand in Hand mit der besprochenen Arbeitsweise muß jedenfalls eine weitere Arbeit gehen, und das ist die Untersuchung der Variationsbreite der Formen innerhalb eines gewissen Zeitabschnittes. Die Ammoniten werden — etwa im Jura — stets als die besten Leitfossilien bezeichnet, und mit Recht; ihre Variationsbreite aber ist z. T. ganz außerordentlich groß. Die Leitfossilien freilich werden immer wieder erkannt, aber unsere Methode bringt es mit sich, daß sie nur in möglichst enger Artumgrenzung anerkannt werden, die abweichenden Formen — „ähnliche Arten“ — werden zu wenig beachtet. Es wird sich, wenn nur erst das genügende Material gesammelt und vor allem auch mit anderen Augen betrachtet wird, herausstellen, daß es sich fast durchweg nicht um verwandte Arten, sondern um Variationen handelt.¹⁾ Den Nachweis für die „Gattung“ *Hecticoceras* hat DE TSYTOVICH erbracht; und es müßte eine dankenswerte Aufgabe sein, zu verfolgen, wie weit die Variationsbreite bei allen Ammoniten geht. Daraus würde man ein Urteil gewinnen über den Wert zahlreicher Unterscheidungen, nicht nur von Arten, sondern auch von Gattungen. Daraus würde man vielleicht auch erkennen können, wie wir unversehens durch sie von der wissenschaftlichen Beobachtung weggeführt und zu einem Turnier der Wörter gezwungen werden. Wenn es einmal z. B. irgendwo gelingen wird, etwa die Formen zu finden, die zwischen den ältesten Oppedien und Harpoceraten stehen, — und ich zweifle nicht, daß auch dies gelingen wird, sowie wir nur einmal gelernt haben, mit anderen Augen zu sehen, — nun, so würde dies auch ohne die exakten und kleinlichen Unterscheidungen gelingen. Ja, diese sind es gerade, die unseren Blick in dieser Beziehung

¹ Ähnliche Anschauungen äußert neuerdings auch G. HOFFMANN: Stratigraphie und Ammonitenfauna des unteren Doggers in Sehnde bei Hannover, 1913.

eher trüben, sie sind daran schuld, wenn wir vor lauter Bäumen den Wald nicht sehen.

QUENSTEDT hat schon viele Übergänge gekannt zwischen Formen, die später in verschiedenen Gattungen eingeordnet sind; wir haben größtenteils das Auge dafür verloren, da durch zahlreiche „Arten“ und „Gattungen“ der Begriff des Überganges erstickt wird. Ich möchte glauben, daß es gar nicht so viel ist, was uns fehlt, daß dieses und jenes Glied deshalb nicht in seinem Wesen erkannt wird, weil es uns durch das Gewand seines Namens entstellt ist.

Es ist gewiß in vielen Fällen nur die Gewöhnung an so viele von Jugend auf und immer wieder in die Ohren klingende Namen, ihre durch andauernden Gebrauch in der Literatur erlangte, fast historische Bedeutung, durch die wir uns abhalten lassen, den Dingen auf den Grund zu sehen, durch die wir zu sehr das Bewußtsein verlieren, daß es ja nur Benennungen sind, die von unseresgleichen gegeben worden sind, dieses Bewußtsein, zu dem wir uns immer wieder von neuem durchringen müssen. Ungern tastet man an Althergebrachtes, dem nur zu leicht nur wegen seines Alters ein ganz unverdienter Nimbus anhängt, und manche schlecht begründete Art behauptet sich ihren Platz in der Literatur. Alle unsere paläontologische Arbeit wird beeinflusst von dem mehr oder weniger bewußten Bedürfnis, den Gedanken der Entwicklung zu stützen; und leicht verständlich ist daher die Tendenz, die sich so sehr in der Literatur zeigt, jeden kleinen Unterschied festzulegen durch besondere Namen. Aber die Namen haben genau das Gegenteil von dem bewirkt, was zu ihrer Rechtfertigung angeführt wird. Unter ihrer Ägide sind die einstigen Arten zu Gattungen avanciert, und die Kluft, die man zwischen Art und Art viel leichter überbrückt, erscheint uns dadurch nur größer, als sie in Wirklichkeit ist. Die Gattungs- und Artnamen sind es, die uns glauben machen, die Formen wären viel selbständiger, als sie in Wirklichkeit sind, und durch diesen Glauben wird der Entwicklungslehre gerade der schlechteste Dienst erwiesen.

In der Diskussion zum Vortrage von Herrn WEPFER führt Herr H. SALFELD-Göttingen über Artbildung bei Ammoniten folgendes aus:

Die Ausführungen des Herrn WEPFER veranlassen mich, einige Beobachtungen mitzuteilen über das Vorhandensein engbegrenzter Arten bei Gruppen aus dem Stamm der *Peri-*

sphinctoidea, bei denen unter Berücksichtigung des sämtlichen mir zugänglichen Materials keine Übergangsformen gefunden werden konnten. Damit sollen die Resultate des Herrn WEPFER an dem Material aus dem Stamm der *Oppeloida* gar nicht in Zweifel gezogen, nur vor einer zu weitgehenden Verallgemeinerung gewarnt werden. Es ist mir wohl bekannt, daß bei schwachskulptierten Formen sich sehr schwer Variationsbreiten von Arten feststellen lassen, bzw. überhaupt eine scharfe Trennung zwischen verschiedenen Arten der gleichen Gruppe nicht zu ziehen ist. Dies trifft nach meinen bisherigen Beobachtungen auf eine große Zahl von Gruppen der „Gattung“ *Oppelia* zu.

Zu dem Stamm der *Perisphinctoidea* (inkl. *Stephanoceras* usw.) muß ich auch aus an anderer Stelle zu erörternden Gründen die Gattung *Cardioceras* zählen. Ich greife hier die von allen Autoren sehr weitgefaßte Art „*Cardioceras alternans*“ heraus. Diese eine sogenannte Art bin ich genötigt, in vier, auch stratigraphisch wichtige Gruppen zu trennen, denen bisher 24, meist neue Arten, angehören, die nicht durch Übergangsformen verbunden sind. Auch bei engster Artbegrenzung waren unter „*Cardioceras alternans* v. BUCH“ immer noch Angehörige von zwei gänzlich verschiedenen Gruppen zusammengefaßt: nämlich *Cardioceras alternans* v. BUCH Typ. aus den Impressatonen des Weißjuras α oder der Zone des *Perisphinctes Wartae* BUK. des unteren Oberoxfords mit hohem schmalen und sehr fein gezähneltem Kiel, und Angehörige der Gruppe des *Cardioceras Kitchini* n. sp. (z. B. als „*alternans*“ in den Jurassic Rocks of England von H. B. WOODWARD abgebildet) aus dem unteren Kimmeridge oder der Zone mit *Rasenia* (n. gen.) *cymodoce* D'ORB. Typ. (non *Amm. cymodoce* BAYLE, TORNQUIST) mit hohem, aber breitem Kiel, der kaum halb so viel „Kielleisten“ trägt als *Card. alternans* v. BUCH Typ. „Kielzähnen oder Kielknötchen“.

Dem Alter nach schiebt sich zwischen beide Gruppen ein die Gruppe des *Cardioceras Bauhini* OPPEL (= *alternans* QUENSTEDT e. p.) mit einem breiten, niedrigen, kaum abgesetzten Kiel, der von Kielleisten in ähnlicher Anzahl gequert wird wie bei der Gruppe des *Card. Kitchini*. Dieser breite, niedrige Kiel tritt aber nur auf dem Steinkerne in Erscheinung, während die Schale auf der Externseite zugeschärft ist, und damit noch ein wichtiges Charakteristikum der alten Cordatengruppe aufweist.

Es ist leicht einzusehen, daß durch ein stärkeres Ausstülpfen des breiten Kieles aus der *Bauhini*-Gruppe die *Kitchini*-Gruppe

entstehen würde. Da außerdem die *Kitchini*-Gruppe zeitlich auf die *Bauhini*-Gruppe folgte, so gewinnt es an Wahrscheinlichkeit, daß tatsächlich die *Bauhini*-Gruppe nach dieser Richtung permutierte, soweit Angehörige der *Bauhini*-Gruppe als Verfahren der *Kitchini*-Gruppe des unteren Kimmeridge anzusehen sind. Die *Bauhini*-Gruppe wiederum läßt sich auf Nachzügler der Cordatengruppe, welche mit letzteren noch in die Zone mit *Cardioceras alternans* hineinreicht, zurückführen, nicht aber auf die *Alternans*-Gruppe.

Wir sehen also, daß gewisse Gruppen aus der Cordaten-Gruppe nach zwei Richtungen permutieren. Die eine Gruppe gewinnt schnell den schmalen, hohen und fein gezähnelten Kiel (die *Alternans*-Gruppe, die mit *Card. serratum* SOW. Typ. in der Zone des *Perisphinctes decipiens* SOW. Typ., dem mittleren Oberoxford, ihr Ende erreicht), die andere Gruppe erhält langsamer über die *Bauhini*-Gruppe in der *Kitchini*-Gruppe einen breiten, hohen Kiel mit einer weit geringeren Zahl von Kielleisten. Aus diesen stammesgeschichtlichen Gründen kann ich auch die Gattungsbezeichnung „*Amoeboceras*“ Hyatt für die jüngeren Cardioceraten vom *Alternans*-Typ nicht aufnehmen, da diese Gattung oder Untergattung zwei divergierende Zweige umfassen würde.

Innerhalb eines jeden Schichtenkomplexes, der eine der vorgenannten Cardioceraten-Arten führt, kommen nun noch weitere Arten vor, die durch das gleiche „Permutationscharakteristikum“, welches bei *Cardioceras* in der Weise der Kielbildung beruht, ausgezeichnet sind. Diese Arten zeigen eine gewisse Variationsbreite, aber zwischen den einzelnen Arten klaffen immer beträchtliche Lücken, die auch neueres Material, auch von neuen Fundpunkten, in keinem Falle überbrücken helfen konnte. Wir werden hier also für die Artbildung innerhalb einer Permutationsgruppe zur Annahme von „Saltation“ gezwungen. Damit erhält für *Cardioceras* die enggefaßte Art eine scharf umrissene Gestalt!

Unter Berücksichtigung der Zahl der Rippen, der Art ihrer Teilung, ihrer Stärke, der Bildung der Knoten und der Gestalt des Mündungsquerschnittes wie der Involution hat sich gezeigt, daß die Berippung von der Gehäuseform abhängig ist, und zwar so, daß innerhalb jeder Gruppe, welche durch das gleiche Permutationscharakteristikum ausgezeichnet ist, die breit- und niedermündigen Formen eine spärlichere, aber kräftigere Berippung und Knotung tragen, die hoch- und schmal-

mündigen Formen dagegen meist keine oder nur schwache Knoten besitzen und sehr zahlreiche, feine Rippen tragen oder glatt werden. Diese Gesetzmäßigkeit trifft übrigens auch auf Gruppen anderer Ammonitengattungen (und wahrscheinlich auch auf Gruppen vieler Gastropodengattungen) zu.

Es entsteht nun noch die Frage, ob verschiedene Arten einer Gruppe sich zu den entsprechend gestalteten Arten der nächstjüngeren Gruppe weiter entwickelten. Für die Cardioceraten muß dies entschieden verneint werden. Ich habe nur herausfinden können, daß die Arten (oder Formen), welche in der Mitte einer „Saltationsreihe“ stehen, die engsten Beziehungen zu der nächstälteren und meist auch nächstjüngeren Gruppe aufweisen. Besonders wichtig ist, daß alle Arten einer Saltationsreihe in ihren inneren Windungen dort, wo zuerst die Gruppencharaktere deutlich werden, in Gestalt und Berippung am meisten zu den „Mittelformen“ hinneigen, so daß wir diese Jugendformen der Art nach meistens nicht trennen können. Andererseits wäre es auch schwer einzusehen, daß die verschiedenen Arten zu gleicher Zeit in absolut dem gleichen Sinne permutiert hätten.

Diese, wie mir scheint, für eine Beantwortung der von Herrn WEPFER angeregten Frage, wie überhaupt für eine Beantwortung entwicklungstheoretischer Fragen wichtigen Tatsachen konnten nur durch sehr zeitraubende statistische Arbeiten gewonnen werden, indem auf jede Erscheinung am Gehäuse einzugehen war und alles verfügbare Material nach dieser Richtung durchgearbeitet wurde. Es ist also doch wichtig, Rippen zu zählen, Kielbreiten und Gehäuse zu messen usw.

Die monographische Bearbeitung der jüngeren Cardioceraten, die abgeschlossen ist, wird mit anderen Monographien von Ammonitengattungen des oberen Juras in der *Palaeontographica* erfolgen.

Nach einer halbstündigen Pause stellt Herr WAHNSCHAFFE den Antrag, zum Vorsitzenden für den folgenden Tag Herrn C. SCHMIDT (Basel) zu wählen; die Versammlung gibt ihre Zustimmung zu erkennen.

Herr H. SALFELD-Göttingen spricht sodann über die zoo-geographische Stellung des süddeutschen oberen Juras.

Von der Ansicht NEUMAYRS, daß die Verteilung der Faunen zur Jurazeit Zonengürteln auf der Erde entspräche, sind fast alle späteren Autoren, welche sich mit diesem Gegenstande beschäftigten, abgekommen. Von neueren Arbeiten will ich hier besonders zwei zusammenfassende herausgreifen: HAUG: *Traité de Géologie*, und UHLIG: *Die marinen Reiche des Juras und der Unterkreide*. Beide sehen in der Öffnung und Schließung von Meeresstraßen zwischen den verschiedenen Meeresbecken ein sehr wichtiges Moment für die Herausbildung oder Verwischung von faunistischen Differenzen.

Trotz dieser Arbeiten hat man sich immer noch nicht recht entschließen können, den oberen Jura Mitteleuropas als zoo-geographische Einheit aufzugeben. Mit anderen Worten: man betrachtet auch heute noch den süddeutschen, schweizer, mittel- wie nordfranzösischen, englischen und nordwestdeutschen oberen Jura gern als eine Faunenprovinz, in der im südlichen Teile der mediterrane (äquatoriale HAUG), im nördlichen der boreale Einfluß überwiegt.

Auf das Verhältnis des süddeutschen oberen Juras zum mediterranen will ich hier nicht eingehen, da ich kein neues Material zur Beleuchtung dieser Frage beibringen kann. Die nahen Beziehungen zwischen den Ammonitenfaunen des süddeutschen, schweizer, mittelfranzösischen und Krakauer oberen Juras sind genügend bekannt. Der gemeinsame Zug in den Ammonitenfaunen dieser neritischen Gebiete liegt in dem häufigen Vorkommen von Oppedien, der Gruppe des *Peltoceras bimammatum*, der Gruppe des *Idoceras planula* HEHL und *balderum* OPPEL, der Gattung *Sutneria* und der Gruppe des *Perisphinctes involutus* QUENSTEDT (*Involuticeras* SALFELD). In welchem Maße gerade diese letzteren Gruppen, Derivate von *Perisphinctes*, an der Zusammensetzung der Fauna des mediterranen oberen Juras beteiligt sind, müssen die Erfahrungen erst lehren; vorhanden sind sie jedenfalls.

Nun treten im süddeutschen wie den übrigen oben genannten neritischen Gebieten des südlichen Teiles Mitteleuropas als akzessorische Faunenelemente Gruppen von Ammoniten auf, welche in dem nördlichen Teile des neritischen Gebietes eine vorherrschende Rolle spielen. Dies sind: die Gruppe des *Amm. pseudocordatus* BLAKE und *Amm. mutabilis* DAMON (non SOWERBY, non D'ORBIGNY) im oberen Teile der Bi-

mammaten-Schichten (diese Gruppe trennte ich als Gattung *Ringsteadia* ab), ferner die sog. Kimmeridge-Olcostephanen, die ich als Gattung *Rasenia* abtrennte unter gleichzeitiger Aufhebung der Großgattung „*Olcostephanus*“. Die Rasenien entwickeln sich über *Pictonia* aus *Perisphinctes*. Weiter wäre hier als Gattung zu nennen *Aulacostephanus*, die weder mit *Reineckia* noch mit den verschiedenen Hoplitengruppen aus der unteren Kreide etwas zu tun hat, sondern sich aus *Rasenia* als aulakoider Typ (mit Ventralfurche) an der Wende zwischen Unter- und Ober-Kimmeridge entwickelt.

Im unteren Portlandien spielen im nordwesteuropäischen Gebiete Formen aus der Gruppe des *Amm. Gravesi* D'ORB. und *Irius* D'ORB. eine vorherrschende Rolle, und ein gleiches trifft auch noch auf Gebiete Mittelfrankreichs, z. B. das Dep. Yonne, zu. In Süddeutschland, der Schweiz und im Rhonebecken bilden diese von mir zur Gattung *Gravesia* zusammengefaßten Formen nur noch akzessorische Faunenbestandteile.

Das Auftreten dieser akzessorischen, nordwesteuropäischen Bestandteile in der südlichen neritischen Facies, speziell in Süddeutschland, gestattet, exakte stratigraphische Vergleiche zwischen den beiden Faunengebieten durchzuführen, wie dies auf der beigegebenen Tabelle geschehen ist.

Vergleichen wir nun weiter den Fauneninhalt an Ammoniten des südlichen neritischen Gebietes Mitteleuropas mit dem nördlichen: Im untersten Weißjura sind kaum oder doch nur wenig Differenzen festzustellen, denn auch die Cardioceraten der *Alternans*-Gruppe sind in Süddeutschland wenigstens nicht als akzessorische Bestandteile aufzufassen, ebenso nicht die Aspidoceraten und Peltoceraten im nordwesteuropäischen wie borealen. Wohl aber sind in den letzteren beiden Gebieten die Oppelien akzessorische Bestandteile. Eine Art von *Cardioceras*, *C. serratum* SOW.-Typ, läßt sich trotz gegenteiliger Behauptung nicht in der südlichen neritischen Facies nachweisen. Diese Art ist auf die Zone des *Per. Achilles* und *decipiens* beschränkt. Wohl aber finden wir in Süddeutschland in dieser und der nächstjüngeren Zone die Gruppe des *Cardioceras Bauhini* OPPEL als akzessorische Bestandteile. Ein gleiches trifft zu für die nächstjüngere Gruppe des *Cardioceras Kitchini* n. sp. (= *alternans* aut. p. p.). Nicht dagegen läßt sich die jüngste Cardioceraten-Gruppe, die des *C. anglicum* n. sp. und *volgae* des oberen Kimmeridge in der südlichen neritischen Facies nachweisen.

Ein Zuzug von Peltoceraten in den nordwesteuropäischen und borealen Jura z. B. der Bimammaten-Schichten läßt sich

nicht mehr nachweisen. Ebenso sind auch nicht als akzessorische Bestandteile in diesem Juragebiete *Idoceras*, die Gruppe des *Amm. planula* HEHL und *balderum* OPPEL, wie *Involuticeras*, die Gruppe des *Amm. involutus* QU., nachzuweisen. Bis an die Oberkante des Kimmeridge finden wir in beiden Faunengebieten Aspidoceraten, und zwar in den gleichen Arten und in fast gleichem Individuenreichtum, verbreitet. Von den Gigas-Schichten an aufwärts fehlen sie dagegen im nordwesteuropäischen wie borealen Juragebiete, wie auch die aulakoiden Aspidoceraten, die Waagenien, hier nicht vertreten sind.

Wie dem nordwesteuropäischen Gebiete die Gruppe des *Idoceras planula* fehlt, so ist in dem südlichen neritischen Gebiete die gleichaltrige Gruppe *Pictonia* nicht vorhanden. [HAUG verwechselt *Amm. cymodoce* BAYLE (*Pictonia*) mit *Amm. cymodoce* D'ORB. (*Rasenia*).] Wir müssen daraus schließen, daß der vorher wie nachher bestehende Verbindungsweg über Mittelfrankreich zur Zeit der Pictonien-*Idoceras planula*-Schichten nicht bestanden hat, oder die dort herrschende Riffacies für den Austausch der Ammonitenfaunen nicht günstig war.

Nach Abschluß der Gigas-Schichten wurde Süddeutschland zum größten Teile, der nördliche Teil der Schweiz, weite Gebiete Mittelfrankreichs Land und damit jede Verbindung des nordwesteuropäischen und mediterranen Beckens in West- und Mitteleuropa aufgehoben. Von diesem Augenblicke an fehlen dann auch jegliche gemeinsamen Faunenelemente, auch in den akzessorischen Bestandteilen, und damit die Möglichkeit jeden stratigraphischen Vergleiches bis in die untere Kreide hinein.

Nach dem augenblicklichen Stande meiner Forschungen über die Faunen des europäischen oberen Juras läßt sich als Hauptzüge herauschälen: 1. im mediterranen oberen Jura haben wir Vertreter der vier im oberen Jura überhaupt vorhandenen Ammonitenstämme, der *Phylloceratida*, der *Lyto-ceratida*, der *Oppelo-Harpoceratida* und der *Stephanocero-Perisphinctoida*. Wir können heute noch nicht mit Sicherheit angeben, ob die ersteren beiden Stämme im mediterranen Jura die vorherrschenden sind.

2. In der südlichen neritischen Facies treten diese beiden Stämme außerordentlich stark zurück, worauf schon von NEUMAYR hingewiesen wurde. Es herrschen hier der *Oppelo-Harpoceratida*- und der *Stephanocero-Perisphinctoida*-Stamm.

3. Im nordwesteuropäischen wie borealen oberen Jura ist dann fast ausschließlich nur der *Stephanocero-Perisphinctoida*-

Stamm vorhanden, aber er entwickelt sich in anderer Richtung wie in dem südlichen neritischen und im mediterranen Gebiete.

4. Die nordwesteuropäische und boreale obere Jura-Ammonitenfauna entsendet wohl oft und zahlreichere akzessorische Bestandteile in das südliche neritische Gebiet, ja bis in das mediterrane, nicht aber oder doch nur äußerst selten und spärlich empfängt das nordwesteuropäische und boreale Gebiet akzessorische Bestandteile aus anderen Faunengebieten, wenigstens in Europa.

Ich glaube also den Nachweis geführt zu haben, daß kein einheitliches mitteleuropäisches Faunengebiet nach den vorkommenden Ammoniten, auf die sich für den Jura die Untersuchungen bisher allein erstreckten, vorhanden ist. In der neritischen mitteleuropäischen Facies sind zwei Faunengebiete zu unterscheiden, ein südliches und ein nördliches, zu letzterem gehört England, Nordfrankreich, Nordwestdeutschland und der pommersche Jura zur Zeit des Malms.

Ich möchte nun noch kurz das Verhältnis des nordwesteuropäischen oberen Juras zu dem borealen streifen. (Als Typ des borealen Juras sehen wir den innerrussischen an.) Alle Gruppen von Ammoniten, die im borealen oberen Jura herrschen, charakterisieren in gleicher Weise den nordwesteuropäischen, mit Ausnahme des *Amm. virgatus*, nicht aber der übrigen Virgatiten. Hinzu kommt, daß von anderen Faunenelementen die Aucellen im nordwesteuropäischen Jura spärlicher vertreten sind. Wir kennen aber andererseits aus dem borealen Jura nicht *Cardioceras serratum* SOW. Typ., *Ringsteadia*, *Pictonia*, die Gruppe der *Rasenia mutabilis* SOW. Typ, die Gruppe des *Aulacostephanus* Yo D'ORB., *Gravesia*, die Gruppen des *Perisphinctes pectinatus* PHILL., *Gorei n. sp.*, *eastlecottensis n. sp.* und *pseudogigas* BLAKE. Andererseits kennen wir bisher aus borealem Juragebiet keine Faunen, die zur Zeit der vorgenannten nordwesteuropäischen Zonen gelebt haben könnten. Ich kann daher auch HAUG (Traité) nicht beipflichten, wenn er im Portland ein westliches Faunengebiet mit dem Herrschen der Gattung *Pachyceras* (recte *Gravesia*; *Pachyceras* ist die Gruppe des *Amm. Lalandeanus* D'ORB., die Gruppe der sog. Oxford-Macrocephalen) in einen Gegensatz zu einem östlichen und nördlichen (borealen) mit dem Vorherrschen von *Virgatites* stellt, da alle Profile in Nordfrankreich und England die Altersverschiedenheit von *Gravesia* und *Virgatites* ergeben haben. Es kann sich daher leicht herausstellen, daß, abgesehen von dem bisherigen Fehlen von *Virgatites virgatus* und dem Zurücktreten der Aucellen,

der nordwesteuropäische und boreale obere Jura in bezug auf die Ammonitenfaunen identisch sind.

Vorläufig ist der hervorstechendste Zug des borealen oberen Juras nach den bisherigen Untersuchungen die überaus lückenhafte Entwicklung im russischen Becken. Oberoxford oberhalb der Schichten mit *Cardioceras alternans* und die tiefste Zone des Kimmeridge sind aus dem borealen Jura überhaupt noch nicht nachgewiesen. Im Moskauer Jura fehlt sogar das ganze Kimmeridge und die Gigas-Schichten, denn über den Alternans-Schichten transgredieren die Virgatiten-Schichten. Aus dem innerrussischen Jura kennen wir die Schichten mit *Rasenia wralensis*, dann die Schichten mit *Aulacostephanus eudoxus*, PAVLOWs Acanthicus-Schichten, und die Virgatiten-Schichten. Ob bei Simbirsk alle Stufen oberhalb der Virgatiten-Schichten und unterhalb der Craspediten-Schichten vorhanden sind, ist nach den bisherigen Untersuchungen nicht nachzuweisen. Die meisten Zonenammoniten der zwischenliegenden Stufen sind bisher von dort nicht bekannt geworden.

Ein Fund von *Aulacostephanus* (recte *Rasenia*) *groenlandicus* RAVN aus der Gruppe der *Rasenia mutabilis*, den RAVN aus Grönland neuerdings beschrieben hat, deutet wohl darauf hin, daß diese Stufe wohl mit gleicher Ammonitenfauna im „borealen“ Jura vorhanden ist.

Aus der großen Lücke in den oberjurassischen Ablagerungen von Westrußland wird uns auch klar, weshalb das Oberoxford und das Kimmeridge des Krakauer Gebietes keine borealen, beziehungsweise nordwesteuropäischen Faunenelemente führt. Es war durch eine westrussische Landmasse von dem borealen innerrussischen Becken getrennt. So sehen wir die NEUMAYRsche westrussische Insel als einen Ausläufer der skandinavischen Landmasse nach Abschluß der Alternans-Schichten auf einwandfreier Grundlage wieder erstehen, obgleich ihr BODEN (Popilany) erst kürzlich jede Existenzberechtigung abgesprochen hat, freilich studierte er nicht die Ablagerungen des Oberoxford und Kimmeridge.

Die bisher veröffentlichten paläogeographischen Skizzen für den europäischen oberen Jura werden wir daher z. T. erheblich abzuändern haben, wie wir auch unsere Ansichten über die Faunenfolgen und Faunenverbreitung stark zu revidieren haben. Eingehende Erörterungen über diesen Gegenstand werden in einem der nächsten Hefte der Beilagebände zum Neuen Jahrbuche veröffentlicht werden, wie auch die paläontologischen Untersuchungen über die Ammoniten des

Vergleichend-stratigraphische Tabelle über den oberen Jura Europas. H. SALFELD 1913.

Alpine Gebiete	Süddeutschland	Nordwestdeutschland	Zonenfolge im nordwest-europäischen Juragebiet
Garnierien-Schichten	fehlt in Süddeutschland (eventuell bilden die Cementmergel und Krebscherenkalke noch Äquivalente der hangendsten Partie der Gigas-Schichten)	Garnierien-Schichten	<i>Garnieria Marcoui</i> D'ORB.
<i>Boissieri</i> -Schichten		Wealden (teilweise mit sog. Purbeck-Schichten an der Basis)	Horizont von Riasan
			<i>Craspedites nodiger</i>
			<i>Craspedites subditus</i> und <i>Garnieria catenulata</i>
			<i>Craspedites okensis</i> und <i>Garnieria Judgens</i>
		Serpulit	<i>Perisph. giganteus</i> SOW. und <i>Perisph. bononiensis</i> DE LOR.
			<i>Perisph. pseudogigas</i> BLAKE
			<i>Perisph. Gorei</i> n. sp.
		Münder-Mergel	<i>Perisph. Eastlecottensis</i> n. sp.
			<i>Perisph. pectinatus</i> PHILL.
Tithon			(Bononien)
			landien (Hav)
			Untere Kreide
			Valanginien
			Obere Wolga-Stufe (Aquilonien)

Port-Portland	<i>Perisph. Pallasianus</i> D'ORB.	Eimbeckhäuser Plattenkalke	ζ	Krebscherenkalke Cementmergel	Acanthicus-Schichten NEUMAYRS
	<i>Vingaites miatschkoviensis</i>				
Kimmeridge	<i>Gravestia Irius</i> D'ORB.	Gigas-Schichten	ε	Plumpe Felsenkalke	
	<i>Gravestia Gravesti</i> D'ORB.				
Kimmeridge (DE LAPPA-RENT)	<i>Aulacosteph. pseudomutabilis</i> DE LOR. und <i>endoxus</i> D'ORB.	Oberes Kimmeridge (<i>Virgula</i> -Schichten)	δ	<i>Aulac. pseudomutabilis</i>	
	<i>Aulacosteph. Yo</i> D'ORB.	Mittleres Kimmeridge (<i>Pterocera</i> -Schichten)		<i>Idoceras balderum</i> OPPEL (<i>Aulac. Yo</i>)	
	<i>Rasenia mutabilis</i> SOW. typ.	Unteres Kimmeridge		Schichten mit <i>Oppelia tenuilobata</i> OPP.	
	<i>Rasenia cymodoce</i> D'ORB. typ. <i>R. uralensis</i>			<i>Per. polyplocus</i> <i>Sutneria galar</i> <i>Oppelia Wenzeli</i>	
Pterocerien (DE LAPPA-RENT)	<i>Pictonia Baylei</i> n. sp. (= <i>cymodoce</i> BAYLE)		γ	<i>Idoceras planula</i> HEHL	
Oxford	<i>Ringsteadia anglica</i> n. sp. <i>R. pseudocordata</i> BLAKE	Humeralis-Schichten mit <i>Ringsteadia</i> (Ob. Korallenoolith)	β	Bimammaten-Schichten	Bimammaten-Schichten
	<i>Perisph. decipiens</i> SOW. typ. u. <i>Perisph. Achilles</i> D'ORB. typ.	Mittlerer (bzw. oberer) Korallenoolith			
Oxford	<i>Perisph. Wartae</i> BUK. u. <i>Cardioceras alternans</i> V. BUCH typ.	Unterer Korallenoolith	α	Impressaton (<i>Card. alternans</i>)	<i>Transversarius</i> -Schichten
	<i>Perisph. Martelli</i> OPPEL und <i>Perisph. bipher</i> DE LORIOI	Obere Heersumer Schichten		<i>Transversarius</i> -Schichten	
	Noch nicht gegliedert	Untere Heersumer Schichten			



Vergleichend-stratigraphische Tabelle über den oberen Jura Europas. H. SALFELD 1913.

		Zonenfolge im nordwest-europäischen Juragebiet	Nordwestdeutschland	Süddeutschland	Alpine Gebiete	
Untere Kreide	Valanginien	<i>Garnieria Marcou</i> D'ORB.	Garnierien-Schichten		Garnierien-Schichten	
		Horizont von Riasan				
landien (Haut)	Obere Wolgostufe (Aquilonien)	<i>Craspedites nodiger</i>	Wealden (teilweise mit sog. Purbeck-Schichten an der Basis)	fehlt in Süddeutschland eventuell bilden die Cementmergel und Krebscherealkalke noch Äquivalente der längsten Partie der Gigas-Schichten		
		<i>Craspedites subditus</i> und <i>Garnieria catenulata</i>				
		<i>Craspedites okensis</i> und <i>Garnieria fulgens</i>				
		<i>Perisph. giganteus</i> Sow. und <i>Perisph. bononiensis</i> DE LOR.	Serpulit			
		<i>Perisph. pseudogigas</i> BLAKE				
		<i>Perisph. Gorci</i> n. sp.				
		<i>Perisph. Eastlecottensis</i> n. sp.				
landien (Bosonien)		<i>Perisph. pectinatus</i> PHILL.	Münder-Mergel		Tithon	
Post-Portland	Portland	<i>Perisph. Pallasianus</i> D'ORB.	Eimbeckhäuser Plattenkalke	ζ Krebscherealkalke Cementmergel Solnhofen Plattenkalke <i>Gravesia Zieten</i> n. sp. (= <i>Gigas</i> aut. e. p.) ε <i>Diceras</i> -Kalke usw. / Plümpe Felsenkalke		
		<i>Virgatites miatschkoviensis</i>				
		<i>Gravesia Irius</i> D'ORB.	Gigas-Schichten			
		<i>Gravesia Gravesi</i> D'ORB.				
Kimmeridge	Virgulien (DE LAPARENT)	<i>Aulacosteph. pseudomutabilis</i> DE LOR. und <i>eudoxus</i> D'ORB.	Oberes Kimmeridge (Virgula-Schichten)	δ Aular. <i>pseudomutabilis</i> Idoceras <i>batderum</i> OPPEL (Aulac. Yo) γ Schichten mit <i>Oppelia tenuilobata</i> OPP. <i>Per. polyptocus</i> <i>Sutoria galar</i> <i>Oppelia Wenzeli</i> Idoceras <i>planula</i> HEHL	Acanthicus-Schichten NEUMAYRS	
		<i>Aulacosteph. Yo</i> D'ORB.	Mittleres Kimmeridge (Pterocera-Schichten)			
	<i>Rasenia mutabilis</i> Sow. typ.	Unteres Kimmeridge				
	<i>Rasenia cynodoce</i> D'ORB. typ. <i>R. uralsis</i>					
	<i>Pictonia Baylei</i> n. sp. (= <i>cynodoce</i> BAYLE)					
Oxford	Oberes Oxford	<i>Ringsteadia anglica</i> n. sp. <i>R. pseudocardata</i> BLAKE	Humeralis-Schichten mit <i>Ringsteadia</i> (Ob. Korallenoolith)	β Bimammaten-Schichten	Bimammaten-Schichten	
		<i>Perisph. decipiens</i> Sow. typ. u. <i>Perisph. Achilles</i> D'ORB. typ.	Mittlerer (bzw. oberer) Korallenoolith			
		<i>Perisph. Wartae</i> BUK. u. <i>Cardioceras alternans</i> v. BUCH typ.	Unterer Korallenoolith			Impressaton (<i>Card. alternans</i>)
	Unteres Oxford		<i>Perisph. Martelli</i> OPPEL und <i>Perisph. biplex</i> DE LORIOU	Obere Heersumer Schichten	α <i>Transversarius</i> -Schichten	<i>Transversarius</i> -Schichten
			Noch nicht gegliedert	Untere Heersumer Schichten		

nordwesteuropäischen oberen Juras in Einzelmonographien zurzeit zur Veröffentlichung in der Palaeontographica in Druck gegeben sind.

Einen Teil der wichtigsten Ammoniten habe ich hier übrigens ausgestellt, wie auch die Tafeln und meine Manuskripte den an diesem Gegenstande besonders Interessierten zur Einsicht zur Verfügung stehen.

*Eine Diskussion entwickelt sich nicht.

Herr KLINGHARDT (Bonn) spricht über: **Vergleichend-anatomische und biologische Untersuchungen einer neuen Rudistenfauna aus Friaul¹⁾.**

A. Anatomische Resultate.

Die Fundstelle befindet sich am rechten Ufer des Torrente Colvera bei Maniago in Friaul. Die Schichten der Rudistenfauna gehören, wie besonders die Orbitoiden zeigen, sicherem Maastrichtien an. Während bis jetzt von dieser Stelle nur eine Rudistenart bekannt war (*Joufia reticulata* G. BOEHM), gelang es mir — bei einem prinzipiell sehr weitgefaßten Artbegriff —, 23 verschiedene Rudistenarten in dem zurzeit einzigen kleinen Steinbruche nahe „Poffabro“ nachzuweisen. Die im folgenden aufgezählten wichtigsten Resultate gründen sich auf ca. 250 Präparate von Rudisten Maniagos und ein sehr zahlreiches Vergleichsmaterial aus Südeuropa, Kalifornien, Jamaika usw. —

1. Bei folgenden Rudisten gelang es, den Schloßapparat nebst dem prachtvoll erhaltenen versteinerten Ligamente freizulegen:

Joufia reticulata G. BOEHM,
Radiolites musculosus n. sp.,
Colveraia variabilis n. g. n. sp.,
Sabinia sinuata PARONA,
Radiolites styriacus ZITTEL u. a. m.

Dabei ergab sich, daß zwar die Lage der Zähne bei den Radiolitiden recht konstant, ihre Gestalt und die Art ihres Eingreifens in die andere Klappe aber sehr verschieden ist.

¹⁾ Bei dem Vortrage wurden zahlreiche Originalpräparate vorgelegt. Die ausführliche reich illustrierte Arbeit erscheint im Laufe des nächsten Jahres.

Das in vielen Fällen versteinert erhaltene Band ließ elastische und unelastische Bestandteile deutlich erkennen.

2. Es läßt sich zeigen, daß die bis jetzt als kalkige Böden, Blasen, Maschen, Hohlprismen und Kanäle beschriebenen morphologischen Elemente (wahrscheinlich auch die akzessorischen Hohlräume) biologisch eine Einheit bilden und im Prinzip auf die Tendenz einer Schalenauflockerung zurückzuführen sind. Die sog. „Kanäle“ greifen niemals tief in die Schale hinein.

3. Bei *Joufia reticulata* G. BOEHM, *Radiolites musculosus* n. sp. und *Radiolitella forojuliensis* PIRONA haben sich die Muskelstützen in der Weise differenziert, daß sie einen mehrfachen (bis fünffachen) Kranz von Kalkleisten bilden, der sich nach der Siphonalseite des Rudisten vollkommen schließen kann.

4. Folgende innere Organe konnten deutlich abgedrückt nachgewiesen werden: a) Die Cirren des Mantels, b) die Längsmuskeln des Mantels, c) die Blutgefäße des Mantelrandes und die Arterien des Mantels selbst nebst Blutlakunen, d) die Tentakeln der Siphonen, e) bei Chamen auch die Mundsegel.

5. Die genaue Lage der Kiemen konnte festgelegt werden.

6. Die innere Organisation der Rudisten war denjenigen der rezenten Chamen sehr ähnlich.

B. Biologische Resultate.

Bestimmte Rudistenarten besitzen eine Reihe bis jetzt wenig oder gar nicht beobachteter Merkmale. Hierzu gehören vor allem ungewöhnliche Bildungen besonders der Außenschicht, die scheinbar bedeutungslos sind, sich aber regional auf sehr große Entfernung hin bei bestimmten Arten konstant erhalten; z. B. die ausgezeichneten Zuwachsstreifen von *Sauvagesia texana* ROEMER aus Texas, die in gleicher Gestalt bei den bis jetzt noch nicht beschriebenen Sauvagesien der Insel Misol (Niederländ.-Indien) zu beobachten sind¹⁾.

Eine auffallende biologische Tatsache ist ferner, daß diejenigen Rudistenarten, die in Südfrankreich gesellig bzw. vereinzelt auftreten, sich bei Maniago (Friaul) genau so verhalten.

Es läßt sich schließlich nachweisen, daß die Rudisten gebunden waren:

- a) an ein kalkiges oder kalkig-toniges Sediment,
- b) an unmittelbare Küstennähe (von einigen ganz seltenen Ausnahmen abgesehen),

¹⁾ Ich verdanke die Stücke Herrn WANNER aus Bonn.

c) an eine warme Temperatur und höchstwahrscheinlich an eine bestimmte Nahrung.

Nach Schluß der Kreidezeit trat fast auf der ganzen Erde ein tiefgreifender Wechsel in der Sedimentation ein. Hierdurch und durch die zahlreichen Begleiterscheinungen wurden die Rudisten vernichtet.

Um 12 Uhr wird die Sitzung geschlossen.

g. w. v.

gez. WICHMANN. V. SEIDLITZ. CLOOS. FISCHER.

Protokoll der geschäftlichen Sitzung vom 8. August 1913.

Zoologisches Institut, Hörsaal, morgens 8¼ Uhr.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Herr WAHNSCHAFFE berichtet über die Entwicklung der Gesellschaft im letzten Jahre. Die Mitgliederzahl belief sich bei Abschluß des letzten Mitgliederverzeichnisses (Januar 1913) auf 683. Es ist also gegen das Vorjahr (1912) eine Zunahme um 12 Mitglieder zu verzeichnen. Die Zahl der in diesem Zeitraum Neueingetretenen betrug 35, so daß die Gesellschaft durch Tod oder Austritt 23 Mitglieder verloren hat. Seit Abschluß des Mitgliederverzeichnisses für 1913 sind noch 8 neue Mitglieder hinzugekommen.

Herr STROMER VON REICHENBACH berichtet über die Rechnungsrevision; er beanstandet zwei Unklarheiten in den Belegen, die von Herrn BÄRTLING aufgeklärt werden. Daraufhin wird dem Schatzmeister von der Versammlung Entlastung erteilt.

Herr FLIEGEL berichtet in Vertretung des Schatzmeisters über den Vermögensstand der Gesellschaft.

Herr WAHNSCHAFFE berichtet über die satzungsgemäß abgehaltenen beiden Revisionen der Kasse und legt die darüber aufgenommenen Protokolle vor.

Herr HENNIG berichtet über die satzungsgemäß abgehaltene Revision der Bibliothek und verliest das Revisionsprotokoll.

Herr HENNIG verliest in Vertretung des Archivars den Bericht des Herrn SCHNEIDER: „Die Versendung der Druckschriften der Gesellschaft wurde früher durch die Druckerei

bewirkt, wird aber seit Beginn des laufenden Jahres direkt durch die Gesellschaft von einem Diener unter Aufsicht des Archivars vollzogen. Wir hoffen, dadurch eine pünktlichere Zustellung der Zeitschrift an die Mitglieder zu erzielen. Ohne erhöhte Kosten ist dabei auch die Verwendung besseren Verpackungsmaterials erreicht worden, so daß hoffentlich die Klagen über Beschädigung der Hefte auf der Post verstummen werden.

Hinsichtlich der Bücherei ist zu erwähnen, daß die verfügbaren Räume an der Grenze ihrer Aufnahmefähigkeit angelangt sind, und daß eine weitere Zunahme der Bestände unter den bisherigen Verhältnissen nur auf Kosten der Übersichtlichkeit erfolgen kann. Auch in dem für das Archiv verfügbaren Raum macht sich Platzmangel bemerkbar, so daß z. B. die geplante Aufstellung eines Schrankes für Klischees aus diesem Grunde noch wird unterbleiben müssen.“

Herr BÄRTLING berichtet über den Stand der Redaktionsarbeiten: „Seit der letzten Hauptversammlung sind wie bisher die Hefte der Abhandlungen und Monatsberichte rechtzeitig erschienen. Das Heft 6 der Monatsberichte ist kurz vor der Versammlung versandt. Heft 7 liegt bereits zur zweiten Korrektur vor. Auch die Berichte über die Fortschritte der Geologie sind rechtzeitig fertiggestellt und den Mitgliedern, die darauf abonniert haben, mit größerer Pünktlichkeit als bisher zugesandt. Besonderer Wert wurde darauf gelegt, das Erscheinen der Monatsberichte noch mehr als bisher zu beschleunigen. Soweit das in Kräften der Redaktion stand, ist eine solche Beschleunigung auch bereits gelungen, jedoch sind häufig Verzögerungen unvermeidlich, da stets der eine oder andere Autor die Korrektur nicht umgehend erledigt und dadurch den Fortgang des Drucks aufhält. Namentlich sind in den Oster- und Herbstferien, wo sich die meisten Geologen auf Reisen befinden, Verzögerungen in der Erledigung der Korrekturen von seiten der Autoren überaus häufig. In solchen Fällen ist eine entsprechende Verzögerung im Erscheinen der Monatsberichte unvermeidlich.

Auf der vorigen Hauptversammlung wurde von verschiedenen Mitgliedern der Wunsch ausgesprochen, auch die Monatsberichte mit Umschlägen zu versehen. Diesem Antrag konnte jedoch damals mit Rücksicht auf die finanzielle Lage der Gesellschaft nicht entsprochen werden. Im Laufe des Winters gelang es aber dem Berichterstatter, durch günstige Vergebung der Inseratenpacht die durch den Druck der Umschläge entstehenden Kosten zu decken. Es gelang also, auf diesem Wege die Monatsberichte mit einem Umschlag zu ver-

sehen, ohne die Kasse der Gesellschaft damit irgendwie mehr zu belasten.“

Im Anschluß daran gibt Herr STROMER VON REICHENBACH die Anregung, das Format der Zeitschrift zu vergrößern, um die Beigabe größerer Tafeln und Karten zu ermöglichen.

In der Diskussion weist Herr WAHNSCHAFFE darauf hin, daß einer solchen Änderung des Formats gewichtige Bedenken von seiten der Bibliothekare entgegenstehen, und daß auch die finanzielle Seite eingehende Prüfung erfordert.

Herr BÄRTLING warnt davor, in dieser Richtung voreilig irgendwelche Beschlüsse zu fassen, bevor die finanzielle Mehrbelastung, die durch eine Vergrößerung des Formats unvermeidlich ist, sorgfältig geprüft ist. Er erläutert, in welcher Weise eine Erhöhung der Druckkosten zu erwarten sei, hält aber die Frage infolge der Beitragserhöhung für durchaus diskussionsfähig und empfiehlt eine eingehende Prüfung, da namentlich bei paläontologischen Objekten und geologischen Karten das Format der Zeitschrift ein recht ungünstiges ist.

Herr FLIEGEL hält eine definitive Entscheidung der viel erörterten Frage auf der nächsten Hauptversammlung für wünschenswert.

Herr WICHMANN weist darauf hin, daß die Bedenken der Bibliotheksverwaltungen gegen eine Änderung des Formats einer so alten Zeitschrift recht große sind. Auch englische, französische und schwedische Zeitschriften wissenschaftlicher Gesellschaften kommen noch heute mit dem gleichen Format aus.

Herr STROMER VON REICHENBACH stellt darauf folgenden Antrag:

„Der Vorstand möge bis zur nächsten Hauptversammlung Bericht erstatten, ob das Format der Zeitschrift vergrößert werden kann.“

Der Antrag wird angenommen.

Von den Herren BÄRTLING, BORNHARDT, FLIEGEL, HENNIG, JANENSCH, MICHAEL, RAUFF, SCHNEIDER, WAHNSCHAFFE und ZIMMERMANN ist nachstehender Antrag auf Änderung der Satzungen gestellt worden:

§ 4, Absatz 2, ist zu ändern in: „das neue Mitglied erhält nach Zahlung des Eintrittsgeldes von 5 M. usw.“

Die Beiratsmitglieder haben ihre Zustimmung zu dem Antrag erklärt.

Die Herren WAHNSCHAFFE und BÄRTLING begründen den Antrag.

Herr STROMER VON REICHENBACH erweitert diesen Antrag dahin:

„die Erhebung eines Eintrittsgeldes ganz fallen zu lassen“.

Dazu sprechen die Herren WAHNSCHAFFE, BÄRTLING, FLIEGEL, zur Geschäftsordnung Herr BÄRTLING.

Der Antrag wird in der erweiterten Form des Herrn STROMER VON REICHENBACH einstimmig angenommen.

Herr WAHNSCHAFFE spricht über die erfolgreichen Schritte des Vorstandes zur Sicherung eines regelmäßigen zweijährlichen Erscheinens des Geologenkalenders und über die getroffenen Abänderungen.

Dazu sprechen die Herren QUITZOW, FRANKE (wünscht Formationstabelle, Übersicht der wichtigeren Mineralien), FLIEGEL (wünscht Tabelle der spezifischen Gewichte), SALFELD, BÄRTLING (stellt die Frage, ob ein Kalendarium gewünscht wird, zur Diskussion), THÜRACH, AX. SCHMIDT (wünscht Aufnahme der Geburtstage der verzeichneten Geologen), WAHNSCHAFFE (wünscht leichteren Deckel), DEECKE (warnt vor Aufnahme dessen, was mit guten Gründen soeben ausgeschieden wurde). Ein Kalendarium scheint im allgemeinen nicht verlangt zu werden.

Herr WAHNSCHAFFE berichtet über das Schicksal der auf Beschluß der Greifswalder Versammlung von ihm und Herrn JAEKEL verfaßten Eingabe an das Kgl. Preuß. Kultusministerium betreffend Förderung des geologischen Unterrichts. Es ist keinerlei Antwort auf die Eingabe erfolgt, es fragt sich also, wie man daraufhin weiter vorgehen soll?

Herr THÜRACH empfiehlt, die Anfrage einfach zu erneuern. Herr STROMER VON REICHENBACH schlägt vor, einen Abgeordneten für die Angelegenheit zu interessieren. Herr SCHJERNING empfiehlt persönliche Anfrage im Ministerium bei dem betreffenden Dezernenten. Herr WAHNSCHAFFE erklärt sich dazu bereit.

Zur nächstjährigen Hauptversammlung liegt eine von Herrn STILLE ergangene, von seinem Nachfolger Herrn ERDMANNSDÖRFFER aufgenommene Einladung nach Hannover vor; letzterer entwickelt das Programm dazu.

Die Einladung wird angenommen, Herr ERDMANNSDÖRFFER zum Geschäftsführer der Tagung in Hannover ernannt.

Als weitere Einladungen für die folgenden Jahre liegen bereits vor solche von Herrn PETRASCHKE nach Mährisch-Ostrau, von Herrn BÄRTLING in das niederrheinisch-westfälische Industriegebiet (Dortmund), von Herrn TORNUST nach Königsberg i. Pr.

Der Vorsitzende bittet die Mitglieder um Einsendung ihrer Separata an die Bibliothek der Gesellschaft.

Zum Vorsitzenden für die heutige wissenschaftliche Sitzung wird an Stelle des abwesenden Herrn C. SCHMIDT Herr THÜRACH gewählt.

Gegen 10 Uhr wird die geschäftliche Sitzung geschlossen.

v. w. o.

F. WAHNSCHAFFE. HENNIG. BÄRTLING.

Protokoll

der wissenschaftlichen Sitzung vom 8. August 1913.

Vorsitzender: Herr THÜRACH.

Beginn der Sitzung 10 $\frac{1}{4}$ Uhr vormittags.

Nach der Frühstückspause eröffnet der an Stelle des verhinderten Herrn C. SCHMIDT-Basel gewählte Vorsitzende Herr THÜRACH den wissenschaftlichen Teil der Sitzung.

Herr KLINGHARDT beendet seinen am Donnerstag begonnenen Vortrag.

An der Diskussion beteiligen sich Herr STROMER VON REICHENBACH und der Vortragende.

Darauf macht Herr THÜRACH einige geschäftliche Mitteilungen. Das Protokoll der Sitzung vom Donnerstag wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder werden in die Gesellschaft aufgenommen

Herr cand. geol. FRITZ M. BEHR-Bonn, vorgeschlagen von den Herren BORN, SÖRGEL, SCHNARRENBERGER. Fräulein cand. geol. THEKLA HOYERMANN, Tübingen, und

Herr cand. geol. BORIS BULDIRSKI, Tübingen, vorgeschlagen von den Herren POMPECKJ, BORN, SALFELD.

Herr Prof. Dr. MEIGEN in Freiburg i. Br., vorgeschlagen von den Herren THÜRACH, SPITZ und SCHMIDLE.

Herr Rechtspraktikant a. D. und cand. geol. WALFRIED MARX, Freiburg i. Br., vorgeschlagen von den Herren v. BUBNOFF, CLOOS und WEPFER.

Herr STROMERVONREICHENBACH spricht über geologische Beobachtungen in den Wüsten Ägyptens.

In der Diskussion sprechen Herr HENNIG und der Vortragende.

Herr H. CLOOS sprach über **Durchschmelzungen an südafrikanischen Graniten.**

Unter Zuhilfenahme von Beobachtungen im Kaplande und am Waterberge in Transvaal wurde versucht, die in einer früheren Arbeit¹⁾ mitgeteilten Intrusivformen des Erongogranites im Hererolande theoretisch zu deuten. Im Gegensatz zu den meisten Granitstöcken Südafrikas, die im Anschluß an die Faltung der „Primärformation“ ihren Erstarrungsplatz gefunden haben, sitzen die jüngeren Granitkörper des Erongo in ungefalteten Schichten auf. Die diskordante Durchschneidung der Strukturlinien des älteren, noch in toto erhaltenen Daches durch den Granitkontakt, sowie das Fehlen von Deformationen und Verdrängungen des Mantels zwingen zu der Annahme, daß der Granit sich dadurch Raum geschaffen hat, daß er die Gesteine des Intrusionsweges in seine Masse aufnahm. Auf Grund von Detailbeobachtungen am Kontakt gelangt man zu der Auffassung, daß das Aufrücken der Intrusionsfront auf Kosten niederbrechender Bruchstücke des Daches, also wesentlich auf mechanischem Wege, vor sich gegangen sei, und daß wir, wenn überhaupt, so erst in den wärmeren Tiefen des Magmas die Werkstatt der Einschmelzung zu suchen haben. Es wird die Frage berührt, ob und inwieweit wir die steigende Azidität der Erongoeruptiva (Melaphyr, Diorit, Granit usw.) und ihre entsprechend abnehmende Horizontalverbreitung zu dem Aufschmelzungsvorgang in Beziehung setzen dürfen; die Schlüssel- und Ringform des Gebirges, das Auftreten einer — nach den faciiellen Verhältnissen vielleicht schon prägranitischen — Senkung im Bereiche der Eruptivkörper wird gleichfalls mit dem Aufrücken der Schmelzung in Zusammenhang gebracht. Besonderen Schwierigkeiten begegnet der Versuch, die Modellierung zu erklären, welche der Granit von verschiedenen Gesteinen der Hülle nach Maßgabe ihrer Härte, Basizität, Durchlässigkeit erleidet: Magmatische Affinität zwischen Mantel

¹⁾ H. CLOOS, Geol. Beob. in Südafrika, 2. Geologie des Erongo im Hererolande, Beitr. zur Erforschung der deutschen Schutzgebiete, 1911, Heft 3, Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt; ausführlich berücksichtigt in BRANCA: Müssen Intrusionen notwendig mit Aufpressung verbunden sein? Sitzungsber. Kgl. Preuß. Akad. d. Wissensch. 1912.

und Granit, Schmelzpunkt und Härte der Dachgesteine, die Mitwirkung eines Wasserhorizontes an der Basis des Erongo-sandsteines werden als mögliche Ursachen besprochen.

Photographien und Zeichnungen sollten zeigen, wie frei und eindeutig sich die von keinem Pflanzenkleide verhüllten Strukturformen des Gebirges dem Auge darbieten.

Genauerer Eingehen auf diese und angrenzende Fragen soll Gegenstand einer späteren Veröffentlichung sein. An dieser Stelle sei nur noch mit herzlichem Danke des Anteils gedacht, der Herrn H. LOTZ an der Erforschung des Erongo dadurch zufällt, daß er das geologisch Anziehende des Gebirges zuerst erkannt, zu seiner Untersuchung die wissenschaftliche Anregung gegeben und die praktischen Wege geebnet hat.

Darauf schließt die Sitzung um 12¹/₂ Uhr.

v. w. o.

THÜRACH. v. SEIDLITZ. FISCHER. CLOOS.

Protokoll der Vorstands- und Beiratssitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom 8. August 1913.

Geologisches Institut zu Freiburg i. Br.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Beginn der Sitzung 3 Uhr nachmittags.

Anwesend die Herren WAHNSCHAFFE, RAUFF, HENNIG, BÄRTLING und FLIEGEL.

Vom Beirat ist kein Mitglied anwesend.

Der Vorsitzende berichtet, daß sich um das Stipendium der HERMANN CREDNER-Stiftung als Einziger Herr KRENKEL-Leipzig beworben hat, um eine Untersuchung des Juras im Tangagebiete (Deutsch-Ostafrika) auszuführen. Nach Verlesung der Voten der Beirats- und Vorstandsmitglieder wird die Verleihung des Stipendiums in Höhe von 800 M. Herrn KRENKEL-Leipzig auf ein Jahr bewilligt.

Darauf werden die den Mitgliedern für die nächste Vorstands- und Beiratswahl zu unterbreitenden Vorschläge vertraulich besprochen.

Satzungsgemäß muß als Schriftführer ausscheiden Herr FLIEGEL, als Beiratsmitglied Herr VON KOENEN, und von den

beiden anderen zunächst am längsten im Beirat vorhandenen Herren RINNE und FRICKE scheidet durch das Los Herr RINNE aus.

v. g. u.

WAHNSCHAFFE. HENNIG. BÄRTLING. RAUFF. FLIEGEL.

Protokoll der geschäftlichen Sitzung vom
9. August 1913.

Hörsaal des Zoologischen Instituts, vorm. 8¹/₄ Uhr.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Herr WAHNSCHAFFE eröffnet die Sitzung und berichtet zunächst über den Bestand der CREDNER-Stiftung.

Die HERMANN CREDNER-Stiftung hat am 21. Oktober 1912 die landesherrliche Genehmigung erhalten. Von dem aufgesammelten Betrage von 21 962 M. waren 21 000 M. in Effekten und 962 M. in bar vorhanden. Am 1. Januar 1913 wurde das Kapital der Deutschen Bank zu Berlin, Depositenkasse Qu, überwiesen, bei welcher das Separatkonto HERMANN CREDNER-Stiftung Nr. 8345 geführt wird. Überwiesen wurden 21 000 M. in Effekten (Kur- und Neumärkische Kommunal-Obligationen 4 Proz.) und 1824,20 M. in bar. Es wurden noch weitere 1000 M.-Obligationen angeschafft, dagegen mußten 500 M. Schenkungssteuer bezahlt werden. Der gegenwärtige Vermögensstand der Stiftung beträgt 22 000 M. in Effekten und 763,15 M. in bar. Dazu kommen am 1. Oktober 480 M. Zinsen. Von diesem Betrage können satzungsgemäß für dieses Jahr 800 M. erstmalig als Stipendium verteilt werden.

Im Anschluß darin gibt er bekannt, daß in der gestrigen Vorstands- und Beiratssitzung die erstmalige Vergebung der Stiftung in Höhe von 800 M. an Herrn KRENKEL zu Untersuchungen im Jura des Hinterlandes von Tanga, Deutsch-Ostafrika, erfolgt ist.

Für das folgende Jahr stehen 1000 M. zur Verfügung. Es sind bereits zwei Bewerbungen eingegangen.

Das Protokoll der gestrigen Geschäftssitzung wird vorgelesen und genehmigt.

Herr WAHNSCHAFFE beantragt im Anschluß an Punkt 10 der gestrigen Tagesordnung: „Die Versammlung möge geneh-

migen, daß die Eingabe betr. Förderung des geologischen Unterrichts auch den Kultusministerien der übrigen Bundesstaaten eingereicht wird“.

Der Antrag wird einstimmig angenommen.

Zum Vorsitzenden der heutigen wissenschaftlichen Sitzung wird Herr POMPECKJ gewählt.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

WAHNSCHAFFE. BÄRTLING. HENNIG.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung
vom 9. August 1913.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Die wissenschaftlichen Mitteilungen beginnt Herr WAGNER mit einem Vortrag über die Kalisalzlager im Ober-Elsaß.

In der Diskussion sprechen die Herren FLIEGEL, THÜRACH, SCHMIDT, POMPECKJ und der Vortragende.

Hierauf macht der Vorsitzende eine kurze geschäftliche Mitteilung.

Herr S. v. BUBNOFF spricht Über das Alter der Granite im südlichen Schwarzwald¹⁾. (Mit 2 Textfiguren.)

Die zentrale Gneismasse des Schwarzwaldes wird im Norden, Osten und Süden von einem Kranz carbonischer Granitmassive umsäumt, die sich teils unmittelbar berühren, teils durch von zahlreichen Ganggraniten und Granitporphyren durchsetzte Gneiszonen getrennt sind. Die bedeutendsten dieser Massive sind:

1. Das nordschwarzwälder Granitmassiv zwischen Offenburg und der Gegend von Herrenalb und Schramberg, wo es unter der schwäbischen Triasdecke verschwindet. Kleinere Granitstöcke, wie der von Nordrach, verbinden es mit dem mittelschwarzwälder

¹⁾ Dieser Vortrag ist eine kurze Zusammenfassung einiger Resultate aus meiner demnächst in den Mitteil. der Großb. Bad. Geol. Landesanstalt erscheinenden ausführlichen Bearbeitung der Lenzkircher Gegend. S. v. B.

2. Granitit von Trib erg, welcher mit SW—NO-Er-streckung aus der Gegend des oberen Elztales bis etwa Schil-tach-Schenkenzell reicht, oberflächlich etwa 35 km Länge besitzend.

3. Der Eisenbacher Zweiglimmergranitit zwischen Furtwangen und Menzenschwand nimmt eine nur wenig kleinere Fläche ein. Durch die Spezialaufnahmen von SAUER, SCHALCH, THÜRACH und SCHNARRENBERGER sind diese drei Massive in ihrem größten Teil bekannt geworden.

4. Der Schluchsee- oder Albtalgranit im südlichen Schwarzwald erstreckt sich aus der Gegend des Steinatales bis etwa an die Murg; die Gneismasse von Horbach—Tiefen-stein teilt ihn in einen westlichen und östlichen Lappen. Nur einen Ausläufer von ihm, durch den Gneisstreifen von Todtmoos—Gersbach—Herrischried davon getrennt, stellen die von ERDMANNSDÖRFFER und PHILIPP untersuchten porphyr-artigen Granite und Syenite des unteren Wehra- und Wiesen-tales dar.

5. Endlich liegt im südlichen Schwarzwald zwischen Kandern und Zell i. W. das O—W-gestreckte Blauen-Granit-massiv.

Der Vollständigkeit halber seien noch die zwei größeren Quarzporphyrmassen von Münstertal und Lenzkirch erwähnt.

Daß dieser, das Urgebirge umsäumende und durchwebende Granitkranz ganz allgemein in die Steinkohlenzeit zu stellen ist, war schon seit langem bekannt, denn diese Granite haben einesteils mehrfach die culmischen Sedimente durchbrochen und verändert, anderenteils treten sie schon als Komponenten jungculmischer Konglomerate auf. Nur das gegenseitige Alters-verhältnis der einzelnen Granitmassive ist noch in vielem unklar, und so mag ein Versuch, es zusammenhängend zu erläutern, nicht ganz ungerechtfertigt erscheinen.

Die geologische Aufnahme in der Gegend von Lenzkirch hat mir unter anderem einige wichtige Aufschlüsse über das Verhältnis zwischen Schluchsee- und Eisenbacher Granit geliefert, die als Ausgangspunkt unserer Betrachtung dienen können; es sei darum eine kurze Charakteristik der Lenzkircher Gegend vorausgeschickt.

Ich habe früher dargelegt, daß das Gebiet zwischen Lenzkirch und Altglashütten einen hercynisch streichenden Grabenbruch darstellt, welcher zwischen den beiden Teilen des Eisenbacher Granitmassives, dem Hochfirst und der Bärhalde (Feldberg) eingekilt liegt und dieser tektonisch tiefen Lage die Erhaltung seiner jüngeren Gesteine verdankt. Innerhalb

des Grabens sind die einzelnen Gesteine in mehrere NO—SW-streichende Zonen verteilt, wodurch ihr Zusammenhang mit der variscischen Gebirgsbildung dokumentiert wird. Von Norden beginnend, kann man folgende einzelne Streifen unterscheiden:

Die Zone der Schapbachgneise, welche auch über beide Grabenränder hinübergreift; sie bildet die südliche Grenze der großen zentralen Gneismasse und gehört im einzelnen zur Feldbergmasse im Sinne SCHNARRENBURGERS. In ihrem südlichen Teile wird sie von zahlreichen Ganggraniten injiziert und durchtrümmert, und diese lassen sich weiter verfolgen als Apophysen der nächstsüdlichen Zone der gepreßten mylonitischen Granite, welche an den beiden Randverwerfungen scharf abstoßen; es folgt weiter südlich ein breites Band von alten Schiefern und Grauwacken, welche an ihrer nördlichen Grenze ebenfalls vom gepreßten Granit injiziert sind. Dann kommt ein eigenartigerweise auch NO—SW streichendes Band feinkörniger Zweiglimmergranite, welche der Kürze halber fernerhin nach ihrem Hauptvorkommen als Urseegranit bezeichnet werden sollen. Sie grenzen mit deutlich porphyrischer Randfacies an die alten Schiefer und durchbrechen diese an mehreren Stellen; wir kommen auf dieses wichtige Gestein weiter unten ausführlicher zu sprechen. Weiter südlich zieht mit gleichem Streichen die Zone des Trümmerporphyrs, eines schon von HERRMANN genauer beschriebenen brecciosen porphyritischen Gesteins, und endlich die NO—SW-streichende jungculmische Konglomeratmulde von Lenzkirch, mit Einschaltungen von Pflanzenschiefer. Endlich folgt als südlichste Begrenzung, und zugleich wieder über beide Grabenflügel übergreifend, der Granit des Schluchsees.

So erscheint das ganze Culmgebiet von Lenzkirch eingeschlossen im Norden vom Südrand des zentralschwarzwälder Gneissmassivs, im Osten und Westen vom Eisenbacher, im Süden vom Schluchseegranit.

Wenden wir uns nun einigen Gesteinen des Lenzkircher Grabens im einzelnen zu. Eine besonders wichtige Bedeutung für unsere Untersuchungen hat der oben erwähnte Urseegranit; es ist ein feinkörniges, hypidiomorph-körniges Gemenge von Orthoklas, Oligoklas-Albit, Quarz, Biotit und Muscovit; letzterer zeigt häufig eine rosettenförmige Anordnung; sehr verbreitet sind granophyrische Verwachsungen von Feldspat und Quarz; der Quarz erscheint zuweilen idiomorph ausgebildet; als Nebengemengteile wurden häufig Topas und Turmalin beobachtet; endlich ist das häufige Auftreten von miarolithischen Hohl-

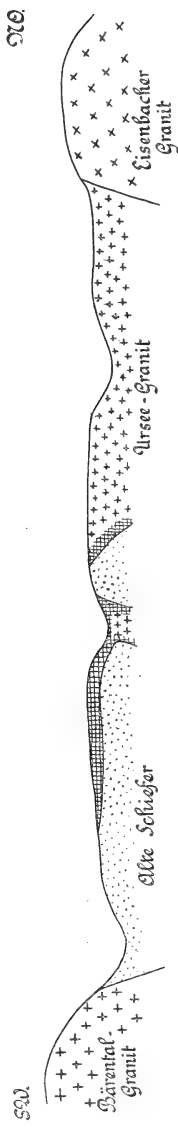


Fig. 1.

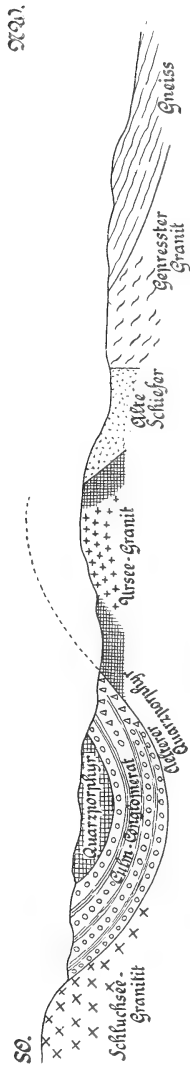


Fig. 2.

Schematisches Quer- (Fig. 1) und Längsprofil (Fig. 2) durch den Culmgraben von Lenzkirch.

räumen bezeichnend. Wird das Korn feiner, so geht das Gestein allmählich in ein panidiomorph-körniges Gefüge über, mit einzelnen pseudophärolithischen Partien von granophyrisch verwachsenem Quarz und Feldspat, so daß alle Übergänge zu einem typischen Quarzporphyr, bzw. einem Granophyr vorhanden sind. Dabei sei aber ausdrücklich betont, daß es sich beim Urseegranit doch um einen typischen Granit handelt und nicht etwa nur um eine granitische Facies eines Porphyrs, wie sie z. B. aus der Gegend von Lugano bekannt ist. Außer dem mikroskopischen Strukturbild zeigen uns das auch die geologischen Lagerungsverhältnisse. Der Urseegranit tritt zwischen den älteren culmischen Sedimenten stockförmig auf, während die zugehörigen Quarzporphyre deckenförmige Ergüsse darüber bilden. Der Urseegranit bildet gewissermaßen den Stiel zu den carbonischen Porphyrgüssen. Der enge Zusammenhang beider Gesteine resultiert auch aus den ausgeführten Analysen, die auf einige Zehntel Proz. genau miteinander übereinstimmen.

Das Alter des Urseegranites kann ziemlich genau festgelegt werden; er führt, wie auch der zugehörige Quarzporphyr, Einschlüsse von altem Schiefer und gepreßtem Granit; die Quarzporphyre lagern z. T. über diesen Gesteinen. Der Urseegranit ist also jünger wie das ältere Culm. Im jüngeren Culmkonglomerat von Lenzkirch fehlt der Granit als Komponente, dagegen treten darin die zugehörigen Granophyre, wenn auch vereinzelt, auf. Das Aufdringen des Urseegranites geschah also wohl während des jüngeren Culms unserer Gegend.

Zum gleichen Schluß führt uns auch eine andere Überlegung. Der oben erwähnte Trümmerporphyr besteht aus rötlichen porphyritischen Einschlüssen, die in eine dunkle Grundmasse eines glimmerreichen Porphyrites eingebettet sind. Schon HERRMANN erkannte den engen Zusammenhang dieser Grundmasse mit Glimmerporphyriten, die gangförmig im Quarzporphyr aufsetzen und außerdem selbständig als kleine Decke auftreten. Andererseits zeigt der Trümmerporphyr enge Beziehungen zum jungculmischen Konglomerat: es ist nämlich schon HERRMANN aufgefallen, daß mit Annäherung an das Konglomerat die Zahl der Einsprenglinge im Trümmerporphyr zunimmt und die kristalline Grundmasse stark zurücktritt, so daß zuletzt überhaupt keine scharfe Grenze zwischen Konglomerat und Porphyritbreccie besteht; die daraus zu vermutende gleichzeitige Entstehung wird endlich daraus glänzend bestätigt, daß im Trümmerporphyr genau wie im Konglomerat Einschaltungen von

Pflanzenschiefern zu beobachten sind. Damit ist erwiesen, daß Trümmerporphyr und Porphyrit hier jünger sind wie Urseegranit und Quarzporphyr und gleichaltrig mit dem Konglomerat des jüngeren Culms.

Gänge von Quarzporphyr im Trümmerporphyr und eine kleine Decke über dem Konglomerat beweisen ferner, daß zu Ende der Konglomeratbildung ein zweiter Quarzporphyrerguß stattgefunden hat. Die ganze Reihenfolge der jungculmischen Ergüsse gliedert sich also von oben nach unten in:

Jüngerer Quarzporphyr,
Glimmerporphyrit und Trümmerporphyr,
Urseegranit und älterer Quarzporphyr.

Für das Alter des Schluchseegranitits gibt uns wiederum das Konglomerat einen wichtigen Anhaltspunkt. Unter seinen Komponenten sind nämlich alte Schiefer und der Granitit von Schluchsee das bei weitem vorherrschende Material; ja, stellenweise reichert sich dieser so an, daß man von einem direkten Granitkonglomerat sprechen kann. Alte Schiefer und Granitit bildeten also die Ufer des jungculmischen Beckens, und insbesondere der Granitit muß also schon lange vorher durch Erosion freigelegt worden sein. Da er ferner von Porphyrgängen, die nachweislich mit denen von Ursee in Verbindung stehen, durchsetzt wird, so ist an seinem höheren Alter nicht zu zweifeln. Es stehen also Schluchseegranitit und gepreßter Granit dem Urseegranit als ältere Gebilde gegenüber, und ich trage kein Bedenken, wie das schon früher von HERRMANN und von mir geschehen ist, die ersten Gesteine zusammenzufassen, bzw. den gepreßten Granit als sekundär durch die carbonische Gebirgsbildung geschieferte Randfacies des Hauptgranitites anzusehen. Die Neigung zur porphyrtartigen Ausbildung, die Seltenheit oder direkt das Fehlen von hellem Glimmer und die chemische Zusammensetzung weisen ihn mit Bestimmtheit der älteren Granitreihe zu. Von ihm gehen ferner die zahlreichen Ganggranite aus, die auch sonst im Schwarzwald mit den Granititen vom Schluchseetypus (siehe Triberger Granit) verknüpft sind. Endlich zeigt der Schluchseegranitit selber dort, wo er, wie an der Grenze gegen das Culm, starkem Gebirgsdruck ausgesetzt war, eine weitgehende Kataklas- und Parallelstruktur, die ihn dann dem gepreßten Granit zum Verwechseln ähnlich macht. Nachdem wir nun über die Altersfolge im Lenzkircher Graben Klarheit erlangt haben, können wir zu der Grundfrage, dem Altersverhältnis vom Schluchsee- und Eisenbach-Granit, zurückkehren.

Auf den ersten Blick scheinen hier die Bedingungen ungünstig zu liegen, da beiderseits Verwerfungen von über 100 m Sprunghöhe die in Betracht kommenden Gesteine voneinander trennen. Aber gerade dieses tektonische Verhalten liefert uns den Schlüssel zur Lösung des Problems. Die beiderseits in den Horsten anstehenden Granite gehören ohne Zweifel zu einem Massiv, und da beiderseits nach den Rändern keinerlei Veränderung in Kern und Struktur zu sehen ist, so muß wohl angenommen werden, daß der Granitzug auch im Graben fortsetzt und beide Horste verbindet, nur daß er hier noch infolge der tektonisch tiefen Lage verhüllt liegt. Da aber im Graben die Hauptzüge der variscischen Tektonik klar zu erkennen sind, so kann vielleicht an einigen besonders günstigen Stellen Aufschluß über Lage und Verhalten des Granites erwartet werden. Eine solche wäre der Kern einer variscischen Antiklinale, d. h., eine Stelle, wo die tiefsten Schichten am höchsten heraufgepreßt sind. Versuchen wir an der Hand des schematischen Längsprofils das zu erläutern.

Von der Konglomeratmulde aus steigen die Schichten nach Norden zu an und es kommt unter dem Trümmerporphyr der ältere Quarzporphyr und der Urseegranit zum Vorschein; dann erscheinen die alten Schiefer, der gepreßte Granit, und dieser schießt wieder unter die Gneise unter, die wie auch ihre Grenzfläche nach Norden zu fallen. Ohne auf die komplizierten Verbandsverhältnisse zwischen gepreßtem Granit und Gneis näher einzugehen, kann ganz allgemein gesagt werden, daß wir nördlich von der Konglomeratmulde ein allerdings unsymmetrisches Gewölbe haben, und es ist nun sehr eigentümlich, daß gerade im Kern dieses Gewölbes der Zweiglimmergranit von Ursee heraustritt, der in einer zusammenhängenden, NO streichenden Zone fast den ganzen Graben durchquert.

Wenn also ein Granit des Grabens seiner geologischen Lage nach mit dem von Eisenbach verglichen werden könnte, so müßte es der vom Ursee sein; und in der Tat ist die Übereinstimmung, abgesehen von der Korngröße, eine sehr vollkommene, was z. T. schon HERRMANN bemerkt hat. Wir haben hier die gleiche rosettenförmige Anordnung des hellen Glimmers, häufig auftretende mikropegmatitische Verwachsungen, Häufigkeit von miarolithischen Hohlräumen und die gleichen akzessorischen Gemengteile — Topas und Turmalin, als Beweis einer für beide Gesteine gleichen pneumatolytischen Tätigkeit. Die Ähnlichkeit geht so weit, daß an der Grenze beider Gesteine die Trennung petrographisch kaum durchzu-

führen ist und die Tektonik das entscheidende Wort sprechen muß. Endlich liefert, wie ich an anderem Ort näher zeigen werde, die Analyse den entscheidenden Beweis für die Identität beider Gesteine.

Der Urseegranit stellt somit eine tiefer gesunkene und darum erhalten gebliebene randliche, feinkörnige Facies des Eisenbacher Granitstockes dar, gleichsam einen Übergang zwischen diesem Tiefengestein und den oberflächlichen Porphyrgüssen.

Damit ist aber auch ein Kriterium für das Altersverhältnis gegeben, und es kann ganz allgemein gesagt werden, daß der Zweiglimmergranit von Ursee und Eisenbach jünger ist wie der Hauptgranitit von Schluchsee. Wir wollen nun über die Grenzen unseres Gebietes hinausgehen, um möglichst die hier gewonnenen Erfahrungen auf das Altersverhältnis der übrigen Granitmassive zu übertragen. Da wäre nun zunächst auf die schon längst vermutete Übereinstimmung zwischen Schluchsee- und Triberger Granit hinzuweisen. Der allgemeine Habitus, das Fehlen des hellen Glimmers, die Neigung zur porphyrtartigen Ausbildung sind beiden Gesteinen gemeinsam. Ferner ist als übereinstimmendes Merkmal hervorzuheben die Neigung zur Bildung randlicher Differentiationsprodukte in Gestalt von Quarz-Glimmersyeniten (Typus Erzenbach). Als weiteres eigentümliches Merkmal ist beiden endlich die Einschaltung feinkörniger Granitpartien gemeinsam, die teils als undeutlich abgegrenzte Schlieren, teils als Gänge (Ganggranite) in den Hauptmassiven aufsetzen und auch den benachbarten Gneis in zahlreichen Gängen durchziehen. Sie werden von SAUER als saurere Nachschübe im Magma gedeutet. SCHALCH führt ähnliche Ganggranite auf Blatt Stühlingen direkt als Apophysen des Steinatal-(Schluchsee)-Granitites auf. Die gleiche Erscheinung läßt sich durchgehend im Schluchseemassiv beobachten, und ein vollständiges Analogon bilden die zahlreichen Ganggranite, die vom gepreßten Granit von Altglashütten ausgehen. Es ist nun eine eigentümliche Tatsache, die sich leicht auf den geologischen Spezialkarten nachkontrollieren läßt, daß diese Ganggranite zwar in großer Menge im Hauptgranitit und im Gneis aufsetzen, daß sie aber dem Zweiglimmergranit in dieser Form fehlen, wodurch auch ein wertvoller Fingerzeig für das gegenseitige Altersverhältnis gegeben ist.

Ferner ist als wichtig hervorzuheben, daß innerhalb des Triberger Granitites (siehe die betreffenden Blätter von SAUER und SCHALCH) Schlieren von miarolithischem Zweiglimmer-

granit auftreten, die petrographisch auffallend mit dem Eisenbacher Granit übereinstimmen. Einen Altersunterschied konnte SCHALCH (Bl. Furtwangen) hier nicht beobachten, ja beide Gesteine sollen direkt durch Übergänge verknüpft sein. Das führt uns zu der bedeutsamen Anschauung, daß, wenn auch der Eisenbacher Granit als Ganzes jünger ist wie die Hauptgranitite, er doch nicht etwas Besonderes darstellt, sondern wohl dem gleichen Stammagma entstammt, also gewissermaßen einen letzten, sauren Nachschub der carbonischen Granitintrusion bildet.

Kurz sei noch erwähnt, daß SAUER für das Nordschwarzwälder Granitmassiv verschiedentlich die enge Beziehung zum Triberger Granit hervorhebt, so daß wohl auch diese Gesteine nach Ursprung und Alter zusammenzufassen sind.

Gehen wir nun zum südlichen und westlichen Schwarzwald über, so sehen wir im Wehra- und Wiesentale das Auftreten eines porphyrtartigen Granitites, der schon seit langem mit dem Albtal- bzw. Schluchseegranit identisch aufgefaßt wird. Er zeigt auch wieder, wie ERDMANNSDÖRFFER erwiesen hat, die bezeichnende Neigung zur Bildung basischer Differentiationsprodukte in Gestalt der Syenite vom Erzenbachtypus. Von großem Interesse ist es, daß in dieser Gegend noch ein anderer, saurerer Granit auftritt, und PHILIPP hat sich neuerdings mit Entschiedenheit dafür ausgesprochen, daß dieser Mambacher Granit jünger sein soll wie der porphyrtartige, was zu dem allgemein gewonnenen Bild sehr wohl passen würde. Dieser Mambacher Granit ist aber nichts anderes wie die westliche Fortsetzung des Blauenmassivs. Von dem Blauengranit erwähnt SCHWENKEL, daß er im culmischen Klemmbachkonglomerat als Geröll vorkommen soll; nähere Angaben darüber fehlen bisher und sein Alter bedarf noch der genaueren Festlegung.

Der Blauengranit soll nach den Angaben von A. SCHMIDT und von GRAEFF direkt in die Zone der sogenannten Krystallgneise am Belchen übergehen, welche seine durch die variscische Gebirgsbildung geschieferte Randzone darstellen sollen; er hat also an dieser Gebirgsbildung teilgenommen, was für den Eisenbacher Granit nicht gezeigt werden kann. Mit diesem läßt sich der Blauengranit überhaupt nicht zusammenfassen, das mikroskopische Bild ist ein ganz anderes, vor allem führt er hellen Glimmer nur in unbedeutender Menge in der Grundmasse. Da er nach dem oben Erläuterten auch etwas älter zu sein scheint, so nimmt er gewissermaßen eine Mittelstellung zwischen Hauptgranitit und Eisenbacher Granit

ein; eine Auffassung, die in gewissem Sinne durch eine weiter unten angeführte Analyse bekräftigt werden kann.

Über das genaue Alter der Münstertäler Quarzporphyre fehlen zurzeit noch sichere Angaben.

Als jüngstes krystallines Gestein von culmischem Alter erscheinen endlich die zahllose Granitporphyre und Granophyre, die gleichermaßen die Gneise und alle Granite durchsetzen. Daß sie auch noch culmisches Alter besitzen, zeigt ihr Vorkommen als Gerölle in dem obercarbonischen Konglomerat von Berghaupten (siehe u. a. SCHALCH, Bl. Furtwangen).

Das bisher vorhandene Analysenmaterial ist leider recht spärlich und z. T. veraltet; immerhin lassen sich einige sehr bemerkenswerte Züge, die eine scharfe Grenze beider Granit-typen bedingen, leicht und deutlich herausfinden. Zwei Werte sind hierbei besonders charakteristisch und sollen hier kurz erläutert werden; es ist das erstens der Kieselsäuregehalt und das Verhältnis der einwertigen zu den zweiwertigen Metallen, also $R_2O : RO$. In der nachfolgenden Zusammenstellung sind diese Zahlen für einige Gesteine angegeben, und zwar umgerechnet auf Molekularquotienten und $R_2O : RO$ umgerechnet auf 10.

	SiO ₂	(Na ₂ , K ₂)O : (Ca, Mg, Fe) O
Granitit von Triberg	75,50	4,90 : 5,10
G. WILLIAMS: Die Eruptivgesteine von Tryberg, N. J. 1883, B. B. II.		
Granitit von Schapbach	72,58	4,40 : 5,60
A. SAUER: Bl. Oberwolfach—Schen- kenzell.		
Granitit von Durbach	73,64	4,70 : 5,30
A. SAUER: a. a. O.		
Gepr. Granit von Altglashütten	76,21	7,20 : 2,80
V. BUBNOFF: Mitt. Großh. Bad. Geol. Landesanst. 1912.		
Granit von Maistollen	78,64	5,60 : 4,40
A. SCHMIDT: Geologie des Münster- tales.		
Granit von Eisenbach	80,94	8,20 : 1,80
M. DITTRICH: Mitt. Großh. Bad. Geol. Landesanst. 1907.		
Granit von Ursee	81,00	7,60 : 2,40
Analytiker F. HINDEN, 1913.		
Quarzporphyr von Lenzkirch	80,57	7,30 : 2,70
Analytiker F. HINDEN, 1913.		
Quarzporphyr von Triberg	83,49	8,00 : 2,00
G. WILLIAMS: a. a. O.		

Diese ganz allgemeine Zusammenstellung ergibt die gleiche scharfe Sonderung der Eruptivgesteine in zwei Gruppen, wie wir sie aus dem geologischen Vorkommen entwickelt haben.

Für die älteren Granitite ergibt sich durchgehend ein geringerer SiO_2 -Gehalt und ein fast 1:1 betragendes Verhältnis von $\text{R}_2\text{O}:\text{RO}$; bei dem jüngeren Eisenbacher Granit und den mit ihm zusammenhängenden Gesteinen ist der SiO_2 -Gehalt um fast 5 Proz. höher und das $\text{R}_2\text{O}:\text{RO}$ -Verhältnis beträgt 3:1 bis 4:1. Der gepreßte Granit von Altglashütten gehört seinem Kieselsäuregehalt und seiner geologischen Stellung nach in die ältere Granitreihe; der hohe Wert von R_2O hängt hier damit zusammen, daß er ja eine randliche aplitische Ausbildung des Hauptmagmas darstellt und sehr arm an dunklen Gemengteilen ist; er gehört ja, wie oben erläutert, zu dem System der feinkörnigen Granite der Schlieren und Gänge, die saurere (aplitische?) Nachschübe des Stammmagmas darstellen.

Der Granit von Maistollen, welcher zum Verbreitungsgebiet des Blauengranites gehört, nimmt eine Zwischenstellung ein; das paßt auch wieder zu seiner oben bezeichneten geologischen Stellung; er soll ja jünger sein wie der Hauptgranit, dem er seinem R_2O -Werte nach nahe steht, dem SiO_2 -Gehalte nach nähert er sich aber mehr der jüngsten Granitreihe. Hier sind allerdings noch eingehendere Untersuchungen und neue Analysen abzuwarten.

In den culmischen Graniten des Schwarzwaldes wäre hiermit als ältestes ein mittelsaures Stammagma zu unterscheiden, der Zusammensetzung nach den Granititen von Triberg oder Schluchsee entsprechend und zu basischen Differentiationen, besonders am Rande neigend (Quarzglimmersyenite). Als saurerer, aplitischer Nachschub, zeitlich nicht weit von der Intrusion des Stammmagmas geschieden, erscheinen die feinkörnigen Granite der Schlieren und Gänge und ihnen vollständig analog der geschieferete aplitische Granit von Altglashütten.

Es folgen endlich, zeitlich getrennt die jüngsten, sauersten Stöcke (Eisenbach), wohl einem sauren Restagma entsprechend; es wurde gezeigt, daß sie bis an die Oberfläche drangen und durch Übergangsglieder (Urseegranit) mit Deckenergüssen von Quarzporphyr verbunden sind. Diese jüngsten Granite sind es denn auch, die durch pneumatolytische Erscheinungen ausgezeichnet sind (miarolithische Hohlräume, Topas, Turmalin). Zu den älteren Graniten sind bisher keine Ergußäquivalente bekannt. Die Granitporphyrgänge bilden dann das Schlußglied in der culmischen Intrusionsreihe.

Nach der Frühstückspause spricht Herr C. SCHMIDT-Basel im Anschluß an den Vortrag des Herrn WAGNER über spanische Salzlagerstätten.

Herr DENINGER-Freiburg spricht über die Geologie von Buru und Ceram.

Die Protokolle der vorhergehenden Sitzungen werden verlesen und genehmigt.

Die Herren THÜRACH und FISCHER verzichten wegen Zeitmangels auf die angekündigten Vorträge.

Der Vorsitzende schließt die Tagung mit dem Dank an die Gastgeber.

v. w. o.

POMPECKJ. v. SEIDLITZ. CLOOS. FISCHER.

Zum Gedächtnis HERMANN CREDNERS.

Von Herrn FELIX WAHNSCHAFFE.

(Mit einem Bildnis.)

Am Montag, dem 21. Juli d. J., abends, entschlief sanft nach langem schweren Leiden in Leipzig im 72. Lebensjahre der emeritierte ordentliche Professor der Geologie und Paläontologie an der Universität in Leipzig und Direktor der Königlich Sächsischen Geologischen Landesanstalt, Geheimer Rat Dr. phil. et sc. HERMANN CREDNER, er, der uns lange Zeit hindurch im Gebiete der geologischen Wissenschaft ein hervorragender Führer gewesen ist.

HERMANN CREDNER wurde am 1. Oktober 1841 in Gotha als ältester von vier Söhnen des damals in Herzoglich gothaischen Diensten stehenden Regierungsassessors und späteren Bergrats Dr. HEINRICH CREDNER geboren, jenes trefflichen Forschers im Gebiete norddeutscher Geologie, der von 1858 bis 1866 als Oberbergrat in hannoversche Dienste übertrat, um dann nach einjährigem Aufenthalt in Berlin als Geheimer Bergrat an das Königliche Oberbergamt in Halle a. d. S. berufen zu werden. Die Mutter HERMANN CREDNERS, ANNA, entstammte der Familie VEY. Sein jüngerer Bruder RUDOLF, der bekannte Geograph, der am 27. November 1850 geboren wurde, hat ihn nicht überlebt, denn er starb bereits am 6. Juni 1908 als ordentlicher Professor der Geographie in Greifswald.

Schon in früher Jugend erhielt HERMANN CREDNER durch seinen Vater vielfache Anregung zu geologischen Beobachtungen, und diesem Einflusse ist es zuzuschreiben, daß er sich zunächst dem Bergfach zuwandte und vom Jahre 1860 an auf der Bergakademie in Klausthal am Harz studierte. Es war eine Zeit frohen Studentenlebens, die er dort verbrachte, in der er liebe Freunde gewann und an die er gern in späteren Jahren zurückdachte. Als er von hier nach der Universität Breslau übersiedelte, gab er seine Laufbahn als praktischer Bergmann völlig auf und widmete sich ausschließlich geologischen, mineralogischen und paläontologischen Studien, die er sodann an der

Universität Göttingen zum Abschluß brachte. Hier arbeitete er als Schüler v. SEEBACHS und erwarb sich 1864 auf Grund einer Dissertation über „Die *Pteroceras*-Schichten (*Aporrhais*-Schichten) der Umgegend von Hannover“ die philosophische Doktorwürde. Diese Arbeit gelangte 1864 im 16. Bande der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft zum Abdruck. Sie bringt an der Hand einer Kartenskizze zunächst eine Übersicht über die geognostischen Verhältnisse der nächsten Umgebung von Hannover, beschreibt die sämtlichen bei Hannover auftretenden Schichten der oberen Kimmeridge-Gruppe und gibt dann eine Gliederung der *Aporrhais*-Schichten am Lindener Berge, Tönjesberge, bei Limmer und Ahlem auf Grund der in ihnen enthaltenen Fossilien.

Nun begannen des jungen Gelehrten Lehr- und Wanderjahre, indem er 1864 eine längere Forschungsreise nach Nordamerika unternahm, zu der er von seinem Vater nur mit geringen Geldmitteln ausgestattet werden konnte, so daß er sich seinen dortigen Unterhalt zum größten Teile als Gutachter, namentlich für Goldminen, selbst verdienen mußte. Seine zahlreichen Streifzüge führten ihn zum Teil in völlig unkultivierte Gebiete, in denen er gezwungen war, wochenlang zusammen mit den Indianern zu leben. Es brachten ihm diese Wanderungen mancherlei ernste und heitere Abenteuer, aber auch einen reichen Schatz an Kenntnissen, denn CREDNER besaß ein offenes Auge für die ihn umgebende Natur, eine lebhaftige Beobachtungsgabe und ein schnelles Erfassen oft schwieriger geologischer Verhältnisse. In einer Reihe von Aufsätzen, die im Neuen Jahrbuch für Mineralogie usw., in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, der Berg- und hüttenmännischen Zeitung und der Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften veröffentlicht sind, hat er die auf seinen Reisen in Nordamerika gemachten geologischen Beobachtungen niedergelegt.

Von großem Interesse sind unter anderem seine „Geognostische Skizze der Umgegend von New York“, seine „Geognostische Reiseskizze aus New Brunswick in Nordamerika“, die Beschreibung der geologischen Verhältnisse in Kalifornien, der Goldvorkommen in Georgia und Virginia, der gewaltigen Kupfermassen am Lake Superior und der Kreide in New Jersey. Anschauliche, lebendige Schilderungen der eigenartigen Natur Nordamerikas bringen die Aufsätze „Aus den Urwäldern am Oberen See“ (Globus 1868), wo er ein Fest der Chippewah-Indianer beschreibt, und „Nordamerikanisches Urwaldsleben“ (Aus allen Weltteilen 1871),

wo die Canoe-Fahrten auf dem Michigammi- und Menomonee-Flusse und die Wanderungen im Urwalde meisterhaft geschildert werden.

Mitte September 1868 kehrte CREDNER nach fast vierjährigem Aufenthalt in Nordamerika nach Deutschland zurück. Er hatte, wie er selbst im Neuen Jahrbuch für Mineralogie usw. berichtet, während dieser Zeit die durch ihre eigentümlichen Erzvorkommen interessanten südlichen atlantischen Staaten, Missouri, Illinois, Pennsylvania, Westvirginia, Connecticut und Massachusetts, verschiedene Male besucht, die Kreide- und Erzdistrikte New Jerseys durchwandert, einen großen Teil New Brunswicks und Nova Scotias gesehen und von New York aus eine große Reihe Ausflüge in die Gegenden am Hudson unternommen. Längere Zeit hielt er sich in der Kupfer- und Eisenregion am Oberen See auf und nahm an verschiedenen Expeditionen in das Innere der Gegend am Oberen See teil. Seine Hauptaufmerksamkeit war dabei auf die Mineraldistrikte des östlichen Nordamerika gerichtet. Um seine Pläne in Nordamerika mit Erfolg ausführen zu können, fand er das freundlichste Entgegenkommen vor allem bei Professor J. D. DANA, der ihn dann den dortigen Geologen weiterempfahl.

Bald nach seiner Rückkehr aus Nordamerika, als noch CARL FRIEDRICH NAUMANN als ordentlicher Professor den Lehrstuhl für Mineralogie und Geognosie an der Universität Leipzig innehatte, habilitierte sich dort im Jahre 1869 HERMANN CREDNER als Privatdozent für Geologie und Paläontologie und wurde bereits im Jahre darauf, als NAUMANN sein Lehramt niederlegte, und FERDINAND ZIRKEL als dessen Nachfolger die ordentliche Professur für Mineralogie und Geologie erhielt, zum außerordentlichen Professor ernannt. Im Jahre 1877 ist CREDNER sodann zum ordentlichen Honorarprofessor befördert worden, und es wurde ihm im Jahre 1895 auf einstimmigen Beschluß seiner Kollegen die neugeschaffene ordentliche öffentliche Professur für Geologie und Paläontologie verliehen. Im Jahre 1881 wurde er zum Oberbergrat und 1891 zum Geheimen Bergrat ernannt, während er 1908 als besondere Auszeichnung den Rang und Titel eines Geheimen Rats erhielt.

Er war von schlanker Gestalt und besaß ein lebhaftes, heiteres Temperament. Er liebte die Geselligkeit, und im frohen Verkehr mit der Jugend bewahrte er sich die Jugendfrische bis in sein Alter. Das beigefügte Bild stellt ihn anfangs der sechziger Lebensjahre dar.

CREDNER war ein hervorragender akademischer Lehrer. Lebhaft erinnere ich mich seiner Vorlesungen über „Allge-

meine Geologie“ und über „Die Lehre von den Lagerstätten der Erze, Kohlen und Salze“, die ich im Wintersemester 1873/74 bei ihm hörte. Sein Vortrag war von großer Lebendigkeit und begleitet von lebhaften Gesten. Mit dem Feuer der Begeisterung, das aus seinen Augen leuchtete und in seinen Worten hervortrat, wußte er seine Zuhörer mit sich fortzureißeln und für seine Wissenschaft zu begeistern. Wenn er die eruptive Tätigkeit der Vulkane und den Ausbruch der Geysire beschrieb oder von den Petroleumbohrungen in Pennsylvanien berichtete, so waren seine Beschreibungen so anschaulich, daß man die Ausbrüche der Vulkane und Geysire und die Eruptionen des erbohrten Petroleums im Geiste deutlich vor sich sah.

Auch seine öffentlichen Vorträge, die er in verschiedenen Gesellschaften hielt, waren äußerst fesselnd. Der großartige Eindruck seiner Schilderung des Grand Cañon in Colorado, die er nach seiner Reise im Jahre 1891 in der Sitzung der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin am 5. März 1892 gab, wird jedem, der diesen Vortrag gehört hat, unvergeßlich bleiben.

CREDNER schloß sich bei seinen Vorlesungen eng an seine „Elemente der Geologie“ an. Dieses vorwiegend für Studierende zur Einführung in die Geologie bestimmte Lehrbuch erschien in erster Auflage im Verlage von WILHELM ENGELMANN in Leipzig im September 1872. Der Zeitpunkt für das Erscheinen dieses Buches war ein äußerst günstiger, denn es gab damals in Deutschland kein ähnliches, den neusten Forschungen Rechnung tragendes Lehrbuch für die Studierenden. Wie groß das Bedürfnis für ein solches war, geht am besten daraus hervor, daß die erste Auflage von 1500 Exemplaren schon nach drei Monaten vergriffen war, und zu Weihnachten desselben Jahres eine unveränderte zweite Auflage erscheinen konnte. Das Buch hat bahnbrechend gewirkt und den Namen HERMANN CREDNERS zuerst im In- und Auslande bekannt und berühmt gemacht. Er schloß sich in der Einteilung des Stoffes im wesentlichen an J. D. DANAS berühmtes Manual of Geology an, und wenn man in der ersten Auflage nähere Literaturangaben vermißte, so hat er diesem Mangel in späteren Auflagen abzuhelpen gewußt. Sein ganzes Leben hindurch ist er bemüht gewesen, z. T. unter Hinzuziehung geeigneter Fachgenossen, in jeder neuen Auflage die jeweiligen geologischen Kenntnisse und die herrschenden geologischen Ansichten zum Ausdruck zu bringen, und wie das geologische Wissen im Laufe seines Lebens an Umfang und Vertiefung zugenommen hat, so spiegeln sich die Umgestaltungen während dieses Zeit-

raums in jeder neuen Auflage wieder. Dabei war es sein Bestreben, das Gesamtgebiet der Geologie in den knappen Rahmen eines einzigen Bandes zusammenzufassen. Aber während die erste Auflage nur 538 Seiten und 380 Abbildungen enthielt, machte es die Fülle des Stoffes nötig, die letzte elfte Auflage, die 1912 drei Vierteljahr vor seinem Tode erschien, auf 811 Seiten und 636 Abbildungen zu vermehren.

Als CREDNER noch in Amerika weilte, wurde er in der Sitzung der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Hannover am 21. September 1865 auf Vorschlag von HEINRICH CREDNER, v. SEEBACH und NOEGGERATH als Mitglied aufgenommen. Er hat für unsere Gesellschaft stets das lebhafteste Interesse bewiesen. Er besuchte fast regelmäßig die Hauptversammlungen, und von ihm sind 28 Aufsätze, 4 briefliche Mitteilungen und 13 Protokollnotizen in unserer Zeitschrift enthalten. Dem Beirat gehörte er als Mitglied von 1901—1903 und von 1908—1910 an.

CREDNER war von einer warmen Vaterlandsliebe durchdrungen. An dem deutsch-französischen Kriege 1870/71 nahm er als Abteilungsführer beim III. freiwilligen Sanitätskorps teil. Nach einem Bericht seines damaligen Vorgesetzten, des Militärinspektors der freiwilligen Krankenpflege, Fürsten PLESS, hat er sich während eines heftigen Granat- und Kleingewehrfeuers in der Schlacht bei Sedan durch seine Ruhe, Umsicht und Tätigkeit so hervorgetan, daß ihm das Eiserne Kreuz II. Klasse am weißen Bande verliehen wurde.

Am 1. Oktober 1872 verheiratete sich CREDNER mit MARIE RIEBECK, einer Tochter des Geheimen Kommerzienrats ADOLPH CARL RIEBECK und seiner Frau MARIE geborenen RENKE in Halle a. d. S. Aus dieser Ehe sind sechs Töchter hervorgegangen, die zusammen mit ihrer Mutter den Tod des trefflichen Gatten und Vaters betrauern.

Neben seiner akademischen Lehrtätigkeit wurde CREDNER vom Königlich Sächsischen Finanzministerium im Jahre 1872 mit der Organisation und Direktion der Königlich Sächsischen Geologischen Landesanstalt betraut und ihm die Aufgabe gestellt, unter Zugrundelegung der im topographischen Bureau des Königlichen Generalstabs unter der Direktion des Oberst VOLLBORN bearbeiteten topographischen Karte im Maßstab 1 : 25 000 eine geologische Spezialkarte des ganzen Königreichs zu schaffen. Mit Feuereifer trat er an diese Aufgabe heran, und es gelang ihm, für die geologischen Aufnahmearbeiten im Felde eine Reihe tüchtiger, meist jüngerer Geologen teils als ständige oder als vorübergehende Mitarbeiter zu gewinnen.

Zu diesen gehörten und gehören zum Teil noch jetzt: R. BECK, TH. BRANDES, RUD. CREDNER, K. DALMER, E. DANZIG, E. DATHE, F. ETZOLD, C. GÄBERT, E. GEINITZ, J. HAZARD, O. HERRMANN, J. HIBSCH, A. JENTZSCH, E. KALKOWSKY, G. KLEMM, E. KÖHLER, E. KRENKEL, J. LEHMANN, H. MIETSCH, A. PENCK, K. PIETZSCH, R. REINISCH, F. RINNE, A. ROTH-PLETZ, A. SAUER, F. SCHALCH, M. SCHRÖDER, TH. SIEGERT, T. STERZEL, O. STUTZER, A. ULEMANN, H. VATER, E. WEBER und E. WEISE.

CREDNER besaß eine hervorragende, nie erlahmende Arbeitskraft. Die Revision der Aufnahmemarbeiten im Felde, die gesamte Durchsicht und Redaktion der Karten und Kartentexte lagen allein in seiner Hand. Dazu besorgte er auch während eines großen Theils seines Lebens die Durchsicht der Korrekturen und die Amtsgeschäfte, die die Direktion der Geologischen Landesanstalt mit sich brachten, fast ohne jede Hilfe. Er war bemüht, den Druck der Karten und die Abstufung der geologischen Farben zu möglichster Vollkommenheit zu bringen, und in dieser Hinsicht kam ihm das Typographische Institut von GIESECKE & DEVRIENT in Leipzig in jeder Hinsicht entgegen. CREDNER konnte mit Recht stolz darauf sein, daß es ihm gelungen war, in 27 Jahren die 127 Einzelblätter und ebensoviele Kartentexte umfassende geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen zum Abschluß zu bringen, auch hatte er die große Freude, daß vor Vollendung der ersten Auflage bereits ein großer Teil der Blätter vergriffen war und er die Herausgabe einer zweiten revidierten Auflage vorbereiten konnte.

Nachdem CREDNER in Leipzig sesshaft geworden war, hat er das Material zu seinen wissenschaftlichen Forschungen fast ausschließlich dem Königreich Sachsen entnommen, und seine Arbeiten haben in hohem Maße die Kenntnis der geologischen und paläontologischen Verhältnisse dieses Landes gefördert.

Während er bei seinen Reisen in Nordamerika und auch anfangs bei seinen Untersuchungen in Sachsen zur Erklärung der Diluvialablagerungen die in Deutschland fast allgemein herrschende LYELLSche Drifttheorie annahm, trat ein völliger Umschwung seiner Ansichten ein, als OTO TORELL im Jahre 1875 die Inlandeistheorie in Norddeutschland zuerst einführte. Auf Grund neuer Beobachtungen und Entdeckungen erkannte CREDNER die Unrichtigkeit seiner früheren Auffassungen. Er schloß sich nun mit großem Eifer der neuen Lehre TORELLS an und hat dadurch wesentlich mit dazu beigetragen, ihr Eingang zu verschaffen. Dem Studium

der Glazialablagerungen Sachsens brachte er das lebhafteste Interesse entgegen, und seine wichtigen darauf bezüglichen Arbeiten: „Gletscherschliffe auf Porphyrkuppen bei Leipzig“, „Über geritzte Geschiebe nordischen und einheimischen Ursprungs im sächsischen Geschiebelehm“, „Über Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebelehms“ und „Über Glazialerscheinungen in Sachsen nebst vergleichenden Vorbemerkungen über den Geschiebemergel“ sind sämtlich in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in den Jahren 1879 und 1880 veröffentlicht worden. Am 9. Oktober des letztgenannten Jahres hielt CREDNER in der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin einen bedeutsamen Vortrag „Über die Vergletscherung Norddeutschlands während der Eiszeit“, in welchem er in klaren Zügen die Beweise für die neue Lehre darlegte.

Wie in diesem Falle, so hat auch CREDNER sonst an zuerst vertretenen Ansichten niemals hartnäckig festgehalten, sondern wenn er durch neuere Beobachtungen zu der Überzeugung gelangte, daß seine frühere Meinung irrig war, brachte er auch alsbald die neu gewonnene Erkenntnis zum Ausdruck. Während er anfangs in der Arbeit „Über Lößablagerungen an der Zschopau und Freiburger Mulde nebst einigen Bemerkungen über die Gliederung des Quartärs im südlichen Hügellande Sachsens“ die fluviatile Entstehung des Lösses als eines bei den Hochfluten der Flüsse abgesetzten feinsandigen Schlammes vertreten hatte, schloß er sich später unbedenklich der VON RICHTHOFENSchen äolischen Theorie an. Als er im Jahre 1880 den „Geologischen Führer durch das sächsische Granulitgebirge mit einem Kärtchen“ herausgab und im Jahre 1884 „Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung. Erläuterung zu der Übersichtskarte des sächsischen Granulitgebirges und seiner Umgebung im Maßstab 1:100 000“ nach den Resultaten der Königlich Sächsischen Geologischen Landesuntersuchung erscheinen ließ, vertrat er die Ansicht einer sedimentären Entstehung der Granulitformation und ihrer Zugehörigkeit zur erzgebirgischen Gneisformation, deren faziell entwickelte obere Stufe sie darstellen sollte. Durch die Arbeiten der im Erzgebirge für die Sächsische Geologische Landesanstalt tätigen Geologen R. BECK und C. GÄBERT war eine Scheidung der erzgebirgischen Gneisformation in Eruptivgneise und Sedimentgneise kartographisch durchgeführt worden, und gleichzeitig vollzog sich, begünstigt durch lange und tiefe Bahneinschnitte bei der Neubearbeitung der Blätter des Granulitgebirges durch

E. DANZIG, ein vollständiger Umschwung in der genetischen Auffassung der Granulitformation. Diese wurde nunmehr von CREDNER als ein eruptiver Lakkolith der jüngsten Devonzeit angesehen, der äußere und innere Kontaktzonen aufweist und von seiner kontaktmetamorphischen Schieferbedeckung durch Denudation in dem Maße abgetragen worden ist, daß an seinen Böschungen die von ihm in größerer Tiefe durch Injizierung und Imprägnation mit granitischem Magma erzeugten Tiefenkontaktprodukte bloßgelegt wurden. CREDNER hat diesen neueren Auffassungen in mehreren Schriften und Vorträgen Ausdruck verliehen und sie den Teilnehmern an der Exkursion in das sächsische Granulitgebirge, die er im Jahre 1908 vor Beginn der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Dresden veranstaltet hatte, in vorzüglicher Weise demonstriert.

Ein besonderes Verdienst hat sich CREDNER dadurch erworben, daß er die vom Jahre 1875 ab im Königreich Sachsen auftretenden Erdbeben genau beobachtete und registrierte. Von diesem Zeitpunkte ab konnten bis zum Jahre 1897 38 Beben festgestellt werden, von denen nicht weniger als 22 und unter diesen die intensivsten Erschütterungen auf das Vogtland entfallen, so daß dieses als ein chronisches Schüttergebiet bezeichnet werden konnte. Die Erklärung der sächsischen Erdbeben als tektonische Erscheinungen ist allgemein anerkannt worden. Durch das Interesse, welches CREDNER den Erdbeben entgegenbrachte, erreichte er es, daß mit Unterstützung der Königlich Sächsischen Regierung und der Königlich Sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften eine Erdbebenwarte in Leipzig errichtet und ihm die Leitung dieses Instituts übertragen wurde. Ein ausgedehnter Erdbebenbeobachtungsdienst wurde von ihm für ganz Sachsen und seine Grenzgebiete organisiert und auf seine Veranlassung ein selbstregistrierender WIECHERTScher Pendelseismometer auf der Erdbebenwarte in Leipzig aufgestellt.

Eine besondere Epoche in der wissenschaftlichen Tätigkeit HERMANN CREDNERS bildet die Bearbeitung der Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Diese in einem Kalksteinflöze des mittleren Rotliegenden bei Niederhäßlich in großer Individuenzahl und vorzüglicher Erhaltung auftretenden Saurierreste wurden von CREDNER durch Ankauf der Grube ausgebeutet und bildeten das Material für seine sorgfältigen, mustergültigen Untersuchungen. Durch diese wurde festgestellt, daß die bisher als *Branchiosaurus gracilis* beschriebene Form als die mit

Kiemensehene Larve von *Branchiosaurus amblystomus* anzusehen ist, eines paläozoischen Schuppenlurches, der sich aus dieser wasserbewohnenden Larvenform zu einem durch Lungen atmenden Landbewohner entwickelte. Außerdem führten diese Untersuchungen zur Aufstellung verschiedener neuer Arten, die für die Entwicklungsgeschichte der Saurier von großer Wichtigkeit sind. In zehn Aufsätzen, die in der Zeit von 1881—1893 in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft erschienen sind, hat CREDNER die Ergebnisse seiner Forschungen niedergelegt.

Auch die Kenntnis der Tertiärformation im Königreich Sachsen ist durch CREDNERS Untersuchungen wesentlich gefördert worden, namentlich auf Grund der daselbst ausgeführten Tiefbohrungen. Diese ermöglichten es ihm, den tieferen Untergrund von Leipzig und seiner näheren Umgebung durch eine Reihe von Profilen darzustellen.

Sein Talent für kartographische Darstellung tritt besonders in der von ihm bearbeiteten geologischen Übersichtskarte des Königreichs Sachsen im Maßstab 1 : 250 000 hervor, die durch ihren musterhaften Farbendruck in klarer Weise die Grundzüge des geologischen Baues dieses Landes zur Anschauung bringt. Wie groß das Bedürfnis nach einer solchen Karte war, bewies der schnelle Absatz der ersten Auflage. Ebenso zeichnet sich auch die geologische Übersichtskarte von Sachsen im Maßstab 1 : 500 000 durch besondere Klarheit der Darstellung aus.

Die Anerkennung der großen Verdienste HERMANN CREDNERS von seiten seines Landesherrn haben in der Verleihung folgender Ordensauszeichnungen ihren Ausdruck gefunden: Er erhielt 1896 das Ritterkreuz I. Klasse vom Königl. sächsischen Verdienstorden, 1901 das Komturkreuz II. Klasse vom Königl. sächsischen Albrechtsorden und 1912 das Komturkreuz II. Klasse vom Königl. sächsischen Verdienstorden. Außerdem wurde ihm das Ritterkreuz I. Klasse vom Kaiserlich russischen St. Stanislausorden mit dem Stern verliehen. Die Universität Cambridge ernannte ihn zum Ehrendoktor in science und die Société Géologique de Belgique in Lüttich, die New York Academy of Sciences sowie die Kaiserlich russische mineralogische Gesellschaft zu St. Petersburg zu ihrem Ehrenmitgliede. Er gehörte zu den Mitgliedern der Kaiserlichen Leopoldinisch-Carolinischen Deutschen Akademie der Naturforscher und war bis zu seinem Tode Vorstandsmitglied der Fachsektion für Mineralogie und Geologie. Außerdem war er Ehrenmitglied der naturforschenden Gesellschaft Isis in Dresden.

CREDNER war auf allen bisherigen internationalen Geologenkongressen anwesend und beteiligte sich stets an den großen Exkursionen, die im Anschluß an diese Kongresse in Frankreich, Nord-Amerika, Rußland, Österreich-Ungarn, in der Schweiz, in Mexiko und Schweden veranstaltet wurden. Von Stockholm aus schloß er sich im Jahre 1910 der geologischen Exkursion nach Spitzbergen an, und alle Teilnehmer bewunderten damals seine jugendliche Rüstigkeit und Elastizität, mit der er alle Strapazen dieser Reise überwand.

Bei den alljährlich meist in Eisenach stattfindenden Konferenzen der Direktoren der Geologischen Landesanstalten der deutschen Bundesstaaten war CREDNER fast regelmäßig zugegen und beteiligte sich lebhaft an allen dort zur Verhandlung kommenden Fragen.

Der Verein für Erdkunde zu Leipzig erwählte ihn für die Zeit von 1904—1906 zum Vorsitzenden, während er im Jahre 1871 und von 1907—1911 zu den Mitgliedern des Beirats gehörte und schließlich zum Ehrenmitgliede ernannt wurde.

Ihm zu Ehren sind verschiedene geographische Naturgegenstände mit seinem Namen belegt worden. So nannte der Afrikaforscher HANS MEYER einen Gletscher des Kilimandjaro den „CREDNER-Gletscher“, der schwedische Forscher A. G. NATHORST eine großartige Moränenlandschaft an der Van Mayen-Bai auf Spitzbergen die „CREDNER-Moräne“, ferner der Admiral Freiherr VON SCHLEINITZ eine Berggruppe im östlichen Teile der Insel Neupommern „Berggruppe CREDNER“ und endlich der Afrikareisende HANS GRUNER den prächtigen Wasserfall des Aka-Baches in Togo den „CREDNER-Fall“.

An seinem 70. Geburtstage, den HERMANN CREDNER in seiner schönen Villa in der CARL-TAUCHNITZ-Straße in Leipzig im engsten Kreise seiner Familie feierte, ist ihm eine ganz besondere Ehrung zuteil geworden. Von zahlreichen Geologen und Freunden der Geologie war ein Kapital zusammengebracht worden in der Absicht, daß es zur Förderung der Geologie dienen und den Namen „HERMANN-CREDNER-Stiftung“ führen sollte. Als einer der älteren Schüler des Jubilars hatte ich die große Freude, meinem hochverehrten Lehrer die künstlerisch ausgeführte Stiftungsurkunde mit folgenden Worten im Namen der 347 Stifter überreichen zu können: „Sehr geehrter Herr Geheimer Rat! Am heutigen Tage, an dem Sie das schöne Fest Ihres siebenzigsten Geburtstags feiern, gedenken Ihrer die Geologen Deutschlands und des Auslandes, und ganz

besonders Ihre früheren Schüler in herzlicher Verehrung und Dankbarkeit. Auf eine lange Lebenszeit voll erfolgreicher Arbeit schauen Sie heute zurück. Durch Ihr ausgezeichnetes Lehrbuch „Die Elemente der Geologie“, durch Ihre fesselnden Vorlesungen an der Universität Leipzig haben Sie während vier Jahrzehnten fruchtbringend wie nur selten ein Lehrer gewirkt und zahlreiche Studierende in die Geologie eingeführt und dafür begeistert. Die geologische Landesuntersuchung des Königreichs Sachsen verdankt Ihrer Tatkraft, daß das hervorragende Kartenwerk, das unter Ihrer Leitung begonnen, auch bereits zum Abschluß gebracht worden ist. Ihr Forschereifer hat uns neben anderen wichtigen Arbeiten über den geologischen Bau Sachsens grundlegende Untersuchungen über die eiszeitlichen Bildungen der Gegend von Leipzig, ebenso interessante wie bedeutsame Ergebnisse über die Stegocephalen von Niederhäßlich und andere paläontologische Funde beschert. Obwohl Ihr Name in der Geschichte der Geologie bereits unauslöschlich geschrieben steht und immer mit hohen Ehren genannt werden wird, beabsichtigen wir, Ihnen heute noch ein besonderes Denkmal zu errichten. Zahlreiche Geologen und Freunde der Geologie haben zu Förderung der geologischen Wissenschaft ein Kapital von 20000 Mark gesammelt, das in Anerkennung Ihrer großen Verdienste den Namen „HERMANN-CREDNER-Stiftung“ führen soll. Wir bitten Sie, hochverehrter Herr Geheimer Rat, diese Stiftung als ein Zeichen unserer Verehrung anzunehmen und sie der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, der Sie seit 1865 ein ebenso eifriges Mitglied wie ein treuer Freund und Berater waren, zur Verwaltung zu überweisen. Zugleich bitten wir Sie, die im Entwurf beigefügten Satzungen dieser Stiftung zu genehmigen. Wir alle bringen Ihnen heute an Ihrem Ehrentage die herzlichsten Glückwünsche dar. Möge Ihnen im Kreise Ihrer werten Familie noch ein langer und glücklicher Lebensabend beschieden sein!“

CREDNER dankte in bewegten Worten und hat auch noch später seinem Danke durch nachstehendes an sämtliche Stifter gerichtetes Schreiben Ausdruck verliehen:

„Den Höhepunkt der neulichen Feier meines siebzigsten Geburtstages bildete die auch in Ihrem Namen durch Herrn Geheimen Bergrat Professor Dr. WAHNSCHAFFE vollzogene Überreichung der Urkunde, die jene reiche Spende begleitete und erläuterte, welche dem Edelsinn einer großen Zahl von Mitgliedern und Freunden der Deutschen Geologischen Gesell-

schaft entspringt, der Förderung der geologischen Wissenschaft dienen und mir zu Ehren den Namen „HERMANN CREDNER-Stiftung“ tragen soll.

Dieselbe wird das Gedächtnis an mich über weitere Kreise von Fachgenossen verbreiten und für längere Zeit wach erhalten, als es meine eigenen Leistungen vermögen.

Mit stolzem Dankgefühl begrüße ich deshalb diese Huldigung, die mir Gönner, Freunde, Fachgenossen und alte Schüler nahe dem Schlusse meines Lebens in nachsichtigem Wohlwollen darbringen.

Den eigentlichen Wert dieser Stiftung aber empfinde ich darin, daß dieselbe im Sinne ihrer gütigen Geber noch bis in ferne Zeiten das Streben zahlreicher jüngerer Geologen zugunsten unserer Wissenschaft fördern und befruchten wird. Dieses Bewußtsein ist es, das mich mit besonders lebhaftem Dank für diese Darreichung erfüllt, die ihren Segen unter meinem Namen ausbreiten darf.“

Leipzig, den 5. Oktober 1911.

Mit ergebenstem Glückauf!

Dr. HERMANN CREDNER.

Nach der Überreichung der oben erwähnten Stiftungs-urkunde fand ein Familiendiner statt, an dem von fremden Gästen nur meine Frau und ich sowie Professor Dr. J. WALHTER-Halle teilnahmen. Bei Tisch hielt CREDNER in seiner lebhaften Art eine längere Rede, in der er viel von seinen früheren Streifzügen in Nordamerika erzählte.

Die zunehmenden Beschwerden des Alters nötigten ihn, der sich sonst in seinem Leben stets einer trefflichen Gesundheit erfreut hatte, am 1. Oktober 1912 sein Lehramt an der Universität und das Direktariat der Geologischen Landesanstalt niederzulegen. Mit schwerem Herzen schied er aus der ihm so lieb gewordenen Tätigkeit, doch war es ihm eine große Freude, daß er noch die XI. Auflage seiner „Elemente der Geologie“ zum Abschluß bringen konnte. Es war dies die letzte Arbeit seines Lebens.

Am Freitag, dem 25. Juli, fand um 2 Uhr nachmittags in der Pauliner Kirche für den Entschlafenen eine Trauerfeier statt, an die sich die Überführung zur Einäscherung auf dem Südfriedhofe anschloß.

Am Sarge sprach sein Freund und Kollege, Herr Geheimrat Professor Dr. PARTSCH, in der Pauliner Kirche folgende Worte:

„Die Gesellschaft für Erdkunde zu Leipzig betrauert in HERMANN CREDNER ihren vormaligen Vorsitzenden und ihr hochverdientes Ehrenmitglied. Mag auch der Kranz dankbarer Verehrung, den sie an seinem Sarge niederlegt, mit allem, was an dem herrlichen Manne sterblich war, in Flammen verlodern, so wird doch unauslöschlich in unserer Kreise die Erinnerung an die Vorträge fortleben, in denen dieser Lehrer von Gottes Gnaden bald ferne Wanderziele, bald sein heimisches Wirken beleuchtete. Alles, was seine Beobachtung jenseits des Ozeans aufgenommen, alles, was er, mit weitem Horizonte arbeitend, daheim sich errungen, vereinte er wie Lichtstrahlen in einem Brennpunkt in der geologischen Erforschung und Darstellung des deutschen Landes, dem die gereifte Kraft seiner besten Jahre galt:

„Sachsenlandes vollstes Bild
Bleibt sein leuchtend Ehrenschild.“

Jeder, der künftig nachdenkend in den Bau der Grundfesten dieses schönen Landes sich vertieft, wird gleich uns mit Dankbarkeit und Bewunderung bei dem Lebenswerke weilen, dessen Feierabend wir wehmütig heute begehen. „Wirken, solange es Tag ist!“ Das ist der mahnende Scheidegruß, den HERMANN CREDNERS leuchtendes Vorbild uns zuruft noch an dem Tage, da er unseren Augen für immer entschwindet.“

Schriftenverzeichnis HERMANN CREDNERS.

1864. Die *Pteroceras*-Schichten (Aporrhais-Schichten) der Umgebung von Hannover. Mit 2 Tafeln Abbild., 1 Übersichtskarte u. 5 Gebirgsprofilen. (Inaugural-Dissertation. Berlin 1864. Abgedruckt in der Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XVI, 1864.)
- Die Brachiopoden der Hilsbildung im nordwestlichen Deutschland. Mit 4 Tafeln. (Ebenda XVI, 1864.)
1865. Die Zone der *Opis similis* Phill. im Oxford von Hannover. Mit 1 Tafel. (Ebenda XVII, 1865.)
- Geognostische Beschreibung des Bergwerkdistriktes von St. Andreasberg. Mit 1 Karte u. 2 Tafeln Profilen. (Ebenda XVII, 1865.)
- Die Verbreitung des Gault in der Umgegend von Hannover. Mit 3 Profilen. (Ebenda XVII, 1865.)
- Geognostische Skizze der Umgegend von New-York. Mit 1 Tafel. (Ebenda XVII, 1865.)
- Geognostische Reiseskizzen aus New Brunswick in Nordamerika. (Neues Jahrb. für Mineral. 1865.)
- Referat über J. D. WHITNEYS Geological survey of California. (Ebenda 1865, 729—732.)
- Hübnerit, ein neues Mineral. (Berg- u. Hüttenmänn. Zeitung XIX, 1865.)
1866. Beschreibung von Mineralvorkommen in Nordamerika. (Ebenda XXV, 1866, Nr. 1, 2, 4, 7, 10, 11, 14, 17, 24, 26.)

1866. Geognostische Skizzen aus Virginia, Nordamerika. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XVIII, 1866.)
1867. Beschreibung von Mineralvorkommen in Nordamerika. Die Kupfererzlagerestätten von Ducktown in Tennessee. (Berg- u. Hüttenmänn. Zeitung XXVI, Nr. 1.)
- Geognostische Notizen über das Silbererzvorkommen im Reveille-Distrikt, Nevada Territorium, Nordamerika. Nach einem Gutachten von Charles A. Statefeldt. (Ebenda XXVI, 1867, Nr. 10.)
 - The practical Study of Mining-Engineering and the mechanical and metallurgical Treatment of Ores at the Royal Prussian School of Mines in Clausthal. New York 1867.
 - Beschreibung einiger paragenetisch interessanter Goldvorkommen in Georgia (Neues Jahrb. f. Min. 1867.)
 - Geognostische Skizze der Goldfelder von Dahlonega, Georgia, Nordamerika. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XIX, 1867.)
1868. Über Bergwerksspekulation und den Beruf der Bergwerk-Bureaus in Nordamerika. (Berg- u. Hüttenmänn. Zeitung XXVII, 1868, Nr. 4.)
- Die Eisenerzproduktion der „Oberen Halbinsel von Michigan“. (Ebenda XXVII, 1868, Nr. 15.)
 - URENS Schlammwäsche für gediegenes Kupfer. (Ebenda XXVII, 1868, Nr. 23.)
 - Aus den Urwäldern am Oberen See in Nordamerika. (Globus XIV, 1868.)
1869. Charakteristische Vorkommen von gediegenem Kupfer am Obernsee. (Neues Jahrb. f. Min. 1869.)
- Beschreibung einiger charakteristischer Vorkommen des gediegenen Kupfers auf Keweenaw Point am Oberen See Nordamerikas. (Neues Jahrb. f. Min. 1869.)
 - Über seine Reise in Nordamerika. (Ebenda, 1869, S. 63.)
 - Die Gliederung der eozoischen (vorsilurischen) Formationsgruppe Nordamerikas. Habilitationsschrift. Halle 1869.
 - Die vorsilurischen Gebilde der „Oberen Halbinsel von Michigan“ in Nordamerika. Mit 5 Tafeln (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXI, 1869.)
 - Die Beeinflussung des topographischen Charakters gewisser Landdistrikte Nordamerikas durch den Biber. (PETERMANN'S geograph. Mitteilungen, 1869, Heft IV.)
1870. Gewaltige Kupfermassen am Lake Superior. (Neues Jahrb. f. Min. 1870.)
- Geognostische Aphorismen aus Nordamerika. (Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1870, H. 1.)
 - Die Kreide von New Jersey. Mit Kärtchen u. 1 Profil. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXII, 1870.)
 - Über die Ursachen der Dimorphie des kohlen-sauren Kalkes. (Sitzungsber. d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig v. 2. Juni 1870.)
 - Die Dimorphie des kohlen-sauren Kalkes. (Neues Jahrb. f. Min. 1870.)
 - Über nordamerikanische Schieferporphyroide. (Ebenda, 1870.)
 - Über gewisse Ursachen der Krystallverschiedenheiten des kohlen-sauren Kalkes. (H. KOLBES Journ. f. prakt. Chemie 1870, Nr. 17.)
1871. Die Geognosie und der Mineralreichtum des Alleghany-systemes. Mit 1 geognost. Karte u. 1 Tafel Profile. (PETERMANN'S geograph. Mitteilungen 1871, H. 2.)

1871. Nordamerikanisches Urwaldsleben. (Aus allen Weltteilen, 2. Jahrg. Leipzig 1871.)
— Das Leben in der toten Natur. (Zeitschr. f. d. gesamt. Naturwiss. 1871.)
1872. Elemente der Geologie. (Leipzig, W. ENGELMANN, 1. Aufl., September 1872.)
— Elemente der Geologie. Unveränderte 2. Auflage. Weihnachten 1872.
1873. Die geologische Landesuntersuchung von Sachsen.
— Worte der Erinnerung an C. F. NAUMANN. (Verlag W. ENGELMANN, Leipzig.)
— Briefliche Mitteilung vom 8. November 1873, enthaltend Einladung zur Exkursion der Deutschen Geologischen Gesellschaft in das sächsische Gebirge. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXVI, 1874.)
1874. Bericht über die geologische Exkursion durch das sächsische Gebirge. (Ebenda XXVI, 1874.)
— Über ein von E. DATHE entdecktes Vorkommen zahlreicher schwedischer Silurgeschiebe vor dem Zeitzer Tore in Leipzig. (Sitzungsber. d. naturf. Ges. zu Leipzig. April 1874.)
1875. Entstehung der granitischen Gänge im Erzgebirge. (Ebenda, Januar 1875.)
— Über das Vorkommen von bunten Turmalinen bei Wolkenburg in Sachsen. (Ebenda, XXVII. 1875.)
— Über nordisches Diluvium in Böhmen. (Ebenda, Juni 1875.)
— Die granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges. Mit 1 Tafel. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXVII, 1875.)
1876. Über Lößablagerungen an der Zschopau und Freiburger Mulde nebst einigen Bemerkungen über die Gliederung des Quartärs im südlichen Hügellande Sachsens. (Neues Jahrb. f. Min. 1876.)
— Septarienton mit *Leda Deshayesiana* bei Leipzig. (Ebenda, 1876.)
— Elemente der Geologie. III. neubearbeitete Auflage. (Leipzig, W. ENGELMANN.)
— Septarienton von Großstädeln. (Sitzungsber. d. naturf. Ges. zu Leipzig XXVIII. 1876.)
— Die Küstenfacies des Diluviums in der sächsischen Lausitz. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXVIII, 1876.)
— Das voigtländisch-erzgebirgische Erdbeben vom 23. November 1875. (Zeitschr. f. d. gesamt. Naturwiss., 1876.)
1877. Über ein neues Vorkommen des Alunites. (Sitzungsber. d. naturf. Ges. zu Leipzig, 1877.)
— Das Dippoldiswaldaer Erdbeben am 5. Oktober 1877. (Zeitschr. f. d. gesamt. Naturwiss. 50, 1877.)
— Der rote Gneis des sächsischen Erzgebirges, seine Verbandverhältnisse und genetischen Beziehungen zu der archaischen Schichtenreihe. Mit 1 Tafel. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXIX, 1877.)
1878. Elemente der Geologie. IV. neubearbeitete Auflage.
— Das Oligocän des Leipziger Kreises, mit besonderer Berücksichtigung des marinen Mittel-Oligocäns. Mit 2 Tafeln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXX, 1878.)
— Konglomerate von Strehla in Sachsen. Briefl. Mitteilung. (Ebenda XXX, 1878.)
1879. Über Gletscherschliffe auf Porphyrkuppen bei Leipzig und über geritzte einheimische Geschiebe. (Ebenda 31, 1879.)

1880. Über die geologischen Resultate einer Tiefbohrung am Berliner Bahnhofs in Leipzig. (Sitzungsber. der naturf. Ges. zu Leipzig, März 1880.)
- Über Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebelehm an Beispielen aus dem nordwestlichen Sachsen und angrenzenden Landstrichen. Mit 2 Tafeln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 32, 1880.)
 - Geologischer Führer durch das sächsische Granulitgebirge mit 1 Kärtchen. (Leipzig, W. ENGELMANN, 1880.)
 - Über die Vergletscherung Norddeutschlands während der Eiszeit. (Verhandl. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1880, Heft 7.)
 - Die geologische Landesuntersuchung des Königreichs Sachsen während der Jahre 1878—1881. Mit Karte. (Mitteil. d. Ver. f. Erdkunde zu Leipzig, 1880.)
 - Über Glazialerscheinungen in Sachsen nebst vergleichenden Vorbemerkungen über den Geschiebemergel. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 32, 1880.)
1881. Über einige Stegocephalen aus dem sächsischen Rotliegenden. (Sitzungsber. d. naturf. Ges. zu Leipzig, Januar 1881.)
- Die Stegocephalen (Labyrinthodonten) aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes. Erster Teil. Mit 4 Tafeln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 33, 1881.)
 - Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Zweiter Teil. Mit 4 Tafeln. (Ebenda 33, 1881.)
1882. Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Dritter Teil. Mit 2 Tafeln. (Ebenda 34, 1882.)
- Über die Genesis der granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges. (Ebenda 34, 1882.)
1883. Über die Herkunft der norddeutschen Nephrite. (Korresp.-Blatt d. deutsch. anthropolog. Ges. XIV, Nr. 4, 1883.)
- Der Boden der Stadt Leipzig. Erläuterungen zu den geologischen Profilen durch den Boden der Stadt Leipzig und deren nächster Umgebung. Mit 2 Tafeln. Leipzig, HINRICHS, 1883.
 - Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Vierter Teil. Mit 2 Tafeln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 35, 1883.)
 - Über das erzgebirgische Falten-system. (Vortrag, Bericht über den II. deutschen Bergmannstag zu Dresden 1883.)
 - Elemente der Geologie. V. neubearbeitete Auflage.
1884. Das erzgebirgisch-vogtländische Erdbeben während der Jahre 1878 bis Anfang 1884. Mit 1 Tafel. (Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle. Vierte Folge, 3. Bd., 1884.)
- Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung. Erläuterung zu der Übersichtskarte des sächsischen Granulitgebirges und seiner Umgebung im Maßstab 1:100 000. (Leipzig, W. ENGELMANN, 1884.)
 - Über die Entwicklungsgeschichte der Branchiosauren. Vortrag. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 36, 1884, S. 685—686.)
 - Über die Grenzen der Zechsteinformation. Diskussion. (Ebenda 36, 1884, S. 676—678.)
1885. Die obere Zechsteinformation im Königreich Sachsen. (Berichte d. mathem. physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss., April 1885.)
- Die geologische Landesuntersuchung des Königreichs Sachsen. Mit Übersichtskärtchen. Leipzig 1885.

1885. Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Fünfter Teil. Mit 3 Tafeln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **37**, 1885.)
1886. Das „marine“ Oberoligocän von Markranstädt bei Leipzig. (Ebenda **38**, 1886.)
- Die Stegocephalen aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Sechster Teil: Die Entwicklungsgeschichte von *Branchiosaurus amblystomus*. Mit 4 Tafeln. (Ebenda **38**, 1886.)
- Über *Archegosaurus* von Offenbach. Vortrag. (Ebenda **38**, 1886, S. 696—698.)
- Über die Gänge von basischen alten Eruptivgesteinen im Tannenbergtal. Diskussion. (Ebenda **38**, 1886, S. 706—707.)
1887. Elemente der Geologie. VI. neubearbeitete Auflage, 1887.
- Über Stegocephalen des Rotliegenden. Vortrag. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **39**, 1887, S. 630—632.)
1888. Wandtafeln mit Stegocephalen des Rotliegenden. (Neues Jahrb. f. Min. 1888, I.)
- Stegocephalen des Rotliegenden. 2 Wandtafeln. Leipzig 1888. W. ENGELMANN.
- Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Siebenter Teil: *Palaeohatteria longicaudata* CRD. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **40**, 1888.)
- Über *Palaeohatteria*. Vortrag. (Ebenda **40**, 1888.)
1889. Das vogtländische Erdbeben vom 26. Dezember 1888. (Berichte d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. 1889.)
- H. CREDNER, E. GEINITZ und F. WAHNSCHAFFE: Über das Alter des Torflagers von Lauenburg an der Elbe. (Neues Jahrb. 1889, II.)
- Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Achter Teil: *Kadaliosaurus priscus* CRD. Mit 1 Tafel. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **41**, 1889.)
- Die Lagerungsverhältnisse der Kreidefelsen auf Rügen. Briefl. Mitteil. (Ebenda **41**, 1889.)
1890. Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Neunter Teil: *Hylonomus* und *Petrobates*. Mit 3 Tafeln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **42**, 1890.)
- Über die Genesis der archaischen Gneisformation. Diskussion. (Ebenda **42**, 1890, S. 602—606.)
1891. Die Urvierfüßler (*Eotetrapoda*) des sächsischen Rotliegenden. (Naturwiss. Wochenschr., Berlin 1891.)
- Die geologischen Verhältnisse der Stadt Leipzig. Festschrift: Die Stadt Leipzig in sanitärer Beziehung. 1 Profiltafel. 1891.
- Elemente der Geologie. VII. neubearbeitete Auflage, 1891.
1892. Über die geologische Stellung der Klinger Schichten. (Berichte d. mathem.-physik. Klasse d. Ges. d. Wiss. 1892.)
1893. Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rotliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. Zehnter Teil: *Sclerocephalus labyrinthicus*. Mit 3 Tafeln. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **45**, 1893.)
1895. Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns und der Norddeutschen Phosphoritzone. Mit 1 Tafel. (Abhandl. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. **XXII**, 1895.)

1895. Zur Histologie der Faltenzähne paläozoischer Stegocephalen. Mit 4 Tafeln. (Ebenda XX, 1895.)
1897. Elemente der Geologie. VIII. neubearbeitete Auflage, 1897.
1898. Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1889 bis 1897, insbesondere das sächsisch-böhmische Erdbeben vom 24. Oktober bis 29. November 1897. Mit 5 Tafeln. (Abhandl. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. XXIV, Leipzig 1898.)
1900. Die seismischen Erscheinungen im Königreiche Sachsen während der Jahre 1898 und 1899 bis zum Mai 1900. (Ber. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. 52, 1900.)
- Die vogtländischen Erdbebenschwärme während des Juli und des August 1900. Mit 1 Karte und 4 Tafeln. (Ebenda 52, November 1900.)
- Nekrolog auf HANS BRUNO GEINITZ. (Ebenda 52, 1900.)
1901. Armorika, ein Vortrag. (Geogr. Zeitschr. VII, Leipzig 1901.)
- Das sächsische Schüttergebiet des Sudetischen Erdbebens vom 10. Januar 1901. Mit 1 Tafel. (Ber. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. 53, 1901.)
1902. Die vogtländischen Erderschütterungen in dem Zeitraume vom September 1900 bis zum März 1902, insbesondere die Erdbebenschwärme im Frühjahr und Sommer 1901. Mit 2 Textkarten. (Ebenda 54, 1902.)
- Elemente der Geologie. IX. neubearbeitete Auflage.
1903. Über die erzgebirgische Gneisformation und die sächsische Granulitformation. (IX. Congrès Géolog. Internat. Wien 1903, I, S. 115 u. 116.)
- Die vom WIECHERTSchen astatischen Pendelseismometer der Erdbebenstation Leipzig während des Jahres 1902 registrierten Nahbeben. Mit 1 Tafel. (Ber. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig 55, 1903.)
1904. Der vogtländische Erdbebenschwarm vom 13. Februar bis zum 18. Mai 1903 und seine Registrierung durch das WIECHERTSche Pendelseismometer in Leipzig. Mit 1 Karte. (Abhandl. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig 38, 1904.)
1905. Das kontaktmetamorphe Palaeozoicum an der südöstlichen Flanke des sächsischen Granulitgebirges. (Zentralbl. f. Min. usw., Jahrg. 1905.)
1906. Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. Renunziationsprogramm. Philosoph. Fakultät der Universität Leipzig 1906.
- Elemente der Geologie. X. unveränderte Auflage.
1907. Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. (Zentralbl. f. Min., Jahrg. 1907.)
- Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1904—1906. (Ber. d. mathem.-physik. Klasse d. Kgl. sächs. Ges. d. Wiss. 59, 1907.)
1908. Geologische Übersichtskarte des Königreichs Sachsen im Maßstab 1:250 000 der natürlichen Größe. Im Auftrage des Kgl. sächsischen Finanzministeriums nach den Ergebnissen der Kgl. sächsischen geologischen Landesaufnahme bearbeitet.
- Begleitworte zu obiger Übersichtskarte. (Zeitschr. f. prakt. Geologie XVI, 1908, S. 83 u. 84.)
- Referat des Verfassers über obige Karte. (K. KEILHACKS Geol. Zentralbl. XI, 1908.)

1909. Die Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft in die erzgebirgische Provinz Sachsens und in das Böhmisches Mittelgebirge im August 1908. A. Bericht über die Exkursionen vor der allgemeinen Versammlung in Dresden in einige besonders interessante Teile des sächsischen Granulitgebirges und seines Vorlandes. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 61, 1909.)
 1910. Geologische Übersichtskarte des Königreichs Sachsen, 1:500000. Leipzig 1910.
 1912. Elemente der Geologie. XI. neubearbeitete Auflage.
-

Briefliche Mitteilungen.

27. Bericht über die Exkursionen vor, während und nach der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Freiburg i. Br. im August 1913.

Von den Herren S. v. BUBNOFF, W. DEECKE, R. LAIS,
W. SCHNARRENBERGER, J. SOELLNER, W. SPITZ und
H. THÜRACH.

(Mit 5 Textfiguren.)

A. Exkursion vor der Versammlung.

Exkursion nach Baden-Baden.

Vom Führer Herrn H. THÜRACH.

Kurze Erläuterung des geologischen Aufbaues der Umgegend von Baden. Hierzu Fig. 1—3.

Das Gebiet von Baden-Baden liegt am nördlichen Rande des nördlichen Hochschwarzwaldes, der in seinem 700—900 m hoch aufragenden Kern hauptsächlich aus Granit besteht und im östlichen Teil teils direkt, teils mit einer schwachen Zwischenschicht von Rotliegendem von Buntsandstein überlagert wird. In der Linie Herrenalb—Gernsbach—Bühl endigt dieser Hochschwarzwald gegen Nordnordwesten mit einer starken Absenkung, durch welche die obere Grenze des Grundgebirges bis auf unter 100 m über die Meeresfläche sinkt. Es zeigt sich zunächst eine etwa 4 km breite Mulde, die Badener Mulde, in der das Grundgebirge von jüngerem Carbon überdeckt ist, über dem sich Porphyrdecken und Oberrotliegendes in großer Mächtigkeit aufbauen. Und darüber lagert dann erst der Buntsandstein, dessen Berge aber mit 671 m im Merkur auch nicht mehr die Höhe erreichen, bis zu welcher sie im Hochschwarzwald (950—1166 m) emporragen. Diese Mulde verläuft in südwest-nordöstlicher Richtung von Steinbach über Yburg, Baden—Lichtental, den Merkur und Staufenberg in das Murgtal zwischen Gaggenau und Gernsbach und endigt erst in der Gegend von Pforzheim.

Den nördlichen Rand dieser Badener Mulde bildet der quer zum Oostal in südwest-nordöstlicher Richtung unter der Stadt Baden hindurchsetzende Grundgebirgsrücken, der im Friesenberg südwestlich von Baden beginnt, sich beim Schloß Hohenbaden bis 400 m über dem Meer heraushebt und über Ebersteinburg und Gaggenau noch bis östlich vom Murgtal fortsetzt, wo er zwischen Michelbach und Sulzbach an der Oberfläche endigt. Dieser Grundgebirgsrücken besteht bei Baden in seinem Kern aus Granit, dem sich zu beiden Seiten, jedoch meist durch Verwerfungen getrennt, metamorpher Schiefer, vermutlich devonischen Alters, anlagert. Es kann angenommen werden, daß die Metamorphosierung dieses Schiefers durch den Granit bewirkt worden ist, da entfernter vom Granit Sericitschiefer, näher Knotenschiefer und noch näher gneisartige Schiefer zu finden sind. Der Granit tritt nur zwischen dem Waldsee und Hohenbaden zutage, weiter nordöstlich findet man nur Schiefer und Hornfelse.

Nordwestlich des Badener Granitrückens, dem das Oberrotliegende ohne Zwischenlagerung von Carbon aufgesetzt ist, zeigt sich wieder eine starke Absenkung in Verbindung mit nordwestlicher Schichtenneigung. Dem noch mächtigen Oberrotliegenden setzt sich in geringem Abstände vom Badener Grundgebirgsrücken im Fremersberg und Hardberg der Buntsandstein auf, mit welchem sich das Gebirge gegen Norden immer mehr verflacht, bis es in der Kraichgauenke auch noch von Muschelkalk, Keuper und Jura überlagert wird.

Diese Lagerungsverhältnisse des älteren Gebirges in der Umgegend von Baden-Baden sind durch Störungen bedingt, welche in ihrer Südwest—Nordost-Richtung mit der alten carbonischen Faltung Südwestdeutschlands zusammenfallen. Zahlreiche Verwerfungen und Schichtenabbiegungen folgen dieser Richtung und sind zweifellos zum Teil bereits zur Zeit der Bildung des Rotliegenden entstanden. Doch haben im Gebirge noch viele Störungen zur Tertiärzeit stattgefunden, zum Teil auf den alten Spalten, und es sind auch quer- und schräggerichtete Brüche entstanden, die mit der tiefen Einsenkung des benachbarten Rheintales in Zusammenhang stehen. Der Einbruch des Rheintales selbst verläuft schräg zur carbonischen Faltung in nordnordöstlicher Richtung und zeigt entlang dem Gebirgsrande des nördlichen Schwarzwaldes eine staffelförmige Gestaltung dadurch, daß eine etwa $1\frac{1}{2}$ —2 km breite Tertiärscholle zwischen Oos und Balg in höherer Lage am Gebirge stehengeblieben ist.

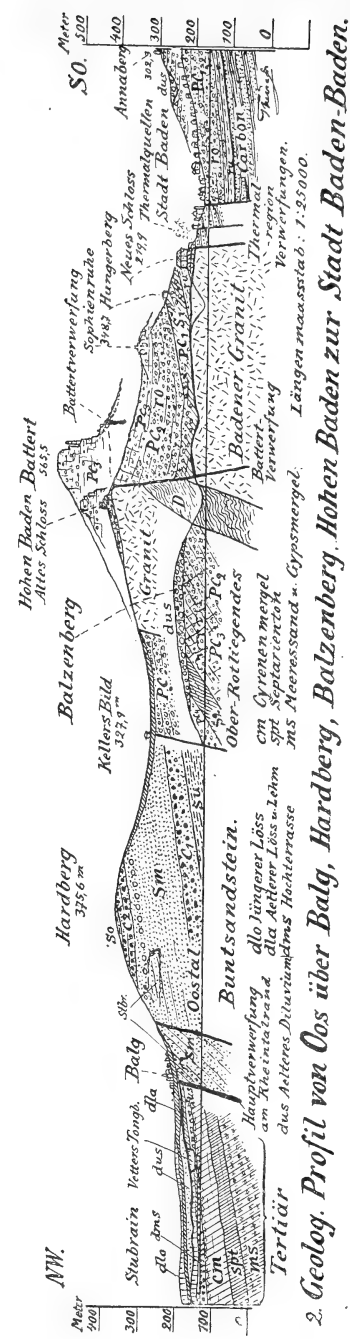
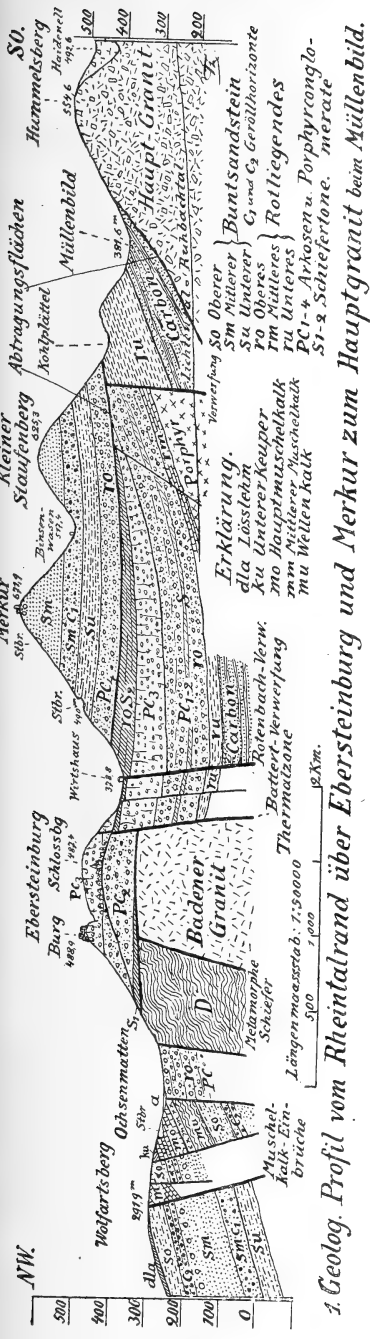


Fig. 1 und 2. Profile zur Erläuterung des geologischen Aufbaues der Umgebung von Baden-Baden.

Die Absenkung des Rheintales selbst ist zu verschiedener Zeit erfolgt. Sie war wohl am bedeutendsten zur Oligocänzeit, in welcher das Rheintal in großer Mächtigkeit mit tonig-mergeligen Abschwemmungen der jurassischen und triassischen Gesteine der Randgebirge aufgefüllt worden ist, hat in der mittleren Miocänzeit unter gleichzeitiger Hebung des ganzen Gebietes große Fortschritte gemacht, und auch in der Diluvialzeit, besonders am Ende der älteren, haben noch beträchtliche Absenkungen stattgefunden.

Der gesamte Aufbau des Gebirges bei Baden mit den bedeutenderen Störungen ist aus den beiden Profilen auf Seite 491 deutlich zu ersehen.

I. Tag der Exkursionen. Montag, den 4. August. Die Teilnehmer versammelten sich um 7¹/₂ Uhr vorm. bei der Trinkhalle. Hinter derselben stehen gneisartige metamorphe Schiefer an, in denen feinkörniger Feldspat, Quarz und brauner und weißer Glimmer bei stark schiefriger Beschaffenheit des Gesteins deutlich zu erkennen sind. Die Schiefer werden von schmalen, pegmatitartigen Granitgängen durchsetzt. Die gleichen Schiefer wurden dann nochmals untersucht an der Straße hinter der Trinkhalle nach dem Waldsee. Etwas nordwestlich davon wurde am Talrand in den Anlagen auch der Badener Granit festgestellt.

Hinter dem Konversationshause war dann ein zurzeit guter Aufschluß im jüngeren Carbon zu sehen, das bei Baden überall aus einem Wechsel von Bänken grobkörniger Arkosen mit grauen und schwarzen Schiefertönen und glimmerreichen Sandsteinen besteht. Die Schichten sind an einer naheliegenden Verwerfung an den gneisartigen Schiefeln abgesunken und stark gegen Südosten geneigt. Dieser in Südwest—Nordost-Richtung streichenden Verwerfung kommt dadurch eine besondere Bedeutung zu, daß sie weiter nordöstlich, am Schloßberg, mit einer Verwerfung zusammenfällt, auf welcher die Thermalwasser Badens aufsteigen. Doch beschränken sich die Thermalquellen auf die rechte Seite des Oostales.

Gegen Süden bieten sich dann zunächst nur geringe Aufschlüsse. Auf das Carbon beim Konversationshause folgt eine schmale Zone von Unterrotliegendem mit Arkosen und roten Schiefertönen, und beim Kunstaustellungsgebäude ist am Talrand in niederen Felsen der Pinitporphyr zu sehen. Weiterhin nehmen gegen Süden die Porphyrkonglomerate des Oberrotliegenden eine große Fläche ein, und dahinter hebt sich, durch eine Verwerfung getrennt, als ein etwa 150 m hoher

Wall am Korbmattenkopf und Leißberg die mächtige Decke des Pinitporphyrs heraus.

Die Exkursion wurde hierauf auf der rechten (östlichen) Seite des Oostales fortgesetzt, woselbst sich in der Lichten-taler Straße bei der Einmündung der Stephaniestraße an einer Felswand ein guter Aufschluß in den dickbankigen, geschichteten Arkosen und Porphyrkonglomeraten des Oberrot-liegenden zeigt. Die Schichten steigen gegen Südosten an, Carbon liegt in der Tiefe, tritt aber nicht zutage, weshalb im Oostale selbst eine Verwerfung angenommen werden muß. In den Konglomeraten wurde den zahlreichen Geröllen von rotem Porphyr (Typus Gallenbach und Brandeck), von Granit, Gneis und Quarz, sowie von Schieferfragmenten Beachtung geschenkt.

Es folgte dann die Besichtigung der Thermalquellen am Schloßberg. Die Büttquelle, welche auf dem Wege dahin zunächst liegt, kommt aus einer Schuttmasse, stellt ein Gemisch von Thermalwasser mit Süßwasser dar und zeigt nur eine Temperatur von 25—27° C. Sie wird durch Tagwasser leicht verunreinigt, besitzt aber sehr hohe Radioaktivität und dient daher im Emanatorium der Stadt zu Inhalationen. Auf dem Marktplatze wurde auf die alten römischen Badeanlagen und die Lage der einzelnen Thermalquellen und der Thermalstollen hingewiesen und hierauf die Ursprungquelle, eine der stärksten und in ihrer alten Fassung noch erhaltenen Thermalquellen, und dann der Thermalhauptstollen oder Friedrichsstollen besichtigt. Das Thermalwasser steigt anscheinend noch hinter der Schloßgartenmauer auf der Verwerfung zwischen dem aus Granit und alten paläozoischen Schiefen bestehenden Grundgebirge und dem Carbon auf, fließt aber nicht auf der Verwerfungsspalte selbst aus, sondern dringt in die Schichten des Steinkohlengebirges ein und tritt erst aus diesen zutage, und zwar nicht oder nur in geringem Maße aus den Arkosen, da dieselben massig und nur wenig zerklüftet sind, sondern hauptsächlich aus den Zwischenlagen von sandigen Schiefen und Sandsteinen, die auf den Schichtfugen stark durchlässig sind. Da das Thermalwasser keinen Auftrieb besitzt, so kommt es nahe der Sohle der Stollen zum Austritt, und da es nur sehr wenig Gase enthält, so fließt es fast geräuschlos aus. Besonders bemerkenswert ist die durch die Wärme des Thermalwassers (68° C) bedingte hohe Temperatur in den Stollen, die nur nach starker Lüftung ohne Gefahr begangen werden können. Die Schichten des Carbons sind im Thermalgebiet mit 20 bis 35 Grad gegen Nordosten und

außerdem leicht nach dem Schloßberg zu geneigt, so daß das Thermalwasser wahrscheinlich zum Teil gegen Nordosten in diesen Schichten verloren geht und, stark mit Süßwasser verdünnt, im Untergrund zwischen der Gernsbacher Straße und der Brauerei BLETZER in das Grundwasser des Oostales ausfließt.

Mehrere starke Thermalquellen treten am Marktplatz außerhalb den Stollen in geringer Tiefe unter der Oberfläche aus, und zwar in einer mehr westöstlich gerichteten Linie, der wahrscheinlich eine schwache Verwerfung zugrunde liegt. Es sind das die Freibad-, Ursprung-, Kühl-, Brüh-, Juden- und Ungemachquelle, welche Temperaturen von 54 bis 68° C besitzen. Die Kloster-, Mur- und Fettquelle (63° C) entspringen bei der Klostermauer in etwas tieferer Lage, und sind wahrscheinlich durch eine nordwest-südöstlich verlaufende Störung bedingt, da weiter östlich Carbon nicht mehr zutage tritt.

Das Profil Fig. 3 läßt die Lagerungsverhältnisse der Steinkohlenschichten bei den Thermalquellen, die Absenkung derselben gegen Südosten bis zu der durch das Rotenbachtal verlaufenden Verwerfung, an welcher dann Oberrotliegendes neben das Carbon tritt, erkennen und deutet den Austritt des Thermalwassers aus den Steinkohlenschichten seitlich der eigentlichen Thermalspalte an. Auf dieser selbst steigt das Thermalwasser anscheinend in wenigen röhrenförmigen Kanälen auf, während der übrige Teil der Spalte geschlossen ist. Sonst könnten die Thermalquellen nicht oben am Marktplatz (181—183 m) liegen, sondern müßten unten im Oostal bei etwa 161 m Meereshöhe entspringen.

In früherer Zeit floß das Thermalwasser am südöstlichen Abhang des Schloßhügels frei hinab, und erzeugte hier einen ausgedehnten, bis 6 m mächtigen, teils kalkigen, teils kieseligen Sinterhügel, der beim Bau des Friedrichsbades abgegraben und zerstört wurde. Die darin aufgefundenen Pflanzenreste und Schneckenschalen gehören durchweg der gegenwärtigen Periode an, woraus man schließen darf, daß die Thermalquellen am Schloßhügel erst am Ende der Diluvialzeit durch Erdbeben entstanden sind. Doch scheinen in früherer Zeit an anderen Orten in der Umgegend von Baden-Baden bereits Thermalwasser aufgestiegen zu sein.

Im Anschlusse an die Thermalquellen wurde die römische Badruine unter dem Römerplatz, zwischen Friedrichs- und Augusta-Bad, besichtigt und von Herrn Stadtrat A. KLEIN erläutert.

Es folgte nun die Besichtigung einiger Aufschlüsse in dem Grundgebirgsrücken, der den Untergrund der Stadt Baden durchsetzt. Zunächst wurden die gneisartigen Schiefer beim katholischen Pfarrhause, dann der Granit hinter dem Pfälzer Hofe und beim Schützenhause besichtigt, wobei dem Spaltenverlaufe und den Ruschelzonen besondere Beachtung geschenkt wurde. Hier fehlt dem Granit die Auflagerung des Steinkohlengebirges, das gegen Nordwesten nicht weit über

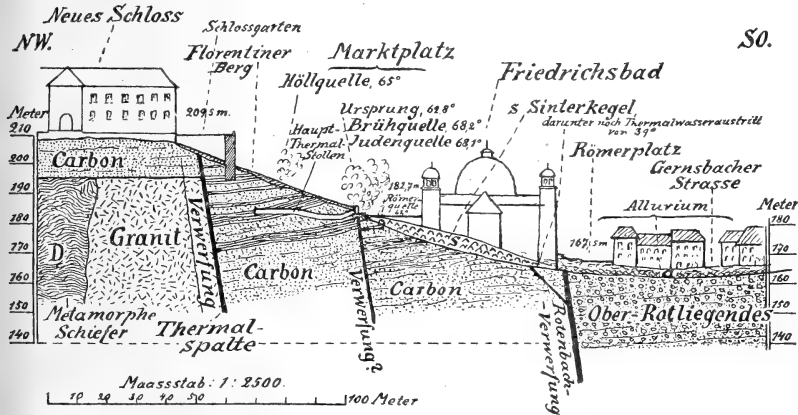


Fig. 3.

Profil der Schichtenlagerung bei den Thermalquellen am Schloßberg in Baden.

den Hügel am neuen Schloß hinweg reicht. Hinter dem Schützenhause zeigt sich über dem Granit direkt das obere Rotliegende, das mit roten tonigen Arkosen voll von Schieferfragmenten und Geröllen von Granit, Gneis und rotem Porphy und mit roten Schiefertönen (untere Schiefertone des Oberrotliegenden) beginnt und sich in dieser Ausbildung östlich bis in das Rotenbachtal verfolgen läßt. In dem Tälchen hinter dem Schützenhause erscheint zwischen Granit eingeschlossen nochmals eine Scholle von metamorphen gneis- und hornfelsartigen Schiefen und, diese und den Granit in westlicher Richtung durchsetzend, ein mächtiger Quarzgang, der Spuren von Kupfererzen, Malachit und Kupferlasur, führt und, wie die zahlreichen Blätterdurchgänge beweisen, aus einem Schwespatgänge durch Verkieselung hervorgegangen ist.

Vom Schützenhause wurde zum Balzenberg emporgestiegen, dessen Rücken von einer Buntsandsteinblock-

masse bedeckt ist, die in der älteren Diluvialzeit unter der Mitwirkung von glazialen Kräften entstanden sein dürfte. Beim Aufstieg zum alten Schloß Hohenbaden wurde ein Steinbruch im Granit besichtigt, der hier bei grobkörniger Ausbildung reichlich Feldspatkrystalle führt, und so verwittert, daß große kugelförmige Massen zurückbleiben. Wiederholt wurde gegen Süden eine starke Verwerfung überschritten, welche hier den Granit gegen Porphyrkonglomerate des Oberrotliegenden begrenzt. Diese Verwerfung, welche beim Schützenhause an Querverwerfungen entlang dem Oostale beginnt, verläuft zuerst in nordöstlicher Richtung und biegt dann am Südrande des Battert in die rein östliche Richtung um. Der Granit reicht bis dicht an das Schloß Hohenbaden heran.

Nach einem kurzen Frühstück im alten Schlosse wurde zum Battert aufgestiegen. Gleich hinter der Burg beginnen die Felsen der Arkosen und Porphyrkonglomerate des Oberrotliegenden, welche bis zur Spitze des Battert emporreichen und den hohen landschaftlichen Reiz dieses Berges bedingen. Das harte verkieselte Gestein der Porphyrkonglomerate, dessen Grundmasse wesentlich Granitschutt bildet, in dem in großer Menge kleine und bis kopfgroße Gerölle und Lapilli von rotem Porphyr stecken, ist flach gelagert, deutlich geschichtet und nach mehreren Richtungen von Klüften durchzogen. Besonders bezeichnend ist eine Nordwest-Südostichtung, genauer N. 60° W., nach welcher die Felsen in ihrer Längsrichtung verlaufen und kulissenartig am ganzen Südrand des Batterts vorspringen, überall nach dem Merkurberge gerichtet. Dabei ist das Gestein auch quer in nordöstlicher und nördlicher Richtung (genauer N. $45-60^{\circ}$ O. und N. $20-30^{\circ}$ O.) zerspalten, und da die Klüfte meist steil oder ganz senkrecht einfallen, so gewinnen die Felsen das Ansehen von alten Mauern und Türmen und geben bei einer Höhe bis zu 90 m ein reizvolles Bild. Dabei ist von der Höhe des Batterts, besonders vom Brückenfelsen, eine prächtige Aussicht auf die Stadt Baden und das schöne Oostal geboten, und ließ sich, der allgemeinen Schilderung (S. 489) entsprechend, der geologische Aufbau der Gegend gut erläutern. Namentlich tritt im Süden der Hochschwarzwald mit seinem durch die Abrasionsfläche deutlich abgegrenzten Granitkern und den aufgesetzten Buntsandsteinbergen der Badener Höhe (1004 m) und der Hornisgrinde (1166 m) stark hervor. Davor breitet sich die Badener Mulde aus; im Westen zeigen sich in dieser noch die rebbedeckten Hügel des Steinkohlengebirges der Gegend von Varnhalt und Umweg, im Süden ragt, durch Verwerfungen

begrenzt, die breite Pinitporphyrmasse des Iberst, des Korbmattenkopfes und der Yburg empor, im Oostalgebiet lagern die hier meist weichen und von zahlreichen Seitentälern durchschnittenen Porphyrkonglomerate des Oberrotliegenden, und im Osten dominieren die diesen aufgesetzten Buntsandsteinberge des Merkurs und des kleinen Staufenberges. Vor dem Battert erkennt der nach unten gerichtete Blick aber deutlich die tiefe Absenkung, die durch die am Südrand der Felsen entlangziehende Battertverwerfung bewirkt worden ist. Man kann das Umbiegen dieser Verwerfung nach dem granitene Friesenberge verfolgen, und sieht dahinter den Fremersberg, der aus Buntsandstein aufgebaut ist und dessen Schichten sich ungefähr im Maße der Gehängeneigung nach Nordwesten einsenken. Noch weiter draußen aber dehnt sich die breite Rheinebene aus, aus der stellenweise silbern das Band des Rheinstromes herauf glänzt. In der Ferne begrenzen die Berge der Vogesen den Blick.

Beim Abstieg durch die Felsen wurde der Bildung derselben und der Blockanhäufungen, den Felsenmeeren, sowie den umgestürzten Felsen noch weitere Beachtung geschenkt, auf dem Wege nach Ebersteinburg die staffelförmige Absenkung der Felszone gegen Süden festgestellt.

Nach dem Mittagessen in der Krone in Ebersteinburg wurde der Merkur besucht. Dicht beim Dorfe Ebersteinburg lagern sich den Porphyrkonglomeraten die oberen roten Schiefertone des Oberrotliegenden auf und sind im Hohlwege der Straße, von schwachen Verwerfungen durchsetzt, deutlich zu sehen. Darunter treten an der Engels- und Teufelskanzel nochmals die Felsen der hier bedeutend verschwächten Felszone vom Battert (PC 3) hervor, denen sich am Merkur wieder die Schiefertone, 50—70 m mächtig, aufsetzen. Darüber folgen die oberen Arkosen des Oberrotliegenden (PC 4), die fast nur aus wiederverfestigtem Granitschutt bestehen und nur wenig Porphyngerölle enthalten. Der Porphyr der Gerölle ist hier wie am Battert in der Felszone (PC 3) und in den tieferen, wenig verfestigten Konglomeraten (PC 2) fast ausschließlich der rote, dichte und Quarz- und Feldspatkryställchen führende Porphyr, wie er bei Gallenbach und in einem Durchbruch durch Granit beim Waldsee bei Baden vorkommt, aber nicht der Pinitporphyr, der als Gerölle in den Konglomeraten nur sehr selten in den tiefsten Schichten gefunden wird.

Diesen oberen Arkosen des Oberrotliegenden ist am Merkur der feinkörnige weiße bis violettrote und oft getigerte

Sandstein des unteren Buntsandsteins (su der Profile) ohne Schiefertonzwischenlage und ohne Diskordanz völlig gleichförmig aufgelagert. Er ist in einem großen Steinbruche gut aufgeschlossen und führt hier häufig noch in Lagen und Knollen gelblichen krystallinischen Dolomit. Auch die diagonale Schichtung ist oft deutlich zu sehen.

Da vom Zechstein jede Spur fehlt, so wird häufig angenommen, daß die oberen Arkosen des Oberrotliegenden oder ein größerer Teil desselben den Zechstein vertreten, zumal an der Basis dieser oberen Arkosen manchmal eine Diskordanz in der Schichtenlagerung nachzuweisen ist, auch bei Baden-Baden. Dem muß jedoch entgegengehalten werden, daß in der Rheinpfalz und bei Heidelberg, wo gegen Südwesten die letzten schwachen Bänke des oberen Zechsteins entwickelt sind, entsprechende obere Arkosen und Konglomerate des Oberrotliegenden ebenfalls vorkommen, und darunter erst die roten Schiefertone, und daß im nördlichen Spessart sowohl, wie bei Burggrub unfern Kronach in Oberfranken, solche, von roten Schiefertönen unterlagerte Arkosen, Sandsteine und Konglomerate des obersten Oberrotliegenden auftreten, welche von unterem Zechstein, im Spessart auch von Kupferschiefer, überlagert werden. Man darf diese oberen Konglomerate, zu denen im Spessart und in Norddeutschland auch das pflanzenführende Weißliegende oder Zechsteinkonglomerat gehört, im Schwarzwald nicht ohne weiteres als Vertreter des Zechsteins betrachten; ebensowenig wie die im Oberrotliegenden und auch noch im unteren Buntsandstein des Schwarzwaldes vorkommenden Bänke und Knollen von körnigem Dolomit, der niemals Versteinerungen einschließt, als Vertreter des Zechsteins oder direkt als Zechstein angesprochen werden können. Wenn man sorgfältig die Bildungen im Schwarzwald mit denen im Spessart, in Oberfranken und in der Rheinpfalz vergleicht, so findet man, daß zwischen Oberrotliegendem und unterem Buntsandstein in allen diesen Gebieten regelmäßige Lagerung herrscht, daß im Norden die Zechsteininformation, gegenüber Norddeutschland bereits außerordentlich verschwächt, noch mit allen Abteilungen vorhanden ist, im Süden, im Schwarzwald, bei völlig konkordanter Auflagerung des unteren Buntsandsteins auf dem Oberrotliegenden aber jede Spur der Zechsteininformation fehlt. Die körnige Dolomite im Oberrotliegenden des Schwarzwaldes kommen im Oberrotliegenden der Rheinpfalz, bei Heidelberg, im Spessart (unter dem unteren Zechstein) ganz ebenso vor wie im Schwarzwald.

Die obersten Konglomerate des Oberrotliegenden findet man in meist schwachen Schichten auf dem Grundgebirge des Hochschwarzwaldes unter dem unteren Buntsandstein nicht selten, auch da, wo Mulden mit jüngerem Steinkohlengebirge oder Unterrotliegendem fehlen. Die Transgression des Buntsandsteins mit der Bildung der Abrasionsfläche auf dem Grundgebirge fällt also noch in die letzte Bildungsphase des Oberrotliegenden, in die obersten Arkosen und Konglomerate, welche bei Baden-Baden und in der Rheinpfalz stellenweise deutlich diskordant auf den älteren Bildungen auflagern. Sie beginnt im Hochschwarzwald mit dem Ende der Aufrichtung und Zusammenschiebung der Bildungen des Carbons und des Rotliegenden im Badener und im Pfälzisch-Saarbrückener Muldengebiet. Man kann aber nicht sagen, daß nicht vorher schon eine Abtragung stattgefunden hätte. Im Gegenteil, die Abtragung des Grundgebirges hat schon in der Steinkohlenzeit begonnen, und wo dieses vorhanden ist, finden wir darunter eine ältere Abtragungsfläche (vgl. die Profile in Fig. 1 u. 2). Es ist auch ganz zweifellos, daß das jüngere Steinkohlengebirge auf dem Grundgebirge einst viel weiter gereicht hat als jetzt, daß es vielleicht den ganzen nördlichen Schwarzwald überdeckt hat. Aber durch die Lagerungsstörungen zur Zeit des Rotliegenden sind Mulden entstanden, meist in Südwest—Nordost-richtung verlaufend, in denen es ebenso wie das Unterrotliegende erhalten geblieben ist, während beide auf den gleichgerichteten, meist viel breiteren Sätteln wieder zerstört wurden. Als diese Lagerungsstörungen gegen das Ende der Bildung des Oberrotliegenden aufhörten, wurde die Abtragung auf der ganzen nun ruhig liegenden Fläche des Grundgebirges gleichmäßig, und es bildete sich eine neue ausgedehnte Abtragungsfläche, die sich auch über die vorgebildeten, von Carbon und Rotliegendem erfüllten Mulden hinüber erstreckte. Auf die nun abgelagerten schwachen Schichten von Oberrotliegendem, dem Horizont der obersten Porphyrkonglomerate, PC 4, breitete sich dann gleichmäßig der Buntsandstein aus.

Auch das ältere Steinkohlengebirge der Saarbrückener Schichten, welches bei Berghaupten-Diersburg im mittleren Schwarzwald steil zwischen Gneiß und Granit eingeklemmt vorkommt, war einst im Schwarzwald als Decke auf dem Grundgebirge in größerer Ausdehnung abgelagert und dürfte jetzt noch in manchen südwest-nordöstlich streichenden Zonen unter überschobenem Grundgebirge vorhanden sein, auch da, wo sich an der Oberfläche keine Spur davon zeigt; möglicherweise liegt es auch in der Badener Mulde. Ferner dürfte

das Mittelcarbon, der Kohlenkalk, in Süddeutschland einst in größerer Verbreitung zur Entwicklung gelangt sein, wie aus dem Vorkommen im Oberelsaß und im Untergrund von Nürnberg geschlossen werden kann.

In welcher Weise die Abtragung des Grundgebirges von der Zeit der Bildung des Steinkohlengebirges an bis zur Buntsandsteinzeit stattgefunden hat, ob nur durch fließendes Wasser, ob auch unter der Mitwirkung von Gletschern oder von Wind — es kommen im Oberrotliegenden bei Baden-Baden auch Quarze mit Dreikanterflächen vor —, oder auch durch wellenförmig bewegtes Wasser, das läßt sich nur sehr schwer bestimmt angeben. Moränenartige Massen mit gekritzten Geschieben sind bei Baden-Baden im Oberrotliegenden nicht gefunden worden.

Bemerkenswert ist, daß in den obersten Schichten des Oberrotliegenden im Schwarzwald bereits Gerölle von quarzitäen Sandsteinen vorkommen, die nicht aus dem Schwarzwald, sondern von weiter her stammen, die sich auch im Zechsteinkonglomerat des Spessarts zeigen und im Buntsandstein in sehr großer Zahl auftreten, in den älteren Schichten des Rotliegenden aber zu fehlen scheinen, dagegen im älteren Carbon des mittleren Schwarzwaldes, bei Berghaupten, bereits zu finden sind.

Von dem Steinbruch im unteren Buntsandstein am nördlichen Gehänge des Merkurs bewegte sich die Exkursion an die Westseite des Berges, wo die neuerbaute Merkurbahn einen Aufschluß durch zahlreiche Schichten bietet. Oben auf der Spitze des Berges stehen die Kugelsandsteine an, welche sonst normal dicht unter dem geröllreichen Hauptkonglomerat des Buntsandsteins zu finden sind. Darunter bieten sich im roten, oft verkieselten Hauptbuntsandstein zunächst wenige gute Entblößungen. Auch der aus weichen roten und violetten, grobkörnigen, geröllführenden Sandsteinen bestehende untere Geröllhorizont ist wenig aufgeschlossen. Erst der Einschnitt und Steinbruch im unteren Buntsandstein bieten wieder einen guten Einblick in den Gebirgsaufbau. Die Grenze der Sandsteine gegen die oberen Arkosen des Oberrotliegenden (PC 4) war nach der Fertigstellung der Bahn jedoch bereits wieder verdeckt. Dagegen waren die oberen Schiefertone und die Arkosen und Porphyrkonglomerate (PC 3) im Horizont der Felsen am Battered, hier, entfernter von den Verwerfungen, jedoch nicht mehr verkieselte und ohne Felsbildung, sehr gut zu sehen. Am Fuße des Merkurberges lagert sich Lößlehm an.

Mit der elektrischen Straßenbahn wurde dann die Strecke vom Merkurwald bis Lichtental zurückgelegt und dort am Nachmittag noch die Steinbrüche im Pinitporphyr am Leißberg besichtigt. Drei große Steinbrüche schließen das Gestein auf. Darin fällt zunächst die plattenförmige Absonderung oder Bankung des weißen bis hellrötlichen Porphyrs auf, die bei genauer Besichtigung mit einer Bänderung und manchmal deutlich erkennbaren Fluidalstruktur zusammenfällt. Dieselbe ist stark gegen Norden und Nordosten geneigt. Außerdem ist das Gestein von steil einfallenden Spalten durchzogen, die meist parallel dem Rheintalrand, in Nordnordost-Richtung, verlaufen; darauf kommen einige Mineralien, besonders Kalkspat, Braunsapat und Apatit in Krystallen und Uranocker in erdiger Form als Anflug vor. Auf das Uranvorkommen im Pinitporphyr wird der Radiumgehalt des Badener Thermalwassers zurückgeführt. Die Wärme des Wassers aber könnte noch mit einer gewissen Tätigkeit des alten Porphyrvulkans in der Tiefe in Zusammenhang stehen.

Das Gestein des Pinitporphyrs ist gleichmäßig körnig und besteht aus einer weißen bis hellviolettroten feinkrystallinischen Grundmasse, in der viele Kryställchen von Feldspat und Quarz und scharfumrandete Säulchen von grünlichem oder rotbraun zersetztem Pinit enthalten sind. Es bricht in großen Platten und Quadern, ist fest, tragfähig und wetterbeständig, dabei mit dem Meißel leicht zu bearbeiten, so daß es für Baden-Baden einen geschätzten Baustein bildet.

Besonderes Interesse boten die in diesen Steinbrüchen vorkommenden Lettengänge, Klüfte, die in einer Breite von wenigen Millimetern bis zu 2 Metern mit einem dunkelviolettroten, festen, ungeschichteten Ton ausgefüllt sind, in dem viele Brocken von Pinitporphyr schwimmen. Da die Plattenabsonderung des Porphyrs durch diese Lettenausfüllung nicht hindurchsetzt, ist erstere älter als letztere. Diese aber ist entstanden, als in einer Zwischenzeit der Porphyrbildung sich über den unteren Porphyrdecken rote Schiefertone ablagerten, die bei den Höllenhäusern in der Geroldsau über dem Porphyr deutlich zu sehen sind.

Der Abend vereinigte die meisten Exkursionsteilnehmer im Kurgarten.

II. Tag. Dienstag, den 5. August. Die Teilnehmer versammelten sich am Bahnhof. Zuerst wurde beim Schützenhaus die Anlagerung der alten gneisartigen Schiefer und Hornfelse an den Granit besichtigt und dann nach einer kurzen

Unterbrechung der Aufschlüsse die zahlreichen alten Steinbrüche in der Balzenbergstraße, in denen die verkieselten harten Bänke der Porphyrkonglomerate des Oberrotliegenden (PC 3) zur Gewinnung von Straßenschotter ausgebeutet wurden. Die Bänke dieser Konglomerate, welche zuweilen recht große Porphyrgerölle enthalten, sind hier mit 20 bis 35° gegen Nordwesten geneigt und teils in nordnordöstlicher, teils in mehr westöstlicher Richtung zerklüftet. Dabei ist besonders bemerkenswert, daß hier wie an vielen Orten der Umgegend von Baden, auch im Gebiet des Pinitporphyrs und des Hauptgranites, die annähernd westöstlich streichenden und steil einfallenden Klufflächen parallele Schrammen zeigen, welche regelmäßig mit 10—20° gegen Osten ansteigen, also auf ganz gleichartige Bewegungsvorgänge hinweisen, die wahrscheinlich durch starke Erdbeben veranlaßt worden sind. Diesen Klüften entsprechend kommen auch Quarzgänge vor, welche die Konglomerate quer durchsetzen und von schwarzbraunen Manganoxyausscheidungen begleitet sind. Da in der Nähe, im Dollenbachtälchen, auch noch kalte Quellen entspringen, deren Wasser stark radioaktiv ist, so sind wahrscheinlich in früherer Zeit auch hier Thermalwasser ausgetreten.

In dem alten Steinbruch bei der neuen, im italienischen Stile erbauten Kirche stehen die oberen Arkosen des Oberrotliegenden (PC 4) an und darunter am Balzenberggehänge die ebenfalls stark ausgebleichten oberen Schiefertone. Durch das Dollenbachtälchen setzt eine schwache Verwerfung, die weiter nordöstlich an Sprunghöhe außerordentlich gewinnt.

Es wurden nun die Steinbrüche im Buntsandstein des Hardberges besichtigt, welche den Hauptbuntsandstein aufschließen. Die Schichten fallen mit 10—30° gegen Nordwesten ein, und zwar um so steiler, je näher sie der Haupt-rheintalspalte an der Westseite des Hardberges liegen. Dieselbe verläuft von Vormberg über Jagdhaus nach Balg. Nahe dieser großen Verwerfung, welche den Buntsandstein neben Tertiär bringt, ist der sonst rote Buntsandstein vollständig ausgebleicht, weiß oder durch schwache Brauneisenerzausscheidung gelbbraun geworden. Mit der Entfernung von der Verwerfung nimmt die Ausbleichung unregelmäßig ab. In dem östlichen großen Steinbruch ist der Sandstein bis auf Streifen an Klüften noch rot. Er zeigt hier in den einzelnen Bänken zuweilen diagonale Schichtung, die Bänke selbst sind mit Zwischenlagen von roten Schiefertönen aber so regelmäßig geschichtet, daß vollständige Windbildung für den Buntsandstein hier nicht angenommen werden kann, höchstens eine

schwache Umlagerung in den einzelnen Bänken. Von da wurde zum Hardberg aufgestiegen, dessen Kuppe von den harten geröllreichen und verkieselten Bänken des Hauptkonglomerates gebildet wird.

Über die von Lößlehm bedeckten Flächen bei Kellers Bild bewegte sich die Exkursion nach den Ochsenmatten und in das Ebersbachtal, woselbst der obere Buntsandstein in zahlreichen Steinbrüchen ausgebeutet wird. Einer der ersten Steinbrüche zeigt die roten, tonigen, feinkörnigen Sandsteine im Wechsel mit roten Schiefertönen, und dazwischen auch die über 1 m mächtige dunkelviolettröte löcherige Carneolbank, in der diesmal kein Carneol gefunden werden konnte.

Zu den Ochsenmatten zurückkehrend, wurde weiter östlich eine nordöstlich streichende Verwerfung überschritten, hinter der in einem großen alten Steinbruch der obere Muschelkalk mit gegen Nordwesten geneigten Bänken gut aufgeschlossen zu sehen ist. Dichte graue Kalksteinbänke wechseln mit krystallinischen Lumachellen, die voll von Muschelschalen, besonders von *Terebratula vulgaris*, *Gervillia socialis*, *Lima striata* u. a. stecken. Oft sind die Terebratelschalen verkieselt. Es wurden auch noch zahlreiche Versteinerungen gesammelt, besonders außer den genannten *Pecten discites* und *laevigatus*, *Myophoria vulgaris*, *Corbula*, *Nucula*, *Ceratites nodosus*, *Ostreen* u. a. m.

Der Muschelkalk ist hier in einer dreieckig umgrenzten Scholle zwischen Buntsandstein im Nordwesten und Oberrotliegendem im Süden eingesunken, und gegen Ebersteinburg zu grenzt er ganz nahe an die metamorphen Schiefer des Badener Grundgebirgsrückens, von denen er durch eine große Verwerfung getrennt ist. Diesen Schiefen wurde dann noch ein kurzer Besuch abgestattet, und besonders ein neu angelegter Steinbruch in der Schindelbachklamm besichtigt, woselbst Knotenschiefer mit körnigem Kalk aufgeschlossen sind. Auch ein großer alter Steinbruch in den untersten sandsteinartigen Arkosen des Oberrotliegenden (PC 1) wurde besichtigt.

Auf dem Wege nach Haueneberstein wurden am Wolfartsberg die Bruchstücke von Muschelkalk aus einer zweiten Muschelkalkscholle festgestellt und dann näher gegen die genannte Ortschaft auf dem über den Buntsandstein ausgebreiteten Lößlehm unter der Führung des Herrn Architekten und Stadtrats ANTON KLEIN von Baden, der an beiden Tagen die Exkursion begleitete und häufig archäologische Erläuterungen gab, die von ihm ausgegrabenen Grundmauern eines römischen Hauses mit Hofeinfassung besichtigt.

Beim Abstieg nach Haueneberstein bot sich noch ein gutes Diluvialprofil. Unter dem jüngeren Löß und Lößlehm traten zuerst weiße Sande mit ausgebleichten Buntsandsteingeröllen zutage, welche meist dem Oberpliocän zugerechnet werden, aber auch noch zum älteren Diluvium gehören könnten. Tiefer unten zeigte eine Grube grobes Geröll von rotem, nicht ausgebleichtem Buntsandstein, das als Hochterrasse anzusprechen ist, den weißen Sanden auflagert und von älterem und jüngerem Löß und Lößlehm überlagert wird.

Nach dem Mittagessen im Schwan in Haueneberstein wurde auf dem Wege nach Baden zuerst die $1\frac{1}{2}$ bis 2 Kilometer breite Terrasse vor dem Gebirge erläutert. In der Tiefe liegt das Oligocän-Tertiär, dem sich zunächst die weißen altdiluvialen oder auch noch pliocänen Sande mit ausgebleichten Geröllmassen von Buntsandstein auflagern. Dieselben ragen bis über 40 m über die Rheintalfläche empor und werden in großer Ausdehnung von älterem Lößlehm mit zwischengelagertem älterem Löß und aufgelagertem jüngeren Löß überdeckt. Die weißen Sande, welche häufig Lagen von weißem und grauem feuerfesten Ton, die sog. Balger Weißerde, einschließen, wurden später, aber vor der Lößzeit, stark erodiert, und in den Talmulden wurden Geröllmassen mit rotem, nicht ausgebleichtem Buntsandstein abgelagert, die da, wo sie unter dem älteren Löß vorkommen, allgemein der Hochterrasse zugezählt werden. Das Hügelland von älterem Diluvium wird gegen das Rheintal zu von einem Steilrande begrenzt, an den sich zunächst eine oft sumpfige und von Torflagern erfüllte Niederung anschließt, durch welche einst die Kinzig geflossen ist, wahrscheinlich auch längere Zeit die Schutter, Elz und Dreisam und bei Hochwasser des Rheins oft auch Rheinwasser. Diese Niederung mit dem großen alten Flußlauf der Schwarzwaldgewässer beginnt bei Bühl unterhalb Offenburg, setzt sich in dem Hochgestade der Rheinebene am Gebirgsrande über Rastatt, Malsch, Karlsruhe—Durlach, Bruchsal und Langenbrücken ins Tal des Kraichbaches fort und mündet erst bei Hockenheim in die heutige Rheinniederung aus. Später sind die Schwarzwaldflüsse mit dem Vorrücken ihrer breiten Schuttkegel durch das sandig-kiesige Hochgestade durchgebrochen und fließen nun auf kürzerem Wege in die Rheinniederung und in den Rheinstrom. Die $\frac{1}{2}$ bis über 2 Kilometer breite Niederung entlang dem Gebirgsrande aber blieb bestehen und füllte sich unter dem Einfluß der aus dem Gebirge austretenden Grundwasser mit Torfmooren. Zu den Zeiten der Römer war ein großer Fluß wohl nicht

mehr vorhanden, aber stellenweise, wie bei Ettlingen und Karlsruhe, große Wasseranstauungen, so daß darauf Schifffahrt betrieben werden konnte.

Von Aufschlüssen wurde zunächst die Grube von weißen Sanden und tonigen Weißerden am Schröderberg besichtigt. Unten liegen hier in großer Mächtigkeit die weißen Sande, nach oben mit Gerölllagen von ausgebleichtem Buntsandstein. Darüber zeigt sich eine Erosionsfläche, welcher rotes, nicht ausgebleichtes Oosgeröll auflagert, das der Hochterrasse entspricht und große Mengen von Granitgeröllen enthält. Über diesem Geröll lagert älterer Lößlehm und älterer Löß und darüber jüngerer Löß.

Die Ziegelerdegruben von KARL ROTH auf der Höhe gegen Baden bieten zuunterst wieder die weißen Sande und Balger Weißerden, vergesellschaftet mit ausgebleichten Gerölllagen und oft reich an Granitgrus. Darüber zeigt sich wieder die Erosionsfläche, der nun bei der höheren Lage gegenüber dem Schröderberg kein Oosgeröll, sondern einzelne große rote Buntsandsteinblöcke, die offenbar vom Hardeberge gekommen sind, als Vertreter der Hochterrasse auflagern. Darüber folgt mächtiger älterer Lößlehm und dann stellenweise in Mulden desselben jüngerer Löß.

Den besten Aufschluß boten die großen Ziegelerdegruben der Ooser Ziegelwerke vorm. KARL VETTER und die Grube von PETER. In der unteren Grube ist der graue und braungraue mergelige Tertiärton in großer Mächtigkeit entblößt. Die wahrscheinlich dem Cyrenenmergel zugehörigen, aber fossilere Schichten sind flach gegen Nordwesten geneigt und von schwachen, nordöstlich parallel zur Hauptspalte verlaufenden Verwerfungen durchzogen. Und die obersten 3 bis 4 m dieser Schichten sind nach oben in zunehmendem Maße gestaucht, gefaltet und gegen Westen stark verschoben. Nach oben ist der Ton mit einer groben Geröllmasse verbunden, die aus roten und ausgebleichten Blöcken und Geschieben von Buntsandstein, Granit, Porphyry und Porphyrykonglomerat besteht und zweifellos aus dem Oostale gekommen ist. Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Geröllmasse durch glaziale Kräfte zur Ablagerung gekommen ist, die auch die Stauchungen des Tertiärtones veranlaßt haben. Doch ist die Geschiebemasse später ausgewachsen und verändert worden. Sie entspricht den Buntsandsteinblockmassen auf dem Balzenberge, an den Abhängen des Merkurs, am Annaberg, im Badener Friedhofe und an der Friedrichshöhe, woselbst sie in günstigen Aufschlüssen z. T. moränenartigen Charakter gezeigt hat. Das

sind z. T. auch die Geröllmassen, die einst AGASSIZ als Moränen bezeichnet hat.

Über dieser teils schwachen, teils bis $1\frac{1}{2}$ m mächtigen Geschiebemasse lagert hellgrauer bis gelblichgrauer, stark feinsandiger Ton, 4—6 m mächtig, oben mit weißen, gelben und hellroten Sanden und einer Lage von dunkelgrauem bis schwarzem Ton, in der hier auch Holzreste vorkommen. Dieser schwarze Ton entspricht nach Lagerung und Alter genau den schiefrigen Mooskohlen bei der Ziegelei Mühri unfern Steinbach, welche bereits durch SANDBERGER bekannt geworden sind, und welche Pflanzenreste (Samen von *Menyanthes trifoliata*) und Käferreste (*Donacien*) enthalten. Und die ganze Schichtenfolge entspricht den gleichartigen Schichten bei Hösbach im Spessart, wo sich besonders reichlich Pflanzen- und Käferreste gefunden haben, entspricht den Freinsheimer Schichten mit roten Tonen und Mooskohlen in der Rheinpfalz, welche über den weißen Klebsanden auftreten, den Mooskohlen und Tonen von Sufflenheim im Elsaß und von Jockgrimm in der Rheinpfalz, welche letztere bereits dem rheinischen Diluvium angehören und auch viele Säugetierreste, darunter als besonders bezeichnend *Elephas antiquus* und *Rhinoceros etruscus*, ergeben haben. Sie sind nahezu gleichalterig mit den conchylienreichen Sanden von Hangenbieten im Elsaß, von Moosbach bei Wiesbaden und von Mauer bei Heidelberg, woselbst darin der *Homo Heidelbergensis* gefunden wurde. Diese Schichten gehören zweifellos zum älteren Diluvium; sie sind die charakteristische Schichtenfolge desselben. Dagegen sind die weißen Sande auf der Höhe bei Balg und am Schröderberg, die wir vorher besichtigt hatten, die bis 20 m höher aufragen und die genau den unter den Freinsheimer Schichten der Rheinpfalz lagernden weißen Klebsanden entsprechen, etwas älter. Ob sie noch zum Diluvium oder bereits zum Oberpliocän gehören, läßt sich bei Baden nicht entscheiden. Man kann annehmen, daß bei Oos in der genannten Ziegelerdegrube die weißen Sande vorhanden waren, später abgewaschen wurden, und daß sich in der gebildeten Talmulde dann etwas jüngere Schichten, eben die genannten altdiluvialen der Stufe des *Elephas antiquus*, abgelagerten. Doch liegen zweifellos manchmal auch facielle Verschiedenheiten in der Ausbildung der Sande und Tone vor. Die rein weißen Sande stammen meist aus Buntsandsteingebieten, die etwas abweichend beschaffenen, wie sie bei Oos vorkommen, aus dem Talgebiet der Oos, also aus Granit- und Rotliegendemgebiet. Kartistisch lassen sich diese Bildungen

trotz zweifelloser Altersverschiedenheit nur sehr schwierig abgrenzen.

Daß die genannten Schichten in der PETERSchen Ziegelerdegrube dem älteren Diluvium angehören, geht auch daraus hervor, daß darüber eine rote Geröllmasse von Oosmaterial (viel Granit, Porphyr, Porphyrkonglomerate und Buntsandstein) lagert, welche 1—2 m mächtig ist und als Hochterrasse angesprochen werden muß; denn darüber lagert dann der ältere Lößlehm, älterer Löß mit großen Konkretionen, wieder älterer Lößlehm, dann mit scharfer Abgrenzung der jüngere Löß und oben noch jüngerer Lößlehm. Die Ziegelerdegruben von VETTER und PETER bei Oos bieten also von der Unterlage an ein vollständiges Profil des älteren und mittleren Diluviums.

Die Ergänzung hierzu zeigt sich in einer Lehmgrube dicht beim Dorfe Oos, welche nachher besucht wurde. Man sieht darin zu unterst noch die granitreichen roten Schotter und Kiese der Hochterrasse des Oostales, darüber liegt etwas roter Sand und dann 4—5 m mächtiger älterer Lößlehm, dem auf der Ostseite der Grube auch älterer Löß mit großen Konkretionen eingeschaltet ist. Darüber lagert dann aber nicht direkt jüngerer Löß, sondern ein 3—3,5 m mächtiger roter Schotter des Oostales, der die Mittelterrasse repräsentiert. Unmittelbar darüber befindet sich der jüngere Löß, der unten sandig ausgebildet ist und noch eine Mächtigkeit von 4—6 m erreicht. Am Gehänge lagert, in der Grube scharf abgegrenzt, kartistisch im Gelände aber kaum abgrenzbar, abgeschwemmter oder dejektiver Löß.

In dem Dorfe Oos endet die Terrasse des älteren Diluviums gegen Westen; draußen in der Ebene, hinter der Niederung des alten Kinzigflusses, liegt das Hochgestade mit rheinischen Sanden und Kiesen, und gegen Rastatt zu noch mit hohen Dünensandhügeln, aber ohne Lößbedeckung. Wir bezeichnen dieses Hochgestade als Niederterrasse. Es ist aber wahrscheinlich, daß darin auch noch Hoch- und Mittelterrasse enthalten sind und bis an die Oberfläche reichen. Aber bei der Gleichartigkeit der Gesteinsbeschaffenheit läßt sich nicht einmal im Profil zwischen diesen Bildungen eine Grenze ziehen; sie müssen kartistisch zusammengefaßt werden. Durch die Bohrungen für das neue Grundwasserwerk der Stadt Baden ist erwiesen, daß etwa 30 m unter der Oberfläche, unter den roten Sanden und Kiesen, die weißen Sande der Balger Stufe folgen, die noch weitere 30 m tief erbohrt worden sind. Das Tertiär lagert dagegen in der Rheinebene sehr viel tiefer als am Gebirgsrande. Bei der im Jahre 1856 vorgenommenen

Bohrung beim Bahnhof Oos wurden die weißen Sande bei 22,5 m, die Tertiärtonne bei 48 m unter der Oberfläche erreicht. Wahrscheinlich liegt am Talrand zwischen Sinzheim, Oos und Haueneberstein noch eine Verwerfung, an der das Tertiär der Rheinebene noch tiefer abgesunken ist als in der Staffel zwischen Oos und dem Gebirgsrande.

Für die Besichtigung der Kies- und Sandgruben bei Sandweier reichte die Zeit nicht mehr aus. Am Abend erfolgte die Fahrt nach Freiburg i. Br.

Exkursion Kinzigtal—Elztal—Freiburg am 4. und 5. August

vom Führer Herrn SCHNARRENBERGER.

Die größere Zahl der Teilnehmer (27) traf in Haslach nach 9 Uhr ein, hatte also oberhalb Offenburg die Grenze zwischen der Rheinebene und dem Gebirge überschritten, dieselbe Linie, welche die Teilnehmer aus dem Norden stundenlang vom Odenwald über Heidelberg—Bruchsal—Karlsruhe bis Offenburg begleitet hatte, oft haarscharf ausgeprägt wie zwischen Bruchsal und Karlsruhe, manchmal in fast greifbarer Nähe. Bei Offenburg beginnt ein vermittelndes Stück, sowohl tektonisch wie petrographisch, die Vorbergzone, schmale, mit dicker Lößdecke verhüllte Schollen, die bandartig das Gebirge nun bis Basel, in gleichmäßiger Höhenlage ca. 130 m über der Ebene, begleiten. Unter dem Löß liegen Trias, Jura und älteres Tertiär.

Bei der Station Ortenberg betritt die Bahn den krystallinen Schwarzwald durch das Kinzigtal. Ein Blick auf die Übersichtskarte zeigt, daß die Talachse sich aus ziemlich geradlinigen, gelenkartigen Stücken zusammensetzt, recht gut markiert durch den dicken Strich der Bahnlinie. Es sind sehr charakteristische, im ganzen Schwarzwald immer wiederkehrende Richtungen SO—NW, N—S, O—W und SW—NO. Die erste „hercynische“ erscheint in den Abschnitten Ortenberg—Gengenbach und parallel verschoben, Biberach—Haslach. Die Verschiebung geschieht längs des N—S-Stückes Gengenbach—Biberach usw. Hier im Unterlauf wird die Bedeutung dieser Dinge nicht so klar, wengleich das kundige Auge sie auch hier schon gut erkennen kann. Sobald wir aber den Oberlauf der Flüsse mehr im Zentrum des Gebirges betreten, also die Nebenflüsse Gutach oberhalb Hornberg, die Schiltach bei Schramberg, erkennt man augenblicklich, daß die geradlinigen Seiten tektonisch bestimmt sind, in beiden genannten

Fällen gleichlaufende schmale Gräben. Besonders die „hercynische“ Richtung, aber auch die andern sind im ganzen Gebiet zwischen Kinzig und Dreisam geradezu modellartig vorhanden und aufs deutlichste tektonisch. Zu den genannten Beispielen kommt noch der Katzensteig zwischen Schönwald und Furtwangen, das Bregtal von Föhrenbach nach Hammer-eisenbach, der mittlere Simonswald, das Steinbachtal bei St. Märgen u. v. a.

Der Schwarzwald ist aufs schärfste tektonisch gegliedert, und der Führer hatte es als Hauptaufgabe dieses Tages angesehen, die Teilnehmer mit den Elementen dieser Anschauung bekannt zu machen. Vorerst aber zu den Bausteinen des Gebirges selbst!


Wagen brachten die Exkursion talabwärts zu den großen Brüchen am Artenberg. Hier wird in ausgezeichneter Frische typischer Eruptivgneis, Schapbachgneis der Schwarzwaldgeologie, abgebaut. Der größere staatliche Bruch liefert hauptsächlich Gleisschotter für einen großen Teil des Landes; aber auch als Baustein, Eisenbahnbrücken, Flußbauten findet das Material vielfache Verwendung. Die außerordentlich gleichmäßige „stöchiometrische“ Zusammensetzung und Korn, der Reichtum an Feldspat und der konstante, wenn auch geringe Glimmergehalt zeichnen dieses Vorkommen, das man als normalen Schapbachgneis bezeichnen kann, aus. Die Zusammensetzung ist die eines Granitits. Deutlich ist das Gestein durch den dunklen Hauptbruch, die Schieferungsebene, texturiert. Strukturell treten die Feldspate, vor allem die Plagioklase und, wo sie vorhanden ist, die Hornblende durch ihr Bestreben hervor, idiomorphe Ausbildung zu erlangen.

Im Schwarzwald lassen sich nach den wegbahnenden Untersuchungen von ADOLF SAUER im Felde bekanntlich drei wohl unterschiedene Typen zur Darstellung bringen, die nach Flüssen des mittleren Schwarzwaldes genannt sind.

Schapbachgneis und Renschgneis bilden polare Gegensätze. Die letzteren sind metamorphe alte Schiefer. Der groß angelegte chemisch-petrographische Beweis für diese Anschauung stellt den Hauptanteil der Arbeit von H. ROSENBUSCH am Schwarzwälder Grundgebirge dar.

Von akzessorischen Bestandteilen ist hier im mittleren Schwarzwald für den Schapbachgneis der Orthit (Cepidot), in gewisser Beschränkung auch die Hornblende charakteristisch; für die Renschgneise von Mineralien der Sillimanit und Granat, von gelegentlichen konkordanten Bestandmassen Marmor, Kalksilikatfelse und kohlige Einlagerungen (Graphitoidgneise).

Kalksilikatfelse finden sich als große Seltenheit auch als allseitig umgrenzte Einschlüsse von geringer Masse im Eruptivgneis. Ein graugrüner, recht grobkörniger Einschluß dieser Art wurde von den Teilnehmern selbst am Artenberg gefunden. Am Nordende des Steinbruches sind Trümchen des auf der Spezialkarte eingetragenen Erzganges zu beobachten (grüner Flußspat, Kupferkies).

Das Kinzigtal selbst stellt sich wie alle großen Schwarzwaldtäler als Mulde dar, deren ebene Gesteinssohle in scharfem Winkel gegen die Gehänge stößt, die mit den konstanten Winkeln von $27-30^{\circ}$ einen Abtragungsausgleich darstellen, oder steiler, an Prellstellen, die Erosionsböschung zeigen. Das Profil ist also das des Kastens . Diese Mulde ist mit Kies ausgefüllt, der eine ebene Oberfläche besitzt. Die Auffüllung wird talabwärts mächtiger; im Mittel- und Oberlauf steht die Erosionsrinne des Flusses häufig schon in 3—4 m Tiefe im gewachsenen Fels (Simonswälder Tal z. B.), und entblößt dann durch seine Mäandrierung das charakteristische Profil weithin. Die Ausarbeitung des Profils fällt in eine Phase der Abtragung und Ausräumung, die Auffüllung in eine anschließende. Der Verfasser ist der Ansicht, daß diese Verhältnisse durch seitliche Erosion geschaffen sind, immer unter Berücksichtigung der prädestinierenden Störungen, die nicht nur vorzeichnend, sondern auch vorarbeitend zu denken sind, die aber nicht mit den heutigen Talrändern zusammenfallen müssen.

Die Talformen des höheren Gebirges sind bekanntlich wesentlich andere.

Von den Brüchen am Artenberg ging die Wagenfahrt wieder talaufwärts durch das Schwarzwaldstädtchen Haslach, das Hofstettener Tal bis zum Bresemerhof. Unterwegs wurde ein kleiner Renchneisaufschluß bei P. 534,2 besichtigt. Bei dem genannten Hof ist die Abtragungsfläche des Rotliegenden (Peneplain) erreicht. Hier wurde zunächst das Vorhandensein dieses für die geologische Auffassung des Gebirges fundamentalen Elementes demonstriert, ihre Bedeutung für Morphologie, Tektonik, Stratigraphie kurz skizziert und dann über den Schloßhof der kurze Marsch nach der Heidburg angetreten. Nacheinander wurden passiert graue und grau-violette grobe Arkosen des Unterrotliegenden, brennend rote Schiefertone und rotbraune feldspatreiche Sandsteine der oberen Stufe, und schließlich der Hauptbuntsandstein in einem kleinen Steinbruch an der Westseite der Heidburg.

Von der Höhe dieser Kuppe bot sich nun bei dem hellen Wetter eine vorzügliche Rundsicht und ein Überblick über

den mittleren Schwarzwald. Am Horizont waren zu sehen im Norden die tischebenen Hochflächen des Mooswaldes, der Hornisgrinde, die Hochfläche von Schramberg, die Simonswälder Hochfläche—Gschasikopf—Rohrhardsberg, der Kandel, der Abfall des Gebirges zur Rheinebene und der Westrand der Hühnersedelfläche mit diesem Berg selbst, dem flachen Porphyrrücken des hohen Geisberges und dem Hesseneck. Zu Füßen liegt weithin die Peneplain ausgebreitet vom Westrande der Hühnersedelfläche, unter unserm Standpunkt hindurch leise nach Osten einfallend, bis zur außerordentlich scharfen Elzlinie. Hier ist sie in 500 m Höhe jäh unterbrochen, beginnt auf der Simonswälder Hochfläche in 1150 m Höhe von neuem, wie die Übersichtskarte zeigt, und fällt dann unaufhaltsam nach Osten bis in den Schwäbischen Jura ein.

Das Elztal mit seiner schnurgeraden Talachse entspricht einer Verwerfung von der angegebenen Sprunghöhe.

Die verschiedenen Gebirgsabstufungen, die besonders am nördlichen Horizont teilweise schön treppenartig sich präsentieren, zeigen aufs schönste den geologischen Charakter des Schwarzwaldes als stark zerbrochenes Tafelland bzw. als Basis eines solchen.

Das Alter der Zerstückelung ist teils nachgewiesen permisch, vor allem aber aufs deutlichste an das Spaltensystem des Rheintales verknüpft, also hauptsächlich tertiär. Paläozoische und mesozoische Bewegungen sind in der neuesten Zeit ebenfalls erkannt worden.

Von diesem Schollenbau ist der Faltenbau des Grundgebirges getrennt zu halten. Das Faltenbild ergibt sich aus den Profilen unter den Blättern Haslach und Elzach. Außer dieser stetigen Verbiegung sind gerade im Gebiete der Elz horizontale Bewegungen (Überschiebungen) sowohl im kleinen wie großen Ausmaß erkannt worden. Doch sind die Untersuchungen noch nicht so weit gediehen, daß sie jetzt schon gezeigt werden können.

Alle tektonischen Beobachtungen und Überlegungen zeigen das Grundgebirge im Schwarzwald als Gebirgsrumpf, vergleichbar einem horizontal abgesägten Baumstumpf. Die Nichtberücksichtigung dieser Tatsache hat bis in die allerneueste Zeit zu ganz falschen Deutungen der Struktur und zur Verknennung der intensiven Faltenwirkung geführt.

Die Profile geben das Bild nur als schematischen Ausgleich und in großen Zügen; die Verfaltung und Verstauchung der einzelnen Elemente ist, besonders bei Renchneis, unglaublich kompliziert und verworren.

Die späteren Exkursionen werden gute Beispiele hierfür bringen.

Von der Heidburg aus gings auf der Buntsandsteinfläche nach dem kleinen Schwarzwaldwirthshaus (Biereck), wo ein kleiner frugaler Imbiß die Teilnehmer stärkte und der durch Güte und Billigkeit ausgezeichnet war.

Die Wagen brachten nun die Exkursion auf der alten Haslach—Elzacher Straße ins Elztal. Zuerst führte der Weg noch durch Buntsandstein und Rotliegendes, deutlich erkennbar am rundblockigen, groben Straßenschotter (Arkosen und Sandstein), später dann auf dem weicheren Gneismaterial. Vom Schönwasen aus bot sich ein freier Überblick über den Syenitzug, der in gerader Erstreckung von Elzach bis Hausach und Wolfach in mehreren Reihen runder Kuppen von Südwest nach Nordost zieht. Er ist als Gesamtheit deutlich gegen die Hühnersedeltafel abgesetzt und entspricht wohl einer selbständigen Scholle.

Die vorgerückte Zeit hat leider nicht erlaubt, den Abstecher ins untere Biederbachtal zu machen, wo ausgezeichnet reichlich orthitführender Schapbachgneis in einem kleinen Bruch als Straßenmaterial gewonnen wird. Die Wagen brachten die Teilnehmer direkt nach Oberwinden.

Der große Schapbachgneisbruch im Dorfe ist nur in kleinem Betrieb und zeigt etwa denselben Typ wie der Artenberg.

Auf der linken Seite der Elz stoßen die Schuttmassen der Seitenbäche von der 1000—1100 m hohen Firstlinie der Simonswälder Berge in mächtigen Schuttkegeln gegen die Elz vor. Theils sind diese Schuttmassen älter als der Lößlehm, theils liegen sie darauf. Diese enge Verbindung mit dem Lehm erzeugt stellenweise eine etwas abnorme, aber sekundäre Packung der Massen, die vielfach, besonders in der Zeit der Hochflut erratischer Vorstellungen um die Wende des Jahrhunderts, zur Deutung als Moränen geführt haben.

Am Ausgang des Simonswälder Tales nördlich Bleibach sind in der großen Ziegelei alte mürbe Schotter auf größere Entfernung mit horizontaler Oberfläche erschlossen. Diese Terrasse trägt eine Auflage von älterem Lößlehm mit aufgeschweißtem jüngerem. Die Mächtigkeit dieses Komplexes nimmt nach dem Gehänge etwas zu, auf 5 m ca. Dort schiebt sich eine blaue bis schwarze, humöse Mergellage ein voll weißer Schalen von Süßwasser- und Landschnecken. Diese diluvialen dunklen Mergel und Tone sind am Schwarzwald-

rande weit verbreitet¹⁾ (Merzhausen, Wolfenweiler, Rümmingen), haben bis jetzt aber noch keine typischen Säugetierreste geliefert um eine Einreihung in das glaziale Schema zu ermöglichen. So bleibt für die Altersbestimmung der Tone und Schotter nur der oben genannte stratigraphische Verband. Danach liegt Hochterrasse vor. Das Material stammt aus dem Einzugsgebiet der Gutach. Buntsandstein ist spärlich vertreten. (Steinberg bei Waldau.)

Von der Tongrube aus wurde der neue Aufschluß in typischen, sehr frischen Renchgneisen besucht, der an einer neuen Waldstraße etwa bei dem † 125 m nördlich P. 382,8 am Westabhang des Hörnliberges liegt.

Der ganze polare Gegensatz dieser Gesteine zu denen von Artenberg tritt hier aufs schärfste hervor. Die Lagerstruktur „Schichtung“, die einem raschen Wechsel unterliegt, das starke Überwiegen des feinschuppigen Glimmers, in dem die Quarz- und Feldspatauge eingebettet liegen, sind das Auffallendste. Die letztere Ausbildung nähert diesen Renchgneistyp schon etwas den Kinzigitgneisen, die dann ausgesprochener weiter im Osten, im Eschenbachgraben, auftreten. In manchem der geschlagenen Handstücke wird wohl auch nachträglich noch ein violettrottes Granatkorn entdeckt worden sein.

Zahlreiche grobe Pegmatitgänge scheinen den Weg zu weisen für das Verständnis der kinzigischen Ausbildung dieser Sedimentgneise, die gern in der Nähe von Schapbachgneisen und Graniten auftritt. Frische Renchgneise sind im Schwarzwald recht selten. Die Verwitterungsdecke ist oft 10 m und darüber dick.

Der hochgelegene Standpunkt gewährte zum Schluß noch einen guten Überblick über die Morphologie des ausgehenden Simonswälder Tales (Gutach), wo der rasch fließende, wasserreiche Gebirgsbach abwechselnd in langen Prellstellen die Talflanken streift oder von den seitlichen Schuttmassen abgetrieben wird. Das Resultat ist dann das oben gezeichnete Talprofil.

Über die kiesige Niederterrasse, das Raufeld, wurde der Bahnhof Bleibach erreicht.

¹⁾ Die Untersuchung ist durch Peter STARK begonnen. Beiträge z. Kenntnis d. eiszeitl. Flora u. Fauna Badens. Berichte nat. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XIX, S. 153 ff.

Exkursion Freiburg — Schauinsland — Günterstal — Freiburg am 6. August

vom Führer Herrn SCHNARRENBERGER.

Vom Bahnhof Kirchzarten aus wurde zuerst ein frischer Aufschluß (Kiesgrube) in der Nähe des Brandhofes besichtigt. Das Profil ist typisch für den Aufbau des großen flachen Schuttkegels, der die Kirchzartener Fläche erfüllt, von der an einer anderen Stelle die Rede sein soll.

Der Aufschluß von ca. 6 m Höhe zeigt eine untere 4 m dicke, feste, fast moränenartig gepackte Lage voll grober Blöcke bis Kubikmetergröße. Das verbindende Zement ist lehmfreier gewaschener Sand. Darauf ruht eine bis meterdicke Schicht von verschwemmtem Lößlehm und dann folgt 1 m jüngerer Überguß mit grobsandigem und lehmigem Bindemittel. Die Einreihung dieses Profils in das glaziale Schema ist schwierig. Säugetierreste sind bis jetzt im Kirchzartener Tal keine gefunden worden. In Verbindung mit Löß treten die Schottermassen nirgends. Dieser spielt seltsamerweise in dem großen offenen Tal eine geringe Rolle, ganz im Gegensatz zu den übrigen Tälern des mittleren Schwarzwaldes. In der gemeinen Auffassung gelten die Schottermassen, in welche die einzelnen Zuflüsse der Dreisam bis 12 m tief eingebettet sind, als Niederterrasse.

Wagen brachten nun die Teilnehmer durch die Orte Kirchzarten und Oberried in das mittlere, tief eingeschnittene Bruggatal. Von Kirchzarten bis Oberried verläuft die Straße auf der Niederterrasse des 800 m breiten, normalen Tales. Bei Oberried mündet von rechts das Zastlertal, das im Profil Scheibenfelsen — Kurzrenthe schon Anklänge an die U-Form der höheren Schwarzwaldtäler zeigt.

Auf dem Holzplatz bei P. 580,7 wurden die Wagen verlassen und die Gneisaufschlüsse am West- und Südabhang des Faulbaches begangen. Nördlich in der Richtung auf die Gefällmatte stehen typische, schiefrige, braun verwitternde Renchgneise an; am Faulbach selbst, besonders in den Klippen des Südabhanges, typischer normaler Schapbachgneis, wie er sonst eine Seltenheit in der Schauinslandegend ist. Zwischen diesen beiden Extremen ist nun in typischer Form eine Mischzone ausgebildet von ca. 600 m Breite. Zwischen die Renchgneismassen zwängen sich zuerst helle Aplite ein. Nach und nach werden die Renchgneisblöcke kleiner, das glimmer- und cordieritführende Aplitmaterial nimmt zu, das sedimentäre Material verschwindet immer mehr, ist schließlich nur noch in

kleinen runden Knauern oder wolkenartig zerstreut zu erkennen bei gleichzeitiger Zunahme der schiefrigen Textur des eruptiven Materials, das immer Schapbachgneis ähnlicher wird. Die Mischzone ist aufs stärkste gekröseartig verfaltet und gestaucht und bietet den Eindruck einer unfertigen Schmelze. Bei der Verwitterung werden die sedimentären Bestandmassen herausgeholt und die Blöcke zeigen eine sehr charakteristische höckerig-zottige Oberfläche. Dieser Gesteinstyp hat eine große Verbreitung im zentralen südlichen Schwarzwald (Feldberg—Schauinsland). Er tritt sowohl in deutlicher Anlehnung auf wie hier, aber auch selbständig zwischen Renchgneis- oder Schapbachgneiszügen.

Der Demonstration dieser Erscheinungen, die als Aufschmelzungen gedeutet werden, sowie der Vorführung der sehr mannigfaltigen Glieder der ganzen Gesteinssippe war der Vormittag gewidmet. Aufschluß reiht sich an Aufschluß längs der neuen Fahrstraße nach dem Steinwasenwirthshaus und von dort nach Hofgrund. Zu den Formen, wie sie H. SCHWENKEL aus der Gegend abbildet, kommen solche, die völlig nordischen von SEDERHOLM abgebildeten gleichen, was auch von Herrn P. ERDMANNSDÖRFFER bestätigt wurde.

FRANZ FRIEDRICH GRAEFF hat diese Verhältnisse zuerst vor 25 Jahren studiert, richtig erkannt und kartistisch darzustellen versucht. Die Neuaufnahme des Blattes Freiburg durch den Führer in den Jahren 1910—1912 trägt den Erscheinungen weitgehend Rechnung. Das Gneisgebiet des südlichen Schwarzwaldes ist durch das Hervortreten der auffälligen Mischzonen, die zwar dem mittleren auch nicht fehlen, charakterisiert, bei gleichzeitigem Zurücktreten der kinzigitischen Ausbildung der sedimentären Gneise. Damit verschwindet der Granat, der hier ein recht seltenes Mineral in den Glimmergneisen ist. Cordierit wird häufiger und zum Leitmineral für Renchgneise. Größere Ansammlungen davon in den aplitischen Bestandmassen der Mischzonen rühren augenscheinlich aus dem aufgenommenen Renchgneis. Die rostigen, braunen Verwitterungsfarben sind neben dem Glimmer auf Kosten des Cordierits zu setzen.

Bei der hohen Brücke befindet sich der bekannte Bruch im Granitporphyr, etwas nördlich davon Minettegänge.

Über dem Steinbruch, bei der zweiten Kehre der Straße, bot sich ein schöner Ausblick auf den Feldberg und in das typische, glaziale Wannental von St. Wilhelm. Hier setzte der zweite Teil des Tagesprogramms ein, die Demonstration der glazialen Modellierung des hohen südlichen Schwarzwaldes.

Beim Steinwasenwirthshaus ist die erste typische Endmoräne, mit dahinterliegender vermoorter Depression. Riesige 3—4 m hohe Blöcke nehmen gleich am Aufbau des großen Walles teil, der am Nordende durch den Hofsgrunderbach durchsägt ist. Der Wall liegt zwischen den Kurven 750 und 760 m.

Ein schöner Überblick über die durch Kare (Winterhalde, Gegentrum, Brenden) gegliederte Hofsgrunder Bucht bot sich von der Höhe 1092,9 hart südlich des Blattrandes Freiburg. Petrographische Ausbeute gab der große Blockzug von Amphibolit, der in Mischgneis eingebettet auf der Höhe herauswittert.

Nach dem Mittagsmahl im Gasthaus „Zum Hof“ wurde der Schauinsland (1286,6 m) bestiegen. Leider hatte während des Aufstieges dichter Nebel eingesetzt, wie das für den Hochschwarzwald um diese Jahreszeit fast gewöhnlich ist.

So war die beabsichtigte Schlußdemonstration des Schwarzwaldes als Tafelland, markiert durch die rotliegende Penepplain, die sich vom Gipfel des Schauinslandes aus aufs prächtigste bietet, vereitelt.

Der Abstieg ging über die Pflughalde, Kohlerhau und den „Ruchenpfad“ nach Günterstal. Die frische, kühle Witterung ließ alle Teilnehmer die anstrengende Tour brillant überstehen.

Exkursion nach dem Kaiserstuhl am 6. August

vom Führer Herrn J. SOELLNER.

Mittwoch, den 6. August, früh 5.54 Uhr, fuhren die Exkursionsteilnehmer von Freiburg Hauptbahnhof über Gottenheim nach Bötzingen. Von da ging es zunächst durch Oberschaffhausen an den Fohberg zur Besichtigung der Steinbrüche in wollastonitreichem Phonolith. Außer in feiner Verteilung in Form von kleinen seidenglänzenden Nadeln konnte Wollastonit auch in größeren Knollen als Einschluß im Phonolith gesammelt werden. Des weiteren fanden sich Einschlüsse mit titanhaltigem Melanit, sog. „Schorlomit“, Einschlüsse von bläulichem Marmor, von einer Wollastonitzone umgeben, usw. Ferner auf Drusen Natrolith. Unmittelbar hinter der Steinbrecherhütte in dem letzten großen Steinbruch an der Landstraße wird der Phonolith von einem Gang von Monchiquit durchsetzt. Der Monchiquit zeigt gegen den Phonolith ein typisches braunes, glasreiches Salband. Von da führte der Weg weiter nach Westen aufwärts bis auf die Höhe beim Paß Vogelsang, von wo aus ein Überblick über die zentralen Teile des Kaiserstuhles mit seinen charakteristischen kahlen Kalkbergen möglich

war. Vom Paß Vogelsang ging es über Vogtsburg an den Fuß des Badberges, eine große Kalkscholle im Innern des Kaiserstuhls, die hochgradig kontaktmetamorph verändert ist. Beim Badloch bei Vogtsburg gewährte ein größerer Steinbruch einen Einblick in den petrographischen Charakter des Kalkes. Es ist ein körniger Kalk, der durch einen hohen Gehalt an Biotit und stellenweise von Dysanalyt als Kontaktminerale ausgezeichnet ist. Auf halber Höhe des Steinbruches zeigt der Marmor eine deutliche Bänderung, welche auf die ursprüngliche Schichtung des Kalkes hinweist. Die Bänderung fällt sehr steil nach Westen ein, deutet also darauf hin, daß die Scholle aus ihrem ursprünglichen Verbands losgerissen und steil gestellt sein muß. Im Hintergrund der kleinen Talrinne beim Badloch wird der Marmor von einem schmalen Gang von Glimmertinguaitporphyr durchsetzt. Vom Exkursionsleiter wurde darauf hingewiesen, daß die Kalkscholle des Badberges nicht in allen ihren Teilen die gleiche Mineralführung besitzt. So treten im Gegensatz zu dem Aufschluß beim Badloch auf der Höhe des Badberges Kalke auf, die frei von Biotit sind, die dagegen Wollastonit in großen Mengen führen. Die Fundstelle hiervon konnte mit Rücksicht auf die Kürze der Zeit nicht aufgesucht werden, dagegen wurden noch kleine Schürfe in körnigem gehlenitführenden Kalk auf halbem Weg zwischen Badloch und Hohberg („Horberig“) bei Oberbergen besichtigt. Am westlichen Ende des Badberges, am sogenannten Hohberg („Horberig“), bot sich Gelegenheit, die große Mannigfaltigkeit von verschiedenartigen Eruptivgesteinsgängen zu studieren, die hier kreuz und quer sich gegenseitig durchsetzen. Es sind hauptsächlich Gänge von Phonolith, Tephrit, Monchiquit, Mondhaldëit, Nephelinit, Trachydolerit und Tinguait, die z. T. auch häufig Einschlüsse verschiedenster Art führen. Vom Hohberg ging es quer über das Tal an den Südfuß des Heßleiterbuckes bei Oberbergen. Dasselbst war das erst neuerdings aufgefundene Tiefengestein des Kaiserstuhls, Essexit, an mehreren Stellen gut aufgeschlossen zu sehen. Den Essexit selbst durchsetzen an dieser Stelle zahlreiche, oft dicht gedrängte Gänge von verschiedenartigen Gesteinen, so hauptsächlich unter anderen von Tinguait, Monchiquit, und von Bergalith, einem neuen melilithreichen basischen Ganggestein, das bis jetzt nur aus dem Kaiserstuhl bekannt geworden ist. Der Kontakt dieser Gänge gegen Essexit war an vielen Stellen sehr gut aufgeschlossen. In kurzem war dann Oberbergen erreicht, woselbst im Gasthaus zum Adler Mittagsrast gemacht wurde. Am Nachmittag fuhr man mit Wagen über Oberrotweil nach

dem Kirchberg bei Niederrotweil. Ein großer Steinbruch, dessen Besichtigung von der Firma Phonolithwerk A. TREIBER & W. STEUP in Oberrotweil in bereitwilligster Weise gestattet wurde, gewährte Einblick in den mächtigen Phonolithstock des Kirchberges. Es war auch die Möglichkeit geboten, gute Stufen von Kalkspat und Apophyllit auf Drusen des Phonoliths zu sammeln. Die Besichtigung des Steinbruches litt etwas unter gerade niedergehendem heftigen Regen. Von Niederrotweil fuhren die Teilnehmer mit Wagen weiter bis an die Limburg bei Sasbach. In einer Reihe von Steinbrüchen war daselbst der Aufbau des Limberges aus Agglomerat, Limburgitströmen, Nephelinbasalt, Tuff, tertiären (oligocänen) Sedimenten und zuletzt Löß gut zu studieren. Die tertiären Sedimente sind den Strömen zwischengeschaltet. Von dem Leiter der Exkursion wurde bei dieser Gelegenheit darauf hingewiesen, daß die einzelnen Ströme nicht durch und durch aus „Limburgit“ bestehen, daß vielmehr die glasreiche Entwicklung, die für den Begriff des Gesteins „Limburgit“, wie er von ROSEBUSCH aufgestellt wurde, erforderlich ist, sich nur auf die äußersten Teile der Ströme beschränkt, daß dagegen die zentralen Teile der „Limburgit“ströme völlig krystallin, also glasfrei, entwickelt sind und sich als Nephelinbasanit repräsentieren. Den besten Überblick über den ganzen Limberg hatte man nach Überschreiten der Schiffbrücke vom elsässischen Ufer des Rheines aus. Auf dem Rückweg wurden noch kurz am Litzelberg die neuen Aufschlüsse in schwarzem Nephelinbasalt besichtigt. Der Nephelinbasalt ist daselbst ausgezeichnet durch zahlreiche Einschlüsse von Olivinknollen.

Mit Wagen ging es dann zurück nach dem Bahnhof Sasbach, von wo 4.39 Uhr über Breisach die Rückfahrt nach Freiburg angetreten wurde. Die Ankunft daselbst erfolgte 6.00 Uhr abends. Trotz des in der vorhergehenden Nacht eingetretenen regnerischen Wetters konnte die Exkursion ohne wesentliche Störungen durchgeführt werden. Nur am Nachmittag war die Besichtigung der Aufschlüsse durch zeitweise heftige Regengüsse etwas beeinträchtigt. Die Zahl der Teilnehmer an der Exkursion betrug annähernd 30.

B. Exkursion während der Versammlung.

Diluvialexkursion in die Umgebung von Lahr am 7. August.

Vom Führer Herrn R. LAIS.

Die Exkursion am Nachmittag des 7. August führte vom Ausgang des Schuttertals in den westlichen Teil der Vorbergregion des Schwarzwaldes. Diese „Randhügelzone“ ist durch ihre sanftwelligen Geländeformen, durch die geringe, überall annähernd gleiche Erhebung über die Rheinebene, durch die starke Lößbedeckung scharf geschieden von dem östlichen weit höheren Teil der Vorbergregion, dem die Lößbedeckung fehlt, und der daher auf dem überall sichtbaren Buntsandstein- oder Muschelkalkuntergrund Wald trägt. Die „Randhügelzone“ stellt offenbar eine alte, durch spätere Erosion nur wenig zerstörte Terrasse dar. Die Fahrt durch das Sulzbachtal, ein kleines südliches Seitental des Schuttertales, lehrte diese Verhältnisse kennen. Hinter der „Dammenmühle“, an der westlichen Talflanke, wurde ein Vorkommen von Rheinsand beobachtet, das in zwei Gruben aufgeschlossen ist. Hier liegt unter jüngerem und älterem Löß hellgrauer Rheinsand mit spärlichen bis bohngroßen alpinen Geröllen, hauptsächlich blauen Kalken, seltener rotem Radiolarienhornstein. Von ihnen sind viele in scherbenartige Stückchen zersprungen, sie zeigen schwache Politur oder haben das Aussehen von Dreikantern, tragen also deutliche Merkmale der Bearbeitung durch windbewegten Sand. Mit ihnen zusammen finden sich kleine mattglänzende Kalkstücke mit grubigen Vertiefungen, offenbar Reste von Lößkonkretionen. Der Ablagerung dieses Sandes ging also eine Lößbildung voraus; da älterer und jüngerer Löß noch darüber liegen, ist sie mit einer der älteren Lößstufen gleichalterig. Unter dem Sand wird eine süßwasserkalkartige Mergelbank sichtbar, die *Succinea Schumacheri*, Planorben und mehrere auf ein eiszeitliches Klima hinweisende Arten führt. — Dann wurden die am Nordende des gleichen Hügels gelegenen großen Sandgruben von Mietersheim besichtigt. Hier sind als älteste Ablagerung Schotter der Schwarzwaldhochterrasse zu sehen. Zu ihnen gehören auch die darüberliegenden, etwa 5 m mächtigen roten Schwarzwaldsande, die in ihrer oberen Hälfte durch eine tiefgründige Verwitterung gelb gefärbt sind. Bemerkenswert ist das Vorkommen von *Equus Mosbachensis* in

diesem Sande. Bedeckt wird er von zwei Stufen älteren Lösses mit starken Verwitterungszonen und dementsprechend sehr großen Lößkonkretionen. Als Einschaltung zwischen dem älteren und dem jüngeren Löß tritt in diesen Sandgruben die Rekurrenzzone in verschiedenen Ausbildungsweisen auf, als geschichteter Löß, Löß mit gerollten Lößkonkretionen, als Sandlöß mit Geröll und Süßwasserschnecken. Als Ursprungsort dieses Sand- und Geröllmaterials ließ sich eine in geringer Entfernung auf der Höhe des Hügels gelegene Sandablagerung nachweisen. — Von hier führte der Weg nordwärts dem Gebirgsrande entlang. Dabei war die Terrassennatur der „Randhügelzone“ zumeist sehr schön zu erkennen. Die fast stets gleichbleibende Erhebung der langen schmalen Rücken über die Rheinebene legt nahe, sie mit einem alten diluvialen Rheinlauf in Verbindung zu bringen. In Oberschopfheim wurde noch eine große, über die grobschotterige Niederterrasse hinausragende Ablagerung feinen und feinsten lößähnlichen Rheinsandes besichtigt, die gegen den Schwarzwald hin sich mit Schwarzwaldsand vermengt und von zahlreichen konkretionsartigen Kalkbänken durchzogen ist. Aus solchen alten Sandmassen ist wahrscheinlich der Löß des Rheintals ausgeblasen worden. Von Niederschopfheim aus erfolgte die Rückfahrt nach Freiburg.

Spaziergang über den Schloßberg nach der Kartaus am 7. August.

Vom Führer Herrn SCHNARRENBARGER

Bei der Versammlung auf dem Münsterplatz machte der Führer auf den Baustein aufmerksam, Hauptbuntsandstein von Tennenbach aus der Emmendinger Vorbergzone, dessen feinkörnigere Bänke auch das Material zu den Figuren und köstlichen Wasserspeiern geliefert haben, die in der eindeutigen, groben und saftigen Art des Mittelalters menschliche Leidenchaften und Verirrungen darstellen.

Wenige hundert Meter vom Münsterplatz nach Osten stößt das wellige Terrain, auf dem Freiburg errichtet ist, in scharf ausgeprägter Kante an den steilen Abhang des Schloßbergs, der aus typischen, recht steilen N—S-streichenden Renschneismassen aufgebaut ist. Häufig sind schon cordieritführende pegmatitische Bestandmassen, die auf Schapbachgneis zu deuten scheinen, der in größerer Tiefe anstünde.

Von einem Punkte in der Nähe der Dattlerschen Weinstube und vom Südsporn (Kanonenplatz) wurde die Topo-

graphie erläutert. In gewaltigem flachen Schuttkegel erfüllen die Schotter der Dreisam, ihrer Nebenflüsse und der Elz den Vordergrund, der vom Schwarzwald, den Emmendinger Vorbergen, dem Kaiserstuhl, der Mengener Brücke (Tertiär) und dem Schönberg umrahmt ist. Die Vogesen waren nicht zu sehen. Die Vereinigung mit der Niederterrasse des Rheins und der gemeinsame Durchbruch bei Riegel wurden erläutert sowie die Bedingtheit der topographischen Formen durch den geologischen Bau.

Der Verlauf der Hauptschwarzwaldverwerfung ist gut zu erkennen. Er führt am Westfuß des Schloßberges entlang, überschreitet die Dreisam unterhalb des kleinen Wasserfalles bei der Schwabentorbrücke und ist über den Lorettoberg und Schönberg bis an den Westabfall des Blauen zu erkennen.

Die Stadt selbst liegt auf dem Schuttkegel, dessen alluviale Zerteilung durch tiefe Rinnen, Gerberau—Schlachthaus, Marienbadrinne, Münsterplatz—Bismarckstraße—Spitalgarten und Münsterplatz—Stadtgarten—Alter Friedhof schon in der Festungszeit benutzt und verändert wurde.

Der Promenadenweg am Südrande des Berges vom Kanonenplatz zum Hirzberg und ein schöner Aufschluß an der neuen Waldstraße unterhalb des St. Katharinen-Brunnens gaben Gelegenheit zur Demonstration und Erläuterung des heutigen Standes der Gneisforschung im Schwarzwald.

Die Gneismassen des Freiburger Hinterlandes sind von Basaltgängen stark durchtrümmert. An die 20 Gänge sind bekannt und durch die Neuaufnahmen gefunden worden. Und wenn man an ein Wort von A. SAUER denkt, daß auf einem Schwarzwaldblatt noch nicht der 1000. Teil wirklich aufgeschlossen ist, so ersteht die Vorstellung von einer schwammartigen Durchtränkung der Gneismassen.

Einer der bedeutendsten und längst bekannten wurde beim Abstieg ins Dreisamtal im Wäldchen oberhalb des Hirzberger Hofes gezeigt.

Der große Steinbruch unterhalb von Kartaus zeigt typischen cordieritführenden Renchgneis. Die pegmatitischen Bestandmassen führen das Mineral besonders reichlich; bei recht grobem Korn gesellt sich hier und gegenüber am „Weißen Fels“ beim Waldsee blauer und dunkler Turmalin bei.

Der Gneis selbst ist quer über das Flußbett in der kleinen Stromschnelle sowie weit flußaufwärts, nach der Mitte des Tales zu sichtbar. Die Aufnahme des Blattes Freiburg hat die hohe Wahrscheinlichkeit ergeben, daß in der ganzen

Kirchzartener Fläche die Verhältnisse ähnlich liegen, die Schotterauffüllung sich in sehr engen Grenzen hält. Das große, höchst eigentümliche Tal fällt also nicht aus dem Typ der großen Schwarzwaldtäler heraus. Trotzalledem ist aber die Grundlage der Talbildung tektonisch, die Kirchzartener Fläche setzt deutlich in die höher liegende Staffel des Rotliegenden Kessels St. Peter—St. Märgen fort. Auch der fernere Zusammenhang mit dem Bonndorfer und Lenzkircher Graben ist jetzt schon in großen Zügen erkenntlich. Der Führer demonstrierte ihn an der Lage der wohl erkennbaren Penepplain.

Eine große Zahl Teilnehmer folgte noch in die Amphibolitbrüche am Ausgange von Ebent. Hier sind amphibolitische Massen von kilometerweit schwebender Erstreckung und kuchenförmigem Verband aufgeschlossen, die in die hangenden Glimmergneise allmählich bankförmig übergehen mit Zwischenschaltung granulitischer Lagen. Die hangenden Gneise führen Lagen von grünen plattigen Kalksilikatfelsen und Fleckengneisen (Gedritgneise). Der allgemeine Habitus ist der eines alten Diabaslagers.

Über die Niederterrasse der Dreisam und die eingebetteten Zwischenstufen führte der Weg zur Haltestelle des Trams beim Waldsee.

Exkursion Lorettoberg—Güntersthal—Kyburg am 8. August

vom Führer Herrn SCHNARRENBARGER.

Der Lorettoberg mit dem Hildaturm trägt einen ca. 40 m dicken Schild von Buntsandstein, der allem Anschein nach direkt dem Gneis aufliegt. Der Buntsandstein läßt als tiefste Schichten das Hauptkonglomerat erkennen, und in den großen Brüchen auf dem Westabhang oberen Buntsandstein mit charakteristischen violetten, mürben Sandsteinlagen, die bezeichnend sind für den Karneolhorizont.

Diesen Brüchen galt der erste Gang vom Versammlungsplatz aus. Die geologischen Verhältnisse des Lorettoberges haben eine bedeutende Rolle gespielt bei den Plänen zur Umleitung der Höllentalbahn und Verlegung des Bahnhofs Wiehre. Jetzt wird ein Tunnel den Berg durchbohren, dessen Achse gerade unter der Spitze hindurchgeht.

Außer dem stereometrischen Verhältnis zwischen Buntsandsteindecke und Gneisunterlage kamen bei der obigen Frage eine größere Anzahl merkwürdiger breiter brecciöser ver-

kieselter Ruscheln mit glänzenden Harnischen in Betracht. Sie laufen alle der Hauptschwarzwaldverwerfung sehr nahe parallel und ergaben durchweg nur sehr kleine Schollenverschiebungen. Ihr deutliches Einfallen gegen das Gebirge schien für die ANDREAE-SALOMONSche Anschauung zu sprechen, nach der die Rheintalspalten gegen das Gebirge einfallen, das Gebirge also die versinkenden mesozoischen und tertiären Massen überschiebe. Die Beobachtungen der letzten zehn Jahre und Aufnahmen von Basel bis gegen die Kinzig haben aber gezeigt, daß die Spalte überall, wo sie zu sehen oder ihr Verlauf aus Beobachtungen zu errechnen ist, deutlich und verhältnismäßig flach vom Gebirge wegfällt, genau so, wie es die älteren Profile darstellen. Der Weg für die mechanische Deutung der Ruscheln zeigt ihre Eigenschaft, nahezu senkrecht auf den Schichtflächen des Sandsteines zu stehen. Die Buntsandsteintafel selbst ist außer ihrer allgemeinen Neigung nach Nordwest in flache Falten gelegt, deren eine gerade im Kern durch den Steinbruchbetrieb getroffen ist.

Die Gneisunterlage ist auf der Ostseite des Berges beim Aufstieg durch die Mercystraße sichtbar, die Buntsandsteinauflage beim Forsthaus unterhalb des Turmes. Die Spalte selbst verläuft durch den Paß, auf dem der Lorettohof liegt, und ist von hier aus gut im Gelände zu demonstrieren bis auf die Höhe von Sölden. Der untere Lorettohof (v. KOCH-Grünberg) ist beim Erdbeben vom 16. November 1911 ganz besonders mitgenommen worden. Er muß über der Spalte selbst liegen. Der naheliegende Schönberg in seinem markanten geologischen Aufbau bot dem Führer Gelegenheit, sich über das Schichtenprofil im Rheintal, dessen tektonischen Bau und mechanische Deutung auszusprechen.

Die kühle Waldstraße nach der Kyburg gab Einblick in die hydrologischen Verhältnisse des Gneisgebirges, in die Schuttbildung und deren Textur sowie in das Verhältnis der Renschneismassen zu den mehrorts durchbrechenden Granitgängen.

C. Exkursionen nach der Versammlung.

Exkursion in das Moränengebiet von Neustadt am 9. August

vom Führer Herrn DEECKE.

Nach einer Fahrt durch das Höllental langten gegen 3 Uhr die Teilnehmer in Neustadt an. An Stelle von Herrn SCHALCH führte Herr DEECKE erst zu dem Kalksilikatfels der Fehren oberhalb der Stadt, dann durch das eigentümliche Nebental nach den Moränen am Ausgange des Joostales. Renschgneise, Amphibolite, feinkörnige Granite und Porphyre wurden unterwegs besichtigt und schließlich ein Überblick über die Moränenlandschaft des Gutachtales gegeben. Gegen $\frac{1}{2}$ 7 Uhr traf man wieder in Neustadt ein.

Exkursion in das Culm von Lenzkirch am 10. August.

Vom Führer Herrn VON BUBNOFF.

Der Morgenzug brachte die 45 Teilnehmer von Neustadt nach der Station Kappel-Grünwald; hier wurde zunächst die Endmoräne der letzten Eiszeit angesehen. Eine kurze Wanderung durch das Verbreitungsgebiet des Schluchseeegranitits führte uns dann zur Lochmühle bei Unter-Lenzkirch, wo in einem Steinbruch das jungkulmische Konglomerat mit eingeschalteten Pflanzenschiefern aufgeschlossen ist. Kurz vorher hatte man noch einen schönen Überblick über die nördliche Staffel des Lenzkircher Grabenbruches und die sie begrenzenden Verwerfungen vom Hochfirst und Pfumberg.

Durch Lenzkirch hindurch, wo das Kulmkonglomerat, z. T. schön glazial geschrammt, anstehend mehrfach beobachtet werden konnte, wanderten wir zur Schlichthöhe; dort ist über dem Konglomerat, durch eine schmale Breccienschiefer von ihm getrennt, ein fluidaler Quarzporphyr aufgeschlossen. Eine eingehende Diskussion ergab die Richtigkeit der Deutung desselben als Decke über dem Konglomerat. Viel Interesse erweckten weiterhin die Aufschlüsse des Trümmerporphyrs bei Alt-Urach und am Mittelberg; die Entstehungsmöglichkeiten dieser eigentümlichen Porphyritbreccie wurden eingehend diskutiert. Durch das Walkenloch im Schwendetal, wo ein Glimmerporphyritgang und eine im Quarzporphyr anscheinend schwimmende Schieferscholle aufgeschlossen waren, begaben

wir uns auf die Spitze des Schwendestutzen, der einen schönen Überblick über den südlichen Schwarzwald bis zum Feldberg gewährte. Von da ging es abwärts, über den durch eine Moräne abgestauten und jetzt trocken liegenden See bei Hinterhäuser nach Schluchsee; hier wurde eine Mittagspause gemacht.

Nachmittags war die Exkursion leider einigermaßen durch Regen beeinträchtigt. Trotzdem konnten die wichtigsten Aufschlüsse eingehend untersucht und erläutert werden. Es galt, sich einen Überblick über den Aufbau der südlichen höheren Staffel des Lenzkircher Grabens zu verschaffen. Mit Auto und Wagen begaben wir uns nach Aha zu dem Steinbruch, in welchem die südliche Randverwerfung zwischen Granit und alten Grauwackenschiefern mit schönen Harnischen und Reibungsbreccie ausgezeichnet aufgeschlossen ist. Von den jüngeren kulmischen Gesteinen (Konglomerat, Trümmerporphyr) ist in diesem Grabenteil nichts erhalten, und auf die alten Schiefer folgt direkt eine gleichstreichende Zone gepreßter Granite, die anscheinend mit dem Granitit von Schluchsee zusammenhängen. Im Wald östlich vom Windgfällweiher konnte dieser gepreßte Granit gezeigt werden. Ferner war daselbst zu sehen, wie diese Granite in zahllosen aplitischen Gängen die angrenzenden Schiefer und die ihnen eingeschalteten geschieferten Amphibolite (aus alten gabbroiden Eruptivgesteinen entstanden) durchtrüern und injizieren. Hier teilte sich die Exkursion; eine Partie fuhr direkt nach Titisee, um die Moräne am Ende des Sees anzusehen, während ein anderer Teil noch zum Hochspirn bei Raithenbuch hinaufstieg, wo in einem schönen Aufschluß die Injektion der Gneise durch den gepreßten Granit zu beobachten ist. Es wurde hier besonders hervorgehoben, daß diese carbonische Granitinjektion mit dem Prozeß der Gneisbildung keineswegs zusammenhängt, und daß dieser jedenfalls viel weiter zurückliegt. Über Altglashütten fuhren wir dann nach Titisee und mit der Bahn zurück nach Neustadt, wo zum zweitenmal übernachtet wurde.

Exkursion in die Trias- und Juraformation der Baar am 11. August.

vom Führer Herrn DEECKE.

An Stelle des erkrankten Herrn SCHALCH hatte Herr DEECKE die Führung übernommen. Nach der Eisenbahnfahrt bis Bachheim wurde zunächst ein topographisch-geologischer Überblick über den Bonndorfer Graben und Wutachtal gewonnen, dann der Weg über den hochliegenden diluvialen

Talboden zur Wutachschlucht angetreten. Beim Abstieg wurden Keuper, Lettenkohle und oberer Muschelkalk bis zu den Pemphixschichten durchquert und speziell auf die mächtige Oolithbank und deren Bedeutung hingewiesen. Im Steinbruch an der Bruderhalde war das Keuperprofil vom mittleren Gipskeuper bis zum Roten Ton über dem Stubensandstein entblößt. Unten an der Wutachmühle konnten als Ergänzung dazu die Lettenkohle und der Grundgips des Keupers in Augenschein genommen werden. Oben in Ewattungen zeigte eine Grabung den obersten Keuper mit bunten Tonen und die unmittelbare Auflagerung der Psilonotenbank auf diesen, sowie einen Querschnitt durch den unteren Lias bis zu den Obtusustonen. Die südliche Randverwerfung des großen Grabens wurde beim Abstieg nach Aselfingen gequert und hinter diesem Dorfe im Aubachgraben das prachtvolle Liasprofil von den Obtusustonen bis zu den mittleren Opalinustonen angesehen. Dann fand in der Scheffellinde zu Achdorf das Frühstück statt. Von Achdorf ging es nachmittags in der Runse des Schleifenbächleins über rutschende Opalinustone zum Aitrachtal hinauf, wobei der Dogger bis zu den Blaukalcken entblößt zu sehen war. Vor Blumberg und hinter dem Dorfe fand man Kulmgesteine, welche den Zusammenhang des diluvialen Wutach- und des Aitrachtales beweisen, also den alten Lauf der Wutach-Donau bezeichnen. Am Lindenbühl bei Zollhaus Blumberg bot ein Anbruch die Impressatone und auf der Spitze des Hügels ein alter Bruch Gelegenheit, den transgredierenden miocänen Turritellenkalk und die roten Helicitenmergel kennen zu lernen. Nach einer letzten topographisch-geologischen Übersicht über den Steilabfall des Randes ging man zur Bahn und fuhr über Immendingen nach Donaueschingen.

Exkursion in die Umgebung von Immendingen am 12. August

vom Führer Herrn W. Sprtz.

Die größte Zahl der Teilnehmer an der Exkursion kam von Donaueschingen her nach Immendingen und kreuzte so Keuper, Lias und Dogger der Baar ungefähr in der Richtung des Schichtfallens. Von Geisingen an bestimmt der Malm die Formen der die Donau begleitenden Berge. Die waldbedeckte Malmtafel der Alb erhebt sich mit steilem Trauf aus dem offenen fruchtbaren Gelände der Baar. Wenig westlich von Immendingen tauchen die südöstlich fallenden Schichten des obersten Doggers unter das Niveau der Donau.

Bei der Ankunft in Immendingen steht man bereits in den Impressamergeln, die auf Blatt Möhringen etwa 35—40 m

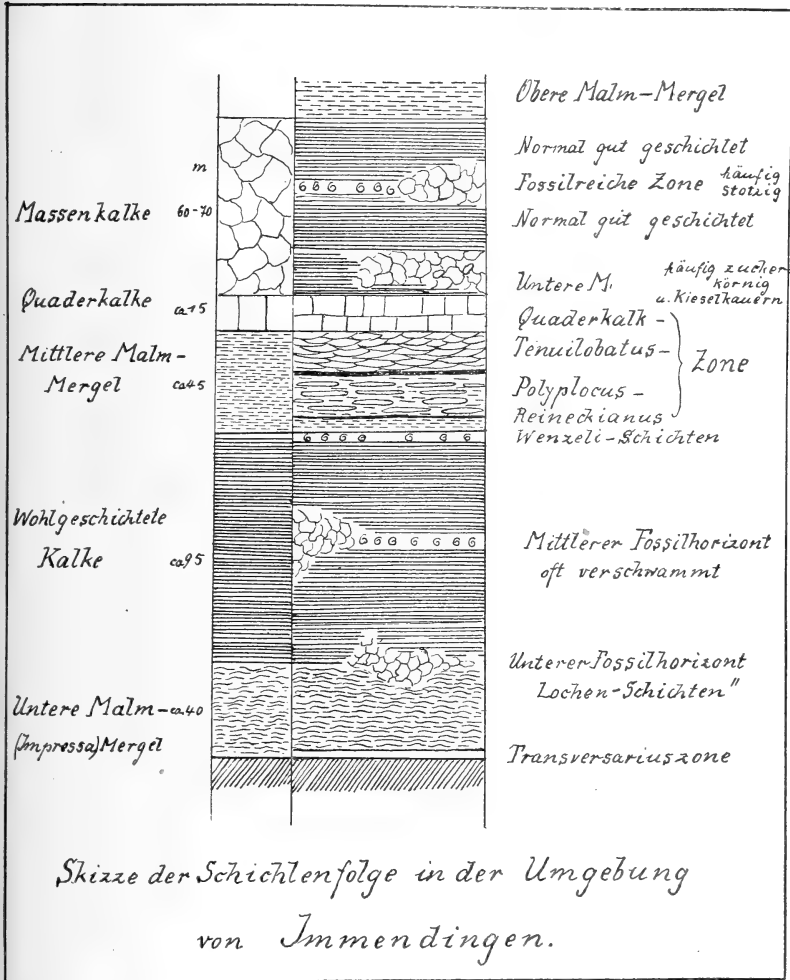


Fig. 4.

mächtig sind. Ihrer mittleren, hier gern etwas verschwammten und recht fossilreichen Zone galt der Besuch des ersten Aufschlusses, der Kiesgrube hinter der ehemaligen Fabrik westlich

vom Bahnhof. Kleine Stotzen, die meist deutlich die Reste von Spongien erkennen lassen, treten aus dem Hang heraus und vereinigen sich mit weniger stark verschwammten Partien zu unregelmäßig dicken Bänken, die den leicht verwitternden grauen Mergeln eingelagert sind. Namentlich von den unscharfen Grenzen der Stotzen gegen die Mergel stammen die reichlichen, meist gut erhaltenen Reste, Schwämme, Brachiopoden, Echinodermen, Cephalopoden, Serpeln usw., die sich auf der Halde auflesen lassen, eine typische Riffauna. Die Grenze gegen die Wohlgeschichteten Kalke ist etwa 15 m höher am Hang zu suchen, wo der Wald sich über dem Gestrüpp des Ödlandes erhebt. An dieser Grenze stellt sich häufig eine ähnliche verschwammte Zone ein, die „Lochenschichten“ Schalchs.

Trübe Witterung verhinderte von hier aus einen Überblick über das Gelände zu gewinnen.

Der Weg durch Immendingen führt durch den Schuttkegel des Weißenbaches, eines kleinen Wässerchens, das in verhältnismäßig großem Tal in der Richtung des Schichtfallens der Albtal von NW herkommt. Der ehemalige Oberlauf muß in der Baar gelegen haben, heute liegt eine flache Talwasserscheide im Zug des Albtraufs in den Parkinsonitonen. Das Weißenbachtal zeigt die erste für uns wichtige tektonische Tatsache, das Südostfallen der Schichten der Albtal, das hier stärker ist als das Gefälle der von NW kommenden Täler und auch stärker als die Neigung der Hochfläche.

An einen ehemals wirtschaftlich bedeutenden Erwerbszweig auf der Albhochfläche erinnert u. a. ein gußeiserner Brunnen, einheimisches Erzeugnis. Einst ging auf der Hochfläche eine reiche Gräberei auf Bohnerz um; das Erz wurde an verschiedenen Stellen, z. B. gleich oberhalb Immendingen in der Amalienhütte in Bachzimmern, verhüttet, und heute sind noch Maschinenfabriken an der Donau, deren Herkunft auf die Verhüttung des Bohnerzes und der Eisenoolithe des Doggers zurückzuführen ist.

Man verließ dann Immendingen auf der alten Möhringer Straße, die nach NNO in ein kleines Tälchen führt. Zur Linken sieht man im Talhang des Weißenbaches an der Grenze von Acker- und Weideland und Wald die Grenze der Impressamergel gegen die Wohlgeschichteten Kalke auf etwa 700 m; rechts fällt die Acker-Waldgrenze, nur wenig höher gelegen, etwa mit der Unterkante der Quaderkalke zusammen. Wenige Schritte weiter aufwärts im Tälchen zeigt sich die so erkannte Störung im Aufschluß. Die wohlgeschichteten

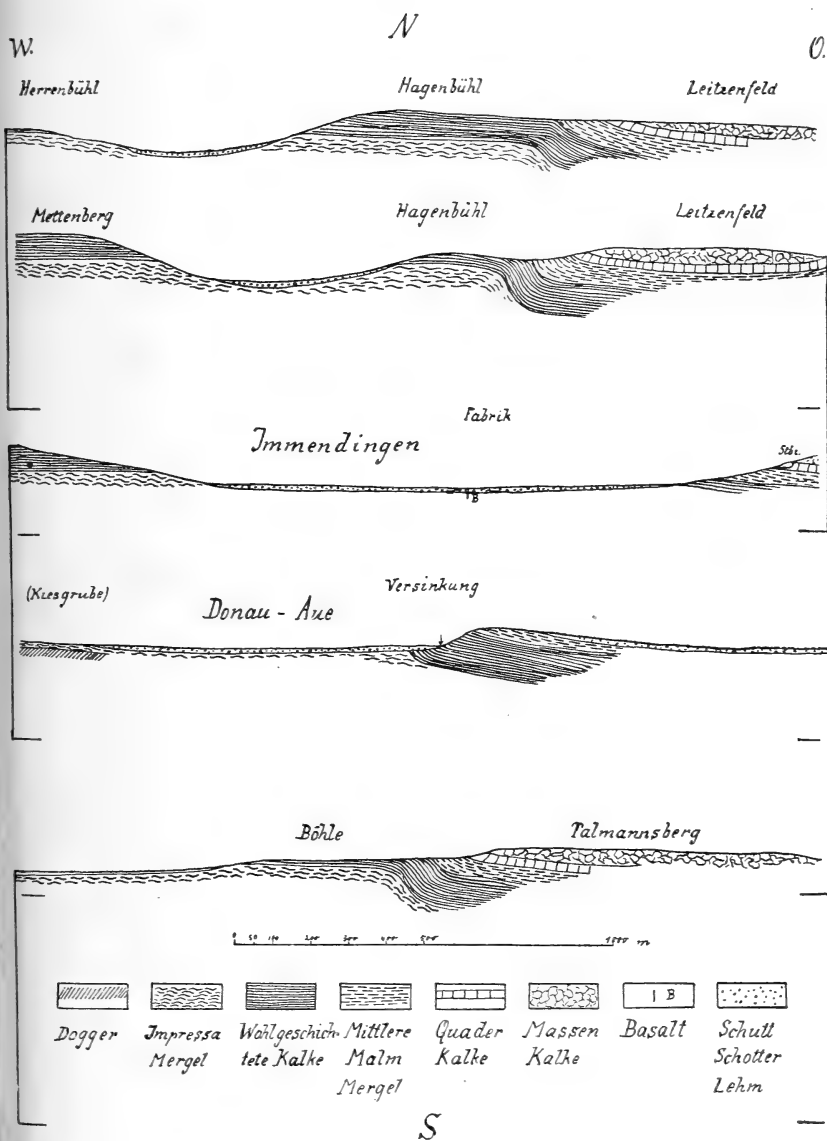


Fig. 5.
Profile durch den Jura der Umgebung von Immendingen.

Kalke fallen steil nach O ein, mit etwa 70° , im Verbindungsschenkel der etwa N 10° O streichenden Immendinger Flexur, des zweiten bedeutenderen tektonischen Elementes der Gegend. Die alte Möhringer Straße durchmißt die wohlgeschichteten Kalke, in die sie in der unteren Biegung der Flexur eintritt, und verläßt sie an der Grenze gegen die mittleren Malmmergel in der oberen Biegung. Der Blick entlang den steilstehenden Schichten in der Mitte des Weges nach S trifft die Donau bei den Versinkungsstellen oberhalb des Immendinger Wehres. Die Flexur hat an der alten Möhringer Straße eine Sprunghöhe von etwa 100 m; sie ließ sich noch etwa 2 km nach S und etwa 7 km nach N gut verfolgen, wenn auch ihr Ausmaß beträchtlich abnimmt. Es ist anzunehmen, daß sich auch noch eine gleichsinnige Verwerfung an der begangenen Stelle an die Flexur anschließt. Wie das besuchte sind noch mehrere kleine Tälchen unmittelbar an die Flexur geknüpft, im besonderen an die steilstehenden Mergel in ihr.

Wo der Weg die Höhe erreicht, ist die obere Biegung der Flexur gut aufgeschlossen in den obersten Schichten der wohlgeschichteten Kalke. Diese Zone ist recht fossilreich und ist charakterisiert durch *Oppelia Wenzeli* OPP. .

Der Weg nach SO durch das Leitzenfeld führt dann, nachdem die steilstehenden mittleren Malmmergel und die Quaderkalke rasch überschritten sind, durch den Massenkalk des unteren Schenkels der Flexur. Ein drittes für die Tektonik der Gegend wichtiges Element macht sich hier bemerkbar. Das von der Donau in großem zungenförmigen Bogen umflossene Gebiet zwischen Immendingen und Möhringen, das Leitzenfeld, stellt eine deutliche Mulde dar, mit etwa NS verlaufender und nach S schwach einfallender Achse. Im Kern der Mulde fielen die zahlreichen, im trockenen Sommer 1911 umgekommenen jungen Fichten auf, die meist in außerordentlich spärlicher Bodenkrume über dem äußerst durchlässigen Massenkalk wurzeln. Der größte Teil des Massenkalkes ist in der Umgegend von Immendingen normal gut geschichtet, und nur die unteren Partien führen die bekannten Kieselknauer. In einem Steinbruch unweit der „Buche“ war diese Zone zu sehen, aufgeschlossen über dem dort hauptsächlich gewonnenen Quaderkalk. Dieser, durch *Reineckia pseudomutabilis* LOR. und *Oppelia gigas* charakterisiert, erreicht auf Blatt Möhringen und in der weiteren Umgebung höchstens eine Mächtigkeit von etwa 15 m. Zahlreiche Brüche in ihm haben bei Immendingen Material zum Bau der Schwarzwaldbahn geliefert. Der nächste Aufschluß zeigte im östlichen

Schenkel der Mulde an der neuen Landstraße gegenüber dem kleinen Möhringer Tunnel nach W fallende *Wenzeli*-Schichten, darüber die Zone mit reichlichen *Sutneria Galar* OPP., die Crinoidenbank, die als Grenze gegen die mittleren Malmmergel betrachtet werden kann, und darüber deren unterste graue Schichten mit *Sutneria Reineckiana*, QU.

Zugunsten der Donauversinkung wurde auf einige Aufschlüsse in den mittleren Malmmergeln verzichtet, und man ging quer über die Donau-Aue im Brühl zum Bette des Flusses, über dem sich im S der steile Prallhang erhebt. In diesem sind die obersten Schichten der Wohlgeschichteten Kalke wenig über dem Fluß an einigen Stellen aufgeschlossen. Das Flußbett selbst ist etwa 1—2 m unter die Aue eingeschnitten und erfüllt mit Schottern, meist Weiß-Juragesteinen, die nur schwach gerollt sind, mit Schwarzwaldgeröllen und mit nur spärlichen Resten der in der Baar anstehenden Schichten. Talab ist das Bett vollständig trocken, einige wenige Pfützen bilden den Übergang und wenig oberhalb verschwindet die Schwarzwald-Donau. Auf eine beträchtliche Strecke beobachtet man im Fluß Strömungen, die sich nach dem Südufer wenden, und an diesem häuft sich stellenweise angeschwemmtes Genist und schmutziger Schaum auch an den geraden Stellen. Die deutlichsten Versinkungen sind in kleinen Buchten zu beobachten. Das trockene Bett zeigt den vielfachen Wechsel von Kiesbänken und flacheren oder tieferen Mulden. Das Wasser tritt, wie Versuche bestätigt haben, 12 km südöstlich und etwa 170 m tiefer in der Aachquelle zutage und geht zum Bodensee, also ins Flußgebiet des Rheines.

Am Prallhange entlang führte dann der Weg zu der oberen Versinkungsstelle beim Immendinger Wehr. An dieser Stelle fließt die Donau in dem Verbindungsschenkel der weiter nördlich besichtigten Flexur. Aus dem breiten Fluß strömt das Wasser in einzelne Buchten und Kanälchen, die in eine kleine Aue führen, und versinkt dort in Löchern in dem unteren Teil der wohlgeschichteten Kalke in der unteren Biegung der Flexur. Der Steinbruch gerade über diesen Versinkungsstellen zeigt die mittlere fossilreiche Zone und hangende Teile der Wohlgeschichteten Kalke unruhig gelagert mit deutlichem O-Fallen.

An der Mauener Straße traf man bald in der Richtung des Schichtfallens ansteigend die obere Grenze der wohlgeschichteten Kalke und die *Reineckianus*-Zone in schlechten Aufschlüssen. Wo dann der Weg in ein kleines Tälchen einbiegt, steht man bereits in den unteren Partien der Massen-

kalke. Diese sind hier gelb, körnig und löcherig ausgebildet mit zahlreichen Kieselknauern und lassen noch deutlich eine Schichtung erkennen. Diese Ausbildung wird auf Blatt Möhringen und Umgebung mehrfach doch nicht immer, unmittelbar über den Quaderkalken angetroffen. Geht man ins Hangende, so wird das Korn feiner, die Farbe heller und die Schichtung deutlicher, bis wir, schon ehe die Hochfläche erreicht ist, ein Gestein antreffen, das den Namen Plattenkalk, der früher darauf angewandt wurde, erklärlich erscheinen läßt.

An der Straße, beim Lagerplatz 9, wurden die ersten Spuren vulkanischer Tätigkeit angetroffen. Ein ganz kleines Basaltgächchen durchsetzt die geschichteten Massenkalk und hat sie am Salband blaugrau, weiter entfernt rot gebrannt; nicht weit davon entfernt trifft man einen zweiten kleinen Gang an, der jedoch das Nebengestein nicht so deutlich beeinflusst hat.

Mit der Hochfläche erreicht man dann wieder neben den Wäldern Ackerland in den schon etwas tonreicheren obersten dünnplattigen Teilen der Massenkalk. Deutlich hebt sich über das schwach gewellte Plateau das Höweneg mit seinen Basalten und Tuffen heraus.

Exkursion in den Jura an der Donau am 12. August

Führer Herr SCHNARRENBURGER.

Nach beendetem Frühstück um 2 Uhr übernahm Herr SCHNARRENBURGER die weitere Führung. Zuerst wurden die tektonischen und morphologischen Verhältnisse der Gegend vom Gipfel des Höwenegg aus demonstriert. Die weit hin herauspräparierte Unterlage des Tertiärs (Peneplain?) fällt stetig und langsam nach dem Bodensee zu ein. Die Hauptbrüche, vor allem der kesselförmige Einbruch, in dem die Hegauvulkane liegen, traten anfänglich noch gut heraus. Die Aussicht wurde aber später durch Nebel verhindert. Die Nordsüdlinie Höwenegg, Hohen-Höwen, Stoffeln war an der Eindeckung des Stoffeln durch den mittleren Berg gut zu erkennen.

Nun wurden die stratigraphischen Verhältnisse des Tertiärs der Umgebung, das Alter der Eruptionen dargelegt, und der nun fast ausgeräumte Basaltstiel, der trichterförmig in den Tuffen liegt, besichtigt. Die Bedeutung der stromartigen Zwischenlagerungen sowie der Basaltmassen unter der Burg, die strittig schienen, wird der Abbau in kürzester Frist klarstellen.

Im Gegensatz zu der erdrückenden Komplexität des Kaiserstuhls ist der petrographische Inhalt der Hegaumassen einfach. Nephelin-Melilithbasalte mit makroskopisch geringfügigen Änderungen des Habitus und Phonolithe, beide mit reichlichen Tuffen, sind die einzigen bis jetzt gefundenen Gesteine.

Über die Mauenheimer Basalttuffe führte der Weg nach dem Eichenbohl. Hier wurde der Aufbau des oberen weißen Juras (δ — ζ) demonstriert, der eine deutliche, bis Friedingen verfolgte Dreiteilung erkennen läßt und weitgehende Analogien zeigt mit den Verhältnissen im Gebiet des Ulmer Zementmergels Gerhausen—Schelklingen.

Der ganze gebankte Komplex kann im Donau-Aachgebiet durch Massenkalk, „Stotzen“, ersetzt werden, deren Gleichaltrigkeit mit dem unteren Kalkkomplex (60—70 m) einwandfrei nachweisbar, für den mittleren und oberen Teil sehr wahrscheinlich ist.

Der durch die Aufnahmarbeiten geförderte fossile Inhalt wurde genannt; die eigene Ausbeute der Teilnehmer war verständlicherweise gering. Im oberen Viertel des untern Kalkhorizontes befindet sich die schon in der alten Literatur genannte Mauenheimer „Breccie“, eine 80—120 cm starke rötliche, sehr feste Kalkbank von der Zusammensetzung der Stotzen, aber dichterem Gefüge. Die knollig-höckerigen Bestandteile scheinen Schwämme zu sein. Hydrozoen (Ellipsaktinien) wurden bis jetzt keine beobachtet. Diese finden sich aber reichlich in den gewöhnlichen Kalkbänken des Liegenden. Man wird abwarten müssen, ob die Untersuchungen der schwäbischen Forscher Handhaben geben werden zur Deutung der anscheinend völlig verkalkten Dinge.

Dem mittleren, rauhen, mergeligen Komplex von blauer und blaugrauer Farbe und etwa 50 m Mächtigkeit entsprechen durch seitlichen Übergang die Oolithe von Hattingen.

Diese wurden sehr versteinierungsreich und in identer petrographischer Ausbildung mit Schnaitheim südlich von Hattingen in einem großen Steinbruch gezeigt. Das Material eignet sich vorzüglich als Pflasterstein. Darüber liegt in der Engener Gegend der obere kalkige, braun verwitternde Komplex mit über 100 m Mächtigkeit.

Nach dem anstrengenden Tagwerk erfreute ein guter Abendschoppen und ein stolzer schöner Menschenschlag die Teilnehmer, die sich nun in zwei Partien trennten.

Exkursion in das Eruptivgebiet Hohentwiel—Krähen— Mägdeberg—Welschingen am 13. August

Vom Führer Herrn SCHNARRENBERGER.

Dieser Ausflug galt den Perlen des Hegaus, den Phonolithbergen. Auf dem Wege zum Twiel wurde kurz hinter der Stadt Singen die Aach überschritten, die mit imponierender Wassermasse dem Bodensee zu zieht.

Auf halber Höhe des Berges gab der Führer einen Überblick über die zu Füßen liegende glaziale Landschaft, in der die halbkreis- oder sichelförmig hintereinander liegenden Endmoränen des letzten Rückzuges sowie die Ebene von Singen am meisten auffallen.

Beim Soldatenfriedhof wurde die durch O. FRAAS klassisch gewordene Fundstelle für den gelben Natrolith besucht und dann der Gipfel bestiegen, auf dem sich ein schöner klarer Rundblick über die Gegend bot.

Nach kurzer petrographischer Charakteristik wurde der Bau der Gegend erklärt und ihr Zusammenhang mit den Eruptionen des Ingaus.

Nur zu bald für die meisten Mitglieder mußte von dem herrlichen Berg geschieden werden.

Der zurückgebliebene Stand der Erntearbeiten verbot leider die geplante Führung der Exkursion über die Höhe (Staufen—Mägdeberg). So erfolgte dann der Abstieg ins Aachtal. Nach kurzer Erfrischung am Bahnhof Schlatt, wo sich mehrere Teilnehmer trennten, wurde der Hohe Krähen bestiegen, dessen prächtige Felsnadel vom Twiel aus schon Bewunderung erregt hatte. Neben der Freude am Berg kam hier die Petrographie zu ihrem Rechte. Die verschiedenen Phonolithtypen Twiel, Krähen, Mägdeberg wurden mineralogisch charakterisiert. Beim Krähen ist die ziemlich randlich gelegene Ausbildung als Fleckenphonolith bemerkenswert. Dieser Typ läßt sich noch in den meilenweit entfernten Rißmoränen leicht erkennen.

Für das Alter der Phonolitheruptionen ist ein kleiner Materialbruch der Gemeinde Mühlhausen wichtig. Hier wechsellagern Kalkplatten vom Typ Öningen mit oft papierdünnen Tufflagen. Der reiche fossile Inhalt ist schon von O. FRAAS ausgebeutet worden. Im oberen Teil kommen Wellenfurchen vor. Die weite Verbreitung dieser Kalke und ihre Lage als Decke der ganzen Molasseformation haben die neuesten Arbeiten in der Gegend ergeben.

Hier schlug für viele die Scheidestunde. Ein starkes Dutzend folgte aber durch das Gebiet der flachen Tuffkuppen nach Weiterdingen und auf den Hohenstoffeln, wo man nach 4 Uhr anlangte.

Wie vielen wird der herrliche Rundblick noch einmal beschieden sein? Schon hörte man das Surren der Bohrhämmer von unten herauf, die dem Schönen ein Ende zu machen drohen. Die geologische Struktur der Gegend trat nochmals scharf hervor und ein kurzer Überblick über das Geschaute der letzten Tage gab die Zusammenhänge. Nach Norden zu deckte wieder der Hohenhöwen den Höwenegg.

Im neuen Steinbruch wurde das frische Material mit seinen Einschlüssen und Zeolithen geschlagen.

Die Schweizer Teilnehmer wandten sich nun ihrer Heimat zu, und drei Mann stark, A. SAUER, E. FSCHER und der Führer, gingen an die letzten Punkte des Programms in der Richtung auf Engen.

Die Basaltberge stecken „bis an den Hals“ in einem Tuffmantel und dieser in der Molasse. Das war beim Abstieg vom Stoffeln nach Weiterdingen hübsch zu beobachten. Die Drahtseilbahn vom Steinbruch nach dem Brechwerk hatte hübsche Aufschlüsse geschaffen. Für den Hohenhöwen war dasselbe Verhalten von Welschingen aus zu demonstrieren.

Der Moränenlandschaft der Welschingen-Depression mit der gewaltigen Endmoräne des Ertenhag und dem Zuge der Jungendmoränen von Anseltingen und Neuhausen galten die Schlußdiskussionen.

Rasch floß dann den Dreien der Weg unter den Füßen.

Exkursion in die Molasse am 13. August

Vom Führer Herrn DEECKE.

Gleichzeitig mit der Hegauexkursion führte Mittwoch, den 13. August, von Radolfzell aus Herr DEECKE eine kleine Zahl von Teilnehmern in das Molassegebiet von Überlingen. Von Ludwigshafen am See an wurde in den prächtigen Straßenaufschlüssen die oberoligocäne untere Molasse studiert, darüber im Weiherhofsteinbruch die mittlere marine Stufe mit ihrer brackischen Oberstufe. Eine kurze Unterbrechung im Profil verursachte das breite Bondorfer Tal. Jenseits desselben treten wieder Meeressande heraus, und in dem Hohlwege zum Kaienhofe kann man nun über diesen die mit alpinem Geröll erfüllten sandigen Süßwasserkalke, die höheren weißen Sande und den oberen Kalkhorizont der Süßwasser-

molasse erkennen. Eine Verwerfung schneidet den Rücken, und bis zur Höhe des Kaienhofes wiederholt sich die gesamte Schichtenserie. Oben wurde ein Überblick über die Molasselandschaft gewonnen; dann ging es hinab durch das ganze trefflich erschlossene Profil gegen Billafingen. In der unteren Molasse erregte ein schmales schlechtes Braunkohlenflötz noch vorübergehend die Aufmerksamkeit, ebenso auf dem Wege im Tale die karähnlichen Ausrutschungen. Nach einem einfachen Frühstück in dem genannten Orte fuhren die Teilnehmer auf einem Leiterwagen nach Überlingen, wo zum Schluß in der abgesunkenen Molasse die „Heidenlöcher“ mit Interesse angesehen wurden. Damit waren die Exkursionen programmmäßig erledigt.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr	WAHNSCHAFFE	Schriftführer:	Herr	BÄRTLING
Stellvertretende	{	” BORNHARDT	”	”	HENNIG
Vorsitzende:	{	” KRUSCH	”	”	JANENSCH
Schatzmeister:	”	MICHAEL	”	”	WEISSERMEL
Archivar:	”	SCHNEIDER			

Beirat für das Jahr 1914

die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monattsitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH **unlängstens** 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden. Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen **spätestens am Tage** des Vortrages in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** in die Deutsche Geologische Gesellschaft geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Angebot nur für die Mitglieder der Gesellschaft.

Eine **beschränkte Anzahl** der nachstehenden älteren Jahrgänge kann an die Mitglieder zum **Vorzugspreis von 6 M. pro Band** (ausser **Versendungskosten**) abgegeben werden. **Bestellungen sind direkt an Herrn Dr. O. Schneider, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, einzusenden. Da die Anzahl der abzugebenden Bände beschränkt ist, empfiehlt sich baldige Bestellung.**

Folgende Bände sind zu diesem Preis für die Mitglieder käuflich: Bd. 1–6, 11–16, 24–30, 33–45.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Samm-
lungskustos Dr. Schneider**,
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Bergrat Professor Dr. Wahnschaffe**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 11.

1913.

Protokoll der Sitzung vom 5. November 1913.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Der Vorsitzende begrüßt die Mitglieder zu Beginn des Wintersemesters und macht die Mitteilung vom Ableben der drei Mitglieder KINKELIN - Frankfurt, HAAS - Kiel, POTONIÉ - Berlin¹⁾ und widmet den Verstorbenen folgenden Nachruf:

Am 15. August d. Js. starb nach Vollendung des 77. Lebensjahres in Frankfurt a. M. Dr. GEORG FRIEDRICH KINKELIN.

Er war am 15. Juli 1836 in Lindau am Bodensee geboren, studierte hauptsächlich in München und wurde 1873 als Lehrer an die Elisabeth-Töchterschule nach Frankfurt a. M. berufen. In seiner Mußezeit widmete er sich mit großem Eifer naturwissenschaftlichen und vorwiegend geologischen Studien, angeregt durch seine beiden Freunde, den Landesgeologen KARL KOCH und Dr. OSKAR BOETTGER. Schon im Jahre 1873 trat er als Mitglied der SENCKENBERG'schen Naturforschenden Gesellschaft bei und bekleidete in ihr von 1874—1885 das Amt des ersten Schriftführers. Zu seinem geologischen Forschungsgebiete erwählte er die nähere Umgebung Frankfurts und brachte eine vorzügliche Lokalsammlung zustande, die eine Zierde des SENCKENBERG-Museums bildet. Mit besonderer Vorliebe sammelte er die diluvialen Wirbeltiere von Mosbach und die pliozänen Pflanzenreste aus dem Mainzer Becken.

Seine zahlreichen Veröffentlichungen über das Diluvium und Tertiär der Frankfurter Umgegend finden sich größtenteils

¹⁾ Ein Nachruf auf Herrn POTONIÉ mit seinem Bildnis erscheint in einem der nächsten Berichte.

in den Berichten der SENCKENBERGSchen Naturforschenden Gesellschaft, einige in den Abhandlungen zu den Berichten der Wetterauer Gesellschaft, in dem Jahrbuche des Nassauischen Vereins für Naturkunde, im „HUMBOLDT“ und im Jahrbuche der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Seine Sammlungen im SENCKENBERG-Museum hat er musterhaft geordnet. Er hielt dort vom Jahre 1883 ab Vorlesungen über die Geologie der Heimat und stellte im Jahre 1888 in den alten Räumen des SENCKENBERGIANUMS eine geologisch-paläontologische Schausammlung auf. In uneigennütziger Weise widmete er sein Leben ganz seiner Wissenschaft. Unter rauher Außenseite barg er ein warmes Herz voll Treue und Zuverlässigkeit. Die Stadt Frankfurt verliert in ihm einen ihrer besten Gelehrten.

Am 2. September d. J. ist der ordentliche Honorarprofessor an der Kieler Universität, Geheimer Regierungsrat Dr. HIPPOLYT HAAS, auf der Durchreise in München an einem Gehirnschlag plötzlich verstorben.

HIPPOLYT JULIUS HAAS wurde am 5. November 1855 in Stuttgart als Sohn des dortigen Bankiers DAVID HAAS geboren und besuchte daselbst das Gymnasium, um dann seine Schulbildung bei den Herrenhutern in Lausanne zu vollenden. Er studierte in Heidelberg und Straßburg und habilitierte sich im Jahre 1883 an der Universität in Kiel als Privatdozent für Geologie und Paläontologie. Dort wurde er 1888 zum außerordentlichen Professor, 1905 zum ordentlichen Honorarprofessor ernannt und erhielt 1909 den Charakter als Geheimer Regierungsrat. Die Kaiserlich Leopoldinisch - Carolinische Deutsche Akademie der Naturforscher zu Halle a. d. S. ernannte ihn 1892 zu ihrem Mitgliede und in Anerkennung seiner wissenschaftlichen Verdienste wurde ihm 1904 der Rote Adler-Orden IV. Klasse verliehen. In der Novembersitzung des Jahres 1880 erfolgte auf den Vorschlag der Herren BENECKE, DAMES und SPEYER seine Aufnahme als Mitglied der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

HAAS war in erster Linie Paläontologe, aber er hat sich auch durch wissenschaftliche Untersuchungen auf dem Gebiete der Geologie und Petrographie betätigt und außerdem verschiedene allgemeinverständliche geologische Schriften herausgegeben.

Unter den paläontologischen Arbeiten verdienen diejenigen über die Jurabrachiopoden der Alpenländer, Elsaß-Lothringens und des schweizerischen Jura hervorgehoben zu werden:

H. HAAS und C. PETRI, Die Brachiopoden der Juraformation von Elsaß-Lothringen. (Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Bd. II, Heft II, Straßburg 1882.)

Beiträge zur Kenntnis der liasischen Brachiopodenfauna von Südtirol und Venetien. Kiel 1884.

Étude monographique et critique des Brachiopodes Rhétiens et Jurassiques des Alpes Vaudoises et des contrées environnantes. I. partie, Brachiopodes rhétiens, hettangiens et sinémuriens. (Mém. Soc. Paléontolog. Suisse, vol. XI, 1885.)

Kritische Beiträge zur Kenntnis der jurassischen Brachiopodenfauna des schweizerischen Juragebirges und seiner angrenzenden Landes- teile. (Abhandl. d. Schweizer paläontolog. Ges. Vol. XVI, 1889, I. Teil. Vol. XVII, 1890, II. Teil. Vol. XX, 1893, III. Teil.)

Auch über Tertiär-, Kreide- und im Diluvium gefundene ältere Fossilien Schleswig-Holsteins hat HAAS einige Mitteilungen veröffentlicht:

Über *Podocrates* und *Homarus* aus dem Mitteloligozän von Itzehoe. (Mitteil. a. d. mineralog. Institut d. Univ. Kiel. 1888. Bd. I.)

Verzeichnis der in den Kieler Sammlungen befindlichen fossilen Mollusken aus dem Rupeltone von Itzehoe nebst Beschreibung einiger neuer und einiger seltener Formen. (Ebendas. Bd. VII, 1888.)

Über einige seltene Fossilien aus dem Diluvium und der Kreide Schleswig-Holsteins. (Schriften d. naturw. Ver. f. Schleswig-Holstein, Bd. VIII. Kiel 1891.)

Von den petrographischen Untersuchungen, die die Geschiebekunde Schleswig-Holsteins förderten, seien folgende Arbeiten erwähnt:

Über Geschiebe von Plagioklas-Augit-Gesteinen im holsteinischen Diluvium. (Neues Jahrb. f. Min. usw. 1883. I. Bd., S. 196—198.)

Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogthümer Schleswig-Holsteins. I. Über einige Gesteine der Diabas- und Balsalt-Familie im Diluvium Schleswig-Holsteins.

Ein besonderes Interesse wandte er den eiszeitlichen Bildungen seiner Provinz zu und legte seine Forschungen darüber in folgenden Schriften nieder:

Warum fließt die Eider in die Nordsee? Ein Beitrag zur Geographie und Geologie des schleswig-holsteinischen Landes. Kiel 1886.

Über Stauchungserscheinungen im Tertiär und Diluvium in der Umgebung von Itzehoe und über deren Beziehungen zur Kreideablagerung von Lägerdorf-Schinkel. (Mitteil. a. d. min. Inst. d. Univ. Kiel. 1888.)

Studien über die Entstehung der Fördrden (Buchten) an der Ostküste Schleswig-Holsteins, sowie der Seen und des Flußnetzes dieses Landes. I. Die Entstehung der Kieler Fördrde, der Eckernförder Bucht und der Schlei. (Ebendas. Kiel 1888.)

Die geologische Bodenbeschaffenheit Schleswig-Holsteins mit besonderer Berücksichtigung der erratischen Bildungen. In ihren Grund-

zügen für die Gebildeten aller Stände gemeinfaßlich dargestellt. (Leipzig-Kiel 1889.)

Betrachtungen über die Art und Weise, wie die Geschiebemergel Norddeutschlands zur Ablagerung gelangt sind. (Mitteil. a. d. min. Inst. d. Univ. Kiel. Bd. I, H. 2, 1889.)

Über den Zusammenhang gewisser mariner, insbesondere der tertiären Bildungen, sowie der erratischen Ablagerungen Norddeutschlands und seiner angrenzenden Gebiete mit der säkularen Verwitterung des skandinavischen Festlandes. (Ebendas. Bd. I, H. 4, 1892.)

Mit besonderer Vorliebe wandte sich HAAS dem Studium der vulkanischen Erscheinungen zu. Er schrieb eine wissenschaftliche Arbeit

„Über die Solfatara von Pozzuoli“ (Neues Jahrb. f. Min. 1907, Bd. II)

und gab mehrere allgemein verständliche Werke über Vulkanismus und das Gesamtgebiet der Geologie heraus.

Aus der Sturm- und Drangperiode der Erde. 3 Bde. Berlin 1894—1902.

Der Vulkan. (Berlin 1903. A. SCHALL.)

Unterirdische Gluten. Die Natur und das Wesen der Feuerberge im Lichte der neuesten Anschauungen für die Gebildeten aller Stände, in gemeinverständlicher Weise dargestellt. Berlin, 2. Aufl., 1912.

Vulkanische Gewalten. (1910. QUELLE u. MEYER.)

Was uns die Steine erzählen. Altes und Neues aus den Gebieten der Geologie und Geographie. Berlin 1912.

Deutsche Nordseeküste, Friesische Inseln und Helgoland. (Bielefeld 1900. VELHAGEN u. CLASING.)

Neapel und Sicilien. (Ebendas. 1911, 2. Aufl.)

Mit KRUMME, STOLTENBERG u. a. beteiligte er sich an der Herausgabe des illustrierten Werkes „Schleswig-Holstein meerumschlungen“.

Von seinen namentlich für Studierende bestimmten Lehrbüchern sind einige in mehreren Auflagen erschienen.

Die Leitfossilien. Leipzig 1887, 8. Aufl.

Leitfaden der Geologie. Leipzig 1906, 8. Aufl.

Katechismus der Versteinerungskunde. Leipzig 1902, 2. Aufl.

Quellenkunde. Lehre von der Bildung und vom Vorkommen der Quellen und des Grundwassers. Leipzig 1895.

Er gab

„Wandtafeln für den Unterricht in der Geologie“ (Kiel 1894—1899)

heraus und legte in den Hochschulnachrichten (Februar und März 1906) seine Ansichten über

„Art und Ziel des Unterrichts in Mineralogie und Geologie an Technischen Hochschulen und Universitäten“

nieder.

HAAS war Mitherausgeber des Archivs für Anthropologie und Geologie Schleswig-Holsteins und benachbarter Gebiete sowie Herausgeber der Zeitschrift „Gaea“.

Dichterisch hat er sich durch den Roman

„Der Bergmeister von Grund“ (Berlin 1898, 2. Aufl.)

und

„Japanische Erzählungen“ (Deutsche Bücherei)

betätigt.

Dem tüchtigen Gelehrten und vielseitig gebildeten Manne wird unsere Gesellschaft stets ein ehrendes Andenken bewahren.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Verstorbenen.

Als neues Mitglied wünscht der Gesellschaft beizutreten:

Die *Geologische Sammlung der Königl. Bergakademie* in Berlin N. 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen durch die Herren RAUFF, SCHEIBE und WAHNSCHAFFE.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr HARBORT spricht über „Die Gliederung des Diluviums in Braunschweig“.

Zur Diskussion sprachen die Herren GRUPE, WAHNSCHAFFE, WERTH, KRAUSE, BEYNSCHLAG, MESTWERDT, WEISSERMEL und der Vortragende.

Herr FRITZ WIEGERS sprach Über das Alter des diluvialen Menschen in Deutschland.

Unsere Kenntnisse über die Paläontologie des Menschen sind im langsamen Wachsen begriffen, sowohl die Kenntnis der Skelettreste wie die der diluvialen Werkzeuge, die von menschlicher Hand geformt sind. Obwohl letztere bisher hauptsächlich als prähistorische Arbeitsmaterie angesehen wurden — betreffen sie doch die Kultur des Menschen — so scheint mir doch immer deutlicher zu werden, daß die

Wissenschaft vom Diluvialmenschen mehr eine geologische als eine urgeschichtliche Disziplin ist.

Die richtige geologische Altersbestimmung der Fundschichten kommt in erster Linie als wichtigste Grundlage in Betracht. Die Geologie allein gibt uns Aufschluß über die Lebensbedingungen des Diluvialmenschen, die geographische Gestaltung Mitteleuropas zur Quartärzeit, über die Grenzen von Festland und Meer, über die damaligen großen Flüsse, über das Klima, die Tier- und Pflanzenwelt. Die Geologie lehrt uns die seitherigen Veränderungen in der Oberflächengestaltung des Landes erkennen und verstehen, sie erklärt uns die Entstehung der Fundschichten und warum wir z. B. hier einen alten Flußkies mit Acheuléen auf einer Berghöhe und 100 km weiter, an der Küste, denselben Flußkies mit der gleichen Industrie 10 m unter dem Meeresspiegel finden. Der Geologe (resp. der Paläontologe) bestimmt das Material der Stein- und Knochenwerkzeuge und seine Herkunft; das Holz, das der Diluvialmensch zum Brennen benutzt hat aus den kohligten Resten, die in den Aschenschichten erhalten geblieben sind; die Knochen der Tiere, deren Fleisch zur Nahrung, deren Fell zur Kleidung, deren Zähne zum Schmuck gedient haben, ebenso, wie die oft weit hergeholtten, damals rezenten oder schon fossilen Muscheln und Schneckenschalen, die durchbohrt und aufgereiht zur Verzierung des Körpers oder der Kleidung benutzt wurden.

Der rein prähistorischen Betrachtung, die heute viel zu sehr im Vordergrund steht, kommt dagegen die Betrachtung der Werkzeuge und Kunstgegenstände, die Technik ihrer Herstellung und ihre Verwendung zu. Wenn die Prähistorie auf Grund der sich verändernden Werkzeugtypen, Industrieperioden begründet hat, so ist diese Grundlage noch keineswegs in allen Fällen benutzbar. So schön die Industrien vom Chelléen bis zum Magdalénien und ihre technischen Erzeugnisse prähistorisch abgegrenzt sind, so ist doch vorläufig noch bei jedem neuen Funde in jedem einzelnen Falle von neuem die geologische Altersbestimmung der Fundschicht notwendig.

Wie in Europa in dem Jahrtausend v. Chr. Stein-, Bronze- und Eisenzeit nebeneinander vorkamen, so besteht auch die Möglichkeit, daß die paläolithischen Kulturen in den einzelnen Ländern Europas auch trotz, oder gerade wegen der langandauernden Perioden der Quartärzeit ein zeitlich verschiedenes Alter haben oder doch gelegentlich haben können. Ebenso ist es möglich, daß die gleiche Industrie in benachbarten Ländern gleichzeitig eine verschiedene Ausbildung hatte.

„Zuerst eine gute geologische Grundlage!“ ist mithin eine Forderung, die mit Recht an jede diluvialprähistorische Abhandlung zu stellen ist, die bisher aber leider nicht immer erfüllt ward.

Auch in dem sonst ausgezeichneten Buche über „Die diluviale Vorzeit Deutschlands“¹⁾ entspricht die von R. R. SCHMIDT gegebene diluviale Chronologie keineswegs den geologischen Anforderungen. Der deutsche Gelehrte folgt leider in der Grundlage seines Buches über Deutschlands diluviale Geschichte den Ansichten seiner französischen Freunde, die auf Grund einer, wie ich nachgewiesen habe, nicht den tatsächlichen Verhältnissen entsprechenden Gliederung des französischen Diluviums das Chelléen und Acheuléen in das letzte Interglazial verlegen und darauf, unter Ablehnung eines warmen Moustérien, das Jungpaläolithikum in der letzten Eiszeit folgen lassen.

Im Gegensatz zu SCHMIDT, OBERMAIER, BOULE u. a. habe ich im letzten Jahre mehrfach die Ansicht ausgesprochen²⁾, daß das Chelléen und Acheuléen in die vorletzte Zwischeneiszeit und vorletzte Eiszeit zu setzen seien. Das warme Moustérien der letzten Zwischeneiszeit und das kalte Moustérien aus dem Anfang der letzten Eiszeit bezeichnen wir wegen der langen Zeitdauer ihres Bestehens am besten als Mittelpaläolithikum, durch welches das Jungpaläolithikum der letzten Eiszeit von dem Altpaläolithikum getrennt wird. Diese Auffassung habe ich sowohl durch die Kenntnis des norddeutschen Diluviums wie auch durch das Studium der französischen Quartärablagerungen gewonnen. Bei der außerordentlichen Wichtigkeit, die gerade der Diluvialchronologie des Menschen zukommt, erscheint es mir daher notwendig, den Ausführungen SCHMIDTs entgegenzutreten in kritischer Betrachtung der von ihm beschriebenen Fundstätten.

I. Das Acheuléen.

1. Markkleeberg in Sachsen.

In den Kiesgruben bei dem Dorfe Markkleeberg (Sektion Liebertwolkwitz—Rötha der geologischen Karte des Königreichs Sachsen) sind seit einer Reihe von Jahren von dem

¹⁾ Stuttgart 1912.

²⁾ FRITZ WIEGERS: Die geologischen Grundlagen für die Chronologie des Diluvialmenschen. Diese Zeitschr. 1912, Monatsber. — Die Gliederung des französischen Pliozäns und Pleistozäns. Diese Zeitschr. 1913, Abhandl. — Die diluvialen Kulturstätten des Vézèretales. Zeitschr. f. Ethnol. 1913.

Landesgeologen Dr. ETZOLD und später von dem derzeitigen Leipziger Museumsassistenten Dr. K. H. JAKOB Feuersteingeräte gefunden worden, über die letzterer 1911 in der Prähistorischen Zeitschrift¹⁾ berichtet hat.

JAKOB gibt 1911 folgendes Profil:

- 0,40 m Ackererde und sandiger Geschiebelehm
- 0,40 - Grauer Sand
- 0,40 - Braungelber Sand und Kies
- 0,60 - Feiner lehmig-toniger Sand
- 0,70 - Gelber Sand
- 0,30 - Grauer scharfer Sand
- 0,60 - Hellbrauner Kies mit schwarzen Adern, Mammutresten und Paläolithen
- 0,10 - Feiner weißer Sand.

SCHMIDT fand 1912 in der Grube hinter der Markkleeberger Schule das nachfolgende Profil aufgeschlossen:

- 2,0—2,5 m Geschiebelehm
 - 0,5 - Gebänderter Ton
 - 2,0—2,5 - Feiner lehmiger Sand
 - 6,0 - Jungdiluvialer Sand²⁾ mit feinen kurzen Kiesstreifen
- An der Basis gröbere Schotter.

Über die Feuersteinwerkzeuge sagt SCHMIDT (S. 98/99): „Die einzig sicheren Paläolithfunde, die aus norddeutschen Glazialschottern vorliegen, entstammen den Pleißeschottern, die in den Markkleeberger Kiesgruben bei Leipzig aufgeschlossen sind.“ —

„Der Gesamteindruck, Technik und Formgebung der Geräte spricht für ein relativ hohes Alter der Industrie, deren chronologische Zugehörigkeit wir kaum später als im Frühacheuléen zu suchen haben, vielleicht aber noch einem früheren Zeitalter zusprechen müssen.“

S. 260/261: „Für die interglaziale Stellung des frühen Paläolithikums ist auch die Station Markkleeberg bei Leipzig bemerkenswert, die vielleicht noch dem Chelléen, spätestens aber dem Frühacheuléen angehört. Sie liegt südlich des Endmoränenzuges von Taucha, in dem ich den südlichsten Vorstoß der letzten Eiszeit, der Würmvereisung, erblicke³⁾. Das Markkleeberger Paläolithlager wurde somit auf dem Vereisungs-

¹⁾ K. H. JAKOB: Paläolithische Funde aus Leipzigs Umgebung. Prähist. Zeitschr. 1911.

²⁾ Im Original nicht gesperrt.

³⁾ Trotzdem reproduziert SCHMIDT ohne Kommentar die Urstromtalkarte von KEILHACK, auf der die Tauchaer Endmoräne als zur vorletzten Eiszeit gehörig angegeben ist.

gebiete der vorletzten Eiszeit errichtet. Die Zugehörigkeit dieser Station zur letzten Zwischeneiszeit (Riß-Würm-Interglazial) ist naheliegend. Die Geschiebelehmdecke, welche die paläolithische Fundschicht überlagert, verweist auf die letzte Eiszeit.“ —

Diese geologischen Ausführungen SCHMIDTS sind gänzlich unzutreffend, und es ist unverständlich, warum SCHMIDT die in der von ihm sogar zitierten Literatur niedergelegten und mit genügender Deutlichkeit bewiesenen Ergebnisse geologischer Forschung einfach unberücksichtigt läßt. —

Die Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Sektion Liebertwolkwitz (2. Aufl. 1905) bezeichnen die von Geschiebelehm überlagerten Elster- und Pleißeschotter südlich von Leipzig schon als altdiluviale Flußschotter. Ferner sind die sehr eingehenden Untersuchungen von SIEGERT und WEISSERMEL¹⁾ zu dem Ergebnis gekommen, daß die letzte norddeutsche Eiszeit nicht sehr weit über Halle nach Süden hinausgegangen ist, und daß die Ablagerungen dieser letzten Eiszeit nur eine sehr geringe Mächtigkeit besitzen. Nach SIEGERT fehlt jeder Anhaltspunkt für die Entscheidung der Frage, „ob das Eis nach Süden hin bis über die heutige Elster-Luppeaue hinweggeschritten ist“, d. h., es ist äußerst unwahrscheinlich, daß das letzte Eis über die Elster hinausgegangen ist. Auch WEISSERMEL kommt für das Gebiet von Landsberg und Dieskau zu dem Schluß, daß die Gletscher der dritten Eiszeit dieses Gebiet nur für kurze Zeit erreichten und es nur mit einem dünnen Schleier (bis zu 1 m Mächtigkeit) von lehmig-sandigem Material überzogen. Diese jungdiluvialen Ablagerungen sind, wie ich besonders hervorheben möchte, nicht von Löß bedeckt.

Im Gegensatz zu dem gering mächtigen jüngsten Diluvium nördlich der Elster sind die Pleißeschotter von Markkleeberg stellenweise von einem bis $2\frac{1}{2}$ m mächtigen Geschiebelehm bedeckt, der im Nordostteil der Sektion bis über 20 m mächtig werden kann. Schon der Unterschied in der Mächtigkeit weist darauf hin, daß es sich hier südlich von Leipzig nicht mehr um Bildungen der letzten Eiszeit handeln kann; diese Schlußfolgerung wird gestützt durch die weiteren Tatsachen, daß der Geschiebelehm überall von Löß überlagert wird, dessen glaziales Alter heute allgemein anerkannt ist²⁾, und daß der

¹⁾ L. SIEGERT und W. WEISSERMEL: Das Diluvium zwischen Halle a. d. S. und Weißenfels. Abh. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., Heft 60, Berlin 1911, S. 304 ff.

²⁾ E. KAYSER: Lehrbuch der Geologie, 4. Aufl., 1913.

Geschiebelehm „an vielen Stellen des westlichen Sektionsgebietes durch eine vor die Entstehung des Lösses fallende Erosion sowohl in seiner horizontalen Verbreitung als auch in seiner Mächtigkeit reduziert wurde“¹⁾. Diese Denudationserscheinung ist dieselbe, die in der Provinz Sachsen von TH. SCHMIERER²⁾ und mir³⁾, in Schlesien von O. TIETZE⁴⁾ beobachtet worden ist und uns dazu veranlaßt hat, den unter dem Löß lagernden Geschiebemergel der zweiten Vereisung zuzuschreiben.

Die Pleißeschotter von Markkleeberg, die, wie mehrfache Bohrungen ergaben, von Miozän unterlagert werden, gehen nach Westen über in die Elsterschotter; diese aber stellt SIEGERT mit Recht in das erste Interglazial, und es kann mithin, wenn wir alle angeführten Gründe zusammenfassen, keinem Zweifel mehr unterliegen, daß auch die Markkleeberger Schotter mit dem älteren Acheuléen dem ersten Interglazial angehören.

2. Achenheim im Elsaß.

Achenheim ist seit langem in der geologischen Literatur wegen seines Lößprofils bekannt; seit 1889 gilt es auch als paläolithische Fundstätte. Im oberen Teil des älteren Lösses, unterhalb dessen oberer Verlehmungszone⁵⁾ ist ein Faustkeil gefunden worden, der nach SCHMIDT und WERNERT ein typischer Fäustel des jüngeren Acheuléens ist.

Die Fauna des Lösses ist nach KOKEN folgende:

Jüngerer Löß (mit Aurignacien): *El. primigenius*, *Rangifer tarandus*, *Equ. caballus*, *Rhin. tichorhinus*.

Basis des jüngeren Lösses (Moustier-Horizont): *El. primigenius*, *Equ. caballus*, *Rhin. tichorhinus*, *Bos primigenius*, *Bison priscus*, *Cervus euryceros*, *Cervus elaphus*, *Rangifer tarandus*, *Ursus sp.*, *Hyaena spelaea* (nach SCHUMACHER), *Canis vulpes*, *Arctomys marmotta*, *Arvicola amphibius*, *Arvicola sp.* *Spermophilus rufescens*.

¹⁾ Erläuterungen, Sektion Liebertwolkwitz, S. 25.

²⁾ TH. SCHMIERER: Über fossilführende Interglazialablagerungen bei Oschersleben und Ummendorf (Provinz Sachsen) und über die Gliederung des Magdeburg-Braunschweigischen Diluviums im allgemeinen. Jahrb. d. Geol. Landesanst. f. 1912. Berlin 1913.

³⁾ F. WIEGERS: Die geologischen Grundlagen usw. Diese Zeitschr. Monatsber. 1912.

⁴⁾ O. TIETZE: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Jahrb. d. Geol. Landesanst. f. 1910. Berlin 1910.

⁵⁾ Mitt. d. Geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen, Bd. VII, Heft 3. Straßburg 1911.

Älterer Löß (oberer Teil mit Acheuléen): *El. primigenius*, *Equ. caballus*, *Rhinoceros Merckii*, *Bos primigenius*, *Cervus euryceros*, *Capreolus caprea*, *Castor fiber*, ? *Arctomys marmotta*, *Sur scrofa ferus*, *Pelobates* sp.

Die Entstehung des älteren Lösses legt SCHMIDT aus stratigraphischen (weil er älter sei als die Niederterrasse) und paläontologischen Gründen in die letzte Zwischeneiszeit.

Den jüngeren Löß mit der arктоalpinen Fauna stellt auch SCHMIDT in die letzte Eiszeit, wenn auch erst in deren Ausgehendes. Nun setzt die Bildung des Lösses ganz bestimmte Bedingungen voraus: ein hauptsächlich trockenes Klima, starke Winde, ein vegetationsloses oder armes Land, das ausgeblasen, und ein mit, wenn auch spärlicher Vegetation bedecktes Land, das zugeweht wurde.

Diese Bedingungen waren während der letzten Vereisung gegeben. Daß dieselben Bedingungen sich schon in der vorangegangenen Zwischeneiszeit ergeben hätten, ist durchaus unwahrscheinlich und durch nichts bewiesen. Daß sich aber der ältere Löß analog dem jüngeren ebenfalls während einer Eiszeit gebildet habe, ist eine logische Forderung. Wenn die Fauna des älteren Lösses von der des jüngeren abweicht, so liegt darin kein Gegenbeweis, sondern die Notwendigkeit, nach den Gründen hierfür zu suchen. Nun ist zunächst zu bedenken, daß die Aufschlüsse im älteren Löß bedeutend spärlicher sind als die im jüngeren Löß, aus diesem Grunde auch die Funde fossiler Knochen bei weitem nicht so häufig sind als im jüngeren Löß. Tatsächlich hat die Fauna des älteren Lösses einen anderen Charakter, als SCHMIDT ihr gibt, wie aus der Arbeit von E. SCHUMACHER¹⁾ über „Die Fauna des Lösses von Achenheim, im besonderen über die Lager von Ziesel und Murmeltier“ hervorgeht. SCHUMACHER erwähnt aus dem älteren Löß drei sehr wichtige Tiere, von denen KOKEN zwei nicht und eins mit Fragezeichen nennt: Renttier, Ziesel und Murmeltier. Das Renttier ist in Achenheim im älteren Löß allerdings nur in spärlichen Resten vorgekommen, etwa 5 m unterhalb der Grenze des jüngeren gegen den älteren Löß. Weitere Renttierreste sind im Löß von Hangenbieten in beträchtlicher Tiefe gemacht worden, so daß das Vorkommen von Renttier im älteren Löß damit sicher nachgewiesen ist.

Zieselreste (*Spermophilus rufescens*) sind im älteren Löß ebenfalls nur spärlich gefunden, während sie im jüngeren Löß ziemlich häufiger sind; SCHUMACHER erhielt aus der HURSTschen Grube Knochen, die $3\frac{1}{2}$ m unter der Unterkante des

Laimens gefunden worden waren. „Es kann fraglich erscheinen, ob die im älteren Löß beobachteten Zieselreste nicht von Tieren herrühren, welche sich aus dem jüngeren durch die Oberfläche des älteren Lösses hindurch in diesen eingegraben haben.“ Es ist zum mindesten aber ebenso wahrscheinlich, daß die Zieselreste primär im älteren Löß lagern.

Noch weniger Zweifel können hinsichtlich des Murmeltiers bestehen (nach HAGMANN ein Kollektivtypus zu *Arctomys marmotta* und *bobac*), dessen Reste 5—7 m unter der Grenze des jüngeren und älteren Lösses gefunden wurden, zusammen mit Biber, Hirsch und Hyäne. Diese letzteren sprechen nicht gegen ein kaltes Klima, denn im französischen Aurignacien der Dordogne kommt Biber neben dem Moschusochsen vor, sie setzen also keineswegs ein gemäßigt wärmeres Klima voraus, wie SCHMIDT annimmt.

Die größte Vorsicht ist aber dem Funde von *Rhinoceros Merckii* gegenüber angebracht, das SCHMIDTS Hauptstütze für ein interglaziales Alter des Lösses wird. MERCKISCHES Nashorn und Renntier haben sich bisher noch an keiner Stelle primär zusammengefunden. Wo ihre Reste beieinander lagen, ließ sich auch die nachträgliche Zusammenschwemmung nachweisen. Der Fund in Achenheim würde also ein Novum bedeuten, wenn nicht hier ebenfalls die sekundäre Lagerung höchstwahrscheinlich oder gar sicher wäre. Es fehlt in der KOKENSCHEN Faunenliste leider jede Angabe, welcher Skelettrest des Nashorns und in welcher Schicht und Tiefe er gefunden ist; Angaben der Fundumstände, die wohl notwendig gewesen wären bei den wichtigen Schlüssen, die daraus gezogen sind. Wir brauchen uns aber nur die außerordentliche Umlagerungsfähigkeit des Lösses vorzustellen, der heute noch nach heftigen Regengüssen oft in großen Mengen von einer Stelle zur anderen transportiert wird, um einzusehen, daß bei einer solchen Umlagerung während der Zwischeneiszeit leicht der Knochen eines zwischeneiszeitlichen Tieres eingelagert werden kann. Dem Funde von *Rhinoceros Merckii* messe ich daher keinerlei Bedeutung bei. Im Gegenteil stimmt die Fauna des älteren Lösses so gut mit der des französischen und österreichischen Jungpaläolithikums, die zahlreich im jüngeren Löß der letzten Eiszeit liegt, daß sie mich in der Auffassung der glazialen, rißeiszeitlichen Entstehung des älteren Lösses nur bestärkt.

Den Faustkeil von Achenheim halte ich auch für Spätacheuléen, er stimmt in seiner Technik ganz überein z. B. mit dem Acheuléen von Le Moustier, untere Grotte (dem

Fundort des *Homo Moustériensis* HAUSERI), das ich mit der Rißeiszeit parallelisierte¹⁾.

3. Sablon (Montigny) bei Metz.

Von großer Wichtigkeit ist für SCHMIDT ferner ein mandelförmiger Faustkeil, den nach ihm im Jahre 1882 der Abbé FRIEN 1 m tief in den diluvialen Sanden bei Sablon gefunden hat. Nach der mir zugänglichen Literatur²⁾ ist der Keil nicht bei Sablon, sondern bei dem allerdings benachbarten Montigny gefunden worden.

1890. M. F. BARTHÉLEMY: un outil acheuléen, trouvé à un mètre de profondeur dans les alluvions de la Moselle, près de Montigny-les-Metz; 1901. Abbé PAULUS: une trouvaille importante faite déjà en 1882 dans les alluvions de la Moselle à Montigny-les-Metz par un géologue éminent, Mr. le Chanoine FRIEN. Cette hache du type de St. Acheul. . . . gisait à un mètre de profondeur dans le diluvium rouge sableux, qui représente la couche supérieure des alluvions étalées au confluent de la Moselle et de la Seille; dans des couches, où, à diverses reprises, l'on a trouvé de nombreux débris de *l'Eléphas primigenius* et de *Rhinoceros tichorhinus*“.)

Indessen, Montigny und Sablon liegen auf derselben Terrasse, die nach SCHUMACHER³⁾ den mittleren Diluvialsanden (Hochterrassensanden) des Elsaß entsprechen soll.

SCHMIDT sagt über den Faustkeil: „Nicht nur aus typologischen, sondern auch aus geologischen Gründen müssen wir dieses Gerät einer älteren Epoche zuschreiben als die Acheulfunde aus dem älteren Löß von Achenheim. . . . Wenn wir von einzelnen zweifelhaften und atypischen Fundstücken aus dem norddeutschen Diluvium absehen, so besitzen wir in dem Funde von Sablon das älteste, bisher in Deutschland bekannte Dokument altsteinzeitlicher Kultur, die wir also nur bis in das Alt-Acheuléen zurückführen können.“

Das Diluvium der Mosel ist leider noch nicht in seiner ganzen Ausdehnung durch die geologische Landesaufnahme untersucht worden. Es liegen aber die Resultate einer zu-

¹⁾ Geologische Grundlagen, S. 605.

²⁾ ABBÉ PAULUS: Correspbl. d. Deutsch. Ges. f. Anthr. 1901, S. 57.
— BARTHÉLEMY: Outil acheuléen dans les alluvions de la Moselle. Séance du 11. août 1890. Assoc. franç. p. l'av. d. Secances. Congrès de Limoger. Paris 1890.

³⁾ C. SCHUMACHER: Über das erste Auftreten des Menschen im Elsaß. Mitt. d. philomath. Ges. in Els.-Lothr. 1907.

sammenfassenden Untersuchung von A. LEPPLA vor, die im Jahrbuch der Landesanstalt für 1910 veröffentlicht sind. (Bd. 31, Teil 2, Seite 343—376).

Außer den höheren Terrassen von 100—210 m, die den Deckenschottern der beiden ersten Vereisungen entsprechen dürften, ziehen sich unterhalb der rißeiszeitlichen Stirnmoränen von Noir Gueux oberhalb Eloyes drei Terrassen moselabwärts, die von Eloyes bis Koblenz mit Unterbrechungen in annähernd gleicher Höhenlage verlaufen.

Die höhere dieser Terrassen überragt das Moselbett um 30—35 m, die mittlere um 30 m, die tiefste um 8—10 m. Die letzteren beiden faßt LEPPLA als Untere Terrassengruppe zusammen und stellt sie in die Würmeiszeit, da sie mit der jüngsten Vereisung in den Quellflußtälern der Mosel in Verbindung stehen.

Die Terrasse von Montigny-Sablon erhebt sich nun 20 bis 23 m über der Mosel, und man könnte im Zweifel sein, in welche Eiszeit sie zu stellen ist. Nur das ist wohl sicher, daß es sich um eine fluvioglaziale Aufschüttung handelt und nicht um eine interglaziale, wie SCHMIDT, ohne irgendeinen Beweis dafür anzugeben, annimmt. Die Terrassen stehen, wie erwähnt, mit Moränen in direkter Beziehung, und die bisher gefundene Fauna, bestehend aus *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus*, spricht eher für kälteres als für das gemäßigte Klima der Zwischeneiszeit.

Ist das Alter der Sablonterrasse nun würmeiszeitlich, wofür die Höhenlage am meisten spricht, so hat der Acheuléenkeil keinerlei stratigraphische Bedeutung, da er dann auf sekundärer Lagerstätte liegen würde. Vielleicht ist es dann überhaupt kein Acheulkeil, sondern ein Faustkeil des letzteiszeitlichen Moustérien, in welcher Industrie Faustkeile vereinzelt immer noch vorkommen. Gehört die Terrasse aber in die Rißeiszeit, so gibt der Faustkeil einen weiteren Beweis für das rißeiszeitliche Alter des jüngeren Acheuléen.

Die drei hauptsächlichsten Beweise SCHMIDTS für ein letztinterglaziales Acheuléen in Deutschland halten also der geologischen Kritik nicht stand und kehren sich in das Gegenteil um; sie beweisen, daß das ältere Acheuléen bereits im vorletzten Interglazial (zweite Hälfte) und das jüngere in der Rißeiszeit vorhanden war.

4. Die Lindentaler Hyänenhöhle.

Einen Teil der Steinwerkzeuge, die in dieser 1874 entdeckter und von K. TH. LIEBE beschriebenen Höhle gefunden

sind, habe ich 1909¹⁾ als Acheuléen bezeichnet. SCHMIDT stellt das sicher diluviale Alter des einen Fäustels in Frage, behauptet von dem anderen Stück, es sei ein „typisches Campignienbeil“, und ist der Ansicht, daß die überwiegende Mehrzahl der Steingeräte typisch frühneolitische Formen aufweise. Da diese zum Teil in beträchtlicher Tiefe gefunden sind, so äußert er starke Bedenken gegen die von LIEBE ausdrücklich und wiederholt betonte ungestörte Lagerung der Schichten. Diese Auffassung SCHMIDTS, sowohl des früh-

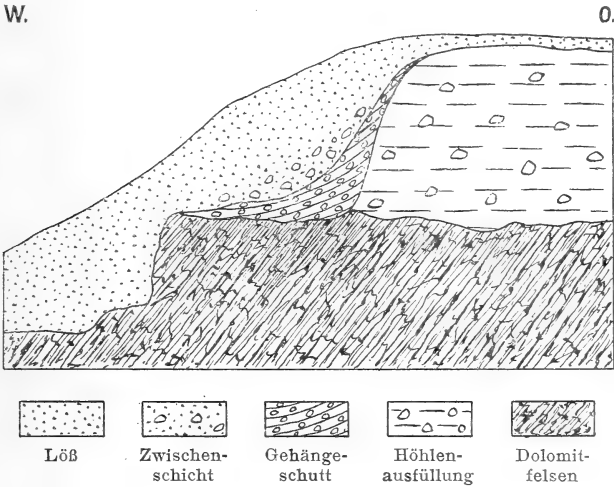


Fig. 1.

Profil durch die Lindentaler Hyänenhöhle, nach einer Skizze und der Beschreibung LIEBES.

neolithischen Charakters oder Werkzeuge wie der in neolithischer oder noch jüngerer Zeit erfolgten Umlagerung der Schichten, kann ich nicht teilen.

Der Zechstein fällt bei Gera terrassenförmig zur Elster ab; auf die eine solche — von LIEBE als Hauptterrasse bezeichnete — Terrasse mündete, eine O—W-verlaufende „Spaltenhöhle“, die bis 2½ m breit, 15 m tief in den Felsen hineinging und 7 m hoch war.

Diese Spalte war ausgefüllt mit Dolomitgrus und kleinen Dolomitbrocken, in denen nur wenige und gering mächtige

¹⁾ F. WIEGERS: Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands. Prähistor. Zeitschr., Bd. 1, 1909.

lehmige oder Quarzsandnester und einzelne abgerollte Quarze und Lydite, außerdem aber eine Menge Knochen, Knochensplitter und Knochenklein eingebettet waren.

Auf der Terrasse unterschied LIEBE drei Schichten: zu unterst eine „von einzelnen kleinen Dolomitgrus- und Lehmschmitzen durchsetzte Lage von Dolomitbrocken, welche dem Dolomitfelsen auflagert und regelmäßig ostwärts nach der früheren Felswand im Rücken der Terrassen zu mächtiger wird und zuletzt an der Wand emporsteigt. Darüber liegt eine vermittelnde Formation, bestehend aus nesterartigen kleinen Lagen von gelblichem und rötlichem Dolomitgrus, dunklem braunen Lehm, weißer Knochenerde (?) und grauen Dolomitbrocken“. Zu oberst folgt ungeschichteter Lößlehm. Das Profil besteht danach aus normalem Gehängeschutt, überlagert von einem am Grunde (LIEBES Zwischenschicht) stark mit Dolomitbrocken vermischem Löß.

Soweit aus LIEBES Angaben der Faunenliste zu ersehen ist, waren in der nach oben offenen Spaltenhöhle die Knochen der oberen Schichten durch Auslaugung und Verwitterung stärker mitgenommen als in den unteren Schichten, worin ebenfalls ein Beweis für die ungestörte Lagerung zu erblicken ist. Dafür spricht ferner die z. T. schichtweise Häufung der Knochen, die in dem Gehängeschutt auf der Terrasse hauptsächlich in einem Niveau lagen, das sich nur wenig über die Platte der Terrasse erhob, also in den untersten Schichten. Ferner waren in der Zwischenschicht die Knochen wieder sehr zahlreich.

Von besonderem Interesse sind die Tiere, die ein eiszeitliches Klima andeuten: *Cervus tarandus* ist häufig auf der Terrasse in der Zwischenschicht und im Löß, sehr spärlich in der Höhle; *Arvicola gregalis*, *Myodes lemmus* und *M. torquatus* sind häufig in den obersten Partien der Höhlenausfüllung und besonders im mittleren und höheren Niveau auf der Terrasse, und zwar fast ausschließlich in dem der Felswand zu allernächst liegenden Dolomitschutt. *Arctomys marmotta*, mehrere Skelette von offenbar im Bau verendeten Tieren lagen „meist etwas höher als in den tiefsten Schichten“. Die Murmeltiere legen ihre Baue bekanntlich ziemlich tief unter der Oberfläche an; das Lager des Alpenmurmeltieres liegt oft 8—10 m, das des Bobaks bis 14 m von der Eingangsöffnung entfernt.

Der untere innere Teil des Gehängeschuttes wie der Höhlenausfüllung (ca. 2—2 $\frac{1}{2}$ m) ist danach frei von nordischen Beimengungen und demnach wahr-

scheinlich vor der letzten Vereisung entstanden, wobei es gleichgültig und auch nicht mehr zu entscheiden ist, ob die Ausfüllung während der letzten Zwischeneiszeit oder schon früher begonnen hat. Typische Tiere des Interglazials sind nicht vorhanden.

Mit dem Beginn der letzten Eiszeit setzte sich zunächst die Bildung des Gehängeschuttes noch fort, bis sie durch die Lößbildung beendet wurde. Gleichzeitig wurde die obere Hälfte der Höhlenspalte ausgefüllt.

In der mittleren Höhe der Kluftausfüllung, bis $4\frac{1}{2}$ m tief, fanden sich mehrfach abgebrochene (abgeschnittene?) Röhrenknochen mit geglätteten Bruchstellen. Von den Renntierstangen im Löß, meistens Abwurfstangen, waren fast immer die Enden abgeschlagen. Steinwerkzeuge lagen teils im Gehängeschutt, teils in der Zwischenschicht und im Löß, seltener in der Höhle selbst. Die Artefakte gehören zweifellos zwei verschiedenen paläolithischen Perioden an; die beiden früher von mir abgebildeten Faustkeile rechne ich auch heute noch dem Acheuléen zu aber ich muß meine frühere Auffassung, die das Acheuléen in die letzte Zwischeneiszeit versetzte und für diese Fundstätte eine primäre Lagerung annahm, dahin abändern, daß ich für diese beiden Artefakte allerdings eine sekundäre Lagerstätte für wahrscheinlich halte. Der eine Faustkeil lag nach LIEBE am Rand der oberen Terrasse, wo der Lehm auf dem Dolomitschutt aufliegt, in gleicher Schicht mit Hyäne und Renntier. Das zerbrochene Faustkeilstück lag in der Zwischenschicht. Da beide Werkzeuge auf keinen Fall jungpaläolithisch sein können, so liegt die Wahrscheinlichkeit nahe, daß sie ursprünglich auf dem Plateau gelegen haben und während der letzten Eiszeit in den Gehängeschutt hineingeschwemmt worden sind. Derartige Vorkommnisse sind in Frankreich keine Seltenheit, wo häufig Acheuléenfunde heute noch ebenso auf den Plateaus wie in gelegentlichen Aufschlüssen im Gehängeschutt gemacht werden.

Wesentlich jünger sind die übrigen Steinwerkzeuge, die ich früher für Aurignacien hielt. Auf Grund der vielen bearbeiteten Knochen, der geschnittenen Geweihstücke von *Cervus elaphus* und *Cervus tarandus*, sowie der erst vor 3 Jahren unter dem alten Fundmateriale von Herrn Rektor AUERBACH¹⁾ auf einem Stück Renntiergeweih entdeckten und

¹⁾ A. AUERBACH: Die Knochenzeichnung eines Hasen aus der Lindentaler Hyänenhöhle bei Gera. Korrespondenzblätter des Allgem. ärztlichen Vereins von Thüringen. 1910.

beschriebenen Zeichnung eines Hasen glaube ich diese Werkzeuge mit einiger Wahrscheinlichkeit in das Magdalénien stellen zu dürfen.

Es ist nicht leicht, aus den LIEBESchen Veröffentlichungen ein genaues Bild der Fundschichten in der Lindentaler Hyänenhöhle zu gewinnen, denn vor 35 Jahren wurde vieles wenig beachtet, das uns heute von höchster Wichtigkeit für die richtige Beurteilung ist. Auf keinen Fall aber liegt auch nur der geringste Grund zu der Annahme vor, daß die über 7 m mächtigen Schichten in der Höhle und auf der Terrasse in alluvialer Zeit so durcheinander gestürzt seien, daß das oberste zu unterst kommen konnte.

5. Hundisburg.

Am rechten Ufer des kleinen Beverflüßchens sind in der Parkiesgrube zu Hundisburg unter Löß und Geschiebemergel der vorletzten Vereisung Schotter und Sande aufgeschlossen, deren Ablagerung in die zweite Hälfte der vorletzten Zwischen-eiszeit fällt.

In den interglazialen Schichten sind in den letzten 8 Jahren gelegentlich Artefakte gefunden worden, die ich zur Acheuléen-Industrie gestellt habe, nämlich:

1. ein Faustkeil ähnlicher Schaber,
2. mehrere große blattförmige Absplisse mit Schlagkegel, Narbe, konzentrischen Ringen usw.
3. eine Reihe atypischer, aber sorgfältig retuschierter Stücke, die nicht im Schotter, sondern darunter in gesteinsfreien mittelkörnigen Sanden lagen.

Besonders dem Faustkeil — aber auch den anderen Stücken — versucht SCHMIDT nun die Artefaktnatur abzusprechen. Der Keil ist ihm zu klein, solche Miniaturstücke kämen selbst unter sehr großen paläolithischen Fundserien höchst selten oder wie z. B. unter den Faustkeilen von St. Acheul überhaupt nicht vor. Letzteres stimmt, aber in der Dordogne habe ich Acheulkeile gesehen, die noch kleiner waren. Den Maßen von Hundisburg (6,0:3,3:1,5 cm) setze ich die eines kleinen Acheulkeiles von La Rochette entgegen (4,1:2,9:0,7 cm).

Zudem ist die Größe der Artefakte wohl keine so wesentliche Frage. Die volle Mandelgestalt hat der Keil allerdings nicht gehabt, wie ich 1909 angenommen hatte. Er ist nicht ringsum retuschiert, sondern besitzt auf der einen Seite einen ursprünglich stumpfen Rücken, auf der entgegengesetzten Seite eine schneidende Kante, man könnte ihn richtig als einen

Faustkeilschaber bezeichnen, wie ich ihn denn zuerst auch einen „facettierten Schaber¹⁾“ genannt habe. Auf der „exakten zeichnerischen Wiedergabe des Stückes“ (Fig. 2) nehmen wir wahr, daß die Flächenaussplitterungen durchaus auf intentionelle Bearbeitung zurückzuführen sind. Ganz deutlich ist zu erkennen, wie von den Kanten aus parallel verlaufende Splitter abgeschlagen sind; an den Kanten sind zudem die kleinen Aussplitterungen oder Splitterbrüche erkenntlich, die so leicht entstehen, wenn Stein auf Stein geschlagen wird.

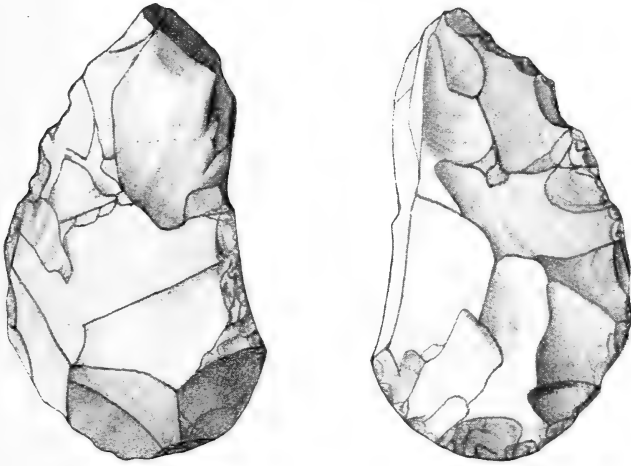


Fig. 2.
Faustkeilschaber von Hundisburg.

Man kann sagen, daß das Stück nicht die höchste Kunstleistung des Acheulmenschens darstellt, sondern nur ein geringeres Geschick in der Steinbearbeitung verrät; niemals aber kann die Behauptung SCHMIDTS zu Recht bestehen, daß das Stück „durch natürliche Pressung in den Grundmoränen“ entstanden, daß es ein „Trümmerprodukt“, ein „Pseudoeolith“ sei. Derartige Gebilde wie dieser Keil oder Keilschaber, diese Aussplitterungen von den Kanten aus können niemals durch natürliche Pressung entstehen, sonst würden solche Pseudoartefakte wohl zu Hunderten in jeder Kiesgrube zu finden sein, was aber nicht der Fall ist. Der Hundisburger Faustkeil ist ein zweifelloses Artefakt aus der zweiten Hälfte der vor-

¹⁾ F. WIEGERS: Neue Funde paläolithischer Artefakte. Zeitschr. f. Ethnol. 1907, S. 723 ff.

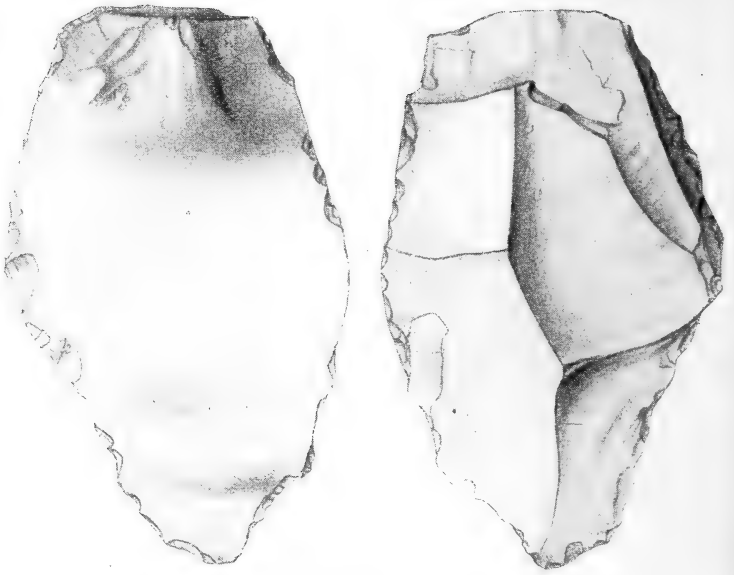


Fig. 3.

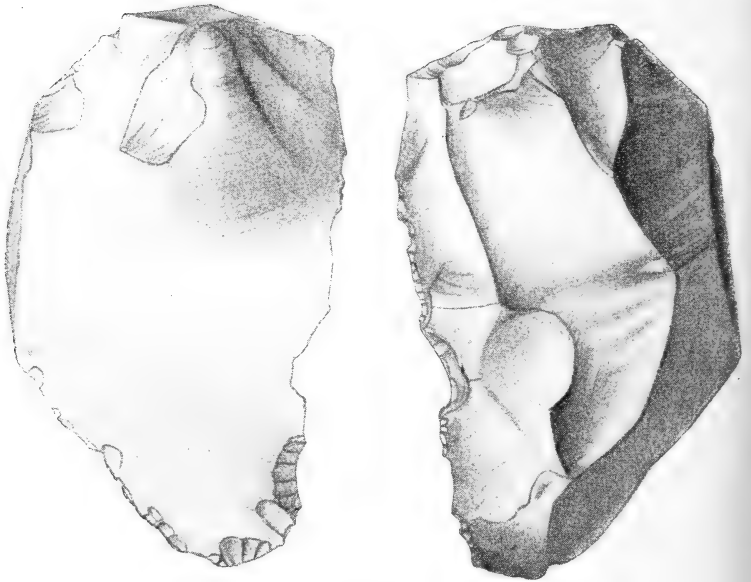


Fig. 4.

Fig. 3 und 4. Schaber von Hundisburg.

letzten Zwischeneiszeit, während der in Frankreich die Acheuléen-Industrie herrschte. Besonders wegen dieser zeitlichen Übereinstimmung halte ich die Industrie von Hundisburg für deutsches Acheuléen.

Von den blattförmigen Absplissen, von denen ich drei früher abgebildet habe, will SCHMIDT einem Stück „die Merkmale der intentionellen Entstehung nicht absprechen“, die übrigen Silices stehen aber „in ihrer Artefaktähnlichkeit noch weit hinter den beschriebenen Stücken zurück“. Das ist ein großer Irrtum von SCHMIDT, der übrigens meine Funde nie gesehen hat.

Die blattförmigen Absplisse (Fig. 3 und 4) zeigen einen übereinstimmenden Charakter, sie zeigen die typischen technischen Merkmale des intentionellen Abschlages: Schlagfläche, Schlagkegel, Schlagnarbe und Wellenringe. Es sind keine ringsum bearbeiteten Werkzeuge, aber es sind absichtlich abgeschlagene Klingen, von denen diese oder jene als Schaber vorübergehend gebraucht sein mag. Trotzdem kann man mit ihnen ein Hundisburger Acheuléen rechtfertigen, was SCHMIDT bestreitet.

Ich weise darauf hin, daß das Werkzeuginventar des Acheuléens ja nicht nur aus Faustkeilen besteht, oder das des Moustériens nur aus Schabern und Handspitzen. Diese „Typen“ sind nur die durch Formvollendung sich von den übrigen abhebenden und durch die stete Wiederkehr in einer Industrie zu charakteristischen Leittypen gewordenen Werkzeuge. Sie haben dadurch dieselbe Bedeutung wie die Leitfossilien, die für einen bestimmten geologischen Horizont die typischen Tiere sind unter hundert wechselnden Arten. Gleich letzteren kommen auch neben den „Leitartefakten“ viele andere und meist unvollkommen gestaltete Werkzeuge vor, die oft auch in oder trotz ihrer Unvollkommenheit charakterisch sind. Man hat sie bisher nur viel zu wenig beachtet.

In dem oben erwähnten Acheuléen von Le Moustier (untere Grotte) im Vézèretal habe ich in kurzer Zeit eine Menge einfacher blattförmiger Abschläge gesammelt, die ich in dieser Form im Jungpaläolithikum nur selten beobachten konnte. Diese Blattklingen waren teilweise unbenutzt, meistens hatten sie benutzte und retuschierte Kanten (Fig. 5 u. 6). Diese einfachen (primitiven) Schaber des Acheuléens zeigen eine geradezu überraschende Übereinstimmung mit den gleichen blattklingenförmigen Werkzeugen von Hundisburg, so daß an deren Artefaktnatur kein Zweifel bestehen kann.

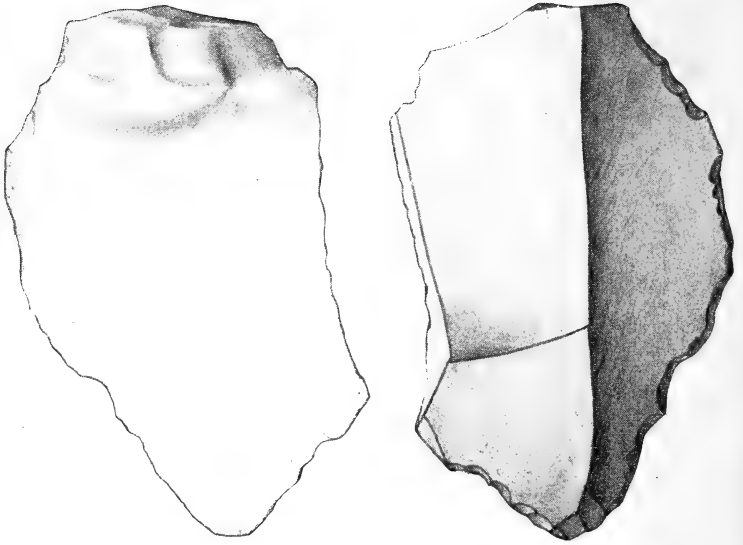


Fig. 5.

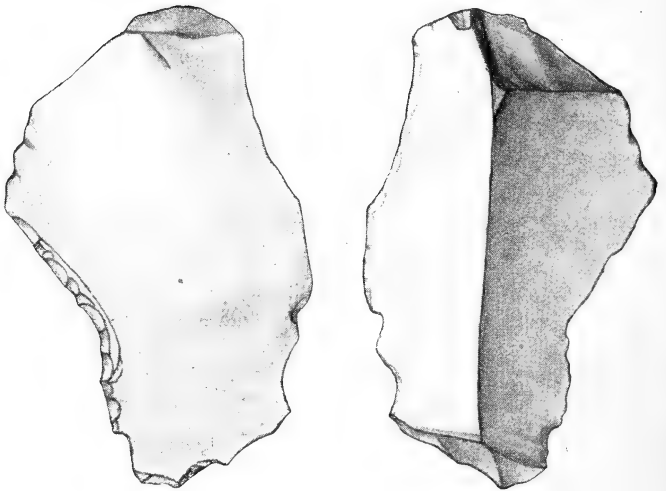


Fig. 6.

Fig. 5 und 6. Schaber aus dem Acheuléen von Le Moustier
(Untere Grotte).

Die atypischen, aber gut retuschierten Werkzeuge endlich (Fig. 7, 8 und 9), von denen ich einen Klingenschaber und zwei Hohlschaber abbilde, haben zusammen mit unversehrten dünnchaligen Schnecken im Liegenden des eigentlichen Schotters in einem mittelkörnigen Sande gelegen, der durch sein feines Korn jede Druckbeschädigung des Feuersteins ausschließt. Auch hier ist die Retuschierung durch Menschenhand absolut sicher.

Das zusammenfassende Urteil über Hundisburg muß also lauten: In einer Flußablagerung aus der vorletzten Zwischen-



Fig. 7.



Fig. 8.



Fig. 9.

Fig. 7—9. Klingenschaber und Hohlschaber von Hundisburg.

eiszeit kommen neben Knochen von *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorinus* und *Equus caballus* Werkzeuge des Menschen vor. Diese sind teils atypisch, aber gut retuschiert, teils blattförmige Absplisse von derselben Form, wie sie im Acheuléen von Le Moustier vorkommt, und ein Faustkeil (oder Keilschaber). Das Alter der Ablagerung von Hundisburg entspricht den Pleißekiesen vom Markkleeberg mit der an guten Stücken ebenfalls armen Acheuléen-Industrie und dem älteren französischen Acheuléen.

II. Das Moustérien.

In der Chronologie von SCHMIDT ist kein Platz für ein warmes (c. g. s.) Moustérien der letzten Zwischeneiszeit. Er sagt darüber S. 261: „Das älteste Moustérien Frankreichs

unterscheidet sich faunistisch noch nicht so erheblich von dem Spätacheuléen wie die späteren Moustérienkulturen. Möglicherweise setzt die Entwicklung des Moustérien in einzelnen Teilen Frankreichs noch während der Schlußphase des letzten Interglazials . . . ein“. . . Auch die Erosionserscheinungen in dem Moustérienniveau, die Verlehmung an der Oberfläche des älteren Lösses, deuten wie bei Achenheim „auf eine klimatische Änderung und Vermehrung der Niederschläge bzw. der Flußwasser; man kann ungefähr auf die Höhe der letzten Vereisung einstellen.“¹⁾ Hauptsächlich in wärmeren Gebieten Frankreichs, aber auch in Nordfrankreich tritt im Moustérien neben der *Primigenius*-Fauna noch die *Antiquus*-Fauna auf; ein Zeichen, daß der alte Stamm noch nicht erloschen, aber während der Eiszeit seine Posten in Mitteleuropa aufgegeben und sich mehr nach dem wärmeren Süden und Südwesten zurückgezogen hatte. Die Laufenschwankung mag ein nochmaliges Vorrücken der *Antiquus*-Fauna bis nach Nordfrankreich begünstigt haben. Wo ein „warmes Moustérien“ in Mitteleuropa angenommen wurde, lag lediglich eine Verwechslung mit einem typenarmen Acheuléen (Ehringsdorf, Krapina) vor. Keine Moustérienstation Deutschlands reicht bis in das letzte Interglazial zurück.“

Diese Sätze sind leicht als unrichtig zu widerlegen.

Unter dem ältesten Moustérien versteht SCHMIDT ohne Zweifel das Moustérien mit der *Antiquus*-Fauna, das ich in die letzte Zwischeneiszeit setze. Die Fauna dieses Moustériens, das bei Mentone, Villefranche-sur-Saône und Montières bei Amiens gefunden worden ist, enthält *Elephas Antiquus*, *Rhinoceros Merckii* und *Hippopotamus major*. Die Acheuléenbevölkerung zwischen Toulouse und den Pyrenäen aber lebte nach OBERMAIER²⁾ zusammen mit Renn, Mammut und wollharrigem Nashorn. Das jüngere Acheuléen von Le Moustier enthält *Ursus spelaeus*, *Bison priscus*, *Cervus elaphus*, *Equus caballus*, *Elephas primigenius*; das obere Acheuléen von Amiens nach COMMONT³⁾: *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus*.

Im Gegensatz zu SCHMIDT erblicke ich in diesen Faunen einen ganz erheblichen Unterschied, nämlich den starken Unterschied der ribeisezeitlichen Glazialfauna zu der Rib-Würm-Interglazialfauna. —

¹⁾ Citat SCHMIDTS nach KOKEN, S. 198.

²⁾ H. OBERMAIER: Beiträge zur Kenntnis des Quartärs in den Pyrenäen. Arch. f. Anthr. 1906.

³⁾ V. COMMONT: Comparaison des limons Belges et étrangers. Annales d. l. Soc. géol. de Belgique. 1912.

Die Verlehmung an der Oberfläche des älteren Lösses in Achenheim deutet allerdings auf eine Änderung des Klimas und Vermehrung der Niederschläge hin, aber beides trat nicht während der letzten Eiszeit, sondern während der letzten Zwischeneiszeit ein. Es ist in der Literatur¹⁾ eigentlich genügend darauf hingewiesen worden, daß die Eiszeit ebenso wie die Lößbildung ein trockenes, kontinentales Klima, die Zwischeneiszeit dagegen ein ozeanisches, feuchtes Klima gehabt hat. Sehr überzeugend hat O. TIETZE²⁾ ausgeführt, wie mit dem Schwinden des Inlandeises das Meer in großen Buchten tief in den ehemaligen Eiskontinent eindrang und so die Ausbreitung des ozeanischen Klimas förderte und der Bildung des Lösses ein Ende machte; daß die höchste Entwicklung der Fauna und Flora der Interglazialzeiten mit dem weitesten Vorstoß ozeanischen Klimas ins Innere des europäischen Kontinents zusammenfiel. Die Verlehmung des älteren Lösses in Achenheim ist ein Vorgang, der sich während der letzten Zwischeneiszeit abspielte, aber nicht „auf der Höhe der letzten Vereisung“. Die Verlehmungszone bedeutet die starke Diskordanz, den großen zeitlichen Unterschied zwischen älterem und jüngerem Löß. —

Ganz unverständlich ist der folgende Satz SCHMIDTS: „Hauptsächlich in wärmeren Gebieten Frankreichs, aber auch in Nordfrankreich tritt im Moustérien neben der *Primigenius*-Fauna noch die *Antiquus*-Fauna auf usw. (siehe S . . .).“ Zu welcher Zeit soll denn der Süden und Südwesten Frankreichs wärmer gewesen sein als der Norden? Als die *Antiquus*- und *Hippopotamus*-Fauna von Mentone bis Amiens verbreitet war, ist das Klima in ganz Frankreich wohl annähernd gleichmäßig warm gewesen. Sodann treten die beiden Faunen nicht neben, sondern stets über- oder untereinander auf, wie z. B. bei Amiens, wo das *Antiquus*-Moustérien im Flußschotter, das *Primigenius*-Moustérien im Löß liegt. Die Behauptung SCHMIDTS, daß die geringfügige Laufenschwankung, während der in den Alpen die Schneegrenze angeblich um ca. 200 m nach oben stieg, zur Folge gehabt habe, daß in Nordfrankreich die *Antiquus*-Fauna wieder aus dem Süden einwanderte, ist einfach nicht diskutierbar. Die Laufenschwankung als solche ist nur auf der Nordseite der Alpen nachgewiesen, während es auf der Süd- und Ostseite der Alpen nicht mit Sicherheit

¹⁾ A. PENCK und E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. S. 673 u. a.

²⁾ O. TIETZE: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Jahrb. d. Geol. Landes-Anstalt für 1910. I. Berlin 1910, S. 287.

möglich war. Dadurch aber ist PENCK¹⁾ selbst in Zweifel gekommen, ob die Schotter, die auf der Nordseite der Alpen auf die Laufen- oder Achenschwankung schließen ließen, die PENCK mit zwei verschiedenen Gletschervorstößen in Zusammenhang gebracht, nicht doch auf einen einzigen Gletschervorstöß zurückzuführen seien. Danach muß die Laufenschwankung vorläufig noch als hypothetisch angesehen werden. Auf keinen Fall aber konnte sie solche klimatisch-faunistischen Wirkungen über Frankreich zur Folge haben, wie SCHMIDT es ihr zuschreibt. Mittel- und Nordfrankreich sind überhaupt nicht von der alpinen, sondern von der nordeuropäischen Eiszeit beeinflußt worden. Das zeigt am besten die folgende Erscheinung, die mit den SCHMIDT'schen Auffassungen gar nicht in Einklang zu bringen ist. Während der Aurignacienzeit, die SCHMIDT mit der Achenschwankung parallelisiert, lebte in Frankreich von Norden bis an das Mittelländische Meer, ja bis nach Nordspanien hinein eine subarktische Tierwelt. Das Renn findet sich in Mentone und der spanischen Provinz Santander, der Moschusochse, Lemming, Schneehase in der Dordogne. *Elephas Antiquus* und *Rhinoceros Merckii* aber sind aus Frankreich verschwunden.

Dabei lag während der Achenschwankung in den Alpen die Schneegrenze noch 300 m höher als während der Laufenschwankung und trotzdem die subarktische Fauna in ganz Frankreich! Diese Tatsache beweist wohl hinreichend, daß die Besiedelung Mitteleuropas mit der *Antiquus*-Fauna während der hypothetischen Laufenschwankung eine unbeweisbare Behauptung ist.

Nach SCHMIDT müßte das Moustérien von oben nach unten folgenden Faunenwechsel zeigen:

Moustérien	4	<i>Primigenius</i> -Fauna	Würm-Eiszeit II
„	3	<i>Antiquus</i> -Fauna	Laufenschwankung
„	2	<i>Primigenius</i> -Fauna	Würm-Eiszeit I
„	1	<i>Antiquus</i> -Fauna	Spät-Interglazial.

In Wirklichkeit ist bisher nur die Überlagerung zweier Moustérienfaunen beobachtet worden:

Oberes Moustérien mit *Primigenius*-Fauna,
Unteres Moustérien mit *Antiquus*-Fauna,

wie es am besten das Profil durch die Sommeterrassen veranschaulicht, das in dieser Zeitschrift 1913, S. 411, wiedergegeben ist.

¹⁾ a. a. O., S. 1166.

COMMENT hat das obere (kalte) Moustérien mit der *Primigenius*-Fauna und Renn in den unteren Schichten des jüngeren Lösses gefunden, das untere (warme) Moustérien mit der *Antiquus*-Fauna nur in den Schottern der den jüngeren Löß unterlagernden dritten Terrasse.

Es ist an dem warmen Moustérien der letzten Zwischenzeit nicht mehr zu zweifeln, und wenn SCHMIDT von einer Verwechslung mit einem typenarmen Acheuléen bei Ehringsdorf und Krapina spricht, so ist das ein bedauerlicher Irrtum auf seiner Seite.

6. Ehringsdorf.

Die Ilmtravertine gliedert SCHMIDT nach WÜST und unterscheidet zwei Waldphasen, getrennt durch eine Steppenphase, die Bildungszeit des Parisers, den beide als Löß auffassen. Bereits MENZEL¹⁾ hat 1912 aus der Conchylien-Fauna des Kalktuffs nachgewiesen, daß es sich bei dem Pariser weder um eine Steppenphase mit kontinentalem Klima, noch um verkalkten Löß handeln könne. Ich selbst habe mich überzeugt, daß der Pariser an einigen Stellen ein normaler Kalktuff, an anderen aber ein mehr oder weniger fetter, aus Wasser abgesetzter Ton ist, der, nach oben zunehmend sehr zahlreiche, Lößkindel ähnliche Kalkkonkretionen enthält, deren Menge so groß werden kann, daß sie gesteinsbildend auftreten. In ihrem Innern enthalten sie oft noch Tonsubstanz. Von primärem oder verändertem Lößmaterial ist nichts in dem Pariser zu entdecken²⁾.

In den Kalktuffen unter dem Pariser sind nun in den letzten Jahren eine ganze Reihe schöner Artefakte gefunden worden, die einen ausgeprägten Moustériencharakter tragen, vornehmlich Schaber und Handspitzen. Daneben traten auch einige andere Typen auf, so z. B. ein kegelförmiger Kratzer, ein Klingenkrazer, ein diskusähnliches Werkzeug. Faustkeile fehlen. Es ist ein Inventar, das ziemlich an La Micoque erinnert, das ich im Gegensatz zu den französischen Prähistorikern für warmes Moustérien³⁾ erklärt habe. Wenn SCHMIDT die guten typischen Moustérienstücke von Ehringsdorf den weniger typischen Begleitwerkzeugen nachsetzt und auf Grund der *Antiquus*-Fauna das gesamte Inventar als Acheuléen proklamiert, so handelt er lediglich unter dem Zwange seiner —

¹⁾ H. MENZEL: Zur Chronologie des Paläolithikums der Gegend von Weimar. Diese Zeitschrift Monatsber. 1912, S. 607.

²⁾ Vergl. auch L. SIEGERT: Über den Pariser der Travertine von Taubach. Diese Zeitschr. Bd. 64. 1912. Monatsber. S. 516.

³⁾ F. WIEGERS: Geologische Grundlagen, S. 602.

nicht richtigen — Chronologie. Allerdings werden ähnliche Werkzeuge wie die Ehringsdorfer auch heute noch in Frankreich für Acheuléen gehalten, wenn sie mit der *Antiquus*-Fauna verbunden sind, aber völlig zu Unrecht und ebenfalls nur unter dem Zwange des Systems. Ein wirklich charakteristisches echtes Acheuléen enthält niemals die Moustier-typen ohne Faustkeile wie die Ilmtravertine.

Ich unterschreibe völlig die Ansicht PENCKs, nach der Taubach - Ehringsdorf als ein typisches deutsches interglaziales Moustérien aufzufassen ist.

Demselben Moustérien gehört auch Krapina an und ebenso

7. das Wildkirchli am Säntis.

Diese, am Ostabsturz der Ebenalp (1684 m) zwischen 1477 und 1500 m Höhe gelegene Höhle durch E. BÄCHLER¹⁾ ausgegraben, ergab ein reichhaltiges Gerätinventar, das von allen Prähistorikern einstimmig als Moustérien bestimmt worden ist. Die von EBERHARD FRAAS untersuchte Fauna besteht aus: *Ursus spelaeus* (über 99 Proz. aller Funde), *Felis leo* var. *spelaea*, *Felis pardus* var. *spelaea*, *Cuon alpinus*, *Canis lupus*, *Meles taxus*(h), *Mustela martes*(h), *Capra ibex*, *Capella rupicapra*, *Cervus elaphus*(h), *Arctomys marmotta*, *Lutra vulgaris* (? ein Eckzahn), *Pyrrhocorax alpinus*. *Arvicoliden*. Das ist eine alpine Waldfauna, der jeder arktische Einschlag fehlt, denn weder das Renttier, noch Schneehase oder Lemming sind vorhanden.

BÄCHLER und PENCK²⁾ haben dargetan, daß die Ebenalp als Nunatak aus den umgebenden Eismassen des alten Rheintalgletschers herausragte, und daß die Höhle während der letzten Eiszeit schlechthin unzugänglich war, da sie sich mit Eis gefüllt hat, das denn auch jede Schichtenbildung während dieser Zeit verhinderte. Gegen eine Besiedelung in der Postglazialzeit sprechen vor allem die Fauna und die Werkzeuge, so daß nur die von BÄCHLER und PENCK angenommene letzte Interglazialzeit für die Bewohnung der Höhle in Betracht kommt. Es ist diese Annahme die natürliche Lösung der Frage, die völlig im Einklang steht mit meiner Aufstellung des letztinterglazialen warmen Moustériens.

Die Kritik, die SCHMIDT-KOKEN im Interesse des Systems am Wildkirchli üben, ist denn auch in keiner Weise stich-

¹⁾ E. BÄCHLER: Die prähistorische Kulturstätte in der Wildkirchli-Ebenalphöhle. Verh. d. Schweiz. Naturf. Ges. in St. Gallen 1906.

²⁾ A. PENCK u. E. BRÜCKNER: A. E. A., S. 1173 ff.

haltig. Die Wildkirchli-Fauna sei keine echte Interglazial-Fauna und stehe im Gegensatz zu der des Heppenlochs, in der sich *Rhinoceros Merckii* befindet. Dieses Tier ist natürlich nicht am Säntis zu erwarten; aber für die Höhe der Ebenalp ist die jeder arktischen Form entbehrende Fauna eben die Interglazial-Fauna. Würde sie der berühmten „Laufschwankung“ angehören, mit der SCHMIDT viele der ihm unbequemen Fragen zu lösen versucht, so würde ihre Zusammensetzung eine ganz andere, nämlich eine arкто-alpine sein. Das Wildkirchli ist nach SCHMIDT-KOKEN ein ungelöstes Problem, wie alle Moustérienfundorte mit Interglazial-Fauna für viele Prähistoriker problematisch sind, die auf die französische Diluvialchronologie schwören.

Das Ergebnis dieser Ausführungen ist also, daß die SCHMIDTsche Diluvialchronologie im großen und ganzen nur für die letzte Eiszeit und die Kulturen vom oberen (kalten) Moustérien bis zum Magdalénien Gültigkeit hat. Für das ältere Paläolithikum erweist die kritische geologische Betrachtung der deutschen Fundstätten (Markkleeberg, Hundisburg, Achenheim, Taubach-Ehringsdorf u. a.) die Unrichtigkeit der SCHMIDTschen Chronologie und bestätigt die von mir aufgestellte Gliederung:

Chelléen und unteres Acheuléen: vorletzte Zwischeneiszeit.

Oberes Acheuléen: vorletzte (Riß)Eiszeit.

Unteres (warmes) Moustérien: letzte Zwischeneiszeit.

Bezüglich der zeitlichen Gliederung des Jungpaläolithikums im einzelnen kann ich SCHMIDT ebenfalls nicht beipflichten, da m. E. die geologische Bedeutung der Nagetierschichten stark von ihm überschätzt wird. Im Sirgenstein lag über dem Moustérien (0,15 bis 0,20 m) die sog. „Untere Nagetier-*Myodes obensis*-Schicht“ (0,08—0,12 m), darüber folgte in der Mächtigkeit von 0,70 bis 0,80 m Aurignacien und Solutréen und zu oberst das Magdalénien mit der sog. „Oberen Nagetier-*Myodes torquatus*-und *Lagomys pusillus*-Schicht“ (0,40 m).

Wenn aus diesem Profil der Schluß gezogen wird, daß die untere Nagetierschicht „den kältesten Klimastand in unseren Diluvialprofilen“ registriere, so dürfte diese Annahme doch wohl nicht hinreichend bewiesen sein. Die kleinen Nager sind nicht die einzigen arktischen Tiere; der Moschusochse ist z. B. ein zum mindesten ebenso charakteristischer Bewohner der arktischen Tundra, und dieses Tier ist im Aurignacien nicht selten und ist nach Süden bis in die Dordogne verbreitet gewesen. Andererseits war das Klima zur Zeit des Bühlstadiums, das für gleichaltrig mit der oberen Nagetierschicht erachtet

wird, ganz bedeutend günstiger als während der eigentlichen Würmeiszeit; lag die Grenze des ewigen Schnees im Bühlstadium doch 300 m höher als während des Maximums der Würmeiszeit. Ich möchte die Gründe für die Entstehung der Nagetierschichten daher in anderen als in klimatischen Ursachen suchen. Zunächst ist es wesentlich, daß sich die Lemminge in allen Kulturschichten der letzten Eiszeit vorfinden, freilich in wechselnder Häufigkeit. An den offenen Fundstellen, im Löß, sind sie niemals sehr zahlreich; nur in den Höhlen Sirgenstein, Wildscheuer, Schweizersbild sind sie in solchen Mengen gefunden worden, daß man von Nagetierschichten sprechen kann. In Thiede liegt keine ausgesprochene Nagetierschicht vor.

Von Wichtigkeit ist ferner die Tatsache, daß die Nagetierschichten entweder unter (Wildscheuer) oder zwischen (Sirgenstein) artefaktführenden Schichten liegen und selbst frei von menschlichen Werkzeugen sind oder daß die Nager in den unteren oder oberen Partien einer Kulturschicht vorkommen (Hohlefeld bei Hütten). In diesen Fällen ist die Annahme berechtigt, daß die Knochen durch Eulen oder Raubtiere in die Höhlen gekommen sind, als diese gar nicht oder nur spärlich besiedelt waren. Es muß schließlich noch bedacht werden, daß die Lemminge zu gewissen Zeiten in riesiger Zahl große Wanderungen unternehmen und Gegenden völlig überschwemmen, bis sie zu Hunderttausenden an Hunger und Krankheit eingegangen und die Überlebenden wieder abgewandert sind. Das gehäufte Vorkommen von Lemmingen in Höhlen und Felspalten scheint daher nicht mit Ursachen zusammenzuhängen, die mit Höhepunkten der Vereisung in Verbindung stehen, und ich kann mich daher nicht den Schlußfolgerungen SCHMIDTs anschließen, daß das mit der unteren Nagetierschicht am Sirgenstein abschließende Moustérien mit der eigentlichen Würmeiszeit zusammenfalle, das Aurignacien und Solutréen aber mit der wärmeren Achenschwankung. Eine so weit gehende Parallelsierung ist besonders so lange als verfrüht zu bezeichnen, als der geologische Nachweis der Achenschwankung selbst auf der Nordseite der Alpen noch keineswegs absolut sicher zu führen ist, in Norddeutschland und Frankreich bis jetzt aber überhaupt nicht.

Auf der Klimakurve, die SCHMIDT auf S. 266 gibt, nimmt die Achenschwankung (Aurignacien und Solutréen) zeitlich ungefähr nur den dritten Teil der Würmeiszeit s. str. (Moustérien) ein. Die Mächtigkeit der Aurignacien- und Solutréenschichten in Höhlen, unter vorspringenden Felsen (*abris sous roche*)

wie im Löß ist in der Tat aber mindestens dreimal so groß wie die der Moustérienschichten, und da die Fauna in allen Schichten arkoalpin bleibt, so halte ich es für wahrscheinlich, daß das kalte Moustérien nur in den Anfang der eigentlichen Würmvereisung zu legen ist, höchstens in die erste Hälfte, das Aurignacien und Solutréen aber in die Zeit von der Mitte der Würmvereisung bis an den Anfang des Bühlvorstoßes. Eine genauere Parallelisierung halte ich zurzeit noch nicht für möglich.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v.	w.	o.
WAHNSCHAFFE.	HENNIG.	BÄRTLING.

Briefliche Mitteilungen.

28. Stratigraphie und Bau der argentinischen Kordillere zwischen dem Rio Grande und Rio Diamante.

Von Herrn H. GERTH (Bonn).

Buenos Aires, im Mai 1913.

In der Kontroverse UHLIG-BURCKHARDT¹⁾ über die Beziehungen der Ammonitenfauna des andinen Reichs haben die Formen der Ablagerungen des Kimmeridge, Tithon und Neocom in der argentinischen Kordillere eine große Rolle gespielt. Durch BEHRENDSEN²⁾, STEUER³⁾, BURCKHARDT⁴⁾, HAUPT⁵⁾ und DOUVILLÉ⁶⁾ ist aus diesen Schichten eine mannigfaltige Fauna beschrieben worden, aber die Lagerungsverhältnisse der Fossilien waren an Ort und Stelle noch nicht genau untersucht und klargestellt. Im Auftrage der argentinischen Regierung habe ich nun das Stück der Kordillere zwischen dem Rio Diamante und dem Rio Grande untersucht, in dem die meisten der früher ausgebeuteten Fundpunkte liegen. Bei dem Interesse, das diese Ablagerungen beanspruchen, auch in betreff

¹⁾ BURCKHARDT, C.: Bemerkungen über die russisch-borealen Typen im Oberjura Mexikos und Südamerikas. — Schlußwort zur Diskussion über die russisch-borealen Typen. — Zentralbl. Min. 1911. — UHLIG, V.: Über die sogenannten borealen Typen des südandinen Reichs. Zentralbl. Min. 1911. Die marinen Reiche des Juras und der Unterkreide. Mitteil. Geol. Gesellschaft Wien 1911.

²⁾ Zur Geologie des Ostabhanges der argentinischen Kordillere. Zeitschrift Deutsch. Geol. Gesellschaft 1892.

³⁾ Argentinische Jura-Ablagerungen. Pal. Abhandl. DAMES und KAYSER 1897.

⁴⁾ Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation der Kordillere. Paläontogr. 1903/04.

⁵⁾ Beiträge zur Fauna des oberen Malm und der unteren Kreide in der argentinischen Kordillere. N. Jahrb. Min. 1907, Beil. Bd. XXIII.

⁶⁾ Céphalopodes Argentins. Mém. Soc. géol. de France. Paléontologie. Paris 1910.

der kürzlich von DACQUÉ¹⁾ wieder angeschnittenen Frage nach der Existenz eines pazifischen Kontinents im jüngeren Mesozoicum, möchte ich meine stratigraphischen Resultate schon jetzt hier vorläufig mitteilen. Sie bringen in die vertikale Verbreitung der beschriebenen Arten etwas Klarheit, zeigen aber auch, daß bei dem heutigen Zustande unserer Ammonitensystematik der Paläontologe, der, ohne die Lagerung zu kennen, allein aus seinen Bestimmungen Rückschlüsse auf das Alter der Schichten macht, leicht zu Ergebnissen kommt, die von den tatsächlichen Verhältnissen nicht unerheblich abweichen.

Die ältesten Bildungen, die in diesem Teil der Kordillere zutage treten, sind bunte Porphyre und eng mit ihnen verknüpfter Granit; an Stelle des letzteren treten im Osten rote Quarzporphyre und Quarzporphyrtuffe, deren Decken auch am Aufbau der vorgelagerten Sierra Pintada beteiligt sind.

Auf der unregelmäßigen Oberfläche dieser Formationen liegt in der Kordillere allgemein das Transgressionskonglomerat des Lias. Die Litoralfacies am Rande des Gebirges besteht aus Sandsteinen und Konglomeraten, die in Senken des Untergrundes, wie am Atuel, eine bedeutende Mächtigkeit erreichen. Sie führen dort zunächst Pflanzenreste und einige mittelliasische, marine Versteinerungen (*Amaltheus*, *Spiriferina*, *Vola alata*), schließlich aber eine überall verbreitete oberliasische Fauna mit *Harpoceras subplanatum*, *Hildoceras commense*, *Pseudomonotis substriata*²⁾. Die sandige Facies geht lokal in eine kalkige und dann weiter im Westen ganz allgemein in eine eruptive, aus mächtigen, gebankten Porphyrituffen aufgebaute über.

Der Dogger beginnt mit dunklen Harpoceratenschiefern mit *Posidonomya alpina*, sie enthalten die von BURCKHARDT vom C^o Puchen und Santa Elena beschriebenen Ammonitenformen. Über diesem Horizont sind stellenweise Kalkbänke mit *Stephanoceras* entwickelt, dann folgt ein mächtiger Komplex, der aus sandigen Mergelschiefern und Sandkalken besteht, in denen man nur selten ein kaum bestimmbares *Sphaeroceras* findet. Im Südosten am Rio Diamante werden diese Schichten durch graue sandige Kalke voll *Gryphaea calceola* vertreten, und gegen Westen gehen sie zunächst in

¹⁾ Die Stratigraphie des marinen Juras an den Rändern des pazifischen Ozeans. Geol. Rundschau 1911.

²⁾ Ich stütze mich hier und im folgenden auf die älteren Bestimmungen, vor allem BURCKHARDTS, da ich mein Fossilmaterial bis jetzt nur vorläufig durchgesehen habe.

bunte, sandige Mergelschiefer, dann in Porphyritarkose und schließlich in Porphyritkonglomerate über.

Auch die Sedimente des Bathonien, die ebenso wie die des Callovien und tiefsten Malms den Ostrand des Gebirges nicht erreichen, weisen wieder facielle Unterschiede auf. Am weitesten östlich finden wir Kalke mit Korallen und Echinodermenresten, die von brecciösem Dolomit überlagert werden. Im Innern des Gebirges treten Kalkschiefer und splittrige Kalke mit schlecht erhaltenen Ammoniten auf, und im Westen schließlich grüne Tuffsandsteine mit Kalklinsen, die BURCKHARDT *Macrocephalites Vergarensis* geliefert haben.

In der ganzen Region folgen über den eben geschilderten Bildungen mächtige Gipsmassen. Am Atuel sind den Gipsen Kalkschiefer mit Ammonitenabdrücken und hellen Sandsteinen eingeschaltet. Der ganze Komplex dürfte in diesem Teil der Kordillere das Callovien vertreten.

Auf den Gipsen liegen im Osten unmittelbar die roten oder grünen Sandsteine des Malms, denen sich gegen Westen immer mehr Tuffmaterial und Porphyritkonglomerate beigesellen. In den zentralen Teilen des Gebirges sind an der Basis der Sandsteine stellenweise Mergel und Kalke entwickelt; hierhin gehören wahrscheinlich die Schichten von Santa Elena mit *Peltoceras* und *Aspidoceras*, die BURCKHARDT ins Oxford stellte.

Nun folgt eine neue Transgression mariner Sedimente, die mit Konglomeraten beginnt, aber bald kalkig mergeligen Schichten Platz macht, welche die bekannte reich gegliederte Tithon-Neocomfauna einschließen.

Oberes Kimmeridge — tiefstes Tithon. An der Basis des Komplexes tritt ein 3—4 m mächtiger Horizont hervor, der aus Mergelschiefern, bituminösem, schiefrigem Kalk besteht und oben mit einer Lage großer Kalkgeoden abschließt. Während sich unten nur schlecht erhaltene Perisphincten und Zweischaler (Aucellen?) finden, enthalten die höheren Lagen, besonders die Geoden, die von BURCKHARDT beschriebene Perisphincten-Virgatitenfauna¹⁾. Mit einer auffallenden faunistischen und petrographischen Gleichförmigkeit läßt sich diese

¹⁾ Die Streitfrage, ob die andinen Formen echte Virgatiten oder zu der mediterranen Gattung *Virgatospinctes* zu stellen sind, wird die Bearbeitung meiner umfangreichen Aufsammlungen, sowie des Materials, das Dr. WINDHAUSEN am C^o. Loteno in Neuquen sammelte, wohl entscheiden lassen. Die von DOUVILLÉ als *Simbirskites* vom C^o. Loteno beschriebenen und ins höhere Neocom gestellten Arten sind, wie UHLIG vollkommen richtig vermutete, andine Virgatiten aus dem Kimmeridge-Tithon.

Stufe von Neuquen bis zum Aconcagua durch die argentinische Kordillere verfolgen. — Zone des *Perisphinctes* aff. *pseudolictor*, *choicensis*, *Virgatites andesensis* (cf. *scythicus*).

Tithon. In dem darüber folgenden Geodenmergel treffen wir eine vollkommen veränderte Fauna. Die Kalkknollen sind oft ganz erfüllt mit den glatten, als *Neumayria* und *Haploceras* beschriebenen Ammoniten. Daneben finden sich stark bewehrte Aspidoceraten und kleine, vielfach variierende Perisphincten (aff. *pseudocolubrinus* u. *colubrinoides*). Den oberen Teil der Stufe nehmen gebänderte fossilarme Mergelschiefer ein. — Zone der *Neumayria Zitteli* und des *Aspidoceras Steinmanni*.

Berriasien. In einen mächtigen Komplex dunkler Mergelschiefer sind zahlreiche Kalkbänke und Geodenlagen eingeschaltet, die eine mannigfaltige Fauna enthalten; zu ihr gehören fast alle die von STEUER als *Reineckia* und *Odontoceras* beschriebenen Arten. An der Basis liegen Bänke, die voll sind von jenen stark variierenden, primitiven Hoplitiformen aus der Gruppe des *H. Köllickeri* und *Mendozanus*. Daneben finden sich zahlreiche Berriasella-, aber auch schon typische Neocomites-Arten (*N. Kaiseri* ST.) — Zone des *Hoplites Köllickeri* —. Es folgen die Zonen der *Berriasella calistoides*, des *Steuoceras (Odontoceras) Koeneni*, in der sich zum ersten Male ein *Spiticeras* einstellt, und endlich schließt die Abteilung mit einer Kalkbank ab, die gewöhnlich ganz erfüllt ist mit *Berriasella fraudans* ST.

Valangien. Hier vollzieht sich ein Wechsel in den Ablagerungen; an Stelle der schwarzen, grau verwitternden Kalke und Mergel treten hellere Kalke und Kalkschiefer, die im Terrain mehr hervortreten. In den tiefsten Kalkbänken und großen, linsenförmigen Geoden treffen wir eine Invasion von *Spiticeras*-Arten, unter denen namentlich *Spiticeras Damesi* allgemein verbreitet ist; daneben kommen *Acanthodiscus*- und *Neocomites*-Formen vor. Für die höher liegenden plattigen Kalke ist *Neocomites transgrediens* ST., der dem *N. neocomiensis* D'ORB. sehr nahe steht, charakteristisch. Im Osten schalten sich über der Transgredienszone Exogyrakalke ein, und die tieferen Schichten des Valangien werden am Rande des Gebirges durch eine litorale Facies mit Zweischalern (*Trigonia transitoria*, *Lucina*, *Cucullaea*) und einer spärlichen, abweichenden Ammonitenfauna ersetzt¹⁾.

¹⁾ Weiter im Süden in Neuquen ist diese Facies nach den Untersuchungen KEIDELS und WINDHAUSENS allgemeiner verbreitet.

Hauterivien-Barrémien? Im Hangenden der geschilderten Bildungen folgt noch eine mächtige Abteilung fossilarmer Mergelschiefer und plattiger Kalke, die oben mit einem Dolomit und Gipshorizont abschließt. Außer Abdrücken von Zweischalern und Gastropoden konnte ich hier nur schlecht erhaltene *Holcodiscus*-Formen auffinden.

Gegen Westen nehmen die marinen Sedimente des Tithons und Neocoms an Mächtigkeit ab, doch greift eine Einschaltung kalkiger Schichten weit nach Westen in die Porphyritserie hinein; zu ihr gehören die Exogyraschichten im oberen Tinguiricatal auf der chilenischen Seite der Kordillere. Abermals trat das Meer den Rückzug an, und während sich im Westen wieder Porphyrite auftürmten, kamen im Osten die roten Sandsteine der oberen Kreide zur Ablagerung. Sie werden gegen den Rand des Gebirges konglomeratisch und nehmen bedeutend an Mächtigkeit ab. Hier sind in ihrem Hangenden grüne Mergel mit sandig-kalkigen und oolithischen Bänken entwickelt, die eine brackisch-limnische Gastropodenfauna enthalten. Unmittelbar darüber liegt die von BODENBENDER¹⁾ entdeckte kalkige Schichtfolge mit *Gryphaea vesicularis* und *Cardita Morganiana*, die einen Ausläufer der weiter im Süden auftretenden Transgression der Rocastufe darzustellen scheint. Abermals folgen bunte Mergel, blaßrote Sandsteine und schließlich grobes Konglomerat und Schotter. Hier finden wir bereits Komponenten aller älteren Kordillerengesteine, vor allem auch der die granitischen Intrusionen begleitenden Gangbildungen; ein Zeichen, daß im Westen die Auffaltung des Gebirges schon stattgefunden hat.

Wie wir sehen, befinden wir uns in der argentinischen Kordillere während Jura und Kreide fortgesetzt am Ostrande eines Geosynklinalmeeres, dessen Fluten bald mehr auf den brasilo-afrikanischen Kontinent übergreifen, bald sich weiter gen Westen zurückziehen. Da wir tektonische Bewegungen zu dieser Zeit nicht mit Bestimmtheit nachweisen können, dürfen wir wohl die Auftürmung mächtiger, submariner vulkanischer Produkte für die Schwankungen verantwortlich machen. Die liasische Transgression, die in unserer Gegend an der Grenze zum Dogger ihre größte Ausbreitung erreicht, verflacht sich schnell wieder, und gewaltige Gipsmassen kommen am Ende dieser Periode zur Ausscheidung. Mit Beginn des Malms gewinnen dann die vulkanischen Bildungen die Ober-

¹⁾ Terreno jurasico y cretáceo en los Andes Argentinos. Bol. Acad. Nac. Córdoba 1892.

hand, und aus ihrem Detritus hervorgegangene rote Sandsteine ersetzen die marinen Sedimente im Osten. Aber schon am Ende des Kimmeridge brandet das Meer von neuem gegen Osten vor, und in raschem Wechsel folgen verschiedenartige Faunen, die sich mit einer merkwürdigen Gleichförmigkeit über kolossale Strecken verfolgen lassen. Dieselben Tithon- und Berriasformen, die wir aus Argentinien zwischen dem 35. und 36. Breitengrad kennen, treffen wir in Nordperú unter 8° südlicher Breite wieder. Das spricht für den Rand eines weiten offenen Meeres und nicht für einen schmalen langgestreckten Golf. Wo die Westküste dieses mesozoischen Geosynklinalmeeres, der pazifische Kontinent BURCKHARDTS und DACQUÉS, gelegen hat, wissen wir nicht; doch vermutlich nicht so nahe, daß man die Konglomerate der Porphyritformation als in der Brandungszone an seiner Küste gebildet ansehen könnte. In der jüngeren Kreidezeit hob sich unter den ersten Vorboten der die Anden faltenden Kräfte der östliche Teil der Geosynklinale, und der pazifische Ozean wich endgültig gegen Westen zurück. Die kurze brackisch-marine Invasion, die wir am Ostrande des Gebirges an der Grenze von Kreide und Tertiär beobachteten, scheint aus Südosten gekommen zu sein. Auch sie muß bald der von Westen gegen Osten ausklingenden Gebirgsbildung weichen.

Recht verschieden ist der Bau des Gebirges, der durch diese Bewegungen der ersten Phase hervorgerufen wurde. Im Norden, am Rio Diamante, sind die mesozoischen Sedimente zwischen den im Osten auftauchenden Quarzporphyrmassen, Graniten und paläozoischen Schichten der Vorkordillere und der mächtigen Porphyritserie im Westen zu steilen, dichtgedrängten Falten zusammengeschoben. Ja weiter nordwärts, in der Gegend des Aconcagua, führte die Zusammenstauung der nachgiebigen Sedimente zwischen den schwerer beweglichen Massen zur Schuppenstruktur, wie uns die interessanten Beobachtungen SCHILLERS zeigen¹⁾. Schließlich kam es dort in den Gipsmassen sogar zu ausgedehnten Überschiebungen der mesozoischen Sedimente über die tertiären Abtragungsprodukte des eben entstandenen Gebirges. Diese intensive, überall deutlich gegen Osten gerichtete Faltung können wir nach Süden bis an den Rio Salado verfolgen, wo es in den Ostschenkeln der nach dieser Richtung übergelegten Falten noch zu kleinen Überschiebungen kommt. Weiterhin wechselt der

¹⁾ La alta Cordillera de San Juan y Mendoza. Ann. Minist. Agricult. Buenos Aires 1912.

Bau des Gebirges. An Stelle der in meridionaler Richtung weithin verfolgbaren Falten treten unregelmäßige Antiklinalen, die durch transversale Abschnürungen eine blasen- oder kuppelförmige Gestalt bekommen. Die Faltungsrichtung wird unbestimmt; wo der Zusammenschub etwas intensiver war, finden wir bald gegen Westen, bald gegen Osten überkippte Schenkel. Auch hier führen die plastischen Gipsmassen zu lokalen Komplikationen, und regionale, in nordost-südwestlicher Richtung verlaufende Sprünge, die im Anschluß an die Faltung entstanden, beginnen eine bedeutende Rolle im Bau des Gebirges zu spielen.

Mit dem Wechsel in der Struktur fällt das stärkere Hervortreten der granitischen Intrusionen zusammen, die der Aufaltung auf dem Fuße folgten. In perlschnurartig an- und abschwellenden Massen, wie es STEINMANN¹⁾ aus Perú und Bolivien beschrieben, durchziehen sie in meridionaler Richtung das Gebirge. Von echten Graniten mit typischer Tiefengesteinsstruktur lassen sich alle Übergänge beobachten zu Gesteinen mit andesitischem Gefüge. Sie bilden entweder ausgedehnte Intrusivlager in den Sedimenten, die sie aufblättern und dislozierten, oder sie durchbrachen die Schichten in mächtigen Stöcken, wobei Aufschmelzung eine bedeutende Rolle gespielt haben mag. Die mesozoischen Ablagerungen sind in ihrer Umgebung hochgradig kontaktmetamorph verändert und von Hornblendeandesitgängen durchschwärmt.

Als die gebirgsbildenden Bewegungen erloschen, Intrusionen und Gangbildungen erfolgt waren, begann eine ausgedehnte, effusive, vulkanische Tätigkeit. Als Analogon zu der mesozoischen Porphyritformation bildete sich während des jüngeren Tertiärs eine mächtige Serie, aufgebaut aus Akkonglomeraten, Tuffen und Decken andesitischer und schließlich auch basaltischer Gesteine. Sie liegt im Innern des Gebirges in den Depressionen des jungen, der Faltung noch eng angeschmiegtten Reliefs, erreicht durch die transversalen Abschnürungen in den Antiklinalen (alte Quertäler) den Ostrand des Gebirges und breitet sich dort in den angegliederten Mulden über den alttertiären, von der Gebirgsbildung noch in Mitleidenschaft gezogenen Konglomeraten und Schottern aus. Die hohen, 5000 m erreichenden Berge zu beiden Seiten des Atuels sind ganz aus diesen Bildungen aufgetürmt²⁾, und da die Decken von ihnen

¹⁾ Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Südamerikas. Geol. Rundschau 1910.

²⁾ Auch der Aconcagua ist aus dieser jungtertiären Andesitserie aufgebaut.

nach allen Richtungen hin abgeflossen sind, dürften sie als Reste alter Eruptionsherde anzusprechen sein.

Mit Beginn des Diluviums setzte eine neue Dislokationsphase ein, die sich vorwiegend in vertikalen Bewegungen äußerte und eine bedeutende Heraushebung des ganzen Gebirges zur Folge hatte. Die vulkanische Tätigkeit erlitt eine neue Belebung. Allenthalben am Ostrande des Gebirges kam es zu basaltischen Ergüssen, während im Westen die großen diluvialen Vulkane entstanden, die heute zum Teil noch nicht vollkommen erloschen sind. In den Tälern und am Rande des Gebirges liegen Lavaströme und Aschentuffe dieser Eruptionen auf den älteren diluvialen Niveaus. Im zentralen Teile aber haben die Produkte der großen Vulkane die tertiären Reliefs fast vollkommen aufgefüllt und so auf weite Strecken hin einen plateauartigen Charakter geschaffen.

Wie wir sehen, bestätigen und erweitern meine Beobachtungen die älteren Darstellungen, die BURCKHARDT¹⁾ und KEIDEL²⁾ vom Bau dieses Teiles der argentinischen Anden gegeben haben, ohne in wesentlichen Punkten mit ihnen in Widerspruch zu geraten. Faltung, gefolgt von Intrusionen, vertikale Heraushebung und schließlich effusive, jungvulkanische Tätigkeit waren hier die gebirgsbildenden Faktoren.

29. Die saxonische „Faltung“.

Von Herrn HANS STILLE.

Eine Antwort auf die Verhandlungen anlässlich der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Greifswald am 10. August 1912³⁾.

(Mit 5 Textfiguren.)

Leipzig, den 1. Juli 1913.

Auf der Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Greifswald im August 1912 ist, wie sich dem inzwischen erschienenen Protokoll entnehmen läßt, die jüngere

¹⁾ Profils géologiques transversaux de la Cordillère argentine-chilienne. Ann. Museo de la Plata 1900.

²⁾ Über die Geologie einzelner Teile der argentinischen Anden. Sitzungsber. d. k. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1908.

³⁾ Vgl. Monatsberichte der Deutschen Geol. Ges. 1912, S. 477 ff.

(saxonische) deutsche Gebirgsbildung ausgiebig zur Sprache gekommen und speziell die Frage diskutiert worden, ob „Faltung“ oder „Senkung“ das Wesen der saxonischen Gebirgsbildung ausmacht. Eine Art Resolution ist unter Vorsitz von Herrn FRECH über diese Frage (a. a. O., S. 481) gefaßt worden:

„Entgegen der Annahme einer saxonisch-kimmerischen Faltung wird der Gebirgsbau Mittel- und Norddeutschlands in mesozoischer und nachmesozoischer Zeit von Senkungserscheinungen beherrscht. Fältelungen und auch Faltungen treten nur als Nebenerscheinungen an den Bruchrändern auf. Auch die SUESSsche, im „Antlitz der Erde“ verschiedentlich ausgesprochene Anschauung entspricht der Ansicht, daß Senkung die mesozoischen Schollengebirge beherrscht.“

Nach alten Erfahrungen, denen neue hinzuzufügen man sich hüten sollte, können aber durch Resolutionen wissenschaftliche Fragen nicht erledigt werden, das hätte man sich auch in Greifswald sagen sollen, als man nachdrücklich Wert darauf legte, die Meinung einzelner, die sich in Greifswald gerade zusammengefunden hatten und auch dort keineswegs ohne Widerspruch geblieben waren, als eine Art Verdikt gegen die saxonische „Faltung“ zu proklamieren.

Die Greifswalder Verhandlungen über die mitteldeutsche Gebirgsbildung bieten mir die Veranlassung, noch einmal auf die „Senkungstheorie“ einzugehen und zu zeigen, inwiefern sie mit gewissen grundsätzlichen Erfahrungen, die sich aus den geologischen Verhältnissen des deutschen Bodens ergeben, unvereinbar ist. Allerdings scheinen in Greifswald gerade die für diese Frage entscheidenden Verhältnisse, auf die ich schon früher einmal hingewiesen habe, jedoch an einer Stelle, die vielen Fachgenossen vielleicht nicht recht zugänglich ist¹⁾, überhaupt nicht zur Sprache gekommen zu sein. Entscheidend, ob „Senkung“ oder „Faltung“ und damit „Abwärts“- oder „Aufwärts“-Bewegung der unter dem Einflusse tektonischer Kräfte ihre Lage verändernden und sich weithin zu Sätteln und Mulden formenden Gesteinsmassen eingetreten sei, ist aber der Vergleich der Höhenlage der Gesteinsmassen vor und nach dem tektonischen Ereignisse in bezug auf die uns einigermaßen verfügbare Höhenmarke, nämlich den Spiegel der Hydrosphäre.

¹⁾ H. SPILLE: Die Faltung des deutschen Bodens und des Salzgebirges. Zeitschr. „Kali“, V. Jahrg. 1911, Heft 16/17 (vgl. spez. Seite 7 des Separatabdruckes).

In mehreren Schriften der letzten Jahre, die sich mit der saxonischen „Faltung“ des deutschen Bodens beschäftigen, habe ich den Weg verfolgt, die nachweisbaren tektonischen Vorgänge zunächst einmal möglichst genau hinsichtlich ihrer Zeitlichkeit festzulegen¹⁾. Es ergibt sich auf diese Weise der tektonische Zustand in einander folgenden Erdperioden, und aus dem Vergleiche dieser Zustände und der Feststellung der Veränderungen, die von Fall zu Fall eingetreten sind, enthüllt sich uns der tektonische Werdegang. Die Studien über die Geologie des deutschen Bodens haben mich dazu geführt, ganz besonderen Wert auf die Unterscheidung „epirogenetischer“ und „orogenetischer“ Vorgänge zu legen, — und in welchem Umfange auf Grundlage dieser Unterscheidungen gewisse Grundfassungen der Tektonik einer Revision unterzogen werden müssen, mag sich aus den nachfolgenden Ausführungen ergeben. Es sei mir erlaubt, aus früheren Veröffentlichungen hier dasjenige zu wiederholen, was bei der Entscheidung über eine „Faltung“ des deutschen Bodens ganz besonders in Frage kommt.

Epirogenetische und orogenetische Vorgänge führen zu Bewegungen der festen Massen in der Lithosphäre. Die epirogenetischen Vorgänge sind „säkuläre“ Erscheinungen, gehen mehr oder weniger gleichmäßig durch die langen Perioden der Erdgeschichte fort und äußern sich im Sinken der Sedimentationsräume (Geosynklinalen) und im Aufsteigen der Festlandsschwellen. Die „kontinentalen“ Bewegungen der jüngsten geologischen Vergangenheit und der Jetztzeit sind ihr Fortgang. Schon die Mächtigkeit der Sedimente in bestimmten Gebieten, überhaupt der Begriff der Geosynklinale, erfordert die Vorstellung der epirogenetischen Bewegungen. Zu gewaltigem Ausmaße summieren sich die jeweilig nur kleinen Absenkungen in langen Zeiten, wie uns die Mächtigkeit der Sedimente in manchen dieser sinkenden Räume, z. B. im Niederdeutschen Becken, lehrt. Auch die säkuläre Aufwölbung der Kontinentalschwellen ist unbestreitbar. Wie sollte man sonst ungezwungen erklären, daß die Kontinentalschwellen durch lange Perioden hindurch in oft gleichbleibender Umrandung fortbestehen, ohne völlig eingeebnet und überflutet zu werden, und daß sie durch lange Perioden der Erdgeschichte

¹⁾ Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. f. Min. f. 1909, S. 270. — Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Vereins, 1910, S. 141. — Senkungs-, Sedimentations- u. Faltungsräume. 11e Congrès géol. internat. Stockholm, 1910, S. 819 ff. — Der Untergrund der Lüneburger Heide usw. 4. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Vereins, 1911, S. 224 ff.

die Lieferanten des Sedimentes für die Geosynklinalen bleiben? Während allerdings die Einwölbung der Geosynkinalbezirke in der morphologischen Form des Troges usw. sich ausdrückt, tritt die Aufwölbung der Festlandsschwellen morphologisch nicht oder kaum in Erscheinung, da sie immer wieder durch die Denudation der jeweilig aufgestiegenen Massen kompensiert wird. Noch heute sehen wir solche Kontinentalschwellen sich aufwölben; man blicke nach Fennoskandia und zum Kanadischen Schild. Den epirogenetischen Bewegungen liegt meiner Auffassung nach ein flacher Wellenwurf großer Spannweite zugrunde, und dabei sind die Geosynklinalen die Wellentäler und die Festlandsschwellen die Wellenberge. Dieser epirogenetischen „Wellung“ großer Spannweite („Undation“

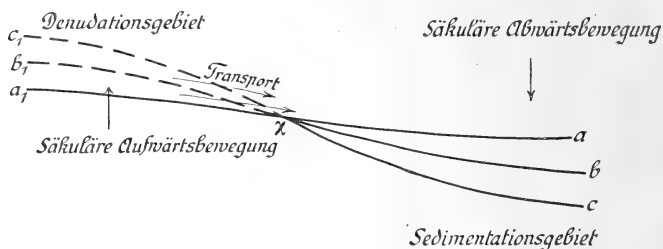


Fig. 1.

Säkularer Aufstieg der Festlandsschwellen und Einsinken der Sedimentationsbecken.

Im Geosynkinalgebiete durchläuft die Schicht x_a die Lagen x_b , x_c usw. Inzwischen würde die Landoberfläche x_{a_1} die Lagen x_{b_1} , x_{c_1} usw. erreichen, wenn nicht die Denudation das jeweilig Herausgehobene wieder abtrüge und zur Geosynklinale schaffte. Die Landoberfläche x_{a_1} bleibt damit einigermaßen gewahrt, wenn auch immer neue und von unten sich nachschiebende Gesteinsmassen an ihr austreichen¹⁾.

¹⁾ Man wende nicht ein, daß mit solchen Vorstellungen die lokale Erhaltung z. B. mesozoischer Sedimente im Bereiche der Schwellen unvereinbar ist. Wo sie sich finden (Triersche Bucht, Elbezone in Sachsen), handelt es sich um lokale Versenkungen oder, wie aus paläogeographischen Verhältnissen erkennbar ist, um epirogenetisch angelegte und fortgebildete Senkungszone „zweiter Ordnung“, wie sinkende Spezialbecken inmitten oder in randlichen Einbuchtungen der aufsteigenden Festlandsschwellen. Eine Rolle spielt bei diesen Verhältnissen in vielen Fällen das Auftreten mehrerer Druckrichtungen nicht nur in der orogenetischen, sondern auch in der epirogenetischen Ausgestaltung des Untergrundes.

Wie die großen Senkungsfelder zwischen den großen Festlandsschwellen oft genug als Geosynklinalen angelegt waren, so sind auch die inmitten der großen Festlandsschwellen auftretenden oder in sie vorspringenden „Versenkungen“ in vielen Fällen in epirogenetischen Spezialbecken oder Spezialfurchen vorgezeichnet gewesen.

des Bodens) stehen die orogenetischen Erscheinungen der „Faltung“ („Undulation“) gegenüber.

Die orogenetischen Vorgänge sind episodische Ereignisse, und mit ihnen entstehen Falten, Überschiebungen und Verwerfungen. Bedeuten die epirogenetischen Verhältnisse gewissermaßen eine tektonische Evolution des Bodens, d. h. eine durch lange Perioden und gleichsinnig sich fortbildende Ausgestaltung, so habe ich andererseits die episodisch eintretenden orogenetischen Vorgänge, die zu einer völligen Umwälzung der Verhältnisse in den Geosynklinalen oder wenigstens in deren Randgebieten führen und während der Dauer ihrer Wirksamkeit den Bewegungssinn der Geosynklinalmassen weithin völlig umkehren, als Erdrevolutionen bezeichnet; dabei sind Form und Intensität der erdrevolutionären Erscheinungen in hohem Maße durch die vorangegangene Evolution des Bodens bestimmt¹⁾. Daß die orogenetischen Vorgänge nun Ereignisse ganz bestimmter, und zwar eng umgrenzter Zeiten sind, ist aus den geologischen Verhältnissen des deutschen Bodens leicht ersichtlich und wird auch von denjenigen Fachgenossen ohne weiteres zugegeben, die sich in Greifswald gegen eine saxonische „Faltung“ gewandt haben.

Für die Beurteilung der Frage, ob die saxonische Gebirgsbildung auf „Senkungen“ oder „Faltungen“ hinauskommt, ist von fundamentalster Bedeutung, daß schon vor den tektonischen Phasen, in denen doch die Zerstückelung des Bodens in Schollen erfolgte und die „Senkungen“ sich abgespielt haben sollen, unsere großen „Senkungsfelder“ um gewaltige Beträge, in einzelnen Fällen um Tausende von Metern, gegenüber den großen „Horsten“ (z. B. der Rheinischen Masse)²⁾ gesunken waren (vgl. Fig. 3). Diese Senkung ging auf epirogenetische Vorgänge zurück, und bisher ist jedenfalls noch nicht erweisbar gewesen, daß schon bei der Entstehung und Fortbildung der deutschen Sedimentationsbecken entlang deren Rändern Verwerfungen aufgerissen wären.

¹⁾ H. STILLE: Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdkrinde. Antrittsvorlesung Leipzig 1913. VEB & Co.

²⁾ Unter den großen „Horsten“ und „Massen“ verstehe ich in den nachfolgenden Ausführungen speziell die Böhmisches Masse, die Rheinische Masse, die Skandinavische Masse, d. h. die ausgedehnten und echten „Undulationsschwellen“ (s. oben). Betreffs der in etwas größerem Umfange auch von „Undulationen“ betroffenen kleineren Rahmen (Harz usw.) vgl. „Senkungs-, Sedimentations- und Faltungsräume“, a. a. O. S. 827 u. 832.

Die zeitliche Analyse der tektonischen Vorgänge, zu der wir erfreulicherweise im deutschen Boden bei dem hohen Grade seiner Erforschung schon in ziemlich weitem Umfange imstande sind, spricht ein vernichtendes Urteil gegen die ganze „Senkungstheorie“, denn sie führt uns unzweideutig vor Augen,

daß in den tektonischen Phasen, d. h. in denjenigen, in denen die „Senkungen“ gegenüber den großen „Horsten“ eingetreten sein sollen, der in Sättel und Mulden sich legende und dabei vielfach in Schollen zerreißende Inhalt der Sedimentationsbecken **aufwärts** gegenüber den präexistierenden alten Massen, den späteren großen „Horsten“, und auch **aufwärts** gegenüber dem ozeanischen Spiegel, bewegt worden ist.

In den epirogenetischen Zeiten sinken die Becken zwar ein, aber in den orogenetischen Phasen steigen sie auf, und bei dieser Aufwärtsbewegung des Bodens entstehen die Verwerfungen, entlang denen nach der Senkungstheorie die Schollen sich abwärts bewegt haben sollen. Dabei entstehen auch die Sättel und Mulden, denen zwar R. LACHMANN nur nach ihrer morphologischen Gestaltung, nicht aber nach ihrer Entstehung die Bezeichnung Sättel und Mulden zukommen lassen will. Vor der „kimmerischen“ (jungjurassischen) Faltung liegen z. B. die Gesteine der älteren Formationen im Niederdeutschen Becken tief versenkt unter den jüngeren Gebilden (Fig. 2a), die über ihnen im Laufe der geologischen Zeiten abgesetzt worden sind; nach der Faltung sehen wir aber diese vorher tief versenkten Schichten im Kerneder „Sättel“ am Aufbau der Landflächen teilnehmen, über die nach Wiedereinsetzen der „Evolution“ (erneute Senkung!) die postkimmerische Transgression dahingeht (Fig. 2b); mit der Faltung haben sie also den Weg aus großer Tiefe bis zum Niveau des ozeanischen Spiegels und über diesen hinaus zurückgelegt. Ganz ähnlich ist die Sachlage in den jüngeren orogenetischen Phasen der saxonischen Gebirgsbildung: immer vollzieht sich in diesen eine „Aufwärtsbewegung“ epirogenetisch gesunkener Gesteinsmassen. Weithin haben also die orogenetischen Phasen, z. B. im Niederdeutschen Becken, Festländer geschaffen und tief eingreifende Denudationen eingeleitet; das alles spricht nicht für „als Ganzes absinkende größere Beckenmassen“, sondern für Heraushebung der Beckenmassen.

Allerdings hat die orogenetische Aufwärtsbewegung der Beckeninhalte die vorangegangene epiro-

genetische Abwärtsbewegung in der Mehrzahl der Fälle nicht kompensieren können (siehe Fig. 3), und so erscheinen trotz der Faltungen und trotz der Aufwärtsbewegung die Sedimentationsräume noch gesunken gegenüber den großen „Horsten“. Im wesentlichen darauf, daß bisher kaum unterschieden worden ist, was auf säkuläre (epirogenetische) und

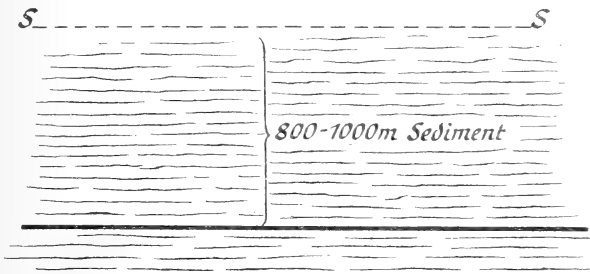


Fig. 2a.

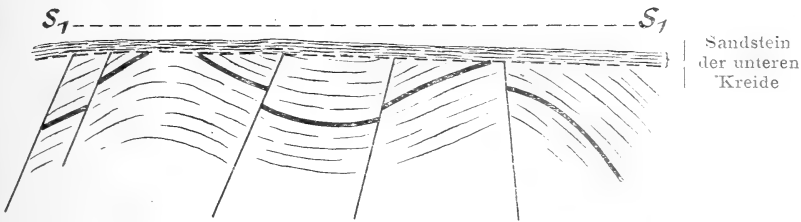


Fig. 2b.

Fig. 2.

Schematische Darstellung der „Aufwärts“bewegung der Schichten durch die kimmerische Faltung im nordöstlichen Vorlande der Rheinischen Masse.

Fig. 2a veranschaulicht die Lage einer bestimmten Schicht, z. B. der Röt-Muschelkalk-Grenzschicht, zum ozeanischen Spiegel $S-S$ vor der kimmerischen Faltung.

Fig. 2b veranschaulicht ihre Lage zum ozeanischen Spiegel S_1-S_1 nach der kimmerischen Faltung und nach Wiedereinebnung und Überflutung der kimmerischen Ketten.

was auf eigentliche tektonische („orogenetische“) Bewegungen zurückgeht, beruht die unrichtige Vorstellung, daß in den tektonischen Phasen im deutschen Boden Senkungen an großen Bruchlinien eingetreten seien.

Die Bruchlinien, die unsere großen Horste weithin umsäumen und in vielen Fällen annähernd alten Küstenzonen

folgen, sind nicht aufgerissen. bei der epirogenetischen Abwärtsbewegung der Becken, sondern in den orogenetischen Phasen, d. h. bei einer Aufwärtsbewegung vorher gesunkener Gesteinsmassen. Die Aufwärtsbewegung des sich in Sättel und Mulden legenden und dabei vielfach in Schollen zerfallenden Beckeninhaltes ist aber ein Faltungsvorgang, auch wenn die Formen, zu denen diese Faltung geführt hat, gegenüber dem normalen Bilde der Faltung teilweise etwas ungewöhnlich sind. Ich komme hierauf zurück.

Festlandsschwelle

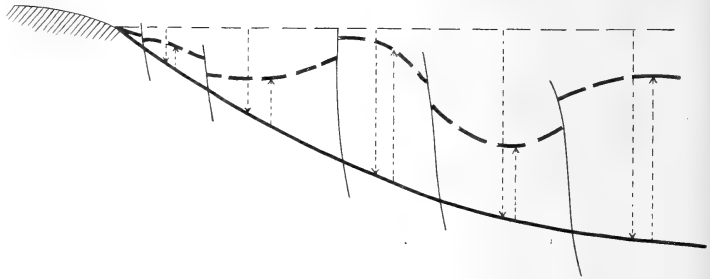


Fig. 3.

Schematische Veranschaulichung des Betrages der epirogenetischen Abwärtsbewegung (abwärts zeigende Pfeile) und der orogenetischen Aufwärtsbewegung (aufwärts zeigende Pfeile) einer Schicht des Niederdeutschen Beckens, bezogen auf das Niveau des ozeanischen Spiegels¹⁾.

Die bisherigen Betrachtungen über das „Aufsteigen“ und „Absinken“ der Gesteinsmassen bezogen sich auf diejenige Höhenmarke, die uns zunächst zur Verfügung steht, nämlich auf den ozeanischen Spiegel. Wer den Spiegel des Ozeans durch lange Perioden der Erdgeschichte hindurch für eine einigermaßen feststehende Marke hält, wie z. B. R. LACHMANN, oder wer ihn auch nur für feststehend hält für solche kürzeren Zeiten, in denen eine Phase der saxonischen Gebirgsbildung liegt, wie für die Zeit des jüngeren Weißen Jura, müßte schon nach obigen Auseinandersetzungen die Vorstellung einer Senkung der Schollen in den orogenetischen Phasen unbedingt ablehnen. Es ist nach den einfachen¹⁾ in Fig. 2 veranschau-

¹⁾ Die Bemessung der epirogenetischen Absenkung einer Schicht nach dem Niveau des ozeanischen Spiegels ist zwar nur annähernd richtig, da die Schicht nicht im Niveau des Spiegels, sondern etwas unter diesem entstanden ist. Die geringe Differenz spielt aber keine Rolle.

lichten Überlegungen einfach ein Ünding, Anhänger der Isostasie zu sein und dabei doch an dem „Senkungsmechanismus“ zur Erklärung der tektonischen Verhältnisse des deutschen Bodens festzuhalten. Gegenüber derartig klaren Verhältnissen sollte man mit „modifizierten Sinusoiden“ und sonstigen „Deformationskurven“ zu Hause bleiben.

Etwas komplizierter gestaltet sich die Sachlage für denjenigen, der im Sinne der Kontraktionstheorie den ozeanischen Spiegel nicht als eine durch die geologische Vorzeit hindurch einigermaßen konstante, sondern als eine vorübergehend oder

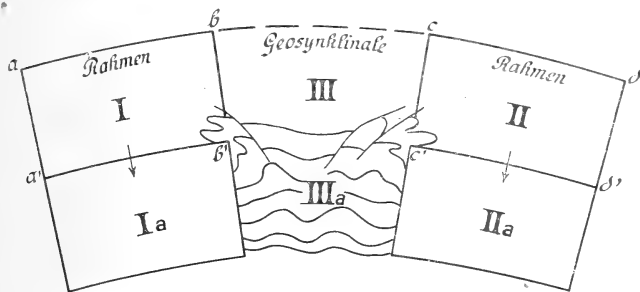


Fig. 4.

Schematische Veranschaulichung der Faltung einer Geosynklinale zwischen zwei Rahmen im Sinne der Kontraktionstheorie.

Die starren Rahmen I und II sinken ohne wesentliche Kompression. Die komprimablen Gesteine der Geosynklinale werden zusammengeschoben und erheben sich in Falten über die Rahmen¹⁾.

auch durch längere Zeiten mit der ganzen Erdkruste sinkende Höhenmarke betrachtet. Wir müssen versuchen, unter Zugrundelegung der Kontraktion der Erde von den „relativen“ Betrachtungen über „Aufsteigen“ und „Absinken“ der Gesteinsmassen zu „absoluteren“ zu gelangen. Wie stellt sich überhaupt eine typische Faltung im Sinne der Kontraktionstheorie dar?

¹⁾ Dabei können die Falten den Bezirk des „Muttermeeres“, aus dem sie geboren sind, ganz erfüllen, oder es kann schon in den Randbezirken der für die ganze Geosynklinale erforderliche Zusammenschub erzielt sein.

Auf das in obiger Skizze schematisch angedeutete Überquellen der Falten über die Massive, zwischen denen die Geosynklinale gefaltet wird, wies ich schon früher (Tektonische Evolutionen und Revolutionen, I. c., S. 26) hin. Damit vergleiche man die inzwischen von C. RIMBACH (Versuche über Gebirgsbildung. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. B. XXXV, S. 689 ff.) veröffentlichten Experimente, die mir sehr beachtenswert erscheinen.

In Skizze 4 liegt zwischen zwei relativ starren Massen (I und II) die von flachen und leichter faltbaren Schichttafeln erfüllte Geosynklinale III. Die allgemeine Kontraktion der Erde zwingt das Erdstück a b c d, sich dem kleineren Raum a' b' c' d' einzupassen. Dabei erhält der starre Block I die Lage Ia, der starre Block II die Lage IIa, ohne daß in ihnen sonderlich starke Zusammenpressung erfolgte. Das komprimable Erdstück III findet nun aber keinen Platz mehr zwischen Ia und IIa und muß über die Lage b' c' hinaus in Form von Falten aufragen, die aus der Zusammenpressung zwischen den starren Massen resultieren. In dem Erdstück III ist die „allgemeine“ Absenkung der Erdkruste, die in unserem Falle aus der Lage a b c d zu der Lage a' b' c' d' führen müßte, teilweise kompensiert durch die aus der starken Zusammenpressung des Zusammenpreßbaren hervorgehende Faltung. Im Sinne der Kontraktionstheorie haben wir also bei den starren Massen I und II unkompensierte, in dem Geosynklinalgebiete III durch Faltung teilweise kompensierte Senkungen, d. h. relative Hebungen gegenüber den „Rahmen“. Die Rahmen sind also unter Zugrundelegung der Kontraktionstheorie in den orogenetischen Phasen stärker als die Massen der Geosynklinalbezirke, wenigstens soweit diese der Zusammenpressung unterliegen, gesunken. Absolut gesprochen im Sinne der Kontraktionstheorie sinken die sich faltenden Gesteine weniger als die starren Massen, relativ gesprochen erheben sich die Faltungsgebiete über die alten „Massen“. Das Sinken der alten „Massen“ entspricht aber annähernd der allgemeinen Absenkung der Lithosphäre und damit auch der Hydrosphäre und somit annähernd¹⁾ dem Sinken des ozeanischen Spiegels.

Wie sich, vom Standpunkte der Kontraktionstheorie betrachtet, die Sachlage bei der zwischen den Rahmen sich abspielenden saxonischen Gebirgsbildung verhält, ergibt sich aus nachfolgenden Überlegungen.

¹⁾ Dem allgemeinen Sinken der Lithosphäre entspricht im Sinne der Kontraktionstheorie das Sinken des ozeanischen Spiegels deswegen nur annähernd, weil sich nach der Senkung die gleiche Wassermasse auf eine Erde von kleinerem Durchmesser und folglich kleinerer Oberfläche verteilt und dadurch ein geringes Anschwellen des Flüssigen gegenüber dem Festen herbeigeführt wird.

Der Gesichtspunkt, daß mit fortschreitender Kontraktion der Erde der vorhandene und durch vulkanische Phenomene sich sogar noch steigende Wasservorrat einer immer kleiner werdenden Erde zugehören müßte, käme im Sinne der Kontraktionstheorie auch zur Erklärung dafür in Frage, daß eigentliche Tiefseebildungen größerer Ausdehnung erst, soweit wir diesen Verhältnissen nachkommen können, eine Errungenschaft jüngerer Zeiten unserer Erde sind.

Paläographische Betrachtungen unter besonderer Berücksichtigung der faciiellen Verhältnisse der Schichten zeigen, daß durch längere Perioden hindurch gewisse Randzonen alter Massen, z. B. der Rheinischen Masse, ziemlich übereinstimmende Lage bewahrt haben. Dazu handelte es sich in solchen Fällen, soweit sich die Verhältnisse beurteilen lassen, um flache Landschwellen oder wenigstens doch um flache Küstenzonen, die von flachen Meeresbecken umgrenzt werden, so daß schon relativ geringe Veränderungen in der Höhenlage der alten Massen zum ozeanischen Spiegel die Konturen ganz außerordentlich verändern mußten. Von ganz besonderer Bedeutung sind diejenigen Fälle, in denen die Ränder solcher Massen in annähernd alter Lage wieder erscheinen, trotzdem inzwischen erhebliche Gebirgsbildungen eingetreten waren und vorübergehend die Konturen dadurch verändert hatten, daß sie der Einebnung bald wieder verfallende und versinkende Ketten an die Massen angliederten. So stimmt z. B. der Nordostrand der Rheinischen Masse vor der kimmerischen Faltung, d. h. im Weißen Jura, annähernd überein mit dem Nordostrande im Neocom, d. h. nach der kimmerischen Faltung und nach Wiederüberflutung der im Gefolge der kimmerischen Faltung vorübergehend entstandenen Festlandszonen. Im Gegensatz zu den tiefgehenden Veränderungen, die sich im Bereiche der Sedimentationsbecken hinsichtlich der Lage der Gesteinsmassen zum ozeanischen Spiegel vollziehen, bleibt die Lage der alten „Dauerländer“ zum ozeanischen Spiegel ziemlich gewahrt. Das bedeutet aber, wenn wir im Sinne der Kontraktionstheorie den ozeanischen Spiegel als eine sinkende und besonders in den orogenetischen Phasen sinkende Höhenmarke ansehen, daß die alten Massen sich etwa wie der Spiegel des Ozeans, d. h. etwa entsprechend der „allgemeinen“ Absenkung der Erdkruste, bewegt haben.

Wir betrachten nun an Hand der ganz schematisch gehaltenen Figur 5 einen speziellen Fall der saxonischen Gebirgsbildung in dem Randgebiete eines Sedimentationsbeckens und einer alten Masse unter Zugrundelegung der Kontraktionstheorie. S—S gibt die Lage des ozeanischen Spiegels vor einer Phase der saxonischen Gebirgsbildung, S₁—S₁ die Lage desselben nach einer solchen an. Eine bestimmte Schicht, die vor der Faltung (vgl. die ausgezogene starke Linie) weithin tief unter dem Meerespiegel lag, ist mit der Faltung diesem erheblich genähert, ja sogar teilweise über ihn hinausgehoben worden. Die Pfeile

geben uns den Betrag der Absenkung: die alte Masse (Festlandsschwelle) ist etwa mit dem Meeresspiegel, d. h. etwa entsprechend der allgemeinen Absenkung der Lithosphäre, gesunken und dabei zu einem „Horst“ geworden; die in Schollen sich auflösenden Gesteine des Sedimentationsbeckens sind aber zurückgeblieben gegenüber der „allgemeinen“ Absenkung der Lithosphäre, die in der zentripetalen Bewegung des ozeanischen Spiegels zum Ausdruck kommt, und dieses relative Aufsteigen des Beckeninhaltes gegenüber den umrahmenden

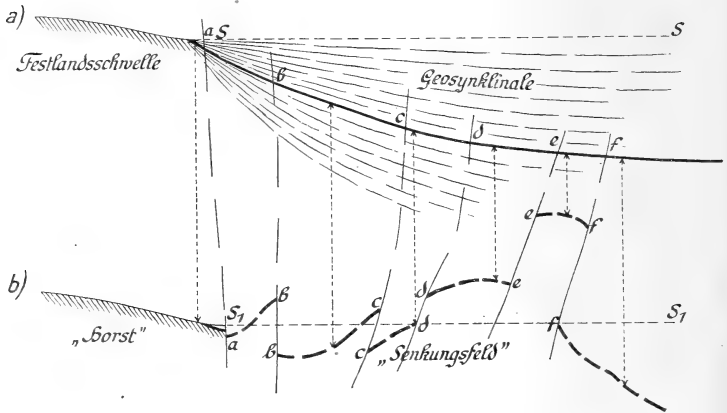


Fig. 5.

Schematische Veranschaulichung einer saxonischen „Faltung“ im Sinne der Kontraktionstheorie.

Die Pfeile geben die Beträge des Sinkens der zum „Horst“ werdenden Festlandsschwelle und einer bestimmten Schicht der Geosynklinale an. Am tiefsten gesunken (nämlich annähernd wie der ozeanische Spiegel $SS-S_1S_1$) ist der „Horst“.

Massen vollzog sich unter weitgehender Zerstückelung der Schichten und vielfacher Verschiebung der Schollen gegeneinander.

Die in den Sedimentationsbecken entstehenden Brüche sind also Begleiterscheinungen der relativen Aufwärtsbewegung der Geosynklinalmassen, die infolge ihrer Anpassung an engeren Raum eintritt.

Wie aus vorstehendem ersichtlich ist, liegen die Verhältnisse bei der saxonischen Gebirgsbildung, wenn wir ihrer Deutung die Kontraktionstheorie zugrunde legen, im Prinzip durchaus ähnlich wie in den Fällen „typischer“ Faltung. Die Gesteinsmassen streben infolge

der Kontraktion der Erde in die Tiefe und Kompressionen müssen eintreten. Sie geschehen nicht oder kaum auf Kosten der starren Rahmen, die mehr oder weniger „unkompensiert“ sinken, sondern in erster Linie auf Kosten der leicht komprimablen Gesteine der alten Sedimentationsräume, und hier haben wir, wie in den „echten“ Faltungsgebieten, infolge seitlicher Kompression „kompensierte“ Senkungen des Komprimablen. Spannungsauslösungen an den Grenzen der unkompensiert sinkenden alten „Massen“ und der im Sinken teilweise kompensierten Bezirke (Geosynklinalen) führen zu erheblichen Verwerfungen in den Grenzzonen eben zu jenen Verwerfungen, die heute die großen „Horste“ umranden und in vielen Fällen in alten Küstenlinien vorgezeichnet waren.¹⁾

Die Senkungstheorie entstammt der Zeit, in der man über den alten Massen so ziemlich die gesamte mesozoische Schichtfolge vor den tektonischen Phasen in annähernd gleichem Niveau wie in den späteren Senkungsfeldern annahm. Die „Horste“ sollten in den tektonischen Phasen stehengeblieben sein, während die „Senkungsfelder“ in die Tiefe gingen. Zu ganz anderer Auffassung sind wir gekommen, und der stärkste Kontrast gegen die ältere Auffassung drückt sich wohl darin aus, daß die sogenannten großen „Horste“ nunmehr als die in den tektonischen Phasen tiefst gesunkenen²⁾ Krustenteile erscheinen. Und doch schlägt sich leicht die Brücke von der neuen Auffassung, zu der die genauere zeitliche Analyse der im Boden Deutsch

¹⁾ Ein vorzügliches Beispiel eines großen Abbruches, der etwa einer alten Strandzone folgt, finden wir in Westfalen, wie ich schon früher hervorgehoben habe, entlang dem Nordrande der Rheinischen Masse. In dem Berichte über die Greifswalder Verhandlungen las ich nun zu meinem Erstaunen eine Diskussionsbemerkung des Herrn BÄRTLING (a. a. O., S. 479), nach der ich jene von mir zuerst erkannte und dort, wo sie nicht von der Kreide verhüllt wird (Borlinghauser Abbruch usw.), auch kartographisch festgelegte vorcretacische Bruchzone widerrufen haben soll. Auf die Anfrage, welchem Satze in meinen Arbeiten jener Widerruf zu entnehmen wäre, erklärte mir Herr BÄRTLING, daß er sich zu seinem Bedauern geirrt hätte und zu seiner Bemerkung dadurch verleitet worden wäre, daß in der Greifswalder Diskussion von anderer Seite mein angeblicher Widerruf der Abbruchzone als feststehende Tatsache behandelt worden sei. Allzu gründlich scheint man sich mit den Arbeiten, die man angriff, nicht befaßt zu haben.

²⁾ Im Sinne der Isostasie ist der Begriff „gesunken“ hier natürlich relativ gebraucht gegenüber den „gehobenen“ „Senkungsfeldern“, die an die „Horste“ angrenzen.

lands nachweisbaren Bewegungsvorgänge mit Notwendigkeit geführt hat, zur alten Ansicht.

Fassen wir nämlich die Gesamtheit der Bewegungen (epirogenetische und orogenetische) ins Auge, von denen die großen „Horste“ und die Senkungsfelder betroffen worden sind, so bedeuten selbstverständlich die Senkungsfelder die am tiefsten gesunkenen Räume, denn in ihnen liegt doch z. B. das paläozoische Grundgebirge heute noch in weit tieferem Niveau, als es in den alten Massen zutage tritt. Aber hier kommt die Absenkung gegenüber den alten Massen ausschließlich auf Kosten der epirogenetischen Vorgänge und hat sich in mehr oder weniger kontinuierlichem Fortgange in den Jahrmillionen der geologischen Vergangenheit vollzogen; sie ist so beträchtlich, daß trotz der Aufwärtsbewegung in den orogenetischen Phasen die Sedimentationsbecken noch gesunken erscheinen. Diese Absenkung hat sich also nicht in den orogenetischen Phasen des deutschen Bodens vollzogen und ist nicht durch die saxonische Gebirgsbildung, überhaupt nicht durch orogenetische Vorgänge, herbeigeführt worden. Wollen wir aber das Wesen der saxonischen Gebirgsbildung beurteilen, so kommt es nicht auf das an, was vorher und nachher war, sondern auf das, was sich mit ihr ereignete, und mit ihr wurden die Gesteinsmassen der sog. Senkungsfelder, indem sie sich in Sättel und Mulden legten und in Schollen auflösten und indem speziell auch die Randbrüche der großen Horste entstanden, aufwärts bewegt¹⁾.

„Horste“ im Sinne von E. SUESS gibt es nach der oben erläuterten Auffassung nicht im deutschen Boden. Wollen wir das Wort beibehalten, so dürfen wir nicht mehr damit die alte genetische Vorstellung verknüpfen, sondern nur einen Zustand im Auge haben, nämlich denjenigen, daß relativ

¹⁾ Herr BÄRTLING (S. 480 des Greifswalder Protokolls) will die Frage der saxonischen Gebirgsbildung am Nordrande der Rheinischen Masse, speziell am Haarstrang und weiter westlich, lösen, wo nach ihm die Lagerungsformen lediglich auf „Senkungsvorgänge“ zurückgeführt werden können. Wie ist aber überhaupt denkbar, so möchte ich Herrn BÄRTLING fragen, daß die Kreideschichten — und am Westrande der westfälischen Kreidemude auch ältere Schichten — durch Senkungsvorgänge weithin einer tief eingreifenden Denudation zugeführt worden sind, so daß z. B. nach der kimmerischen Gebirgsbildung die Kreidetransgression, wie ja gerade Herr BÄRTLING festgestellt hat, über sehr wechselnde und stark gestörte ältere mesozoische Schichten, die vorher tief versenkt lagen, dahinging? In solchen Dingen liegt doch der überzeugendste Beweis, daß die Gebiete, die Herrn BÄRTLING verschweben, bei den orogenetischen Vorgängen nicht eingesunken, sondern herausgehoben sind.

alte Massen, umgrenzt von Verwerfungen, zwischen jüngeren Massen stecken. Aber dann haben wir unverkennbar auch „Horste“ von zweierlei grundverschiedener Vergangenheit und Entstehung im deutschen Boden zu unterscheiden, nämlich

1. solche Bezirke älteren Gebirges, die schon in den epirogenetischen Zeiten aufgestiegen sind und diesem Aufsteigen ihre Lage inmitten jüngerer Schichten verdanken. Diese Hochgebiete waren als Landschwellen schon lange da, haben aber erst in den orogenetischen Zeiten den Charakter als „Horst“ gewonnen, indem Bruchsysteme entlang ihren Rändern aufrissen. Beispiele derartiger „Schwellenhorste“ („Undationshorste“) sind die Rheinische und die Böhmisches Masse. In den orogenetischen Phasen des Bodens, — in denen sie nach bisheriger Auffassung dadurch zu „Horsten“ geworden sein sollen, daß sie stehen blieben und die angrenzenden Senkungsfelder einsanken, — sind sie gesunken gegenüber den sie einrahmenden Gebieten;

2. solche Bezirke älteren Gebirges, die innerhalb der alten Sedimentationsbecken durch verstärkte Hochbewegung bei der Faltung ihre tektonische Stellung als „Horst“ gewannen. In der Hauptsache handelt es sich in solchen Fällen um die hochgepreßten Kerne stark gestörter Sättel, und ich habe für solche schon früher die Bezeichnung „Aufpressungshorste“ gebraucht. Ein ganz extremer Fall solcher „Undulationshorste“ sind schließlich die Pfeiler und Streifen von Zechsteinsalzgebirge inmitten jüngerer Schichten, deren Aufwärtsbewegung durch die leichte Formbarkeit, die das Salzgestein schon unter relativ geringem Drucke (KICK, RINNE, v. KOENEN) und bei relativ geringer Temperaturerhöhung (MILCH) annimmt, wesentlich erleichtert worden ist.

In die Frage, ob Senkung oder Faltung das Wesen der saxonischen Gebirgsbildung ausmacht, spielt, wie wir gesehen haben, in hohem Maße die vielumstrittene Frage hinein, ob Isostasie oder Kontraktion der Gebirgsbildung zugrunde liegt. Zu letzterer Frage Beiträge zu bringen, war nicht der Zweck der vorliegenden Zeilen, nur das glaube ich gezeigt zu haben, daß sowohl der Anhänger der Isostasie wie auch der Anhänger der Erdkontraktion die Erklärung der saxonischen tektonischen Bilder durch den Senkungsmechanismus ablehnen muß. Für den Anhänger der Isostasie ist die Frage, wie wir sahen, schon mit sehr einfachen Überlegungen erledigt, aber auch der Anhänger der Kontraktion dürfte sich vielleicht überzeugt haben, daß

die Entstehung und tektonische Ausgestaltung der sogenannten deutschen „Senkungsfelder“ auf das hinauskommt, was überhaupt das Wesen der „Faltung“ ausmacht, nämlich auf eine unter tektonischer Umformung, und speziell unter Ausbildung von Sätteln und Mulden, mögen sie vielleicht auch sehr flach sein, sich vollziehende Heraushebung bestimmter Erdzonen gegenüber ihren Nachbargebieten.

Versuchen wir aber weiter die geologischen Verhältnisse des deutschen Bodens vom Standpunkte der Kontraktion oder vom Standpunkte der Isostasie zu deuten, — von beiden aus ergibt sich das im ersten Augenblick sehr überraschende Resultat, daß in den tektonischen Phasen, und damit auch gleichzeitig mit der Entstehung der Verwerfungen, nicht die großen „Horste“ gehoben und die großen „Senkungsfelder“ gesunken, sondern daß umgekehrt, die „Senkungsfelder“ aufgestiegen und die „Horste“ gesunken sind, und zwar absolut gesunken im Sinne der Kontraktionstheorie, stehen geblieben und damit relativ gesunken gegenüber den aufsteigenden Senkungsfeldern im Sinne der Isostasie.

Im Lichte der im deutschen Boden zu machenden Erfahrungen über die alten Meeresbecken und die aus ihnen hervorgehenden großen „Senkungsfelder“ erscheint auch in anderen Fällen eine gewisse Skepsis gegenüber der weit verbreiteten Annahme von der Entstehung ozeanischer Becken durch Absenkung entlang großen Bruchlinien nicht ganz unberechtigt, und es drängt sich die Frage auf, ob nicht auch in jenen Fällen die heute von Bruchzonen umsäumten ozeanischen Räume als flachere oder tiefere Sedimentationsbecken vorgebildet waren und die Bruchzonen nachträglich, — und zwar in den orogenetischen Phasen der geologischen Vergangenheit —, entstanden sind. Können wir diese Frage bejahen, so sind die großen ozeanischen Tiefen nicht mehr das unmittelbare Ergebnis „radialer“ Senkungen, sondern sowohl in ihrer ersten Anlage wie auch in ihrer nachträglichen Ausgestaltung als „Senkungsfelder“ das Ergebnis „tangentialer“ Spannungen in der Erde. Unmittelbar auf radiale Senkung würden solche Dislokationen zurückgehen, die z. B. mit Einbrüchen aufgetürmter Falten über ihrem mit „Massendefekten“ behafteten Untergrunde oder mit Nachbrüchen über Auslaugungsstätten löslicher Gesteine zusammenhängen. Für solche lokale Fälle würde das gewiß bestechende Bild der Eistafel, die nachbricht, weil unter ihr das Wasser sinkt, seinen Wert behalten, aber nicht mehr wäre es anwend-

bar zur Veranschaulichung des Bewegungsvorganges in den großen ozeanischen Räumen, wie es auch nicht mehr anwendbar ist auf die Entstehung der „Senkungsfelder“ zwischen den deutschen „Horsten“.

Daß man noch so oft der saxonischen „Faltung“ des deutschen Bodens mit einer gewissen Zweifel gegenübersteht, liegt zu einem guten Teil daran, daß die Formen, zu denen der tangentialer Druck im Boden Deutschlands geführt hat, vielfach ungewöhnlich sind gegenüber dem schematischen Bilde, das wir uns von Falten zu machen pflegen. In erster Linie ungewöhnlich ist die starke Zerstückelung der Falten durch von Brüchen, besonders streichende Brüchen: ungewöhnlich bis zu einem gewissen Grade, wenn auch in „echten“ Faltengebirgen schon oft genug festgestellt, ist ferner die Vergitterung mehrerer Faltungsrichtungen, infolge deren die Sättel im Fortstreichen oft ziemlich plötzlich einsinken, oft sogar kuppelförmig nach allen Seiten abfallen. Diese und andere Dinge hat seinerzeit R. LACHMANN in der von ihm in Greifswald wieder herangezogenen Arbeit über den „Salzauftrieb“¹⁾ zur Sprache gebracht.

R. LACHMANN will oder wollte wenigstens früher zur Erklärung der Formen gewisser Salzvorkommen, sowie der Aufwärtsbewegung des Salzes und seiner Stellung zu den Nebenschichten jedes tektonische Moment, speziell jede Faltung, ausschalten und mußte dazu zunächst die jüngere „Faltung“ des ganzen deutschen Bodens auszumerzen versuchen; denn daß sich zwar alle übrigen Schichten, nicht aber die Salzgesteine gefaltet hätten, müßte natürlich von vornherein widersinnig erscheinen. Alles zu wiederholen, was ich an anderer und vielleicht der Mehrzahl der Fachgenossen, soweit sich diese nicht speziell für die Geologie der Salzlagerstätten interessieren, nicht zugänglicher Stelle gegen die angeblichen „Einwendungen“ gegen die Faltung des deutschen Bodens ausgeführt habe²⁾, geht zu weit, nur dasjenige möchte ich in gekürzter Form wiedergeben, was sich auf das Auftreten von Brüchen in den deutschen Sätteln und Mulden bezieht.

Eine „bruchlose“ Faltung setzt eine erhebliche Plastizität des betroffenen Materials voraus, während bei spröderem Materiale ein Zerspringen der Gesteinsplatten leicht eintritt.

¹⁾ Der Salzauftrieb, Halle 1911.

²⁾ Die Faltung des deutschen Bodens und des Salzgebirges. Zeitschrift „Kali“ V. Jahrg. 1911, Heft 16 17.

So beachtet man häufig in unserem paläozoischen Grundgebirge, daß starre Gesteinsplatten, z. B. Quarzite oder Grauwackenbänke, zwar in Stücke zersprengt sind, dabei aber im großen und ganzen die Anordnung nach einer Synklinale oder Antiklinale noch erkennen lassen, während die begleitenden Tonschiefer sich bruchlos falteten. Ist nun die starre Bank nicht „gefaltet“? Hat die horizontalgerichtete Kraft nur auf die umgebenden Tone und nicht auf die Quarzit- oder Grauwackenbänke eingewirkt?

Wir sehen hier im kleinen, daß Bruchbildung und Faltung sich nicht ausschließen; aber nun soll das im großen der Fall sein? Was soll denn herauskommen, wenn unter geringer Belastung stehende oder aus sonstigen Gründen sprödere Schichten unter seitlichen Druck gelangen? Daraus, daß in den typischen Faltenbergen mehr oder weniger bruchlose Faltung zu herrschen beginnt, darf doch nicht gleich gefolgert werden, daß Gebirgsbildung unter seitlichem Drucke dort nicht eingetreten sein kann, wo streichende Brüche sich finden.

Man darf vielleicht sagen, daß die von Verwerfungen oft stark zerrissenen Sättel und Mulden so sehr von dem normalen Bilde des „Sattels“ und der „Mulde“ abweichen, daß sie diese Namen nicht mehr recht verdienen; aber ein Mangel an Folgerichtigkeit liegt doch zweifellos darin, wenn behauptet wird, daß sie, weil sie vom normalen Bilde des Sattels und der Mulde abweichen, nicht unter der Einwirkung seitlichen Druckes entstanden sein könnten.

Man darf nicht dem Fehler verfallen, Erfahrungen, die unter andersgearteten Verhältnissen in bezug auf die Faltung gemacht worden sind, auf den deutschen Boden in einseitiger und rein schematischer Weise übertragen und Abweichungen gegenüber diesen Erfahrungen gleich als Beweise gegen den seitlichen Druck verwerten zu wollen. Man muß vielmehr die speziellen Verhältnisse des deutschen Bodens, d. h. namentlich die Bedingungen, unter denen die Faltung hier erfolgte, ausreichend würdigen. Es ist ein Unterschied zwischen einer Faltung in mehr oder weniger freier Bahn und einer solchen, die sich zwischen relativ starren und unregelmäßig umgrenzten Massen abspielen muß; es ist ein Unterschied zwischen einer Faltung, die posthum zu älteren Faltungen verläuft, und einer solchen, die schräg oder gar senkrecht zu präexistierenden Faltungsrichtungen einsetzt¹⁾. Man muß derartigen Verhältnissen

¹⁾ Ich habe nicht wie R. LACHMANN (S. 477 des Greifswalder Protokolles) behauptet, „das Vorhandensein des varistisch gefalteten

gerecht zu werden suchen, um in das Wesen der deutschen Faltung einzudringen, und dann wird man sich auch damit abfinden, daß die formalen Begleiterscheinungen einmal anders ausfallen können, als der in anderen Gebieten erkannte und teilweise in den Lehrbüchern festgelegte Schematismus der Faltung es verlangt.

Und noch etwas Letztes. Viele unserer saxonischen Falten zeigen nicht nur in der Form, sondern auch in den Phasen ihrer Entstehung überraschendste Ähnlichkeit mit den Sätteln und Mulden des anglo-gallischen Beckens, z. B. dem viel beschriebenen Sattel des Pays de Bray. In jenen Gebieten hat meines Wissens bisher noch niemand den Begriff „Faltung“ ausschalten wollen, und auch E. SUESS, den LACHMANN und FRECH als Kronzeugen der saxonischen „Senkung“ nachdrücklichst in Anspruch nehmen, spricht dort selbstverständlich von „Faltungen“. Man sieht es aber bei den Schichtenaufwölbungen und Schichteneinsenkungen in Nordfrankreich und Südengland um „Faltungen“, so ist unmöglich einzusehen, warum die sehr ähnlichen Gebilde des Thüringer Beckens oder Mittelhannovers nicht durch „Faltung“ erzeugt sein sollten. Zwischen diesen deutschen Falten, die denen des anglo-gallischen Beckens gleichen und relativ wenig Verwerfungen enthalten, besteht aber kein prinzipieller, sondern nur ein gradueller und durch alle Zwischenformen sich verknüpfender Unterschied mit den am stärksten zerrissenen saxonischen Falten, wie sie uns z. B. im Vorlande des Eggebirges entgegentreten.

Untergrundes“, sondern die von der saxonischen abweichende Faltungsrichtung in diesem Untergrunde zur teilweisen Erklärung der starken Zerstückelung der saxonischen Falten herangezogen. In diesem Sinne verweise ich auf nachfolgende Sätze in der Arbeit über die mitteldeutsche Rahmenfaltung (a. a. O. S. 146): „Weithin tritt uns . . . in den mesozoischen Bezirken Mitteldeutschlands eine „Faltung“ entgegen, die von einer Bruchbildung begleitet ist, wie sie auf der Erde kaum ihresgleichen hat. Der Grund hierfür scheint darin zu liegen, daß in den in Frage kommenden Regionen starker Zersplitterung der Sättel und Mulden die jüngere Faltung nicht, wie das die Regel zu sein pflegt, posthum zu den älteren Falten verläuft, sondern die ältere (variscische) Faltung westlich der Elbe die südwest-nordöstliche Richtung verfolgt, während die jüngere (mesozoisch-känozoische) Faltung . . . weithin senkrecht zu ihr steht. Wohl läßt sich eine Wellblechtafel leicht und ohne zu zerbrechen im Sinne der alten Wellen von neuem falten, aber um so eher entstehen Risse bei einer Faltung senkrecht zu den alten Wellen; und so zerbarst auch der Untergrund Deutschlands in tausende von Schollen, als er senkrecht zum variscischen Streichen in jüngerer Zeit erneut in Falten gelegt wurde.“

30. Verwitterungserscheinungen der Auflagerungsfläche des sächsischen Cenomans.

Von Herrn KURT PIETZSCH.

Leipzig, den 16. August 1913.

Die Ablagerungen der Kreideformation beginnen in Sachsen mit cenomanen Schichten, welche diskordant auf paläozoischem Gebirge auflagern. Dieses ist gerade im Verbreitungsgebiet der Kreide recht kompliziert gebaut, und zwar beteiligen sich an seiner Zusammensetzung in der Hauptsache: die altpaläozoischen Schieferkomplexe des sog. Elbtalschiefer-systems, Teile des Lausitzer Granitmassivs, des Meißener Syenit-Granit-Massivs und ihrer Kontakthöfe, ferner Bildungen der Rotliegendzeit und auf große Strecken auch Teile des erzgebirgischen Gneissystems.

Die Auflagerungsfläche der Kreide auf das ältere Gebirge faßt HETTNER als eine Abrasionsfläche im Sinne RICHTHOFENS auf; nur besonders widerstandsfähige Gesteinsmassen seien in dieser Ebene als Riffe oder Inseln stehen geblieben¹⁾. Da die ideale Auflagerungsfläche mit etwa 2—3° nach Nordosten zu einfällt, und da außerdem die Kreideformation nach Osten hin durch die große Lausitzer Hauptverwerfung abgeschnitten wird, so ist das Grundgebirge der Quadersandsteinformation vor allem längs des westlichen Randes ihres Verbreitungsgebietes aufgeschlossen, d. h. ungefähr in der Umgebung der Orte Freiberg, Tharandt, Dippoldiswalde, Gottleuba, Tissa, wo überall hauptsächlich erzgebirgische Gneise den Untergrund der Kreide bilden.

Die Auflagerungsfläche des Cenomans verdient deshalb besondere Aufmerksamkeit, weil sie fast an allen den Stellen, wo sie beobachtet wurde, eigentümliche Verwitterungserscheinungen aufweist. So berichtet schon R. BECK über ihre Beschaffenheit im Gebiete der Sektion Berggießhübel²⁾: „Durchweg haben die Gesteine des Grundgebirges da, wo sie vom Quader noch heute überlagert werden, oder dort, wo sich ehemals die Auflagerungsfläche befand, eine ziemlich tief-

¹⁾ A. HETTNER: Der Gebirgsbau der Sächsischen Schweiz; Forschungen z. deutsch. Landes- und Volkskunde, Bd. II, H. 4, S. 15.

²⁾ Erläuterungen zu Sektion Berggießhübel der Geol. Spez.-Karte des Kgr. Sachsen (1889), S. 77.

greifende, sehr auffällig hervortretende Röthung erfahren, welche durch Ansammlung von Eisenoxydverbindungen in dem stark zersetzten Untergrund erzeugt ist“. Ähnliches gibt er von Sektion Kreischa¹⁾ an: „Überall dort, wo die grauen Gneise ehemals unmittelbar von der Quadersandsteinformation bedeckt gewesen sind oder noch heute zum Teil bedeckt werden, zeichnen sie sich durch starke Zersetzung und auffällige Röthung in Folge reichlicher Ausscheidung von Eisenoxyd aus“. Von Sektion Tharandt²⁾ berichtet A. SAUER: „Die Basis der (cenomanen) Grundkonglomerate ist fast überall dort durch eine intensiv rothe Färbung ausgezeichnet, wo sie aus Gneiß besteht. Derselbe ist gewöhnlich tief zerrüttet, augenscheinlich auch etwas aufgearbeitet und in eine stark thonige, rothbraun gefärbte Masse umgewandelt. Der die Grundlage der Kreidesandsteine bildende Porphyry dagegen ist meist in einen röthlichen oder grauen Thon zersetzt“. In den Erläuterungen zu Sektion Freiberg³⁾ endlich sagt SAUER, daß „die rothbraune, tiefgründige, lehmig-grandige Feldfläche (die einst von den Basalschichten des Cenomans bedeckt war) lebhaft an ein Rothliegendterrain erinnert“.

Diese Angaben konnten gelegentlich der geologischen Revision der Sektionen Tharandt und Kreischa. durchaus bestätigt werden, und den in den Erläuterungsheften genannten Beobachtungspunkten ließen sich eine ganze Anzahl neuer hinzufügen. Überall war zu konstatieren, daß der Untergrund des Cenomans intensiv gerötet und dazu mehr oder minder stark lehmig verwittert ist. Zwar wurden die Beobachtungen auf den genannten Blättern meist nur an solchen Stellen gemacht, wo Gneise das Liegende des Cenomans bilden; daß sich aber die Rötung nicht allein auf die Gneise beschränkt, war schon auf Sektion Tharandt nördlich von Hartha zu erweisen, wo altpaläozoische Schiefer stark gerötet sind. Neuerdings wurden bei den Revisionsarbeiten auf Blatt Pirna auch die Granite der Gegend von Dohna unter dem auflagernden Cenoman stets stark gerötet und oft zugleich intensiv lehmig zersetzt gefunden.⁴⁾

¹⁾ Erläuterungen zu Sektion Kreischa-Hänichen (1892), S. 5.

²⁾ Erläuterungen zu Sektion Tharandt (1891), S. 66.

³⁾ Erläuterungen zu Sektion Freiberg, II. Aufl. (1900), S. 54.

⁴⁾ Auch im Untergrund der böhmischen Kreidebildungen wurde an vielen Stellen eine Rotfärbung des alten Gebirges konstatiert; vgl. dazu W. PETRASCHECK: Über den Untergrund der Kreide und über präcretacische Schichtenverschiebungen in Nordböhmen. Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanst. 1910, S. 179—214.

Über die Ursache der eigentümlichen rotlehmgigen Verwitterung des Kreideuntergrundes finden sich keine Angaben in der Literatur. Da sie jedoch an die Überdeckung mit cenomanen Schichten geknüpft zu sein scheint, könnte man geneigt sein, sie mit dieser selbst in kausalen Zusammenhang zu bringen; daß dem aber nicht so ist, ergibt sich schon aus dem gelegentlichen Fehlen der Rötung unter dem Cenoman, sodann stehen ihm auch Bedenken entgegen, die sich aus den genetischen Verhältnissen der cenomanen Schichten ergeben. In den oben genannten westlichen Randgebieten der sächsischen Kreide beginnt das Cenoman mit der Crednerienstufe, auf welche dann der untere Quadersandstein folgt; weiter im Osten ist diesen beiden Stufen zusammen der dort entwickelte Carinatenquader äquivalent, dessen unterste, meist grobsandig ausgebildete Schichten also mit der Crednerienstufe gleichaltrig sind. Diese letztere selbst setzt sich zusammen aus oft nur sehr wenig verfestigten, meist glänzend weißen Kiesen und Granden (Grundschotter), sowie aus dünnschichtigen tonigen Sandsteinen und schieferigen Tonen, die z. T. sehr reich an verkohlten Laubholzblättern sind (Niederschönaer Schichten). Durch kohlige Beimengungen sind die Schiefer-tone und Sandsteine teilweise so stark imprägniert, daß man vielerorts Schürfungen auf Kohle vorgenommen hat; man traf dabei auch kleine Flözchen von Schwarzkohle an, die jedoch ihrer geringen Mächtigkeit wegen bisher nirgends bauwürdig befunden wurden. Im ganzen weisen die Ablagerungen der Crednerienstufe bezüglich des Ortes ihrer Entstehung auf litorale Gewässer hin, und zwar teils auf stark bewegte Strömungen, deren Richtung und Lage oft wechselte, wie dies im Mündungsgebiet von Flüssen der Fall ist, teils auch auf flache, morastige Gewässer. Da die Kohlenflözchen der Crednerienstufe nicht durch Zusammenschwemmung bereits vorher gebildeter Kohlen entstanden sind, sondern der Verkohlungsprozeß der pflanzlichen Materie an Ort und Stelle vor sich gegangen ist, so müssen in den tiefsten cenomanen Schichten Wasser zirkuliert haben, welche Kohlensäure und organische Stoffe gelöst enthielten, und welche deshalb auf die Gesteinsbestandteile dieser Schichten selbst ebenso wie auf jene des Untergrundes die gleichen Wirkungen auszuüben vermochten, wie sie andernorts unter Braunkohlen- und Steinkohlenflözen beobachtet werden, nämlich kaolinische Verwitterung. Bei diesem Prozeß werden die Eisenverbindungen in die Ferroform gebracht und meist in Lösung fortgeführt. Die morastige Beschaffenheit der Gestade des Kreidemeeres und damit die Zuführung

kohlensäurehaltiger Gewässer dürfte auch weiterhin im Cenoman und im Turon angehalten haben, worauf die garnicht seltenen Kohlebröckchen und -schmitzen in den höheren Horizonten (z. B. im Labiatussandstein, Grünsandstein der Brongniartstufe) hinweisen. Terrestrische Bildungen des späteren Cenomans und des Turons sind jedoch nicht erhalten. Nach der Zusammensetzung der cenomanen Schichten ist also unter ihnen prinzipiell eine, wenn auch nur schwache kaolinische Verwitterungskruste des Untergrundes zu erwarten. Wenn aber tatsächlich eine rotlehmmige Verwitterung des Gesteinsuntergrundes beobachtet wird, so kann eine solche eisenfixierende Verwitterung ihre Ursache nicht in der Beschaffenheit der cenomanen Gewässer haben, sie muß vielmehr bereits vor der cenomanen Transgression vorhanden gewesen sein und ist als ein Zersetzungs Vorgang an einer präcenomanen Landoberfläche aufzufassen.

Sind die oben angegebenen Eigenschaften der in den Cenomanschichten zirkulierenden Gewässer richtig, so müßten einerseits die in den cenomanen Sedimenten enthaltenen feldspathaltigen Gesteinsbruchstücke kaolinisiert sein, andererseits müßte auch die rote präcenomane Verwitterungskruste selbst wenigstens oberflächlich durch Lösung des Eisens entfärbt worden sein.

Daß die erstgenannte Forderung tatsächlich erfüllt ist, dafür spricht am deutlichsten das Fehlen unverwitterter Porphyrgerölle in den Grundschottern des Cenomans. Diese setzen sich fast nur aus blendend weißen Quarzgeröllen zusammen, neben denen sich (an Menge aber sehr zurücktretend) noch Kieselschiefer-, Quarzitschiefer-, Amethyst-, Eisenkiesel-, Hornstein- und Turmalinschiefer-Gerölle finden. Quarzporphyrgerölle sind stellenweise nicht selten; sie sind jedoch niemals völlig frisch, sondern stets mehr oder minder stark kaolinisch verwittert, so daß sie bisweilen geradezu als Tongerölle im Schotter liegen. So heißt es in den Erläuterungen zu Sektion Freiberg (von A. SAUER, II. Aufl., S. 53): „Auffällig waren vereinzelte, zwischen dem ganz groben Geröll liegende bis eigroße Thongallen, die man erst bei genauer Untersuchung durch Zerschneiden ihrer wahren Entstehung nach erkennt, und zwar als vollkommen in Thon bzw. Kaolin umgewandelte Gerölle von quarzarmem Porphyr, welche noch deutliche Fluidalstruktur und die Umrisse der ehemaligen porphyrtartigen Feldspäthe zeigen“. Nun ist es aber durchaus unwahrscheinlich, daß der Porphyr bereits in so stark verwittertem Zustande als Geröll in den Schotter gekommen ist. Da zum Transport solch großer Gerölle schon eine beträchtliche Stoßkraft des

Wassers erforderlich ist, so wären Stücke derartig stark kaolinisierten Porphyrs beim Transport zweifellos völlig zerdrückt und zerkleinert worden. Die Verwitterung des Porphyrs wird deshalb mit großer Wahrscheinlichkeit erst nach der Ablagerung der Gerölle erfolgt sein¹⁾.

Die zweite der oben genannten Forderungen, die oberflächliche sekundäre Entfärbung der präcenomanen rotlehigen Verwitterungsböden, scheint bisher nicht beobachtet worden zu sein. Beim Mangel an Aufschlüssen ist dies auch nicht möglich, weil dann an der Erdoberfläche die roten Farbtöne des Untergrundes infolge der Bearbeitung des Bodens und der dadurch hervorgebrachten Vermischung der obersten Erdschichten stets vorherrschen werden. Eine exakte Beobachtung über die sekundäre Entfärbung geröteten Kreideuntergrundes ist nur in künstlichen Aufschlüssen möglich; solche, die bis ins Liegende der Kreideschichten gehen, sind aber selten. Der einzige geeignete Aufschluß, der gelegentlich der Revision der Sektion Tharandt aufgefunden wurde, bot sich am „Götzenbüschchen“ südöstlich von Rabenau.

Das Götzenbüschchen ist eine kleine, völlig isoliert gelegene Cenomanpartie von nur 300 m Länge und etwa 100 m Breite. Sie wird aus schön diskordant geschichtetem Sandstein gebildet, der im Tiefsten sehr grobkörnig ist und auch eine Konglomeratbank birgt. Diese enthält ziemlich häufig vollständig kaolinisierte Quarzporphyrgerölle. Die ganze Mächtigkeit des Cenomankomplexes beträgt gegen 6 m. Da der Sandstein meist nur sehr wenig verfestigt ist, wird er mit Hacke und Schaufel gewonnen, klar geklopft und dann als Bausand verwendet. Infolge des intensiven Abbaues sind in dem kleinen Vorkommen eine ganze Anzahl guter Anbrüche vorhanden. An der Westseite des Götzenbüschchens ist nun gleichzeitig auch das Grundgebirge, etwa 2 m tief, mit aufgeschlossen.

¹⁾ Anhangsweise sei darauf hingewiesen, daß die Kieselsäure, welche bei der Kaolinisierung der feldspathaltigen Gesteine des Cenomans in Lösung ging, sich namentlich an den Quarzgeröllen der Grundschotter wieder ausschied und den eigentümlichen Atlasschimmer der Gerölle verursachte; an den kleineren Quarzkörnchen setzte sie sich als sog. ergänzende Kieselsäure an und heilte die Krystallfragmente zu kleinen, oft sehr scharf begrenzten Kryställchen aus. Derartige „Krystall-sandsteine“ bilden ein wesentliches Glied der Crednerienstufe. Daß sie nicht einfach zusammengeschwemmte Quarzkrystalle aus verwittertem Quarzporphyr sind (vgl. Erläuterungen zu Sekt. Tharandt, I. Aufl. 1891, S. 68), dafür spricht schon die Beobachtung, daß die Quarze der Quarzporphyre meist mehr oder weniger stark korrodierte Krystallflächen besitzen, während die Komponenten der Krystallsandsteine von sehr scharfen und glänzenden Flächen begrenzt werden.

Dieses wird hier von steilstehenden feinkörnigen Gneisen gebildet. Über ihnen lagert schwach nach Osten geneigt zunächst eine Schicht recht festen gröberen Sandsteins, darauf eine Bank festen, feinkörnigen Sandsteins, und schließlich folgen lockere Sandsteine mit einzelnen Geröllagen. Der Gneis ist intensiv rot bis violett gefärbt, die obersten 15—20 cm sind jedoch wieder entfärbt und haben daher hellrötliche bis hellgelbliche Farbe angenommen, in den allerersten Teilen sind sie sogar vollständig weiß geworden. Auf einer Spalte, die den Gneis senkrecht durchsetzte, war diese Entfärbung auch nach der Tiefe vorgeschritten, und zwar betrug die Breite der Bleichungszone längs der Spalte oben etwa 15 cm, in 1 m Tiefe aber nur noch 2—3 cm. Daraus ergibt sich, daß die entfärbenden Agenzien von oben her vorgedrungen sind. Daß sie aber nicht in dem Grundwasser zu suchen sind, welches die Cenomansichten des Götzenbüschchens vor ihrer völligen Isolierung sicher ebenso reichlich bargen wie diejenigen anderer Gegenden, geht daraus hervor, daß die Entfärbung nicht auch längs solcher Spalten nach der Tiefe vorgedrungen ist, welche Gneis und Cenoman zusammen durchsetzen. Nur längs der präcenomanen Klüfte im Gneis ist die Bleichung vorgeschritten. Sie kann daher nur eine Folge von Agenzien sein, die zur Cenomanzeit selbst wirksam gewesen sind; die Rotfärbung des Untergrundes aber muß schon vor der cenomanen Transgression bestanden haben. Auch an anderen Stellen wurden die obersten Schichten unter dem Cenoman gebleicht angetroffen, ohne daß allerdings gleichzeitig auch das gerötete Liegende überall mit aufgeschlossen gewesen wäre. So steht beim Hochbehälter westlich von Dohna (südlich von Dresden, auf Blatt Pirna) grobkörniger Granit intensiv gerötet zu Tage an; in einer kaum 150 m entfernten Tongrube dagegen überlagern cenomane Schichten einen kleinen Buckel völlig entfärbten, tonig zersetzten Granits. Auch der rötlich-violette Quarzporphyr des Kahlbuschs bei Dohna wurde letzthin bei einem Hausbau an der Heidenauer Straße oberflächlich vollkommen farblos gefunden, nach der Tiefe zu nahm das Gestein rasch seine normale Färbung an.

Es war zu vermuten, daß es sich bei der Rötung der Auflagerungsfläche der Kreide nicht um eine einfache Färbung durch Einwanderung von Eisenoxyd handelt, sondern daß auch eine Zersetzung der Gesteine eingetreten ist, und zwar scheint es sich um eine präcenomane Rotlehm Bildung zu handeln. Eine vorläufige Untersuchung von Dünnschliffen des geröteten

und des wieder entfärbten Gneises vom Götzenbüschchen ergab, daß von dem Gneis nur der Quarz und der Muscovit unzersetzt erhalten sind. Feldspat und Biotit aber sind völlig verschwunden. Der Feldspat ist in schwach doppeltbrechende kaolinische Massen umgewandelt. Die von Eisenoxyd und Eisenoxydhydraten pigmentierten Striemen und Flasern dürften den ehemaligen Biotitlamellen entsprechen. Der entfärbte Gneis unterscheidet sich im Schliff von dem geröteten nur durch das Fehlen dieser Pigmentstriemen. Aluminiumhydroxyde konnten nicht nachgewiesen werden. Es liegt demnach keine präcynomane Lateritisierung, sondern nur eine präcynomane Rotlehm bildung vor, die aber wohl auf ähnliche Ursachen zurückzuführen sein wird wie die Entstehung der entsprechenden rezenten Gebilde. Auch bei der heutigen Roterdenbildung der tropischen und subtropischen Länder geht die Gesteinszersetzung durchaus nicht sofort bis zum Laterit. So teilt W. KOERT aus Ostusambara mit¹⁾, daß die dortigen Verwitterungsböden zum größten Teil aus Rotlehm bestehen, und daß der Lateritlehm als Produkt der beginnenden Lateritisierung nur in kleinen, scharf umgrenzten Bezirken im Gebiete des gewöhnlichen Rotlehms auftritt.

Nach alledem ist es wahrscheinlich, daß es sich bei der rotlehmigen Zersetzung des Untergrundes der sächsischen Kreide um eine Roterdenbildung an einer alten Landoberfläche handelt.

Eine völlig genaue Bestimmung der Zeit, zu welcher diese festländische Verwitterung stattgefunden hat, stößt auf Schwierigkeiten.

Da auch der Untergrund des Rotliegenden im benachbarten Döhlener Becken gelegentlich stark gerötet angetroffen wurde²⁾, so erscheint es zunächst naheliegend, die beschriebene Rötung mit der präpermischen Landoberfläche in Zusammenhang zu bringen, obschon die Wahrscheinlichkeit, daß sich eine solche, wenn auch etwas denudiert, bis ins Cenoman erhalten hat, nicht groß ist. Vor allem ist zu bedenken, daß die gewaltigen Mengen von Gneisgeröllen, die im Mittelrotliegenden des Döhlener Beckens (Äquivalent der Lebacher Stufe) zusammengehäuft wurden, und die fast völlig unverwittert sind, nur aus den nahen Gneisgebieten im Westen und Südwesten des Beckens stammen können, also aus Gegenden, in denen

¹⁾ Diese Zeitschr. 1904, Monatsber., S. 24.

²⁾ Z. B. wurden im 13. Querschlag östlich von der 13. Hauptstrecke im Reviere der Königlicheu Steinkohlenwerke stark gerötete phyllitische Tonschiefer und Quarzitschiefer des Altpaläozoicums angefahren.

man den Untergrund der Kreide roterdig zersetzt findet. Eine präpermische Verwitterungskruste müßte daher hier schon zur Zeit der Lebacher Stufe wieder entfernt und der unzersetzte Gneis wieder angeschnitten gewesen sein. Die noch jetzt zu beobachtende Rötung der Gneise in dem mutmaßlichen Ursprungsgebiet der Gneisgerölle des Rotliegenden muß demnach jünger als Lebacher Stufe sein.

Aus der Zeit nach Ablagerung unseres Mittelrotliegenden fehlen in dem eingangs abgegrenzten Beobachtungsgebiet alle Formationen bis zum Cenoman. Deshalb lassen sich ja auch die präcenomanen Störungen, die das Rotliegende des Döhlener Beckens betroffen haben, ihrem Alter nach nicht genauer festlegen. Erst weiter im Osten treten längs der Lausitzer Hauptverwerfung an einigen Stellen Jurarestes auf (Dogger und Malm), die infolge starker Schichtenschleppung aus dem Untergrunde der Kreide mit heraufgebracht worden sind. Der Versuch, die besprochene Roterdenbildung bezüglich ihres Alters nach diesen jurassischen Ablagerungen zu orientieren, ergibt kein sicheres Resultat, da die Nachrichten über die petrographische Ausbildung dieser zurzeit nicht mehr aufgeschlossenen Schichten nur wenig eingehend sind. Die älteste Schicht bildet bei Hohnstein die sog. rote Lage, die nach COTTA²⁾ aus rotem, weißem und gelbem Ton besteht. Ihre Zugehörigkeit zum Jura muß als unsicher betrachtet werden; da andernorts an der Verwerfung auch Rotliegendes festgestellt ist, könnte sie möglicherweise auch zum Perm zu rechnen sein. Auf sie folgt eine „schwarze Lage, aus schwarzem bituminösen Ton bestehend, welcher oft Pechkohle und viele Versteinerungen enthält“, dann folgt „Mergel mit festen Kalksteinknollen“, darauf „fester, blaugrauer Kalkstein“ und schließlich „Sandstein mit einzelnen Kalkknollen“. Aus dieser Ausbildung der jurassischen Schichten den Schluß zu ziehen, daß die Rötung jedenfalls vor dem Malm und sicher nicht später stattgefunden haben muß, kann nicht als einwandfrei angesehen werden. Denn aus der geringen Verbreitung jurassischer Ablagerungen in Sachsen und Böhmen muß man unbedingt auf eine starke Denudation vor dem Cenoman schließen. Wären die jüngsten Schichten unseres Juras von der Rötung mitbetroffen worden, so könnte diese Verwitterungsrinde, wie es auch an manchen anderen Stellen der Fall ist, ganz gewiß bei der cenomanen Transgression

²⁾ B. COTTA: Geognostische Wanderungen II. (Dresden u. Leipzig 1838): Die Lagerungsverhältnisse an der Grenze zwischen Granit und Quadersandstein bei Meißen, Hohenstein, Zittau und Liebenau.

wieder zerstört worden sein. Denn tatsächlich ist die stark rotlehmmige Zersetzung des Grundgebirges unter der Kreide nicht überall mehr vorhanden. An manchen Orten beobachtet man nur gerötetes, aber nicht stark lehmig zersetztes Gestein (wie bei dem Gneis am Götzenbüschchen), an einigen anderen ist das Grundgebirge auch völlig frei von dieser Art der Verwitterung (wie der Granit des „Großen Horns“ bei Gottleuba). Aber trotz dieser einschränkenden Beobachtungen, deren Anführung nur den Unwert der vereinzelt Jurareste für die Altersbestimmung der Rötung zeigen soll, ist die Verbreitung geröteten Grundgebirges unter dem Cenoman doch so beträchtlich, daß man den Eindruck gewinnt, daß die Roterdenbildung nicht sehr lange vor dem Cenoman stattgefunden hat. Allerdings mit wirklicher Sicherheit ist die Zeit dieses Vorganges nur dahin zu bestimmen, daß sie zwischen Lebacher Stufe und Cenoman liegen muß.

31. Über die Gliederung des Devons des östlichen Sauerlandes.

Von Herrn W. HENKE.

z. Z. Attendorn, im August 1913.

Durch eine Dienstreise, die ich im Auftrage der Königlichen Geologischen Landesanstalt im Juli dieses Jahres in das östliche Sauerland ausgeführt habe, um dort die Ausbildung des oberen Mitteldevons mit der der Attendorner Gegend zu vergleichen, habe ich Funde gemacht, deren weitere Verfolgung für die Stratigraphie dieses Gebietes von Bedeutung sein wird. Die Ergebnisse dieser Reise ergänzen meine Resultate früherer Beobachtungstouren in günstiger Weise.

In folgender Mitteilung gebe ich nur kurz die Resultate dieser und früherer Exkursionen in das östliche Sauerland wieder. Leider kann ich auf die früheren Arbeiten anderer Geologen, v. DECHEN, SCHULZ, HOLZAPFEL, KAYSER, DENCKMANN, EICKHOFF, FUCHS, W. E. SCHMIDT, WEGNER, GRÄFENKÄMPER u. a., hier nicht eingehen, da mir zurzeit die nötige Literatur nicht zur Verfügung steht. In einer späteren ausführlicheren Bearbeitung meines Materials werde ich dies nachholen. Wegen der Wichtigkeit der Ergebnisse glaube ich diesen Weg einschlagen zu dürfen.

In folgender Tabelle habe ich einige Profile der Meßtischblätter Attendorn, Endorf, Arnsberg-Süd, Meschede und Eversberg, wie sie nach meinen Untersuchungen zu deuten sind, gegenübergestellt.

Auch in der Gegend von Brilon glaube ich die gleiche Einteilung durchführen zu können. Leider fehlen mir dort noch die Fossilfunde, durch die ich meine Ansicht bestätigen kann. Soviel kann ich aber schon von dort berichten, daß die Schiefer, die auf der v. DECHENSchen Karte, Blatt Berleburg, südlich des Eisenberges als $i^3 = \text{Culm}$ aufgefaßt sind, Alaunschiefer des obersten Mitteldevons sind. Diese Alaunschiefer stelle ich über die Aktinocystisschichten und glaube, daß sie Äquivalente der Alaunschiefer sind, die an der Basis des Horizontes des *Pinacites discoides* auftreten und somit dem Meggener Schwefelkieslager entsprechen würden.

Ferner habe ich Alaunschiefer mit kieseligen Kalken in der Gegend von Dotzlar bei Berleburg kennen gelernt. Auch diese Schichten hat v. DECHEN als $i^3 = \text{Culm}$ dargestellt. Diese schmale Zone von i^3 liegt nicht mitten in oberdevonischen Schichten (k^1), wie sie v. DECHEN auf Blatt Berleburg dargestellt hat, sondern zwischen Wissenbacher Schichten und Oberdevon und vertritt wahrscheinlich das ganze obere Mitteldevon und unterste Oberdevon.

Ebenso fand ich auf Blatt Laasphe dunkle, alaunschieferähnliche Tentakulitenschiefer mit dünnen Kalkbänken, die durch ihre Lagerung als oberes Mitteldevon und unteres Oberdevon bestimmt werden. Gute Aufschlüsse hierin sind auf Blatt Laasphe am Bolzeköpchen, südlich Holzhausen, an der Burg in der Nähe des Bahnhofs Saßmannshausen, ferner auf Blatt Eibelshausen bei Eisenbach und Gönnern, wo in diesem Horizont auch Diabase auftreten.

Es ist nicht unwahrscheinlich, daß dieser Alaunschieferhorizont in Hessen¹⁾ und Thüringen wiederzufinden ist.

Für die Ramsbecker Gegend ergibt sich aus der Profiltafel ein nicht unwichtiges Resultat. Es ist durch meine Untersuchung nachgewiesen worden, wo die Ramsbecker Schichten²⁾ DENCKMANNs im Profil unterzubringen sind.

¹⁾ Nach Drucklegung dieser Mitteilung konnte ich auf einer Exkursion feststellen, daß die Alaunschiefer des südwestlichen Teiles der Lahnmulde schon im unterem Mitteldevon beginnen.

²⁾ DENCKMANN, über das Nebengestein der Ramsbecker Erzlagertätten Jahrb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt: 1908, XXIX, II, Heft, 2.

EICKHOFF, der Bastenberger Gangzug bei Ramsbeck i. W. und sein Nebengestein, Dissertation, Bonn 1910.

Meßfischblatt:	Attendorf	Endorf	Arnsberg-Süd	Meschede	Eversberg
Oberes Ober- devon	Wocklumer Schichten Clymenien-	graue Tonschiefer mit Kalknollen mit Clymenien	?	graue Tonschiefer mit Kalknollen	?
	Schichten	Clymenien-rote und grüne Cypridinschiefer, Kalkknotenschiefer	rote, grüne und graue Kalkknotenschiefer mit Sandsteinen	rote, grüne und graue Kalkknotenschiefer mit Sandsteinen	rote, grüne und graue Kalkknotenschiefer ohne Sandsteine
	Nehdener-Schiefer	dunkle Tonschiefer mit vorkeinsten Goniatiten und Kalkinsen	Tonschiefer mit Brachiopoden	graue Tonschiefer mit Cypridinen, an der Basis mit Cypridinen und Tentaculiten	
Unteres Ober- devon	Adorfer Kalke, Budesheimer-Schiefer	plattiger Kalk mit schwarzen Kalkinsen mit Adorfer Fauna			Tentaculitenschiefer mit Flinzkalen
Oberes	Horizont des <i>Pinacites discoides</i>	Massenkalk, Dolomit, an der Basis schwarze Kalke mit Alaunschiefern		Flinzkalke mit Tonschiefern. Diabasdecken und Tuffe	Flinzkalke mit Dachschiefern und Alaunschiefer ähnlichen Tonschiefern und Tentaculitenschiefern. Diabasdecken
	Horizont des Massenkalkes von Fretter	Massenkalk und Dolomit			
Mittel-	<i>Actinocystis</i> -Schichten	kalkreiche Tonschiefer mit Korallenkalen, an der Basis 15—20 m mächtiger Kalk			Tonschiefer mit Brachiopoden, an der Basis 20—40 m mächtiger Kalk (<i>Actinocystis</i> -Kalk von E. SCHUIZ)
	<i>Caiqua</i> -Schichten	Sandsteine, sandige Tonschiefer mit <i>Renssellaeria</i> (<i>Neoberria amygdalina</i>)			sandige Tonschiefer mit <i>Renssellaeria caiqua</i> (<i>Neoberria amygdalina</i>)

devon	Horizont der Finnentropfer Bruchsteine	kalkreicher Tonschiefer mit Crinoidenkalken	kalkführende Tonschiefer	(Noch nicht untersucht)	Tonschiefer mit Gängen und Intrusivlagern von Diabas und Palaeopikrit. (Liegende Tonschiefer) ²⁾
	Horizont der Odershäuser Kalke	Tentaculitenschiefer mit Kalkinseln, ge- bänderte Fauna, Alaun- schiefer	Tonschiefer mit Tentaculiten- schiefern		
Unteres Mittel- devon	obere Wissenbacher Schichten	mürbe Tonschiefer mit untergeordneten, z. T. carbonatischen Sandsteinen	Tonschiefer mit geringen Sandstein- einlagerungen	(Treten nicht zutage)	Sandsteine, Grau- wackenschiefer und Tonschiefer (Rams- becker Schichten) ²⁾
	Brachiopoden- Schiefer	Tonschiefer mit reicher Fauna	Tonschiefer		
devon	untere Wissenbacher Schichten	dicke Sandsteinbänke mit Einlagerung von plattigen Sandsteinen und Ton- schiefern	dicke Sandstein- bänke mit Einlage- rung von plattigen Sandsteinen und Tonschiefern		Tonschiefer mit Ein- lagerungen von Sorci- schiefer (Porphyrtuff) vom Blümbeckestollen (Hang: Tonschiefer) ²⁾
	<i>Caltrijugatus</i> - Schichten	Grauwacken, kalkreiche Crinoidenschiefer und Korallenkalke	Grauwacken ¹⁾ , Crinoidenschiefer und Korallenkalke		
Oberes Unter- devon	Porphyrtuff	Tuffe von Frielentrop (Lennetal)	Tuff nordöstlich Wildewiese		
	Ober-Koblenz- Schichten	Tonschiefer, Grauwacken- sandsteine Konglomerate	Tonschiefer, Grau- wackensandsteine Konglomerate		

¹⁾ Auf dem Nachbarblatt fand ich hierin bei Rönkhausen *Spirifer caltrijugatus*.

²⁾ von DENCKMANN und EICKHOFF.



Meßtischblatt:		Attendorf	Endorf	Arnsberg-Stüd	Moschoda	Evorsberg
	Wocklumer Schichten Clymenien-	graue Tonschiefer mit Kalkknollen mit Clymenien		graue Tonschiefer mit Kalkknollen	?	?
Oberes	Schichten	Clymenien-rote und graue Cypridinschiefer.	rote, grüne und graue Kalkknotenschiefer mit Sandsteinen	rote, grüne und graue Kalkknotenschiefer mit Sandsteinen		rote, grüne und graue Kalkknotenschiefer ohne Sandsteine
Oberdevon	Nehdener-Schiefer	dunkle Tonschiefer mit verküsten Goniatiten und Kalkmuschelbrachiopoden		graue Tonschiefer mit Cypridinen, an der Basis mit Cypridinen und Tentaculiten		
Unteres Oberdevon	Adorfer Kalko. Budesheimer-Schiefer	plattiger Kalk mit schwarzen Kalkfinsen mit Adorfer Fauna	Tentaculitenschiefer	Tentaculitenschiefer mit Flinkkalken		
	Horizont des <i>Pentactis discoides</i>	Massenkalk, Dolomit, an der Basis schwarze Kalko mit Alaunschiefern	Tonschiefer mit Diabasen und Tuffen	Flinkkalko mit Tonschiefern. Diabasdecken und Tuffe	Flinkkalko mit Dachschiefeln und Alaunschiefer ähnlichen Tonschiefern und Tentaculitenschiefern.	Diabasdecken
Oberes	Horizont des Massenkalkes von Frotter	Massenkalk und Dolomit				
Mittel-	<i>Actinocyttis</i> -Schichten	kalkreiche Tonschiefer mit Korallenkalken, an der Basis 15—20 m mächtiger Kalk	Tonschiefer mit Brachiopoden, an der Basis 20—40 m mächtiger Kalk			
	<i>Caiqua</i> -Schichten	Sandsteine, sandige Tonschiefer mit <i>Rensselaeria caiqua</i> (<i>Neuberria angustata</i>)		sandige Tonschiefer mit <i>Rensselaeria caiqua</i> (<i>Neuberria angustata</i>)		
devon	Horizont der Finnentropfer Bruchsteine	kalkreicher Tonschiefer mit Crinoidenkalken	kalkführende Tonschiefer			
	Horizont der Odershäuser Kalko	Tentaculitenschiefer mit Kalkfinsen, mit Odershäuser Fauna, Alaunschiefer	Tonschiefer mit Tentaculitenschiefern			Tonschiefer mit Gängen und Introsivlagern von Diabas und Palaeopikrit. (Liegende Tonschiefer) ²⁾
	obere Wissenbacher Schichten	mürbe Tonschiefer mit untergeordneten, z. T. carbonatischen Sandsteinen	Tonschiefer mit geringen Sandstein-einlagerungen			
Unteres Mittel-	Brachiopoden-Schiefer	Tonschiefer mit reicher Fauna	Tonschiefer	(Trotzen nicht zutage)	(Noch nicht untersucht)	
devon	untere Wissenbacher Schichten	Mühlberg-Sandstein dicke Sandsteinbänke mit Einlagerung von plattigen Sandsteinen und Tonschiefern	dicke Sandsteinbänke mit Einlagerung von plattigen Sandsteinen und Tonschiefern			Sandsteine, Grauwackenschiefer und Tonschiefer (Ramsbecker Schichten) ²⁾
Oberes	<i>Caltrijugatus</i> -Schichten	Grauwacken, kalkreiche Crinoidenschiefer und Korallenkalke	Grauwacken ¹⁾ , Crinoidenschiefer und Korallenkalke			Tonschiefer mit Einlagerungen von Serpichschiefer (Porphyrtuff) vom Elmeeckestollen (Rang. Tonschiefer) ²⁾
Unterdevon	Porphyrtuff	Tuffe von Frielentrop (Lennetal)	Tuff nordöstlich Wildewiese			
	Ober-Koblenz-Schichten	Tonschiefer, Grauwackensandsteine Konglomerate	Tonschiefer, Grauwackensandsteine Konglomerate			

¹⁾ Auf dem Nachbarblatt fand ich hierin bei Rönkhausen *Spirifer caltrijugatus*.

²⁾ von DENCKMANN und EICKHOFF.

Hieraus folgt, daß man es in der Ramsbecker Gegend nur mit einem einfachen Profil, welches stark nach Norden überkippt ist, zu tun hat.

Die schwache Tuffeinlagerung in den Tonschiefern, die bei der überkippten Lagerung im Hangenden der Ramsbecker Schichten auftreten, glaube ich mit dem Tuff identifizieren zu dürfen, den W. E. SCHMIDT¹⁾ in den Cultrijugatus-Schichten auf Blatt Altenhündem südlich der Attendorn-Elsper Doppelmulde nachgewiesen hat.

Die starke Schieferung in der Ramsbecker Gegend läßt nur schwer die Schichtung erkennen, es scheint aber, daß die Schichten im allgemeinen steiler einfallen als die Schieferung. Wenn die Schichten sehr flach liegen, so folgt die Schieferung auch wohl der Schichtung. Sowohl die Grauwacken als auch die Grauwackenschiefer und Tonschiefer zeigen die Wirkung des Druckes, der die Schieferung hervorgerufen hat, in hohem Maße.

Meine stratigraphischen Resultate geben auch den tektonischen Verhältnissen des östlichen Sauerlandes eine neue Deutung. Es sind zwei Hauptsättel²⁾, mit starker Spezialfaltung zu unterscheiden. Der südliche Hauptsattel, der vom Siegerland nach Nordosten über Wingshausen, Züschen nach Medebach streicht, und der nördliche Hauptsattel, dessen Achse von Stadtberge nach Südwesten südlich Ramsbeck verläuft, weiter nach Westen untertaucht und erst westlich der Attendorner Doppelmulde sich wieder heraushebt.

¹⁾ W. E. SCHMIDT, Cultrijugatuszone und unteres Mitteldevon südlich der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Jahrb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1912, **33**, II.

²⁾ E. SCHULZ, Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Olpe und Brilon, Bonn 1890.

32. Der geologische Aufbau der Gebirge um das Kopaisbecken (Mittelgriechenland).

Von Herrn CARL RENZ.

Zurzeit Athen, 3. Juni 1913.

Die Gesteine der Gebirge im Norden und Osten des Kopais wurden auf der bisher vorliegenden geologischen Karte von A. BITTNER¹⁾ als obere Kreidekalke und Kreideschiefer bzw. Serpentine kartiert. A. BITTNER hat als Mitglied der österreichischen Expedition zur geologischen Erforschung von Mittel- und Nordgriechenland das östliche Mittelgriechenland aufgenommen. Unsere Kenntnis des hier zu besprechenden Gebietes beruhte bis jetzt ausschließlich auf den Arbeiten dieses Forschers; die Untersuchungen früherer Autoren, wie FIEDLER, RUSSEGGER, SAUVAGE, J. SCHMIDT, können nach dem heutigen Stande der Wissenschaft nurmehr historisches Interesse beanspruchen.

A. PHILIPPSON und V. HILBER sind allerdings noch nach BITTNER in Mittelgriechenland gereist, haben aber die Gebirge um den Kopais nicht besucht.

Die Geologen der österreichischen Mission (NEUMAYR, BITTNER und TELLER) gliederten die gesamten mesozoischen Ablagerungen Mittelgriechenlands in einen oberen und einen unteren Kreidekalk, zwischen denen eine oberkretazische Schiefer-Sandsteinformation, der sogenannte Macigno (= Flysch), eingeschaltet ist. Der Macigno soll seinerseits öfters noch einen mittleren Kreidekalk einschließen.

In diesen Kreidekalken und Kreideschiefern BITTNERs gelang es mir, jetzt außer der Kreide noch Jura und Obertrias nachzuweisen.

Die Feststellung der älteren Formationen und die Horizontierung der Schichtenfolge besitzt nicht nur lokale Bedeutung, sondern ist auch insofern wichtig, als weite Gebiete im östlichen Mittelgriechenland, so die ganzen Lokrischen Gebirge und der Oeta, die gleiche Entwicklung, wie die Gebirge um das Kopaisbecken aufweisen.

Die Schichtenfolge der Obertrias, des Jura und der Kreide ist in den Gebirgen um den Kopais, in den Lokrischen Gebirgen und im Oeta von unten nach oben die folgende:

¹⁾ Denkschrift. Akad. Wiss. Wien 1880, Bd. 40.

1. Mächtige lichte Dolomite bzw. dolomitische Kalke, die in ihren oberen grauen, halbkristallinen Partien Gyroporellen und Megalodontendurchschnitte enthalten. Die letzteren sind spezifisch unbestimmbar; bei den Gyroporellen handelt es sich wohl um die auch in der Obertrias der Jonischen Zone und des Kythæron häufige *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL.

Der Dolomit dürfte ein vollständiges oder teilweises Äquivalent des alpinen Hauptdolomites darstellen.

Darüber folgt in Konkordanz an der unteren Grenze in allmählichem Übergang

2. ein mächtiger Komplex dunkelgefärbter, geschichteter Kalke von teils dickerer, teils dünnerer Bankung. Die Mächtigkeit dieses dunklen Kalkkomplexes ist wohl nicht unter 3—400 m zu veranschlagen. Die Fossilführung ist äußerst gering; in den unteren Partien findet sich eine Zone mit Megalodonten; im oberen Teil bilden Bänke mit *Cladocoropsis mirabilis* FELIX einen ebenso leicht kenntlichen, wie horizontal weit durchgehenden wichtigen Leithorizont.

Große Muscheldurchschnitte im oberen Teile dieser Kalkentwicklung dürften den Umrissen nach von Diceraten herühren. Ihre spezifische Bestimmung ist aber ebensowenig durchzuführen, wie bei den an der Unterkante desselben Schichtenkomplexes auftretenden Megalodonten. Eine Verwechslung der Megalodonten und Diceratendurchschnitte ist leicht möglich. Nur diejenigen Durchschnitte sind daher generisch einigermaßen sicher zu deuten, deren Lage im Schichtenverbande genau feststeht.

Der dunkle Kalkkomplex wird von

3. der Serpentin-Hornsteingruppe überlagert. Im oberen Teil der Schiefer-Hornsteingruppe erscheinen Erzlager (in erster Linie Eisen), die abgebaut werden.

4. Graue, teils klotzige und massige, teils auch geschichtete Rudistenkalke.

5. Flyschartige Gesteine (Schiefer und Sandsteine), die wohl ebenfalls noch in der Hauptsache der Kreide zuzählen sind.

Die letzteren Gesteine können, wie im Oeta, z. T. auch die Rudistenkalke ersetzen.

Was das Alter dieser Schichtenfolge anlangt, so gehören die weißgrauen Dolomite, wie bereits erwähnt, der oberen Trias an. Eine genaue Horizontierung innerhalb der Dolomitmassen ist vorerst aus Mangel an paläontologischem Material ausgeschlossen.

Ebensowenig läßt sich der dunkle Kalkkomplex in stratigraphische Zonen zergliedern. Die Megalodonten erscheinen

nur als Durchschnitte, die sich spezifisch nicht näher bestimmen lassen; die Schalen sind zu fest mit dem Gestein verwachsen und können nicht unversehrt herausgelöst werden. Jedenfalls gehört der Megalodontenführende Horizont der Obertrias, eventuell auch noch dem unteren Lias an.

Die in der oberen Partie des dunklen Kalkkomplexes auftretenden Spongiomorphen, nämlich *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, sind bisher nur noch aus dem Jura von Dalmatien bekannt. Nach KERNER und SCHUBERT entstammen diese von FELIX beschriebenen dalmatinischen Korallen den obersten Lagen eines mächtigen Komplexes fast fossillereerer grauer Kalke, der von Lias unter- und von den hauptsächlich tithonischen sogenannten Lemesschichten (oberes Kimmeridgien und Tithon) überlagert wird.

In Dalmatien gehören die *Cladocoropsis*-Schichten daher sicher dem Oberjura an, wenn auch noch keine Anhaltspunkte für eine nähere Präzisierung ihres Alters gefunden werden konnten.

Die oben angegebene Schichtenfolge legt den Gedanken nahe, daß die hellenischen *Cladocoropsis*-Schichten den analogen dalmatinischen Bildungen auch im Alter gleichstehen. Die Niveaudifferenz zwischen den Megalodontenführenden Partien und den *Cladocoropsis*bänken dürfte nach meiner Schätzung etwa 200—300 m betragen.

Auch sonst ist die im östlichen Hellas beobachtete Schichtenfolge der dalmatinischen Entwicklung sehr ähnlich. In Dalmatien folgen über Dolomiten graue Kalke mit *Megalodus pumilus* und hierüber weitere Kalk- bzw. Dolomitmassen — zurzeit auch noch nicht näher horizontiert — bis hinauf zu den *Cladocoropsis*-Schichten.

Wie ich schon früher ausführte, kehren die wesentlichen Züge der dalmatinischen Entwicklung erst im östlichen Griechenland wieder, was auch jetzt wieder durch den Nachweis der oberjurassischen *Cladocoropsis*-Kalke in den Gebirgen um den Kopais, in den Lokrischen Gebirgen und im südöstlichen Oeta erwiesen wird. Ebenso sind auch die Grünsteingebiete im westlichen Hellas, d. h. in der Jonischen Zone, nicht vorhanden. Die Jura-Entwicklung der Jonischen Zone weist vielmehr zur Apenninen-Halbinsel hinüber. In der Argolis lösen sich die beiden Facies ab. Hier folgt bereits über dem Jonischen Dachsteinkalk und Oberlias die Schiefer-Hornsteingruppe mit Serpentin. Das Tithon erscheint hier in der Facies grauer Ellipsactinienkalke, eine Entwicklung, die in den mittelgriechischen Hochgebirgen des Parnaß, der Vardussia und der Kiona eine große Bedeutung erlangt.

Die oberjurassischen *Cladocoropsis*-Schichten sind im östlichen Mittelgriechenland weit verbreitet. Sie finden sich, abgesehen von den jetzt neu festgestellten Vorkommen in den Gebirgen im Osten und Norden des Kopais, auch noch in den Lokrischen Gebirgen und im Oeta. In einer vom Gelände aus publizierten Mitteilung¹⁾ über die Geologie der Lokrischen Gebirge hatte ich diese merkwürdigen Spongiomorphiden ohne Literatur als *Spongiomorpha aff. ramosa* FRECH bezeichnet. Tatsächlich steht ja auch *Spongiomorpha ramosa* unter den bekannten Spongiomorphiden der *Cladocoropsis mirabilis* FELIX zweifellos am nächsten. Auch FELIX²⁾ rechnet seine neue Gattung *Cladocoropsis* zu den *Spongiomorphidae*, die er in zwei neue Unterfamilien, die *Cladospongiomorphinae* und die *Euspongiomorphinae* zerlegt. *Cladocoropsis mirabilis* gehört zu der ersteren Unterfamilie.

Im östlichen Hellas bilden jedenfalls die dunkeln Spongiomorphiden-Bänke mit *Cladocoropsis mirabilis* in Anbetracht ihrer weiten regionalen Verbreitung und der sonstigen Fossilarmut der dortigen mesozoischen Kalkmassen einen äußerst wichtigen und charakteristischen Leithorizont. Wie gesagt, sind die dunkeln oberjurassischen *Cladocoropsis*-Bänke bisher aus den Gebirgen im Osten, Norden und Westen des Kopais, aus den Lokrischen Gebirgen (Chlomosgebirge, Epiknemidisches Gebirge, Saromatagebirge) und aus dem Oeta (Xerovunihorst) bekannt. Sie treten also nach meinen bisherigen Untersuchungen in erster Linie nördlich des Kopaisgrabens auf. Der Kopaisgraben bildet demnach auch in faciemer Hinsicht scheinbar eine wichtige Grenzzone.

In den Hochgebirgen südlich des Kopaisgrabens ist die Juraformation auch noch nicht mit der Vollständigkeit nachgewiesen, wie in den Horsten nördlich dieser Grabeneinsenkung.

Auf paläontologischer Grundlage sind hier bis jetzt nur tithonische graue Ellipsactinienkalke erwiesen³⁾.

¹⁾ CARL RENZ: Die Trias im östlichen Mittelgriechenland. Centralbl. f. Min. usw., No. 3, 1912, S. 67—85.

²⁾ J. FELIX: Eine neue Korallengattung aus dem dalmatinischen Mesozoicum. Sitzungsber. der Naturforsch. Ges. zu Leipzig 1906. Herr FELIX, der Begründer der neuen Gattung und Art, hatte die Freundlichkeit, einige meiner Stücke aus dem Oeta (von Kukuwita am Xerovunihorst) mit seinen dalmatinischen Originalen zu vergleichen. Nach seiner Ansicht stimmen die Stücke des Oeta mit den dalmatinischen vollständig überein.

³⁾ CARL RENZ: Die Verbreitung des Tithons in den Hochgebirgen Mittelgriechenlands. Jahresber. der Schlesischen Ges. für vaterl. Kultur (Sektion für Geol., Geogr., Berg- und Hüttenwesen), 1912, S. 84—86.

Diese grauen Ellipsactinienkalke bilden zunächst den Gipfelkamm der Vardussia mit dem Hauptgipfel H. Ilias, und zwar als Kern einer nach Westen überhängenden Kreidefalte¹⁾.

Faciell idente und gleichalterige Kalke setzen ferner den Gipfelkamm der Kiona zusammen.

In einer früheren Mitteilung²⁾ hatten wir die Kionagipfelkalke als Oberkreide und als hangendstes Glied der obercretazischen Schichtenfolge von Diaselo aufgefaßt.

Auf Grund meiner neueren Untersuchungen berichtige ich hiermit diese frühere Ansicht³⁾.

Meine Bestimmung der Kionagipfelkalke als Tithon setzt eine oberflächlich nicht sichtbare Verwerfung zwischen den obercretazischen Bildungen von Diaselo und den Tithonkalken des Kionagipfelkammes voraus.

Dieselben Tithonkalke bauen auch das Parnaßmassiv mit der Likerispitze auf.

Die grauen Korallenkalke des Parnaß⁴⁾ waren nach der ersten Bestimmung der Korallen und auf Grund von Dasycladaceen, die an Diploporiden erinnerten, für Obertrias gehalten worden⁵⁾.

Nach meinen weiteren Untersuchungen enthalten die Parnaßkalke jedoch Ellipsactinien. Sie entsprechen auch habituell vollkommen den Ellipsactinien, Korallen und Nerineen führenden tithonischen Kammkalken der Vardussia⁶⁾. Die an Diploporiden erinnernden Dasycladaceen der Parnaßkalke, die hier übrigens im Gegensatz zu der deutlichen Struktur der Korallen ungünstig erhalten sind, kehren gleichfalls in den Gipfelkalken der Vardussia wieder.

¹⁾ CARL RENZ: Die Verbreitung des Tithons in den Hochgebirgen Mittelgriechenlands. Jahresber. der Schlesischen Ges. für vaterl. Kultur (Sektion für Geol., Geogr., Berg- und Hüttenwesen), 1912, S. 84—86.

²⁾ F. FRECH und CARL RENZ: Kreide und Trias im Kiona- und Oetagebiet (Mittelgriechenland). Sitzungsber. Preuß. Akademie d. Wiss., Berlin 1911, S. 1112—1125.

³⁾ Vgl. hierzu auch CARL RENZ: Die Verbreitung des Tithons in den Hochgebirgen Mittelgriechenlands, a. a. O., S. 85.

⁴⁾ Sie bilden die Parnaßkuppel mit dem Likerikamm und kehren auch infolge von Absenkungen gegen den Korinthischen Graben nochmals zwischen Arachowa und dem Liwadi von Arachowa wieder.

⁵⁾ CARL RENZ und F. FRECH: Der Nachweis von Obertrias im Parnaßgebiet. I. Geologische Beobachtungen am Parnaß von CARL RENZ. II. Zur Bestimmung der Korallen von F. FRECH. Diese Zeitschr. 1908, Bd. 60, Monatsber. S. 329—336.

⁶⁾ CARL RENZ: Die Verbreitung des Tithons in den Hochgebirgen Mittelgriechenlands, a. a. O., S. 84—86.

Im Helikon, im Korombili und Kythaeron sind die Ellipsactinienkalke bis jetzt noch nicht angetroffen worden. Auch sonstige Juraglieder sind hier noch nicht bekannt, doch scheint die Facies der obertriadischen, Gyroporellen, Korallen und Megalodonten führenden lichten Kalkmassen noch in den Jura hinaufzureichen, ähnlich wie dies auch bei den facieell gleichen obertriadischen Kalken der Jonischen Zone und der Argolis der Fall ist.

Einige Profile mögen diese allgemeine Darstellung noch näher erläutern.

Das beste Profil liefert ein Durchschnitt von dem auf den Höhen des Ptoongebirges gelegenen Kloster H. Pelagia über die Skroponeribucht nach Larymna. Das Ptoongebirge erhebt sich im Osten des Kopaïsbeckens.

Profil von H. Pelagia über die Skroponeribucht nach Larymna.

Das Kloster Hagia Pelagia liegt auf Flysch unmittelbar unter der wild zerklüfteten Kalkmauer des Ptoon-Gipfelzuges. Die Flyschentwicklung ist hier etwas kalkreicher, wie gewöhnlich (die nähere petrographische Beschreibung siehe bei BITTNER).

An seinem Nordrande wird dieser Flyschzug von grauem Rudistenkalk (mit Hippuriten, Radioliten usw. und Korallenresten) unterlagert. Diese nördlichen Rudistenkalke fallen, ebenso wie die darüberliegenden Flyschgesteine, teils steil, teils saiger nach Süden zu ein. Die Flyschzone von H. Pelagia verschwindet im Osten des Klosters.

Der Gipfelkalkzug des Ptoon besteht gleichfalls aus Rudistenkalk, er hängt im Osten mit dem liegenden nördlichen Kalk zusammen und schiebt sich gleichsam als klippenförmige Kalkzunge gegen Westen zu in das Flyschland hinein.

Im Süden des Ptoonkammes erscheint nämlich wiederum eine Flyschzone und bildet die Paßeinsattelung, die der Weg von Hungaro nach Karditza und Perdikovrysis benutzt. Die Kalkberge im Süden dieser Flyschzone bestehen ebenfalls aus Rudistenkalken, die unter den Flysch einfallen. Auf den ersten Blick hat es den Anschein, als ob die Gipfelkalke des Ptoon als Kern einer Mulde über dem Flysch lagern und so einen oberen Rudistenkalk bilden würden.

Meiner Ansicht nach handelt es sich aber beim Ptoonzug nur um eine stehengebliebene zungenförmige Kalkklippe, zu deren beiden Seiten der höhere Flysch abgesunken

ist. Auch im Westen des Ptoou-Abhanges trifft man noch auf Reste von Flyschgesteinen, während der Flyschzug von Perdikovrysis mit jenem von H. Pelagia ein und derselben Zone angehört. Es handelt sich also hier jedenfalls um Absenkungen gegen das Kopaïsbecken zu. Es sei hierbei noch erwähnt, daß die Kalkberge um Hungaro gleichfalls aus grauen Rudistenkalken bestehen.

Der Weg von H. Pelagia zur Bucht von Skroponeri führt vom Kloster aus nach Nordosten, unterhalb des höheren westlichen Kammes, in einem Trockental aufwärts bis zu einer breiten Einsattelung. Das Gebirge besteht bis dahin ausschließlich aus den grauen klotzigen Rudistenkalken. In der erwähnten Einsattelung kommt der erzführende obere Horizont des Serpentin-Hornsteinkomplexes zum Vorschein. Zwischen Karditza und der Perdikovrysis, sowie am übernächsten Berghang nördlich von H. Pelagia werden Eisenlager abgebaut.

Der Weiterweg tritt wieder in Rudistenkalk über und führt hierin über einen zweiten Sattel hinab zu einer Talschlucht, die in die Skroponeribucht mündet. Bis etwa zur halben Höhe dieser Schlucht herrscht der Kreidekalk. An der Stelle, wo sich die Schlucht weitet, bemerkt man eine deutlich ausgeprägte Verwerfung. In der Verwerfungszone zeigen sich rote Hornsteine und die Gesteine des erzführenden Horizontes. Diese Verwerfung setzt sich in westlicher Richtung in einer Seitenschlucht hinauf fort. In ihrer weiteren Verlängerung nach Westen liegt dann das bereits erwähnte Serpentinorkommen am übernächsten Berghang nördlich von H. Pelagia. In entgegengesetzter Richtung erscheint der Schiefer-Hornsteinkomplex wieder am Südhang der Skroponeribucht. Unterhalb der hier z. T. verworfenen Serpentin-Hornsteinzone treten bei anhaltend südlichem Einfallen der ganzen Schichtenfolge die dunklen Kalkmassen des Jura und der Trias hervor. Diese dunkeln Kalke bilden die Gehänge um die Skroponeribucht. Bei Metochi (Filiale des Klosters H. Pelagia), oberhalb des innersten Winkels der Skroponeribucht, sind die blauschwarzen, ziemlich klotzigen Kalke total von *Cladocoropsis mirabilis* FELIX durchsetzt. Diese Kalke gehören demnach bereits dem Oberjura an, was auch mit den Lagerungsverhältnissen gut übereinstimmt.

An den Südhängen der Skroponeribucht läßt sich die Aufeinanderfolge der Schichten noch besser erkennen. Die in die Bucht vorspringende kleine Halbinsel und die untere Küstenregion besteht aus den dunklen Kalken mit *Cladocoropsis mirabilis*, darüber folgt bei südlicher Neigung des ganzen

Schichtenblockes der Hornstein-Serpentinkomplex (z. T. neben dem roten Hornstein mit gelbem Eisenkiesel), und hierüber die mächtigen grauen Kalkmassen des Strutzinagebirges, die in ihren oberen Partien mit den Rudistenkalken von H. Pelagia zusammenhängen.

Der Weiterweg nach Larymna führt zunächst dem Strande entlang und steigt dann in einer Schlucht nach Nordwesten auf die Höhen des Kalkgebirges zwischen Skroponeribucht und Kephalaria.

Das Einfallen der Schichten ist allgemein nach Süd gerichtet; man gelangt daher stets in ältere Bildungen. Unten am Strande finden sich massenhaft Gerölle des schwarzen Kalkes mit *Cladocoropsis*.

In der erwähnten Schlucht stehen dann schwarzgraue bis schwarze, gebankte Kalke an, die kurz vor Erreichung der Höhe Megalodonten und große platte Muschelschalen führen. Leider sind nur die herzförmigen Durchschnitte der Megalodonten zu erkennen, da sich die Schalen nicht herauslösen lassen; die Megalodontenführenden Partien liegen aber wesentlich tiefer, als die *Cladocoropsis*bänke. Ich schätze den Höhenunterschied, wie gesagt, auf 200—300 m. Den Lagerungsverhältnissen nach könnten daher die Megalodontenhaltigen Lagen im Verhältnis zu den oberjurassischen *Cladocoropsis*bänken sehr wohl dem Unterlias oder der Obertrias angehören.

Von der Paßhöhe ab führt der Weg hinab zu einer Lakka und dann über eine niedrige Höhengschwelle hinunter zu dem Becken oberhalb Kephalaria.

Der Kalk nimmt beim Abstieg zunächst den Habitus des hellgrauen halbkrySTALLINEN Dachsteinkalkes an, wie er in gleicher Entwicklung im westlichen Kythæron¹⁾ beobachtet

¹⁾ Ich möchte hierbei noch erwähnen, daß auch die Kalke nördlich des Beckens von Skurta (zwischen Kythæron und Parnes) der Trias angehören; es handelt sich hierbei um weißgraue, ziemlich krySTALLINE Kalke, die in der Gegend von H. Athanasios Diploporiden enthalten und wohl den facieLL IDENTEN Kalken des Parnesgipfels und von Portaes gleichzustellen sind. Es handelt sich hierbei um ein facieLL GLEICHES, aber tieferes Kalkniveau, als die obertriadischen Kalke des westlichen Kythæron mit Megalodonten und *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL.

Ich möchte weiter noch auf einen neu entdeckten Aufschluß von Obercarbon in Attika hinweisen.

Am Westfuße des zwischen Kiurka und Kalamos liegenden Mavrinora-Rückens treten unter den lichten Deckkalken dunkle Schiefer- und Grauwackengesteine mit Fusulinen- und Schwagerinenkalken hervor. Es sind dies die nördlichsten Vorkommen des Obercarbons, die ich in Attika in der Richtung auf Euboea zu angetroffen habe.

wurde, und geht dann allmählich in lichten, hellgrauen bis weißlichen Dolomit über, der die Berge bis zur Bucht von Larymna aufbaut. Im oberen Teile dieser lichten kalkigen, bzw. dolomitischen Gesteinsmassen erscheinen Gyroporellen und gleichfalls noch Megalodontendurchschnitte. Diese hellen Kalk- und Dolomitmassen gehören daher jedenfalls bereits der Trias an.

Das eben beschriebene Profil von H. Pelagia bis Larymna bestätigt somit die in der Einleitung angegebene allgemeine Schichtenfolge, die also, wie gesagt, von der Obertrias, eventuell auch schon von der Mitteltrias, bis zur oberen Kreide hinaufreicht.

Durchschnitt von Larymna über Martini nach Pavlu.

Längs des Weges von Larymna bis Martini herrscht der triadische Dolomit, teilweise unterbrochen von Neogen und jüngerem Schutt. Dieselben Dolomite setzen auch den höheren Berg im Westen, bzw. Südwesten von Larymna zusammen. Zwischen Larymna und Martini wurde entgegengesetztes Einfallen beobachtet; der triadische Dolomit bildet daher ein Gewölbe, dessen Südschenkel im Profil H. Pelagia-Larymna abgegangen wurde.

Südwestlich Martini erscheint wieder der höhere, hier nordwestlich fallende schwarze Kalk (Streichen N 40 Ost), der auf der Höhe hinter Martini auf seinen Auswitterungsflächen Megalodontendurchschnitte zeigt. Die höhere Schichtenfolge wird dann hier durch Neogen und Schutt unterbrochen, doch wurden die schwarzen oberjurassischen *Cladocoropsis*-Schichten im ONO von Pavlu wieder angetroffen, nachdem schon vorher im Geröll zahlreiche Blöcke dieses charakteristischen Kalkes in die Augen fallen. Nördlich Pavlu reihen sich an diese dunklen Kalkmassen des Oberjura als jüngeres Glied Serpentine, die nach Westen zu weite Flächen einnehmen. Pavlu selbst steht bereits auf dem höheren Kalk, der das Serpentiniveau überlagert.

Die BITTNERsche Karte ist hier, abgesehen davon, daß die Altersdeutung der Kalke unrichtig ist, auch sonst unbrauchbar, da dieses weite Serpentinland als oberer Kalk angegeben wird.

Die Cladocoropsiskalke im Osten, bzw. Nordosten von Pavlu gehören mit jenen von Skroponeri ein und derselben jurassischen Kalkzone an, die sich entsprechend dem allge-

meinen Streichen in breitem Zuge über den H. Ilias (nordöstlich Topolias) von West nach Ost erstreckt.

An den Rändern des jetzt trockengelegten Kopaïsbeckens treten sowohl bei Topolias, wie im Südosten von Topolias massige Rudistenkalke (mit Radioliten etc.) auf.

Der frühere Kopaïs-See oder Kopaïs-Sumpf wurde durch eine englische Gesellschaft entwässert und ist nun ein Becken mit fruchtbarem Ackerboden. Die im Becken zusammenfließenden Wassermengen werden heute durch einen Tunnel dem Likeri-See zugeführt, der seinerseits durch einen hauptsächlich in Serpentin eingeschnittenen Kanal mit dem Paralimni-See verbunden ist. Jener sendet die gesammelten Gewässer in einem westlich Lukisia mündenden Stollen dem atlantischen Sund zu. Vom Nordausgang dieses Stollens stürzt der Fluß in mehreren Kaskaden zum Strand hinab.

Der künstliche Ausfluß des Kopaïs benutzt daher die Senke zwischen dem Ptoongebirge und den Gebirgen der Lykovuni und Ktypa.

Weitere Vorkommen von Jura und Trias in den Gebirgen nördlich des Kopaïsgrabens.

Der ebengenannte Gebirgszug der Lykovuni und Ktypa (des Messapus der Alten) besteht gleichfalls aus den dunklen Kalkmassen des Jura und den helleren Kalken bzw. Dolomiten der Trias. An den Südhängen des Messapus-Gipfels habe ich in einem dunklen Kalk wieder *Cladocoropsis mirabilis* FELIX beobachtet, und beim Abstieg zum Chan Retzona in einem helleren Kalk Megalodontendurchschnitte. Die Kalke dieses Gebirgszuges sind daher älter, als die ihn im Westen begleitende Serpentinzone.

Dieselbe facielle Ausbildung und Schichtenfolge herrscht auch im Chlomosgebirge.

Der Chlomosstock besteht aus lichten Dolomiten, die am Südhang des Gebirges von den darüberfolgenden dunklen Kalkmassen eingedeckt werden. In ihren unteren, direkt über dem Dolomit lagernden Partien führen diese dunkeln, geschichteten Kalke Megalodonten, in ihrem oberen Teil enthalten sie am nördlichen Talrand von Exarchos die oberjurassischen Cladocoropsisbänke. Das Tal von Exarchos selbst wird von dem Hornstein-Serpentinkomplex eingenommen, über dem am Südhang des Exarchostales der Rudistenkalk folgt.

Die oberjurassischen Cladocoropsis-Schichten wurden außerdem noch an folgenden Lokalitäten beobachtet:

Nördlich Golemi	}	Epiknemidi-
Östlich Karya		
Zwischen Karya und der Kuppe Guwali	}	Gebirge
Zwischen Dernitza und Budonitza		
Zwischen Braulo und Glunista	}	Saromata-
Westlich bzw. nordwestlich H. Triada		
Zwischen H. Triada und Quelle Kanalaki	}	Oeta,
Nordwestlich oberhalb Kukuwitsa		

während die schwarzen Megalodontenkalke u. a. in der Schlucht westlich Agnandi (Epiknemidisches Gebirge) aufgeschlossen sind.

In tektonischer Hinsicht zeigen die Gebirge im Osten und Norden des Kopaisbeckens den Typus eines ausgesprochenen Schollengebirges.

Es handelt sich hierbei um im allgemeinen nach Süden bis SSW geneigte Schichtenblöcke.

Zusammenfassung und Vergleiche.

Am Aufbau der Gebirge im Norden des Kopaisgrabens beteiligen sich außer der schon bekannten Kreide noch jurassische und triadische Gesteine.

Die älteren mesozoischen Kalke werden von den cretazischen, durch Rudisten gekennzeichneten grauen Kalkmassen durch einen Hornstein-Serpentin-Komplex getrennt.

Unter jenem Komplex lagert eine mächtige Kalk- bzw. Dolomitmasse, die vom oberen Jura bis zur Trias hinunterreicht und das wichtigste gebirgsbildende Element dieses Gebirgsabschnittes darstellt.

Die stratigraphische Gliederung der betr. Schichtenfolge wird durch die Fossilarmut der Kalke und Dolomite sehr erschwert, doch finden sich zwei charakteristische Fossilager. Der Dolomit bildet die Basis der Schichtenreihe; er enthält in seinem oberen Teil Gyroporellen und Megalodonten. Darüber folgt ein Komplex geschichteter dunkler Kalke, der in seiner unteren Partie Megalodonten enthält, also noch der Obertrias oder dem Unterlias angehört.

Im oberen Teil dieser mindestens 3—400 m mächtigen Kalkmassen finden sich horizontal weit durchgehende Bänke mit *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, einer zu den Spongiomorphiden gehörigen Koralle, die bisher noch aus gleichartigen oberjurassischen und prä-tithonischen Kalken Dalmatiens bekannt ist und auch in Griechenland, den Lagerungsverhältnissen nach zu urteilen, den gleichen Horizont einnehmen wird.

Die eben geschilderte Schichtenfolge und Facies-Entwicklung herrscht in den Schollengebirgen nördlich des Kopaïsgrabens, d. h. in den Gebirgen um das Kopaïsbecken, in den Lokrischen Gebirgen (Saromatagebirge, Epiknemidisches Gebirge, Chlomosgebirge) und im Oeta (Xerovunihorst).

Das Streichen dieser Schollengebirge nördlich des Kopaïsgrabens ist ein west-östliches, so daß sich die gleiche Entwicklung vermutlich noch jenseits des atalantischen Sundes auf Euboea fortsetzt.

Die facielle Ausstattung der die Gebirge nördlich und südlich des Kopaïsgrabens zusammensetzenden Ablagerungen zeigt wesentliche Unterschiede.

Die triadischen Bildungen sind ziemlich gleich, in den nördlichen Gebirgen nur mehr dolomitisiert.

Dagegen fehlen die in dem nördlichen Gebirgsstrich so weit verbreiteten dunkeln oberjurassischen Cladocoropsisbänke anscheinend in den südlichen Hochgebirgen.

Hier treten zwar auch im Oberjura Korallenkalke auf, so die grauen tithonischen Korallen- und Ellipsactinien-Kalke, die die Kammkalke der Verdussia mit dem Hauptgipfel und das Parnaßmassiv mit der Likeri-Spitze zusammensetzen, sowie die grauen facielle gleichen Gipfelkalke der Kiona, die besonders Nerineen und Actaeoninen (wie *Actaeonina acuta* ORB) enthalten.

In der Kreide dominieren wieder beiderseits Rudistenkalke in Verbindung mit Flyschgesteinen.

Auf die verschiedenen hellenischen Gebirgszonen und die weitere tektonische Gestaltung Mittelgriechenlands will ich an dieser Stelle nicht weiter eingehen, sondern verweise auf meine kürzlich erschienene zusammenfassende Darstellung des Gebirgsbaues von Hellas¹⁾.

Ich möchte jedoch im Anschluß an die in der vorliegenden Abhandlung enthaltene Charakterisierung des ostmittelgriechischen Jura noch kurz auf die Unterschiede der jurassischen Entwicklung in den von mir ausgeschiedenen Gebirgszonen hinweisen.

Im östlichen Mittelgriechenland herrscht während der Juraperiode im wesentlichen eine Kalkentwicklung, während in der Jonischen Zone eine gleichartige, ebenfalls aus der Trias heraufsteigende Facies nur bis zum Ende des Mittellias andauert, um dann bis hinauf zur Kreide von den Gesteinen der Schiefer-Hornsteingruppe fortgesetzt zu werden.

¹⁾ CARL RENZ: Über den Gebirgsbau Griechenlands. Diese Zeitschr. 1912, 64, Monatsber. 8, S. 437—465.

In der dazwischenliegenden Olonos-Pindoszone bilden die letzteren Gesteine bis hinunter zu den Cassianer-Schichten das vorherrschende Sediment.

In der noch zur osthellenischen Zone gerechneten Argolis lösen sich im mittleren Jura die beiden Entwicklungen ab. Die Obertrias und der ganze Lias erscheinen hier in der Jonischen Facies. In der höheren Schiefer-Hornsteingruppe tritt der für die osthellenische Entwicklung jener Facies so charakteristische Serpentin auf, der in der Jonischen Zone vollkommen fehlt, während das Tithon bereits durch Ellipsactinienkalke vertreten wird.

Im Westen, wie im Osten des Landes war die Jurazeit eine Epoche dauernder Meeresbedeckung, während der sehr gleichmäßige und ruhige Sedimentationsverhältnisse geherrscht haben.

In den westlichen Gewässern nahmen, den Sedimenten nach zu urteilen, die Meerestiefen vom Oberlias ab zu; die Gesteine der Olonos-Pindoszone zeigen den Tiefpunkt an.

Der Entstehungsort der überschobenen Gesteine der Olonos-Pindoszone liegt wohl in dem Raume westlich der Vardussiafalte, die ihrerseits bereits den Beginn des Überfaltungsbaues zeigt und wohl den Übergang der osthellenischen Gebirge zu dem Gebirgstypus der Olonos-Pindoszone vermittelt.

33. Nachträgliche Bemerkungen zum Vortrage von Herrn WIEGERS.

Von Herrn C. GAGEL.

Berlin, den 10. Novèmber 1913.

Im Anschluß an die vorstehenden Ausführungen (S. 541 bis 567) von Herrn WIEGERS möchte ich hervorheben, daß wir in Schleswig-Holstein durch die großen Aufschlüsse am Kaiser-Wilhelm-Kanal die augenscheinlichsten Beweise dafür erhalten haben, daß die paläolithischen Kulturen erheblich tiefer als das jüngere Interglazial herunter reichen.

Dort war in kilometerlangen, einwandfreien Profilen folgende Schichtenfolge zu beobachten von oben nach unten:

1. Grundmoräne der letzten Vereisung, z. T. in sandiger Facies, aber mit großen, geschliffenen Geschieben.
2. Vorschüttungssande.
3. Interglazialtorf mit *Brasenia purpurea* und zahlreichen wärmeliebenden Pflanzen sowie mit Paläolithen.
4. Interglaziale Verwitterungs- und Ferettisierungszone mit Paläolithen im älteren Diluvialkies.
5. Oberste Bank des Unteren Geschiebemergels.
6. Kies und Sandschicht, interstadial, mit Paläolithen, darunter ein sehr schöner prismatischer Messerspan¹⁾.
7. Hauptbank des Unteren Geschiebemergels.

Es ist durch diese einwandfreien, einheitlichen (nicht Kombinations)-Profile erwiesen, daß in Schleswig-Holstein der paläolithische Mensch schon während eines Interstadiums innerhalb der Haupteiszeit gelebt und einwandfreie Artefakte (prismatische Messerspäne, nicht rohe Absplisse) hergestellt hat²⁾. Die archäologische Bearbeitung dieser Artefakte wird demnächst von berufener Seite erfolgen.

35. Über das Verhältnis der Geographie zur Geologie-Paläontologie und die Frage einer Teilung der Geologie-Paläontologie.

Von Herrn W. BRANCA.

Berlin, den 16. Dezember 1913.

Daß die moderne Geographie weit ausgedehntere Berührungspunkte mit der Geologie bekommen hat, als das früher der Fall war, ist eine allgemein bekannte Tatsache. Sie findet ihren Ausdruck darin einmal, daß gewisse Abschnitte der Lehrbücher der Geographie nichts anderes sind als Geologie, und zweitens darin, daß auch die Arbeiten mancher Geographen mehr oder weniger geologischen Inhalts sind. So erklärt es sich leicht, wenn von geologischer Seite wohl allgemein Verwahrung eingelegt wird gegen die Versuche der

¹⁾ Abgebildet in Naturwiss. Wochenschr. 1913, S. 418, Fig. 4.

²⁾ Vergl. auch die ähnliche Feststellung durch KOKEN in R. R. SCHMIDT: „Diluviale Vorzeit“, S. 182.

Geographie, Teile der Geologie als geographisches Besitztum zu erklären.

Meiner Ansicht nach genügt es, die Tatsache festzustellen, daß Teile dessen, was von Geographen als Geographie erklärt wird, in Wirklichkeit zur Geologie-Paläontologie gehören. Eine öffentliche Verwahrung dagegen auszusprechen, wozu ich von kollegialer Seite einmal aufgefordert war, erscheint mir überflüssig und nutzlos:

Einmal, weil jeder, der den Dingen auf den Grund gehen will, das ohne weiteres zugeben muß. Geologie ist und bleibt ja Entwicklungsgeschichte der Erde und der Lebewelt (Historische Geologie). Geographie, in der alten Form, beschrieb und klassifizierte die Oberflächenbildungen der Erde; in der neuen Form sucht sie auch noch die Entstehungsweise, die Entwicklung derselben festzustellen. Damit aber wird sie Geologie, arbeitet sie geologisch und darf das, wenn sie logisch bleiben will, auch nicht anders benennen als „Geologie“.

Es ist daher ganz folgerichtig und eine Bestätigung dessen, was ich sage, wenn der Berliner Vertreter der Geographie, PENCK, kürzlich von sich gesagt hat, er sei auch Geolog. Ich komme noch einmal darauf zurück, um das genauer zu umgrenzen.

Zweitens, weil Wissenschaft frei ist, es also völlig in jedermanns Belieben steht, wissenschaftlich zu arbeiten, was und wo er mag; folglich es auch dem Geographen freisteht, auf geologischem Gebiete zu arbeiten, so viel er will. Natürlich aber auch umgekehrt dem Geologen auf geographischem Gebiete. Mag jeder in seinen Arbeiten in das Gebiet des anderen übergreifen, falls ihn seine Neigung dazu treibt, falls er die nötige Vorbildung dazu hat, und wenn er es nur gut macht, so kann die Wissenschaft ja nur dabei gewinnen.

Daß indessen die Aufgaben der Geographie von sehr namhafter geographischer Seite auch anders als nach der geologischen Seite hin gravitierend aufgefaßt werden, zeigt, wie KOKEN¹⁾ hervorhebt, der ausgezeichnete Aufsatz von HETTNER: „Über Wesen und Methoden der Geographie.“

HETTNER sagt: „Die geographische Forschung schlägt manche Wege ein, die anderen Wissenschaften gehören, und läßt viele gut gangbare geographische Wege unbegangen. Sie täuscht sich manchmal über ihre Methoden.“

¹⁾ ERNST VON KOKEN: Geologie, Schule und allgemeine Bildung. Universitätsprogramm Tübingen 1908, S. 32/33.

„Die geschichtliche Entwicklung der Wissenschaft kann keinen Zweifel darüber lassen, daß die eigentliche Aufgabe der Geographie in der Länderkunde gelegen hat und noch liegt, daß die Auffassung der Geographie als einer allgemeinen Erdwissenschaft eine methodische Verirrung ist und ins Uferlose führt, und daß auch der Versuch, durch weise Einschränkung zu einer wissenschaftlichen Erdwissenschaft zu kommen, mißglückte oder wenigstens zu einer von der Geographie verschiedenen Wissenschaft führen mußte.“

KOKEN fährt dann weiter fort: „HETTNERs Auffassung der Geographie tritt in ausgesprochenen Gegensatz zu der RICHTHOFENS, durch welche einst die RITTERSche Schule überwunden wurde. Wie die Entscheidung in der Geographie fallen wird, ist nicht abzusehen; aber es erscheint nicht wünschenswert, die Geologie im Hoch- und Mittelschulunterricht jetzt eng mit einer Wissenschaft zu verbinden, welche vielleicht in naher Zeit ihre Ziele in ganz anderer Richtung steckt als die Geologie. Eine prinzipielle Änderung in der Ausbildung der Lehramtskandidaten kann auf diesem schwankenden Böden nicht durchgeführt werden.“¹⁾

Lassen wir indessen diese Verschiedenheit der Auffassungen auf sich beruhen, und behalten wir die Tatsache im Auge, daß nun einmal eine Anzahl von Vertretern der modernen Geographie mehr oder weniger nach der Geologie hin gravitiert, weil sie z. T. von der rein geologischen Seite her zur Geographie gekommen sind.

Da ist es doch von Interesse, zu untersuchen, bis zu welchem Grade die Geographie mit der Geologie-Paläontologie Berührungspunkte hat; und das führt mich dann weiter zu der Frage, ob — und wenn ja, in welcher Weise. — Geologie-Paläontologie etwa besser in mehrere selbständige Gebiete geteilt werden sollte, und welche Vorbildung jemand besitzen sollte, der sich für Geologie-Paläontologie habilitieren will.

Klar ist, daß Geographie, wenn man nicht Spitzfindigkeiten sucht, mit historischer Geologie und Paläontologie so gut wie gar keine Berührungspunkte hat; es fällt also für die Geographie zunächst einmal diese eine große Hälfte der Geologie-Paläontologie fort, vielmehr liegen diese Berührungs-

¹⁾ Vgl. auch G. STEINMANN („Der Unterricht in Geologie und verwandten Fächern auf Schule und Universität“, Natur und Schule, VI., S. 241, Leipzig 1907), der mehr für Verbindung von Geographie und Geologie sich ausspricht.

punkte nur auf dem Gebiete der anderen Hälfte der Geologie, der allgemeinen Geologie. Aber auch hier wiederum fällt die eine Hälfte der allgemeinen Geologie, nämlich die chemische und die petrographische, fast ganz fort, die mit der Geographie mehr oder weniger nichts zu tun haben.

Es bleibt folglich von der Geologie-Paläontologie nur ca. der vierte Teil, nämlich die ungefähre Hälfte der allgemeinen Geologie, übrig als das Gebiet, das mit der Geographie nahe Berührungspunkte hat. Wenn daher ein Geograph von sich sagt (s. oben), daß auch er Geolog sei, so kann das nur von ungefähr einem Viertel der Geologie gelten. Und wenn der Vertreter der Geographie an irgendeiner Hochschule über geologische Dinge mitzuurteilen berufen wird, so liegt auf der Hand, daß er ein tieferes, auf eigenem Wissen, auf eigener Arbeit beruhendes Urteil nur auf ungefähr einem Viertel des Gebietes der Geologie besitzen kann; daß er folglich unter Umständen bedenklichen Schaden herbeiführen kann, wenn er, sich in Gegensatz zum Geologen setzend, auch über Verhältnisse urteilt, die sich auf die anderen dreiviertel Teile der Geologie-Paläontologie beziehen.

Es wäre ja auch erschreckend für den Geographen, wenn es anders sein müßte, wenn der Geograph ganz, zu vier Vierteln Geolog sein müßte. Wie könnte er diese Last tragen neben der anderen, auch schon ungeheuren Last der Geographie? Ist doch das, was als Geographie zusammengefaßt wird, das größte Wissensgebiet, das wir haben.

Es ist unnötig, auszusprechen — und doch will ich es tun, damit ich nicht mißverstanden werde, und man nicht glaubt, ich spreche nicht rein sachlich — daß umgekehrt ganz das gleiche für den Geologen gegenüber dem Geographen gilt. Auch hier hat der Geologe ein auf eigene Arbeiten und auf eigene Kenntnisse gestütztes Urteil über das, was sich Geographie nennt, nur auf jenem ungefähr vierten Teile des Wissensgebietes, welcher mit der Geographie, wie oben gesagt, enge Berührungspunkte besitzt.

Diese Dinge liegen so klar, daß sie allgemeine Anerkennung finden müßten.

Ich wende mich nun zu der Frage, ob die „Geologie-Paläontologie“ in mehrere selbständige Wissensgebiete geteilt werden sollte; und wenn ja, in welcher Weise dann diese Teilung zum Besten der Sache erfolgen müßte.

Das Gebiet der „Geologie-Paläontologie“ umfaßt zwei recht verschiedene Dinge. „Ja gewiß,“ so höre ich sagen,

„einerseits Geologie und andererseits Paläontologie.“ Nein, erwidere ich, nicht Geologie und Paläontologie, sondern einerseits Allgemeine und andererseits Historische Geologie und Paläontologie; das sind diese beiden verschiedenen Dinge, denn die historische Geologie ist ja so überaus eng mit der Paläontologie verknüpft, daß sie von ihr gar nicht zu trennen ist. Die einzelnen Zeitabschnitte der historischen Geologie sind nicht wie die der menschlichen Geschichte durch Taten gekennzeichnet, sondern durch Faunen bzw. Floren. Der Kürze halber, und da die Floren infolge der viel größeren Seltenheit der fossilen Pflanzen eine entsprechend geringere Rolle spielen als die Faunen, will ich hier im folgenden aber immer nur von Faunen sprechen.

Die Gesteinsbeschaffenheit in den einzelnen Formationen spielt bekanntlich im allgemeinen, von der archaischen, versteinierungslosen Gruppe abgesehen, für die Gliederung der Formationen eine ganz nebensächliche Rolle. Die Beschaffenheit und Zusammensetzung der Fauna spielt die Hauptrolle, kennzeichnet die betreffende Formation oder deren Unterabteilungen. Die wesentliche Grundlage, der Kernpunkt einer Abteilung der historischen Geologie, ist also nichts anderes als eine Tier-Geographie jenes Zeitabschnittes; und die ganze Reihenfolge der Formationen und ihrer Unterabteilungen ist im wesentlichen nichts anderes als eine Reihenfolge von Tier-Geographien.

Aber weiter: Indem nun die historische Geologie diese einzelnen, aufeinanderfolgenden Tier-Gesellschaften an das Tageslicht zieht, sie genau untersucht und beschreibt, lehrt sie auch die im Laufe der Zeiten sich vollziehenden allmählichen Änderungen und Wandlungen der Fauna kennen, wird sie also auch eine Entwicklungsgeschichte der Tierwelt. Ganz mit Recht geben daher namentlich die neueren Lehrbücher der Geologie nicht etwa nur die Leitfossilien der betreffenden Formationen, sondern eine Darstellung der ganzen betreffenden Fauna, gleichviel, ob die Tiere häufig oder überaus selten, ja vielleicht nur Unica sind, gleichviel, ob sie zu den Wirbellosen oder zu den Wirbeltieren zählen.

Es wäre daher eine unrichtige Auffassung, wenn man sagen wollte, die Paläontologie sei nur eine Hilfswissenschaft für die Geologie. Das hätte nur dann einen Sinn, wenn man bei dem Worte „Geologie“ allein an die „Allgemeine“ Geologie denken wollte, die letztere für den Geographen ja allein von

Bedeutung ist. Aber für den Geologen gehört zur Geologie eben nicht nur die Allgemeine Geologie, sondern auch ganz ebenso die Spezielle, die Historische Geologie. Diese Historische Geologie aber ist, wie gesagt, in ihrer Grundlage, in ihrem wesentlichen Kern selbst Paläontologie, und zwar ebenso der Wirbeltiere wie der wirbellosen Tiere. Der Geologe, der das Kennzeichnende der einzelnen Formationen der Historischen Geologie nur in den Leitfossilien erblicken wollte, der würde damit doch eine nur sehr oberflächliche Auffassung vom Wesen der Historischen Geologie verraten.

Daraus folgt nun, daß jemand, der sich etwa nur für „Geologie“, d. h. also für „Historische und Allgemeine Geologie“, habilitieren will, in der Paläontologie ebenso bewandert sein muß¹⁾, als wenn er sich für „Geologie-Paläontologie“ habilitierte.

Mit meinen Ausführungen soll keineswegs gesagt sein, daß nicht an einer größeren Universität die Paläontologie als ein besonderes Lehrfach abgetrennt werden könnte; denn es bleiben ja genug Fragen rein zoologischer Natur übrig, die losgelöst von der Geologie betrachtet und untersucht werden können. Aber es liegt auf der Hand, daß eine solche, zu einem selbständigen Wissensgebiete gemachte Paläontologie dann eine reine Zoologie der fossilen Tiere sein muß, d. h., daß der Betreffende ein aufs gründlichste ausgebildeter Zoologe sein muß; und daß er vordem möglichst wenigstens insoweit Medizin studiert haben sollte, um durch deren Anatomie und Physiologie die wünschenswerte Verbreiterung und Vertiefung seiner Grundlage erlangt zu haben. Immerhin ist gegenüber dem Gedanken einer vollständigen Selbst-

¹⁾ Wie, auf welche Weise der betreffende Habilitand den Beweis liefern muß, daß er auch diese paläontologischen Kenntnisse besitzt, darüber wird nur der betreffende Ordinarius, der den Stand der paläontologischen Kenntnisse des Betreffenden genau überschauen kann, entscheiden können, nicht aber ein anderer. Ist z. B. der betreffende Habilitand Assistent gewesen, und hat er als solcher Gelegenheit gehabt, sich reichliche paläontologische Kenntnisse zu erwerben, so wird es nicht direkt nötig sein, von ihm zu verlangen, daß er auch noch durch eine rein paläontologische Arbeit den Beweis dafür erbringt. Tritt der betreffende Habilitand dagegen von außen her an den Ordinarius heran, vielleicht aus einer Tätigkeit, durch die sicher die zum Doktorexamen einst von ihm erworbenen paläontologischen Kenntnisse — die doch für einen Dozenten nicht hinreichen dürften — nicht nur nicht vermehrt, sondern sich noch vermindert haben müssen, so erscheint es mir durchaus notwendig, daß er durch eine rein zoologisch-paläontologische Arbeit den Beweis liefern muß, daß er im zoologischen Geiste zu denken und zu arbeiten vermag.

ständigmachung der Paläontologie eine überaus große Schwierigkeit nicht zu übersehen:

Eine völlige Lostrennung der Paläontologie von der Geologie und Gründung eines selbständigen Ordinariats für die Paläontologie würde anstatt der bisherigen einen Sammlung deren zwei von ungefähr gleichem Umfange erfordern; denn ob die Paläontologie von der Geologie abgetrennt ist oder nicht, der historische Geolog braucht ja für sich eine möglichst große paläontologische Sammlung ganz ebenso wie der Paläontolog. Nun ist es zwar verhältnismäßig leicht, eine neue zoologische Sammlung zu errichten, da lebende Tiere leicht käuflich sind. Aber bei der Seltenheit gut und instruktiv erhaltener fossiler Tiere, namentlich fossiler Wirbeltiere, würde es eine unendlich lange Zeit und überaus großer Mittel bedürfen, um eine zweite große, gut ausgestattete paläontologische Sammlung zu errichten.

Aus diesem rein praktischen Grunde dürfte es sich empfehlen, wenn man überhaupt Paläontologie von der Geologie abtrennen will, die Paläontologie nur durch einen Extraordinarius oder durch einen mit Lehrauftrag versehenen Gelehrten in einer sogenannten „gehobenen“ Assistentenstellung vertreten zu lassen; die Leitung und Vermehrung der bisherigen Sammlung aber dem historischen Geologen zu belassen, natürlich unter der Bedingung, daß der Paläontolog sie auch benützen kann.

Wenn nun aber einmal erst ein Extraordinariat für ein neues Fach geschaffen ist, so ist es bekanntlich schwer, dem Drängen nach Umwandlung desselben in ein Ordinariat zu widerstehen. Mit dem Ordinate für Paläontologie aber wäre die Notwendigkeit einer zweiten Sammlung gegeben. Es fragt sich daher, ob man — in Anbetracht der Tatsache, daß Historische Geologie sich mit der Paläontologie zum großen Teile deckt, und zweitens der großen Schwierigkeit und Kostspieligkeit der Beschaffung einer neuen zweiten Sammlung —, ob man, wenn man überhaupt teilen will, da nicht viel besser und praktischer verfahren würde, die **Geologie** in zwei Teile zu teilen und einerseits „Historische Geologie und Paläontologie“, andererseits „Allgemeine Geologie“ als zwei selbständige Fächer zu errichten. Damit ließe man das dem innersten Wesen nach Zusammengehörige, nämlich Historische Geologie und Paläontologie, zusammen, umginge die überaus großen Schwierigkeiten, die in der Schaffung einer zweiten paläontologischen Sammlung lägen, und trennte das dem innersten

Wesen nach einem ganz anderen Gebiete Angehörige, die Allgemeine Geologie, davon ab.

Freilich ergäbe sich dann die Notwendigkeit, der Allgemeinen Geologie auch alles das zuzuteilen, was zu ihr gehört: Also nicht nur die dynamische Geologie, sondern auch die so überaus wichtige, von den meisten Geologen aber mehr oder weniger vernachlässigte chemische Geologie und die Petrographie.

Eine solche Abtrennung aber der Allgemeinen Geologie als selbständiger Wissenschaft, ohne daß ihr Vertreter sehr gediegene Kenntnisse besäße in Physik und Chemie, speziell physikalischer Chemie, sowie in Petrographie und Mineralogie, erschiene mir verfehlt.

Bekanntlich ist nun aber schon seit längerer Zeit ein Teil der Allgemeinen Geologie von dieser abgetrennt und zur Mineralogie gerechnet bzw. geschlagen worden; ich meine die Petrographie und die Petrogenesis. Allein die Mineralogie hat doch nur die Petrographie der krystallinen Massengesteine und allenfalls der krystallinen Schichtgesteine an sich genommen, während logischerweise dann doch nicht nur die halbe, sondern auch die ganze chemische Geologie, d. h. auch die chemische Tätigkeit der Luft und des Wassers, und ferner nicht nur die halbe, sondern auch die ganze Petrographie, d. h. auch diejenige aller anderen Gesteine, von der Allgemeinen Geologie hätte abgetrennt werden müssen.

Das, was ehemals in Berlin JUSTUS ROTH vertrat bzw. innehatte, ist meiner Ansicht nach das richtig Abgegrenzte, das logisch Zusammengehörige. Er hatte den Lehrstuhl für Allgemeine und Chemische Geologie inklusive der Petrographie inne; und wenn ihm die mikroskopische Kenntnis der Gesteine mangelte, so lag das nur darin, daß er in petrographisch vor-mikroskopischer Zeit wurzelte. Das Richtige wäre doch, wenn man überhaupt abtrennen will, auch heute wieder eine solche Zusammenfassung dessen zu machen, was logisch zusammengehört, nicht aber eine Auseinanderreißung des Zusammengehörigen. So, wie die Dinge jetzt liegen, ist die Allgemeine Geologie in zwei Hälften auseinandergerissen; die eine Hälfte vertritt der Geologe und die andere Hälfte der Mineraloge, und das erscheint mir nicht gut.

Selbstverständlich dürfte ein solcher „Allgemeiner Geologe“, wie ich ihn hier auffasse, nicht nur chemisch-physikalisch-mineralogisch-petrographisch ausgebildet sein, sondern er müßte auch Geologe auf diesem Gebiete sein, d. h., seine Unter-

suchungen nicht nur am Studiertisch, sondern auch in der Natur machen.

Will man also überhaupt in der Geologie-Paläontologie eine Trennung vornehmen, so lasse man das, was zusammengehörig ist, zusammen und reiße es nicht auseinander, d. h., man lasse einerseits Historische Geologie und Paläontologie zusammen als „Historische Geologie“ und andererseits dynamische, chemische und petrographische Geologie zusammen als „Allgemeine Geologie“.

Will man dann abermals weiter trennen, so trenne man eine rein zoologische Paläontologie von der Historischen Geologie ab; wobei man aber trotzdem von dem Vertreter der Historischen Geologie die eingehendsten paläontologischen Kenntnisse verlangen muß, als wenn die Abtrennung gar nicht stattgefunden hätte. Aber die ganze Allgemeine Geologie lasse man als ein zusammengehöriges Ganzes zusammen.

Für alle kleineren Universitäten würden indessen alle diese Trennungen aus erklärlichen Gründen noch sehr lange hinausgeschoben werden. Es werden daher alle die Habilitanden, welche eine Professur anstreben, nicht nur an einer der wenigen großen Universitäten, sondern auch an einer der zahlreichen kleineren Universitäten gezwungen sein, sich nach wie vor in der alten Weise für „Geologie-Paläontologie“ zu habilitieren und ihre Befähigung dafür nachzuweisen; denn anderenfalls würde jemand, der sich nur für „Historische Geologie“ oder nur für „Paläontologie“ oder nur für „Allgemeine Geologie“ habilitiert hätte, wenn er es mit der Sache ernst meinte, gar nicht eine Professur für die ganze Geologie-Paläontologie im alten Sinne annehmen dürfen, da ihm ja die nötige Vorbildung dazu fehlen würde. Oder umgekehrt, wenn man es mit der Sache ernst meinte, so würde man ihm eine solche Professur auch gar nicht anbieten dürfen.

Wollte man sich freilich darüber hinwegsetzen und trotzdem Männer, die von Anfang ihrer wissenschaftlichen Tätigkeit an auf eine allgemeine breite Bildung in diesen Fächern Verzicht geleistet, die sich von Anfang an eng spezialisiert haben, dennoch für die gleichzeitige Lehrtätigkeit in allen diesen drei Fächern berufen, so würde man sich gegen den Geist der Universität vergehen.

Selbstverständlich rede ich hier nur von der Vorbildung, die ein zukünftiger Professor der Geologie genossen, und deren

Besitz er entweder durch Arbeiten auf den verschiedenen Gebieten oder auf andere Weise vor der Habilitation nachgewiesen haben sollte; ich rede also nur von der breiten Grundlage, die er sich erworben haben sollte, um später einmal den Anforderungen gerecht werden zu können, die ein Inhaber eines Lehrstuhls für das Gesamtgebiet der Allgemeinen Geologie und Historischen Geologie und Paläontologie erworben haben sollte. Das Spezialisieren nach der einen oder anderen Richtung hin ist ihm später natürlich unbenommen. Aber wer als Geologe schon vor der Habilitation sich eng spezialisiert hat, wer also diese breite Grundlage sich nicht erworben hat, der spart freilich viel Zeit und Mühe, der gelangt viel schneller zur Habilitation — aber für den gilt das vorhin Gesagte¹⁾.

Nachtrag. Ich habe eingangs gesagt: „Geologie ist Entwicklungsgeschichte der Erde und der Lebewelt“. Gemeint ist natürlich Geologie in ihrer jetzigen Gestalt bei uns, d. h. in ihrer Vereinigung von allgemeiner und historischer Geologie; denn Letztere ist eben in ihrem wesentlichen Teile Entwicklungsgeschichte der Lebewelt. Jene Definition ist also tatsächlich richtig. Wer Anstoß daran nimmt, weil auf solche Weise Biologisches und Abiologisches zusammen liegt, der muß die von mir aus eben diesem Grunde als allein logisch erklärte Trennung machen: Einerseits Allgemeine, andererseits Historische Geologie. So lange beide vereint sind, wird Bio- und Abiologisches vereint bleiben.

¹⁾ Um den von Freunden recht frühzeitiger Spezialisierung gegen mich vielleicht erhobenen, sehr schwerwiegenden Einwurf abzuschneiden, ich verlange zu viel, verlange etwas, was ich selbst wohl nicht erfüllt habe, möchte ich angeben, daß ich vor der Habilitation auf allen drei Gebieten gearbeitet, und zwar meist umfangreichere Abhandlungen veröffentlicht habe: 1. Paläontologie. a) Wirbellose: Beiträge zur Entwicklungsgeschichte der fossilen Cephalopoden I u. II. b) Wirbeltiere: Die fossile Säugetierfauna von Punin bei Riobamba. 2. Historische Geologie: Der untere Dogger von Deutsch-Lothringen. 3. Allgemeine Geologie: a) Die Vulkane des Herniker-Landes, mit mikroskopisch-petrographischer Untersuchung der Gesteine; b) Der geologische Aufbau der Apenninhalbinsel; c) Hypothesen über die Entstehung der Gebirge (b und c für die Habilitation).

Es würde also weder der Einwurf stichhaltig sein, daß ich zu viel verlange, noch der weitere viel schlimmere, daß ich selbst diese Bedingungen nicht erfüllt habe.

Neueingänge der Bibliothek.

- BÄRTLING, R.: Flußspat. S.-A. aus: Die nutzbaren Mineralien. Herausgegeben von Dr. B. DAMMER und Dr. O. TIETZE, Berlin. Stuttgart 1913.
- Die Bedeutung der Kreideformation für die Wasserführung des Deckgebirges über den nutzbaren Lagerstätten des nördlichen Rheintalgrabens. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, Jahrg. 1912, Monatsber. 1.
- BERG, G.: Die Erzlagerstätten der nördlichen Sudeten. Hierzu 1 Tafel. S.-A. aus: Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen. Festschrift zum XII. Allgemeinen Bergmannstag in Breslau 1913. Berlin 1913.
- Der geologische Bau des Niederschlesisch-Böhmischen Beckens und seiner Umgebung. Mit 1 Karte. S.-A. aus: Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen. Festschrift zum XII. Allgemeinen Bergmannstag in Breslau 1913. Berlin 1913.
- BERGT, W.: Übersicht über die Gesteine der Kapverdischen Inseln. S.-A. aus: IMMANUEL FRIEDLÄNDER, Beiträge zur Kenntnis der Kapverdischen Inseln. Berlin 1913.
- BEYSCHLAG, F.: Das Salzvorkommen von Hohensalza. Mit 3 Figuren. S.-A. aus: Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen. Festschrift zum XII. Allgemeinen Bergmannstag in Breslau 1913. Berlin 1913.
- DENCKMANN, A.: Der geologische Aufbau des Kreises Siegen. Beiträge zur Landes- und Volkskunde.
- EBELING, F.: Das Produktive Carbon Niederschlesiens. S.-A. aus: Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen. Festschrift zum XII. Allgemeinen Bergmannstag in Breslau 1913. Berlin 1913.
- FLIEGEL, G.: Neue Beiträge zur Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Stück I und II. Hierzu Tafel 26. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1912, Bd. **33**, II, 2. Berlin 1913.
- Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, 1913, Monatsber. 7. Stuttgart 1913.
- Zum Gebirgsbau der Eifel. S.-A. aus: Verhandl. des Naturhist. Vereins der preuß. Rheinlande u. Westfalens, Jahrg. **68**, 1911.
- HÄBERLE, D.: Die geologischen Verhältnisse der Nordpfalz. Nach einem gelegentlich der Jahresversammlung des Nordpfälzischen Geschichtsvereins am 12. Februar 1913 zu Rockenhausen gehaltenen Vortrag. Mit 13 Abbildungen u. 5 Tafeln. Kirchheimbolanden 1913.
- Die Gneis-(Granit-)Industrie von Albersweiler in der Rheinpfalz. S.-A. aus: Der Steinbruch. Berlin.
- Die Gesellschaft für Naturwissenschaft und Heilkunde zu Heidelberg (1818—1847), die Vorläuferin des Naturhistorisch-Medizinischen Vereins zu Heidelberg (seit 1856). S.-A. aus: Verhandl. des Naturhist.-Medizin. Vereins zu Heidelberg, N. F. Bd. **XII**, 3. Heidelberg 1913.
- Bericht über die 46. Versammlung des Oberrheinischen Geologischen Vereins zu Frankfurt a. M. vom 25. bis 29. März 1913. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitteil. des Oberrhein. Geol. Vereins. Karlsruhe 1913.

- HUTH, W.: Beiträge zur Kenntnis der Carbongattung *Mariopteris* und ihrer Arten. (Hierzu 1 Tabelle und 1 Textfigur.) S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, Jahrg. 1913, Monatsber. 7. Stuttgart 1913.
- Die oberschlesischen Mariopteriden. Mit 2 Textfig. u. 6 Tafeln. S.-A. aus: Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. **75**. Berlin 1913.
- JENTZSCH, A.: Der vortertiäre Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. S.-A. aus: Der Bergbau im Osten des Königreichs Preußen. Festschrift zum XII. Allgemeinen Bergmannstag in Breslau 1913. Berlin 1913.
- KAUNHOWEN, F.: Der Bernstein in Ostpreußen. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, Bd. **34**, II, 1. Berlin 1913.
- KOHN, H.: Die Entstehung der heutigen Oberflächenformen der Erde und deren Beziehungen zum Erdmagnetismus. Annalen der Natur- und Kulturphilosophie. Herausgegeben von W. OSTWALD und R. GOLDSCHIED. Bd. XII, 1/2. Leipzig 1913.
- KORN, J.: Der Buk-Maschiner Os und die Landschaftsformen der West-Posener Hochfläche, nebst Bemerkungen über die Bildungsweise der Schildrücken (Drumlins) und Oser. Hierzu Tafel 10. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, Bd. **34**, I, 2. Berlin 1913.
- MICHAEL, R.: Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. Mit 3 Profilen und 2 Übersichtskarten. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, Bd. **34**, I, 2. Berlin 1913.
- Zur Kenntnis des Oberschlesischen Diluviums. Mit 1 Figur. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, Bd. **34**, I, 2. Berlin 1913.
- Die geologischen Verhältnisse des Oberschlesischen Industriebezirks. S.-A. aus: Bd. II der Festschrift zum XII. Allgemeinen deutschen Bergmannstag in Breslau 1913: Handbuch des Oberschlesischen Industriebezirks. Kattowitz 1913.
- Die Altersfrage des Tertiärs im Vorlande der Karpathen. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, Jahrg. 1913, Monatsber. 5. Stuttgart 1913.
- Die Fortschritte der Geologie Oberschlesiens in den letzten 20 Jahren. S.-A. aus: Berg- u. Hüttenmännische Zeitschr. „Glückauf“ Nr. 35 u. 36, Jahrg. 1913.
- Die geologische Position der Wasserwerke im oberschlesischen Industriebezirk. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1912, Bd. **33**, T. II, H. 1. Berlin 1913.
- MOLENGRAAFF, G. A. F., u. VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT: Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie. Herausgegeben von G. STEINMANN und O. WILCKENS Bd. I, 3. Heidelberg 1913.
- MONESTIER, J.: Sur la Stratigraphie Paléontologique de la zone à *Amaltheus Margaritatus* dans la région sud-est de l'Aveyron. S.-A. aus: Bull. de la Société géol. de France, t. XIII, 1913. Paris 1913.
- MUTHESIUS, K.: Grundsätzliches zur Volksschullehrerbildung. Schriften des deutschen Ausschusses für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht. Heft 11. Leipzig 1911.
- PILZ, R.: Geologische Studien in Britisch-Nordborneo. S.-A. aus: VI. Jahresber. der Freiburger Geol. Ges. Freiberg 1913.
- SAUER, A.: Geologische Karten. S.-A. aus: Hardwörterbuch der Naturwissenschaften, Bd. IV. Jena 1913.

- SEEMANN, FR.: Eine neue Therme in Außig.
— Die naturwissenschaftlichen Sammlungen Deutschböhmens. IV. Das Außiger Stadtmuseum. S.-A. aus: Lotos, Naturw. Zeitschr., Bd. 60, 1912. Prag.
— Neue Mineralfundorte des böhmischen Mittelgebirges.
— Die Außiger Thermen. Außig 1912.
— Ergebnisse einer naturwissenschaftlichen Reise zum Erdschias-Dagh (Kleinasien). III. Petrographischer Teil. Die Gesteine des Erdschias-Dagh. S.-A. aus: Annalen des k. k. Naturhist. Hofmuseums, Bd. XXI, 3 u. 4. Wien.
- SHIRAKI, T.: Monographie der Grylliden von Formosa, mit der Übersicht der Japanischen Arten. Taihoku 1911.
— Acrididen Japans. Yokohama 1910.
- STELLER, K. G.: Vorrichtung zu gleichzeitiger verbundener Darstellung helio- und geozentrischer Planetbewegungen. Nürnberg.
- TORNAU, F.: Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete. Heft 6. Zur Geologie des mittleren und westlichen Teiles von Deutsch-Ostafrika. Mit 9 Fig. im Text; 6 Tafeln und einer geol. Routenkarte. Herausgegeben von der Geolog. Zentralstelle f. d. deutschen Schutzgebiete. Berlin 1913.
- TRAUTH, FR.: Zur Erinnerung an ERNST KITTL. Mitteilungen der Sektion für Naturkunde des Österreichischen Touristen-Klubs. Jahrg. XXV, 8/9.
- TYRRELL, J. B.: The Patrician Glacier South of Hudson Bay. International Geological Congress, Canada 1913. Toronto 1913.
- WAHNSCHAFFE, F.: Über zwei conchylienführende Lößablagerungen nördlich vom Harz. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1886. Berlin 1887.
— Mitteilung über Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Gegend von Obornik in Posen. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1896. Berlin 1897.
— Bericht über gemeinsame Begehungen der diluvialen Ablagerungen im außeralpinen Rheingebiete im April 1907. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, Bd. XXVIII, 3. Berlin 1907.
— Über eine Exkursion bei Magdeburg. Aus: Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale im Anschluß an die Konferenz der Direktoren der Deutschen Geologischen Landesanstalten im Jahre 1908. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, Bd. XXX, II, 1. Berlin 1909.
— Über die Einwirkung des vom Winde getriebenen Sandes auf die an der Oberfläche liegenden Steine. Naturw. Wochenschr., Bd. II, 19. Berlin 1888.
— Die Bedeutung des baltischen Höhenrückens für die Eiszeit. Vortrag, gehalten auf dem VIII. Deutschen Geographentage zu Berlin. S.-A. aus: Verhandl. des VIII. Deutschen Geographentages zu Berlin 1889. Berlin 1889.
— Über die Entstehung und Altersstellung des Klinger Torflagers. S.-A. aus: Sitzungsber. der Ges. naturforsch. Freunde, Jahrg. 1892, 10.
— Ergebnisse einer Tiefbohrung in Niederschönevide bei Berlin. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Jahrg. 1893.
— Über die Entwicklung der Glazialgeologie im norddeutschen Flachlande. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Jahrg. 1898.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1914

Vorsitzender:	Herr	WAHNSCHAFFE †	Schriftführer:	Herr	BÄRTLING
Stellvertretende	}	BORNHARDT			HENNIG
Vorsitzende:		KRUSCH			JANENSCH
Schatzmeister:		MICHAEL			WEISSERMEL
Archivar:		SCHNEIDER			

Beirat für das Jahr 1914

die Herren: FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN-Kopenhagen, OEBBECKE-München, ROTHPLETZ-München, SALOMON-Heidelberg.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr, in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. **Vorträge** für die Monatsitzungen sind Herrn Professor Dr. JANENSCH **unlängst 8 Tage vorher** anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 5 Tage nach dem Vortrage** an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden. Vorlagen für etwaige Textfiguren müssen **spätestens am Tage des Vortrages** in Händen des Schriftführers sein.

Die **Aufnahme** in die Deutsche Geologische Gesellschaft geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt einen Jahresbeitrag von 25 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 30 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes ausserdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 M. ablösen.

Angebot nur für die Mitglieder der Gesellschaft.

Eine beschränkte Anzahl der nachstehenden älteren Jahrgänge kann an die Mitglieder zum Vorzugspreis von 6 M. pro Band (ausser Versandkosten) abgegeben werden. Bestellungen sind direkt an Herrn Dr. O. Schneider, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, einzusenden. Da die Anzahl der abzugebenden Bände beschränkt ist, empfiehlt sich baldige Bestellung.

Folgende Bände sind zu diesem Preis für die Mitglieder käuflich: Bd. 1–6, 11–16, 24–30, 33–45.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Kgl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling**,
2. Einsendungen an die Bücherei, Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Sammlungskustos Dr. Schneider**,
beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Janensch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Geh. Oberbergrat Bornhardt**, Charlottenburg, Dernburgstr. 49, oder Herrn **Professor Dr. Krusch**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an Herrn **Professor Dr. Michael**, Charlottenburg 2, Bleibtreustr. 14, Postscheckkonto Nr. 16071 beim Postscheckamt Berlin NW 7 oder an die Deutsche Bank, Depositenkasse Q, in Charlottenburg 2 für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“ porto- und bestellgeldfrei einzuzahlen.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 12.

1913.

Protokoll der Sitzung vom 3. Dezember 1913.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Der Vorsitzende eröffnete um 6 Uhr die Sitzung zur Vor-
nahme der Wahl des Vorstandes und Beirats, die um 7 $\frac{1}{4}$ Uhr
für beendet erklärt wird.

Der Vorsitzende teilt mit, daß die Gesellschaft im letzten
Monat wiederum 2 alte Mitglieder durch den Tod verloren
hat und widmet ihnen folgenden Nachruf:

Unsere Gesellschaft hat den Verlust von zwei langjährigen
hervorragenden Mitgliedern zu beklagen; es starben im vorigen
Monat Professor Dr. ARMIN BALTZER in Bern und Professor
Dr. ANTON FRIČ in Prag.

RICHARD ARMIN BALTZER wurde am 16. Januar 1842
in Zwochau im Regierungsbezirk Merseburg geboren, wo sein
Vater **FRIEDRICH BALTZER** als Pfarrer tätig war. Religiös-
politische Kämpfe nötigten diesen, in den vierziger Jahren als
Flüchtling seine Heimat zu verlassen, um dann nach rastlosen
Wanderjahren in der Schweiz eine neue Heimat zu finden.
Nachdem der junge **ARMIN BALTZER** in Zürich die vielfach
unterbrochene Gymnasialbildung vollendet hatte, studierte er
dort zuerst Naturwissenschaften unter **ESCHER VON DER LINTH**,
KENNGOTT und **WISLICENUS**. Von hier ging er 1864 nach
Bonn, wo er mit einer geologischen Arbeit den Dokortitel
erwarb, um sodann in Zürich am Chemischen Institut der
Universität eine Assistentenstelle anzunehmen. Im Jahre 1869
erhielt er eine Lehrstelle für Chemie, Mineralogie und Geologie
an der dortigen Kantonschule und hatte als solcher Gelegen-
heit, viele geologische Exkursionen mit seinem anregenden
ehemaligen Lehrer **ESCHER VON DER LINTH** zu unternehmen.

Bereits im Jahre 1873 habilitierte sich BALTZER für Geologie an der Universität und am eidgenössischen Polytechnikum in Zürich mit der Arbeit: „Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues. Zürich 1873.“ In den nächsten Jahren beschäftigten ihn unter anderem die Felzstürze in den Alpen, die vulkanischen Erscheinungen des Ätna und der Insel Vulcano sowie der geologische Bau des Wetterhorns. Von besonderer Bedeutung waren folgende Arbeiten:

Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland. Mit Atlas von 13 Tafeln und einer Karte, mit Zugrundelegung der eidgenössischen Aufnahmekarten im Maßstab 1:50000. (Mitteil. d. naturf. Gesellsch. in Bern, Nr. 20, 1880.)

Das Aarmassiv (mittlerer Teil) nebst einem Atlas des Gotthardmassivs, enthalten auf Blatt XIII. (Mitteil. d. naturf. Gesellsch. in Bern, Nr. 24, IV, 1888);

sie haben seinen Namen als Geologe bekannt und berühmt gemacht. Nach dem Tode BACHMANN'S erhielt BALTZER 1884 einen Ruf als ordentlicher Professor für Geologie und Mineralogie an die Universität Bern.

In den unzureichenden Räumen des alten Universitätsgebäudes entfaltete er eine so erfolgreiche und vielseitige Lehrtätigkeit, daß ihm auf seine Anregung und in Anerkennung seiner Verdienste ein neues Institut bewilligt wurde, welches er im Jahre 1897 beziehen konnte. Die akademische Lehrtätigkeit gewährte ihm die Zeit zu geologischen und petrographischen Untersuchungen namentlich im Aarmassiv, die er in obengenannter Schrift und in dem Aufsatz:

„Randerscheinungen der zentralgranitischen Zone im Aarmassiv. (Neues Jahrb. f. Mineral. usw., Jahrg. 1885, II.)“

niederlegte.

Außerdem bearbeitete er die Gebiete des diluvialen Aar- und Rhonegletschers (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, XXX. Lieferung. Bern 1896) in musterhafter Weise und wandte sich im Anschluß an diese Untersuchungen dem Studium der diluvialen Gletscher auf der Südseite der Alpen und demjenigen der südlichen Kalkalpen zu. Von besonderer Bedeutung waren seine

„Studien am Unter-Grindelwaldgletscher über Glazialerosion, Längen- und Dickenveränderung in den Jahren 1892—1897. (Denkschr. d. schweiz. naturf. Gesellsch. Bd. 33, 2. Zürich 1898.)“

Aus seinen letzten Lebensjahren stammen weitere Untersuchungen über den granitischen Zentralkern des Aarmassivs und der geologische Führer für das Berner Oberland. (Berlin 1906.)

In Anerkennung seiner großen Verdienste um die Förderung der Geologie wurde BALTZER von der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien und der Academy of natural sciences of Philadelphia zum korrespondierenden Mitgliede sowie von der Geological Society of London zum Ehrenmitgliede ernannt.

In der Sitzung am 1. Dezember 1875 erfolgte auf den Vorschlag von ROTH, LOSSEN und DAMES die Aufnahme BALTZERS als Mitglied in die Deutsche Geologische Gesellschaft. Von 1904—1906 gehörte er dem Beirat an.

BALTZER besaß einen edlen Charakter, eine schlichte Geradheit in seinem Wesen und eine hervorragende Willensstärke, so daß er trotz schweren Nervenleidens in den letzten Lebensjahren seine Tätigkeit als Lehrer immer noch aufrecht erhielt. Die hohe Auffassung von seinem Lehrberuf kennzeichnen seine Worte: „Nicht sowohl die wissenschaftliche Berühmtheit als die Persönlichkeit, enthusiastische Begeisterung und Lehrgeschick machen das Wirksame des lehrenden Professors aus, Mann und Wissenschaft müssen eins sein, nur dann wirken sie lebendig“.

Mir ist es vergönnt gewesen, auf geologischen Versammlungen wiederholt mit BALTZER zusammenzutreffen. Im Jahre 1894 nahm ich an der von ihm geleiteten Exkursion durch das Aartal teil, die sich an den VI. internationalen Geologenkongreß in Zürich anschloß. Allen Teilnehmern wird es unvergeßlich sein, in welcher ausgezeichneten Weise er uns dort in sein Arbeitsgebiet einführte, und wie er uns durch seinen liebenswürdigen Humor das andauernd schlechte Wetter auf dieser Exkursion, das uns einen vollen Tag in Guttannen festhielt, vergessen ließ. Dieser köstliche Humor kam auch sonst in seinen geologischen Gelegenheitsgedichten zum Ausdruck.

Am 4. November ist der vortreffliche Mann in Hilterfingen am Thunersee plötzlich infolge eines Schlaganfalles aus dem Leben geschieden.

^v
ANTON FRIC, ein Bruder des bekannten tschechischen Schriftstellers JOSEPH VACLAV FRIC, war am 30. Juni 1832 in Prag geboren. Im Jahre 1849 ordnete er im Museum des Königreichs Böhmen die aus Texas eingelaufenen Sammlungen und wurde dort nach drei Jahren Assistent bei der zoologischen Abteilung. Er spendete diesem Museum eine schöne Sammlung der in Böhmen heimischen Vögel. Im Jahre 1855 wurde er Kustos der zoologischen Musealsammlungen und unternahm als solcher größere Forschungsreisen in Serbien,

Kroatien, Dalmatien und Montenegro. Sein Hauptstudium war der Medizin gewidmet. Er erlangte 1860 den Doktorgrad und habilitierte sich 1862 als Dozent für vergleichende Anatomie und Physiologie an der Universität und 1864 an dem damals reorganisierten Polytechnikum in Prag. Im Jahre 1871 wurde er zum außerordentlichen Professor an der Prager Universität ernannt und erhielt 1882 nach der Errichtung der tschechischen Universität daselbst die ordentliche Professur für Zoologie. Zugleich war er Direktor der zoologischen und paläontologischen Abteilung des Kgl. Böhmischem Museums.

Es ist FRIČs Verdienst, daß er BARRANDE bewog, seine herrliche paläontologische Sammlung dem Prager Museum zu vermachen. Nach dem Tode dieses Gelehrten gründete FRIČ einen BARRANDE-Fonds in Höhe von 10000 Fl., der noch heute zur Unterstützung des Studiums des böhmischen Silurs dient. FRIČ hat sich um die naturwissenschaftliche Durchforschung Böhmens sehr verdient gemacht und das Böhmisches Museum durch zoologische und paläontologische Sammlungen außerordentlich bereichert. Unter seinen geologisch-paläontologischen Arbeiten sind hervorzuheben:

Über die Callianassen der böhmischen Kreideformation. (Abh. d. Kgl. böhm. Ges. der Wiss., Bd. XV, Prag 1867.)

Cephalopoden der böhmischen Kreideformation. Prag 1872.

Geologische Bilder aus der Vorzeit Böhmens. Prag 1873.

Die Reptilien und Fische der böhmischen Kreideformation. Prag 1878

Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens. Prag 1883—1901. 4 Bände.

Die Crustaceen der böhmischen Kreideformation, zusammen mit KAFKA. Prag 1887.

FRIČ gehörte als ordentliches Mitglied seit 1870 der Königlichen böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften an und wurde am 13. September 1868 auf Vorschlag der Herren v. UNGER, A. und U. SCHLÖNBACH in die Deutsche geologische Gesellschaft als Mitglied aufgenommen.

Im 81. Lebensjahre stehend, ist er am 15. November nach einem arbeitsreichen Leben in seiner Villa „Božinka“ in Prag sanft entschlafen.

Zu Ehren der Verstorbenen erheben sich die Anwesenden von ihren Sitzen.

Als neue Mitglieder wünschen der Deutschen Geologischen Gesellschaft beizutreten:

Herr Bergassessor OTTO SCHLAFKE, Berlin N. 4, Invalidenstraße 44;

Herr Bergassessor WILHELM HÖPPNER, Berlin N. 4, Invalidenstr. 44;

Herr Professor Dr. F. KOSSMAT, Direktor der Königl. Sächsischen Geologischen Landesanstalt in Leipzig, Talstraße 35; vorgeschlagen durch die Herren BEYSCHLAG, KRUSCH und MICHAEL.

Der Vorsitzende legt sodann die als Geschenk eingegangenen Druckschriften der Versammlung vor und bespricht eine Auswahl.

Alsdann wird das Ergebnis der Wahlen verlesen:

Es wurden abgegeben 237 Wahlzettel, darunter 1 ungültiger.

Es erhielten Stimmen:

Als Vorsitzender:

Herr WAHNSCHAFFE 232, Herr BORNHARDT 2, ungültig 2 Stimmen. — Gewählt Herr WAHNSCHAFFE.

Als stellvertretende Vorsitzende:

Herr BORNHARDT 234, Herr KRUSCH 221, Herr STREMMER 2, Herr SCHEIBE 2, die Herren ZIMMERMANN, PENCK, BRANCA, JANENSCH, BEYSCHLAG und BÄRTLING je 1, ungültig 6. — Gewählt die Herren BORNHARDT und KRUSCH.

Als Schriftführer:

Die Herren BÄRTLING 233, HENNIG 236, JANENSCH 231, WEISSERMEL 229, HARBORT 4, VON STAFF 2, BEYSCHLAG, BERG, MESTWERDT je 1, ungültig 2. — Gewählt die Herren BÄRTLING, HENNIG, JANENSCH und WEISSERMEL.

Als Schatzmeister:

Die Herren MICHAEL 230, VON LINSTOW 3, AHLBURG 2. — Gewählt Herr MICHAEL.

Als Archivar:

Herr SCHNEIDER 235. — Gewählt Herr SCHNEIDER.

Als Beiratsmitglieder:

Die Herren SALOMON 215, ROTHPLETZ 210, MADSEN 205, FRICKE 204, OEBBECKE 200, FRECH 199, STROMER VON

REICHENBACH 31, WEPFER 20, STEINMANN 11, WELTER 10, ANDREE 9, DEECKE 8, WEIGAND 8, BUXTORF 4, POMPECKJ 4, EM. KAYSER, STILLE und TORNUST je 3, LEPSIUS und ER. KAISER je 2, VON ARTHABER, KLINKHARDT, E. FRAAS, BLANKENHORN, WYSOGORSKI, SCHLEH, VON AMMON, BRUHNS, HINTZE, VAN WERWECKE, BÜCKING, SEMPER, BERGEAT, K. MARTIN, PAULKE, WILCKENS, GÜRICH, KLOCKMANN, DANNENBERG je 1. — Gewählt die Herren SALOMON, ROTHPLETZ, MADSEN, FRICKE, OEBBECKE und FRECH.

Demnach setzt sich der Vorstand und Beirat für 1914 folgendermaßen zusammen:

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE

Stellvertr. Vorsitzende: - BORNHARDT

- KRUSCH

Schriftführer: - BÄRTLING

- HENNIG

- JANENSCH

- WEISSERMEL

Schatzmeister: - MICHAEL

Archivar: - SCHNEIDER

Beirat: Die Herren FRECH-Breslau, FRICKE-Bremen, MADSEN - Kopenhagen, OEBBECKE - München., ROTHPLETZ-München und SALOMON-Heidelberg.

Die anwesenden Herren nahmen die Wahl an.

Herr H. PHILIPP spricht über „Osar und deren Beziehung zu Kames und Rollsteinfeldern“¹⁾.

Im Anschluß an seine vor zwei Jahren dargelegte Auffassung von der inglazialen Entstehung der Osar²⁾ berichtet der Vortragende über seine diesjährige Begehung der Aargletscher. Es ließ sich ein neuer Oszug seitlich auf dem Rücken des Oberaargletschers in einer Gesamtlänge von ca. 300 m feststellen. Dieser zerfällt in 2 Teilstücke von ca. 80 bzw. 200 m Länge, von denen das kürzere, tiefer gelegene, nicht in unmittelbarer Fortsetzung des oberen auftritt, sondern um einige

¹⁾ Eine ausführlichere Darstellung erscheint im Zentralbl. f. Min. 1914.

²⁾ H. PHILIPP, Über ein rezentes alpines Os . . . , diese Zeitschrift, Bd. 64. 1912, Monatsber. S. 68—102.

Meter seitlich ausgelenkt ist. Die Rücken bestehen aus grobem gerollten Material, das nur oberflächlich von einigen Moränenblöcken bedeckt ist; sie zeigen den geschwungenen Verlauf der Rücken- und Höhenlinie, so daß sie alle äußeren Merkmale der Osar tragen.

Gegen die inglaziale Entstehung der Osar ist von einigen Seiten der Einwand erhoben worden, daß bei dem nachträglichen Niederschmelzen der schutterfüllten Kanäle keine Osar mit ungestörter innerer Struktur sich entwickeln könnten. Dieser Einwurf ist deswegen nicht stichhaltig, weil die Gletscher nicht nur von der Oberseite, sondern auch von unten her abschmelzen. Folglich werden tief gelegene inglaziale Kanäle gleichfalls von unten her freigeschmolzen, und deren Kies- und Schotterinhalt kann sich dann ohne jede Störung der ursprünglichen Struktur auf dem Gletscherboden ablagern, zumal die Abschmelzung von unten her viel gleichmäßiger und ruhiger erfolgt als die Ablation der Gletscheroberfläche. Man wird also die ungestörten Osar wesentlich auf die Abschmelzung der Kanäle von unten, die gestörten auf deren Abschmelzung von oben her zurückführen können.

Daß inglaziale Kanäle keineswegs selten sind, zeigen u. a. die Beobachtungen am Unteraargletscher, von wo sie bereits AGASSIZ früher beschrieben hat. Sie treten offenbar viel zahlreicher auf, als man bisher angenommen hat, und spielen eine wesentliche Rolle bei der Drainage des Gletschers.

Bei der Annahme inglazialer Entstehung der Osar erklärt sich zwanglos die enge Verknüpfung von Osarn, Rollsteinfeldern und Kames. So müssen bei einer Stillstandslage die Schotter eines inglazialen Kanals sich beim Ausschmelzen an der Stirn des Gletschers zu einem großen Geröll- und Kieshaufen akkumulieren, also einem einzelnen Kame, der im Bogen der Endmoräne liegt. Ein Beispiel hierfür bietet die Südseite des Oberaargletschers, wo sich fluvioglaziales Material vom Rücken des Gletschers bis zur Endmoräne hinzieht und hier einen größeren, ca. 8 m hohen Schotterhaufen bildet. Analog wird sich bei etappenweisem Rückzug des Gletschers statt eines kontinuierlichen Osrückens eine Anzahl hintereinandergereichter Kuppen entwickeln können. Da außerdem gelegentlich mehrere Kanäle dicht beieinander in gleicher Richtung, aber verschiedenem Niveau auftreten, so können sich ganze Gruppen solcher Kamehügel entwickeln.

Besondere Fälle müssen eintreten, wenn die Kanäle beim Ausschmelzen ziemlich hoch auf dem Gletscher liegen. Dann breitet sich das Geröll wie bei Mittelmoränen durch Tischen

und Abrutschen immer mehr seitlich aus, so daß beim definitiven Niederschmelzen sich nicht mehr ein Rücken, sondern ein breiter Streifen von Geröllen (Rollsteinfeld) auf den Untergrund niedersenkt. In einer Stillstandslage wird diese breite fluvioglaziale Schottermasse sich ebenfalls endmoränenartig vor dem Fuß des Gletschers als transversale Kies- und Geröllrücken akkumulieren müssen, den quergestellten Marginalosarn bzw. Marginalkames.

Zur Diskussion sprechen die Herren WAHNSCHAFFE, WERTH, WEISSERMEL, P. G. KRAUSE, KORN und der Vortragende.

Herr WEISSERMEL weist auf die von ihm beschriebenen ¹⁾ Verhältnisse nordöstlich von Halle hin, wo Osar der vorletzten Vereisung in zweifellosen genetischen Beziehungen zu den das Diluvium durchragenden Porphyrkuppen stehen, indem sie sich an diese ansetzen, von ihnen ausstrahlen; Verhältnisse, die nur dahin gedeutet werden können, daß die Porphyrkuppen in der letzten Phase der Eisbedeckung Spalten im Eise aufreißen ließen, die wieder zur Osbildung Veranlassung geben. Hier können also die Osar nur in Spalten entstanden gedacht werden.

Herr P. KRUSCH berichtet „über einige Exkursionen und Beschlüsse des Internationalen Geologenkongresses in Toronto“.

Herr W. WOLFF spricht über „die Glazialgeologie in den Verhandlungen und auf den Exkursionen des Kongresses in Toronto“.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

WAHNSCHAFFE. BÄRTLING. HENNIG.

¹⁾ SIEGERT und WEISSERMEL, Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. Abhandl. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 60, S. 261—69.

Briefliche Mitteilungen.

36. Bericht über die Exkursionen
im Anschluß an die Hauptversammlung
der Deutschen Geologischen Gesellschaft
in Greifswald im August 1912.

Von Herren O. JAEKEL, K. KEILHACK und H. PHILIPP.

A. Bericht über die Exkursionen vor der Versammlung.

Führung: H. PHILIPP, O. JAEKEL und K. KEILHACK.

Exkursion nach Stettin und Nörenberg vom 3. — 5. August 1912.

Von Herrn H. PHILIPP.

An der Exkursion nach Stettin und Nörenberg vom 3.—5. August nahmen 15 Herren teil. Am Nachmittage des ersten Tages fuhr man mit den halbstündlich¹⁾ verkehrenden Lokaldampfern von Stettin in $\frac{3}{4}$ Stunde Oder abwärts nach Kratzwieck zur Besichtigung der großen Aufschlüsse im Mitteloligozän, die an der Straße zwischen hier und Cavelwisch durch die Ziegeleiindustrie geschaffen sind. In der SCHWINNINGschen Grube, der zweiten von Kratzwieck aus, tritt die Zerteilung des Mitteloligozäns in die liegenden Septarientone und die hangenden Stettiner Sande klar zutage, wenn auch die Lagerung im einzelnen durch Quellungen im Ton und Abgleiten der hangenden Sande vielfach sehr kompliziert ist, so daß man früher lange im unklaren über die Altersbeziehungen beider zueinander gewesen ist. Der hier dunkelgrau bis braunschwarze Septarienton ist zum Teil recht sandig; Versteinerungen sind

¹⁾ Zeit- und Wegeangaben sowie die Literaturangaben am Schluß sind etwas genauer angeführt, um gelegentlich späterer Exkursionen als Anhaltspunkte dienen zu können.

auffallend selten, doch zeigen sich in den tiefen Teilen der Grube massenhaft die meist sehr regelmäßig, z. T. birnenförmig gestalteten Septarien; ebenso finden sich gelegentlich gute Gipsrosetten. Die gelb bis rostbraun gefärbten Stettiner Sande im oberen Teil der Grube gliedern sich hier in einen massigen, rein sandigen, leicht zerreiblichen Komplex, und einen zweiten, in dem sandige Schichten mit festen kalkreichen Bänken wechseln. Letztere Partie ist steil gefaltet, während in den massigen Sanden die Störung sich durch zahllose sich kreuzende Sprünge ausprägt. Ob diese Verquetschungen bzw. Stauchungen hier gleichfalls durch Abrutschen oder durch glazialen Druck erfolgt sind, ist zweifelhaft. Bereits an dieser Stelle konnte man sich von dem Reichtum an Fossilien der Stettiner Sande überzeugen. Diese liegen entweder lose in den Sanden, meist jedoch schichtenweise in konkretionär verhärteten Bänken oder als isolierte Individuen im Kern einzelner, regelmäßiger sogenannter Stettiner Kugeln, die sich durch ihre hohe Härte auszeichnen. Sehr reich an Versteinerungen erwiesen sich die Aufschlüsse in der HAVEMANNschen Grube dicht vor Cavelwisch, wo als häufigstes Fossil *Fusus multisulcatus* oft ganze Bänke zusammensetzt. Besonderes Interesse fanden die sehr häufigen Durchschnitte durch Otolithen sowie verkieseltes, von zahlreichen Teredogängen durchsetztes Holz. In dieser Grube gewann man auch ein gutes Bild von den komplizierten Lagerungsverhältnissen der Sande und der Tone zueinander, da hier über den Sanden stellenweise nochmals Septarienton auftritt und beide an einigen Punkten direkt miteinander verknüpft erscheinen.

Die ganze Tour erforderte mit halbstündiger Kaffeepause auf dem Rückwege in Gotzlow 5 Stunden. Von Stettin fuhr man am Abend noch bis Stargard.

Sonntag, den 4., und Montag, den 5. August. Diese beiden Tage waren dem Endmoränengebiet der weiteren Umgebung von Nörenberg in Hinterpommern gewidmet, das vor allem durch KEILHACKS Arbeiten bekannt geworden ist und das, wie vielleicht kein anderes Gebiet Norddeutschlands, auf engstem Raume die meisten Formen des glazialen Oberflächenreliefs in modellartiger Schönheit zeigt; vgl. das Übersichtskärtchen (Fig. 1) und die S. 655 angegebenen Karten. Die Begehung umfaßte das Gebiet des baltischen Endmoränenzuges zwischen den Bahnstrecken Stargard—Reetz und Wangerin—Dramburg. Mit dem ersten Zuge erreichte man Station Tornow der Strecke Stargard—Reetz—Callies, auf der flachen

Grundmoränenebene gelegen. Bereits während der Fahrt fiel der durch seine charakteristische Kiefernbewaldung

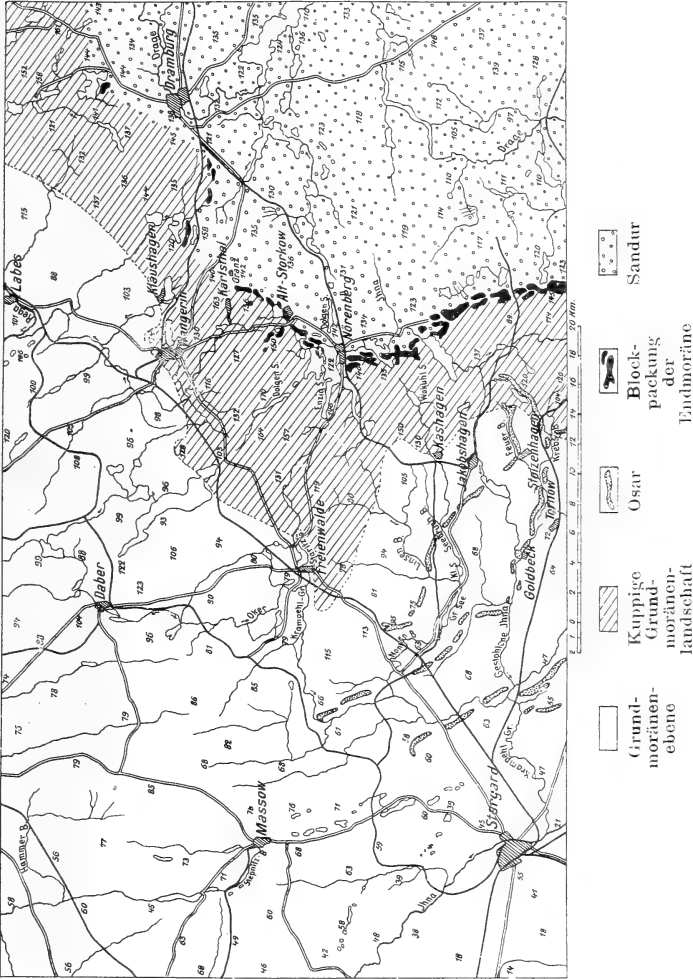


Fig. 1.

Übersichtskarte der Glaziallandschaft von Nürnberg (Hinterpommern) nach den bisher publizierten Karten zusammengestellt und gezeichnet von cand. phil. V. HEROLD.

sich nördlich der Bahn scharf heraushebende Zug des Goldbecker Oses auf, des mittleren der 3 großen Oszüge, die im Verein mit mehreren kleineren, hier in südöstlicher Richtung gegen die Endmoräne ziehen.

Auf dem Wege Tornow—Wudarge erreichte man binnen kurzem den Osrücken und konnte sich in einem guten Aufschluß von dessen charakteristischem Aufbau, Sanden und feinen Kiesen in fluviatiler Kreuzschichtung überzeugen. Im Verfolge des Oszuges gegen Osten treten dem Besucher dann alle morphologischen Eigentümlichkeiten der Osar deutlich vor Augen. Das Os erhebt sich hier in einer durchschnittlichen Breite von 150—200 m ca. 15 m über die benachbarte Grundmoränenebene, bald in Form eines abgeplatteten breiten Rückens, bald mit beiderseitig steilem Anstieg als ausgesprochener „Ziegenrücken“. Ebenfalls sehr deutlich entwickelt treten hier als Begleiter des Oses die Osgräben auf, breite vertorfte Niederungen, die abwechselnd den Oszug bald nur an der einen Seite, bald zu beiden Seiten flankieren, gelegentlich auch den Oszug unterbrechen und von einer zur andern Seite hinüberwechseln. Daß diese Gräben einst stark fließende Gewässer waren, zeigen Prallstellen an den Osflanken. Auf dem Rücken, und an den Abhängen des Osrückens fortwährend verfolgte man diesen ca. 2 km weit bis dorthin, wo oberhalb des Weges Saatzig—Moderow einige baumfreie, ziemlich isoliert sich heraushebende Kuppen des Osrückens einen vorzüglichen Überblick über dessen Verlauf und über die ganze Landschaft geben. Frei überblickt der Beschauer im Nordwesten und Südwesten die weite fruchtbare, flachwellige Grundmoränenebene mit ihren eingesenkten Söllen und den langgestreckten Jakobshagener und Goldbecker Osarn; im Nordosten hebt sich das Terrain sanft und allmählich wie der Innenrand eines flachen Tellers zu einem mit Laubwald bestandenen Höhenzuge, dem Innenrand des Endmoränenbogens. Scharf treten von diesem erhöhten Standpunkt aus an den benachbarten Hügeln zwei Eigenschaften vieler Oszüge hervor: die in kurzen Serpentinien geschwungene Rückenlinie sowie das gelegentliche Auflösen eines Osrückens in mehrere individualisierte Kuppen, wodurch die Höhenlinie gleichfalls einen geschwungenen Verlauf erhält.

In längerer Ruhepause entwickelte sich hier oben eine lebhafte Diskussion, anknüpfend an die vom Referenten aufgestellte Theorie der Entstehung der Osar aus inglazialen Kanälen unter wesentlicher Mitwirkung proximal aufreißender Spalten¹⁾, wodurch viele Eigentümlichkeiten der Osar und

¹⁾ H. PHILIPP: Über ein rezentes alpines Os und seine Bedeutung für die Bildung der diluvialen Osar. Diese Zeitschr. 1912, Monatsber. S. 68—102, vgl. auch vorstehende Notiz, S. 638.

der Osgräben eine ungezwungenere Erklärung finden als bei der bisherigen Annahme sub- oder supraglazialer Entstehung.

Dann folgte man zunächst dem Laufe des Krebsbaches gegen Osten und nahm später querfeldein die Richtung auf Stolzenhagen. Unmittelbar nördlich dieses Ortes tritt ein zweiter Osrücken, „die Feuerberge“, auf, eine Fortsetzung des Jakobshagener Oses in Form eines ca. $1\frac{1}{2}$ km langen, fast wie ein Eisenbahndamm scharf geschnittenen Walles (vgl. Fig. 2), der nur noch im kleinen den welligen Verlauf von Rücken-



Fig. 2.

DANNENBERG phot.

Os (Feuerberge) bei Stolzenhagen. Fortsetzung des Jakobshagener Os.

und Höhenlinie erkennen läßt, und dessen Material viel gröber kiesig ist als das des zuvor besuchten Oses. Aufschlüsse am westlichen Ende dieser Feuerberge an der Straße nach Jakobshagen zeigen eine schwach sattelförmige Lagerung der Kies-schichten. (Entfernung von Bahnhof Tornow bis zu den Feuerbergen ca. 8 km, Wegdauer incl. Rast und Begehung der Feuerberge ca. $3\frac{1}{2}$ —4 Stunden.)

Den Weg von den Feuerbergen nach Jakobshagen (ca. $2\frac{1}{2}$ km) legte man in Wagen zurück, die die Teilnehmer, nach einer Frühstückspause in Jakobshagen, Nachmittags am Wokuhlsee und am Westufer des Nethstubbensees entlang bis Nörenberg bringen sollten. (Jakobshagen—Nörenberg ca. 12 km, Kleinbahn über Kashagen in einer Stunde.) Unmittelbar hinter Jakobshagen, auf dem Wege nach dem Wokuhlsee, ändert sich die Landschaft. Zunächst bauen sich über der Grundmoräne einige vereinzelte elliptische, drumlinartige Hügel auf; dann

wird das Terrain völlig unruhig, scheinbar regellos wechseln Kuppen und abflußlose Senken: das typische Bild der kuppigen Grundmoränen- bzw. Endmoränenlandschaft. Diese wird hier von prächtigem Hochwald überzogen, ist aber dort, wo der Boden Feldkultur zuläßt, erfreulicherweise in ausgedehntem Maße kolonisiert, da das kuppige, zum Teil sehr stark mit Blöcken bestreute Terrain sich nicht für den Großbetrieb eignet. Am Wokuhlsee kreuzt man eine alte breite Schmelzwasser-rinne, die hier die Endmoränenlandschaft durchbrochen hat, also einem jüngeren Rückzugsstadium des Eises angehört haben muß.

Sobald man oberhalb des Nethstubbensees aus dem Walde heraustritt, zeigt sich wiederum ein völlig anderes Landschafts-



Fig. 3.

PRAESENT phot.

Dolgensee, nordöstlich von Nörenberg. Sandurfläche mit Rinnensee.

bild, eine weite, sich gegen Osten erstreckende Ebene, das Gebiet der Kies- und Sandaufschüttung vor dem Gletscher: der Sandur. Am schärfsten tritt dessen Struktur und seine Beziehungen zur Endmoräne nördlich von Nörenberg hervor, während südlich, zwischen Nörenberg und Nethstubbensee, die Grenzen ziemlich verwaschen sind und sich nicht in einer scharfen Linie, sondern in einer Reihe von niederen, sehr blockreichen, annähernd parallellaufenden Rücken ausprägt, was darauf hinzuweisen scheint, daß hier der Eisrand weniger stationär war als nördlich von Nörenberg, daß er vielmehr oszillierte oder sich in kleinen Etappen mehr gleichmäßig zurückzog.

Die späten Nachmittagsstunden galten der unmittelbaren Umgebung Nörenbergs nördlich der Stadt. Blickt man vom Kulminationspunkt der Straße nach Seegut—Alt-Storkow, ehe man die Kalksandsteinfabrik erreicht hat, gegen Osten so fällt zunächst die scheinbare Eintönigkeit der Sandur-Landschaft auf, die sich fast wie eine Platte von der Höhe des

Seegutes bei ca. 140—145 m ganz schwach gegen Osten senkt. Um so erstaunter ist man, wenige Schritte weiter, an der Fabrik, vor einem fast 30 m steil eingesenkten Rinnensee, dem Dolgensee, zu stehen (vgs. Fig. 3), dem Teilstück einer Schmelzwasserrinne, die aus der Gegend des Enzigsees sich weit gegen Osten erstreckt und sich südlich von Dramburg mit einer anderen aus der Gegend von Labes herüberziehenden Rinne vereinigt. Diese Dolgenseerinne gibt einen vorzüglichen Einblick in die Struktur des Sandurs, vor allem in dem großen Aufschluß der Kalksandsteinfabrik (vgl. Fig. 4). Hier stehen deutlich ge-



Fig. 4.

PHILIPP phot.

Aufschluß im Sandur an der Kalksandsteinfabrik bei Nörenberg.

schichtete Sande und Kiese mit gelegentlichem größerem Geröll an, die Gelegenheit zum Sammeln von silurischen und jurassischen Fossilien bieten. Aufschlüsse weiter östlich, in einem der kleinen Seitenrisse des deutlich terrassierten Sees zeigen, entsprechend der größeren Entfernungen von der Endmoräne, im ganzen feinere Sande; die unregelmäßig verteilten faustgroßen Gerölle sind hier seltener, und ebenso scheinen die groben Kieslager zu fehlen. Die Sande sind hier deutlich geschichtet durch einen Wechsel feiner loser Sande von heller Farbe und eisenschüssigen braunen, etwas verfestigten Lagen, die sich in der Mächtigkeit von ca. 1 cm zwischen die 5 bis 10 cm mächtigen losen Sande einschalten. Oft sind diese Schichten etwas gebogen und gefältet, verzweigen sich wohl auch, laufen aber im ganzen kontinuierlich fort. Vielleicht

ließe sich dieser Schichtwechsel mit periodischem Ablationswechsel (Jahreszeiten- oder Tag- und Nachtwechsel) in Zusammenhang bringen.

Gegen Westen zu gabelt sich die Dolgenseerinne in die nördlich ziehende, gleichfalls terrassierte und steil eingeschnittene Schützenserinne und eine Depression, die zum Enzigsee hinüberzieht und die darauf hinweist, daß ihre Fortsetzung in dem nördlichen Zweig des Enzigsees und über Streblov hinaus in der nordwestlichen, ebenfalls Dolgensee heißenden Seerinne zu suchen ist. Nordwestlich der Kalksandsteinfabrik, kurz vor dem Schützenssee, dessen Rinne noch in den Sandur eingesenkt ist, zeigen die Sandgruben, entsprechend ihrer Annäherung an die Endmoräne, ziemlich grobe Schotter und Sande, bereits untermischt mit sehr großen Geröllen, und unmittelbar westlich davon steht man bereits auf den Blockpackungen der Endmoräne, die hier in einem zungenförmigen Ausläufer südöstlich gegen den Sandur vorspringt, nördlich anschließend aber in einem breiten Gürtel den Sandur gegen Westen zu abschließt. Diese wald- und buschbestandene Blockpackung begleitet den Nordoststrand des Enzigsees und biegt dann gegen das Ostufer des Pietschensees ein. Künstliche Aufschlüsse in der Gegend der Waldhalle haben gezeigt, daß hier Block an Block, zum Teil von mächtigen Dimensionen, aufeinandergeschichtet ist, und auch oberflächlich kann man sich an vielen Stellen von dieser Blockpackung überzeugen, wenn auch die Mehrzahl der oberflächlichen Blöcke hier bereits verarbeitet worden ist.

Am nächsten Morgen fuhr man mit Booten über den See, stattete dem schön bewaldeten, stark mit Blöcken bestreuten Schützenwerder einen kurzen Besuch ab und ließ sich im nördlichsten Zipfel des Sees bei Neu-Dingelsberg an Land setzen (ca. $1\frac{1}{2}$ Std.), um von dort die kleine bewaldete Kuppe oberhalb des Gehöftes Streblov zu gewinnen (ca. 20 Min.). Von hier hat man wieder einen ausgezeichneten Überblick über die Morphologie der Glaziallandschaft. Der Beschauer steht mitten in der ca. 7—10 km breiten, kuppigen Grundmoränenlandschaft (vgl. Fig. 5) und sieht auf das unruhige Terrain unmittelbar zu seinen Füßen, dessen Kuppen sich durchschnittlich 135—165 m, im Kleistberg¹⁾ aber bis 180 m erheben. Gegen Westen, also gegen innen, etwa von Kolonie Neubuch-

¹⁾ Die hohe Hügelzone mit dem Kleistberg, die radial zum Endmoränenbogen steht, gehört vielleicht einem Os an (?); Aufschlüsse bei Heinrichshöhe am Abhange des Kleistberges zeigten geschichtete Kiese mit dünner Geschiebemergeldecke.

holz an, tritt dann bald eine starke Verflachung des Terrains zu der 80—100 m hohen Grundmoränenebene ein, die sich von Jakobshagen her gegen Norden erstreckt. Im Süden erkennt man die scharfe Grenze der bewaldeten Endmoränen gegen den Sandur, der sich in Höhen von 120—140 m einförmig gegen Osten und Nordosten ausbreitet. Von der Rückseite der Kuppe genießt man dann einen prächtigen Blick auf die schmale, in die Grundmoränenlandschaft eingesenkte



Fig. 5.

PRAESENT phot.

Kuppige Grundmoränenlandschaft bei Streblov, westlich des Enzigsees.

Dolgenseerinne. Sehr auffallend ist gegenüber von Streblov eine ca. 300 m breite, relativ ebene Depression in der Form einer Talwanne mit Prallhängen, die hier oberhalb des Raduchelsees sich gegen die Dolgensee—Enzigseerinne von Nordosten her öffnet.

Am Nordufer des Enzigsees entlang erreichte man dann wieder die Grenze der kuppigen Grundmoränen- bzw. Endmoränenlandschaft gegen den Sandur bei der Blockpackung nördlich der Waldhalle (von Streblov aus ca. 3 km), und folgte dieser bis zur Einmündung der Schützenseerinne in den Pietschensee. Letzterer bildet eine direkte Fortsetzung des nordöstlichen Enzig- sowie Wreichensees und liegt unmittelbar hinter der Blockpackung in einer breiten Depression, die

sich dann weiter über Schulzen-, Ferknitz- und Gr. Rotsee bis fast nach Karlstal hin verfolgen läßt. Diese stellenweise über $1\frac{1}{2}$ km breite Niederung ist völlig verschieden von den Rinnenseen. Gegen Westen unregelmäßig lappig in die kuppige Grundmoränenlandschaft eingreifend, ist die Ostseite ziemlich geradlinig durch die ca. 20 m ansteigende Fläche des Sandurs bzw. die sich daran lagernde Blockpackung begrenzt (vgl. Fig. 6). Demnach muß hier der Eisrand von der durch die Blockpackung fixierten Stillstandslage sich zunächst schnell zurückgezogen haben bis zu einer Linie westlich der Depression,



Fig. 6.

DANNENBERG phot.

Stausee hinter dem die rechte (östlich gelegene) Bildseite einnehmenden Endmoränenwall. Pietschensee, nördlich von Nörenberg.

und in dieser sammelten und stauten sich dann die vom Eisrand nach Osten zu abströmenden Schmelzwasser, so daß die ganze Seenkette als Stauseen hinter der Endmoräne aufzufassen ist, wie denn auch jetzt noch das Niveau dieser Seen ca. 10 m höher liegt als das der Rinnenseen im Sandur. Daß hier zur Zeit des Gletscherrückzuges ein zusammenhängendes größeres Stau-becken existiert habe, scheint auch aus einer anderen Tatsache hervorzugehen. Der bereits erwähnte, von der östlichen Dolgenseerinne in Nordsüdrichtung abzweigende Schützensee zieht sich durch die abschließende Blockpackung bis dicht an den Pietschensee heran, ist aber von dessen Niveau (123 m) durch eine paßartige Schwelle von etwas über 130 m getrennt, an dem die Blockpackung eine Unterbrechung zeigt. Eine Fortsetzung der Schützenseerinne über den Pietschensee hinaus, etwa entsprechend der Fortsetzung des östlichen Dolgensees über Enzig- und Raduchensee in die westliche Dolgenseerinne,

findet sich nicht. Die Schützenseerinne nimmt also ihren Ursprung im Pietschensee in einer Höhe von ca. 10 m über dem heutigen Wasserspiegel. Andererseits ist die Schützenseerinne steil mit scharfen Prallhängen in die Sandurfläche eingeschnitten, was ihr jüngeres Alter gegenüber jener darlegt. Hieraus scheint nur der Schluß möglich, daß das Niveau der Stauseen früher viel höher lag als jetzt, und daß sich an dieser Stelle ein Überlauf bei ca. 130 m bildete, die Schützenseerinne. Hiermit scheint übereinzustimmen, daß sich südöstlich des Schulzensees terrassenartige Stufen bei ca. 130 m am Rande des Staubeckens verfolgen lassen.

Nördlich der Schützenseerinne setzt nun sehr bald am Ostufer des Pietschensees die Blockpackung wieder ein und erhebt sich in einer kleinen Waldparzelle zu einem ausgeprägten, ca. 5 m über den Sandur aufragenden Blockwall. Nordöstlich des Pietschensees und östlich des Schulzensees verschmilzt die Blockpackung dann morphologisch mit dem Sandur, doch bleibt der Steilabfall gegen die Stauseerinne bestehen. (Entfernung Enzigsee—Alt-Storkow ca. 3 km.)

Unter der liebenswürdigen Führung des Herrn Rittergutsbesitzers SCHRÖDER, der außerdem in gastfreundlichster Weise die Exkursionsteilnehmer zum Frühstück eingeladen hatte, konnte man dann im Park von Alt-Storkow den hier wieder sehr scharf entwickelten Blockwall verfolgen. Dieser zieht sich durch das Gut und beginnt mit einer Gabelung, deren einer Ast die Fortsetzung des bisher vom Enzigsee aus verfolgten Walles gegen NW. bildet, während der andere sich in Rudimenten quer durch die Staurinne zieht und dann hinter der Dampfziegelei an der Straße Alt-Storkow—Wangerin als deutlicher Blockwall in Ostwestrichtung einschwenkt. Die Exkursion folgte dem Hauptast an der Ostseite des Ferknitzsees und hatte hier Gelegenheit weiter zu beobachten, wie verschieden in morphologischer Hinsicht sich der Blockwall gegenüber dem Sandur verhält, welch letzterer an der Straße nach Magaretenhof verschiedentlich in Kiesgruben gut aufgeschlossen ist. Während zuvor die Blockpackung sich über den Sandur empor erhob, liegt hier streckenweise der Blockwall (Halbinsel im Ferknitzsee), durch eine schmale wassererfüllte Depression vom Sandur getrennt, zunächst tiefer als dieser, um dann wieder zu dessen Höhe anzusteigen und mit ihm zu verschmelzen.

An der kleinen Waldparzelle vor Magaretenhof setzt ein kleiner, ca. 3—5 m hoher, flacher und ca. 300 m langer Osrücken, im distalen Teil von Blöcken bedeckt, schräg

zum Rande des Sandurs in die Stauseedepression hinein. Die Blockpackung tritt bei Margaretenhof nur gelegentlich als Kuppe hervor, dann aber hebt sie sich $1\frac{1}{2}$ km nördlich wieder scharf wallartig heraus bis zu einer Kuppe von 170 m oberhalb des Schotterwerkes Karlstal, dicht bei der Mühle von Granz. Mit diesem Kulminationspunkt hört aber sowohl die Blockpackung als die scharfe Grenze zwischen Sandur und Endmoränenlandschaft und ebenfalls die Stauseenkette auf. Vergeblich sucht das Auge nach einer Fortsetzung weiter gegen Norden, statt dessen geht hier, von der Mühle von Granz an, der Sandur allmählich in die kuppige Moränenlandschaft über. Diese Kuppenlandschaft von durchschnittlich 150—160 m Höhe schließt also hier die Stauseedepression gegen Norden zu ab. Aus diesen Verhältnissen läßt sich folgern, daß nördlich von Karlstal und südlich von Nörenberg der Eisrand sich mehr gleichmäßig von der Stillstandslage zurückzog, auf der gesamten Strecke dazwischen aber sprungweise, wodurch die Depression sich erklärt, in deren Tiefe sich die Schmelzwasser ansammelten und schließlich sich gewaltsam gegen außen in tief ausgekolkten Rinnen Bahn brachen.

Eine dieser Überlaufrinnen lernte man vorher in der Schützenseerinne kennen. Als weitere, tieferliegende und daher jüngere Entwässerungsrinne des Stausees ist die Depression bei Alt-Storkow und als tiefste wohl die Depression, in der die Stadt Nörenberg zum Teil liegt, zu deuten. Ebenfalls nur als Überlaufrinne scheinen dem Referenten einige auffallende grabenförmige Rinnen deutbar zu sein, die sich zwischen Margaretenhof und Karlstal aus dem Sandur gegen die Stauseenkette ziehen. Zirka 500 m Nordost Margaretenhof bei der Wegkreuzung (132,4 m der Spezialkarte) setzt im Sandur eine schmale scharfe Erosionsrinne in Süd-nordrichtung ein (vgl. Fig. 7), zieht bis unmittelbar an die Seenedepression und biegt hier bei einem kleinen Gehöft ostwestlich in diese ein. Auch hier ist die stark verflachte Einmündungsstelle hoch über dem Seeniveau bei ca. 140 m gelegen. Man wird sich vorstellen müssen, daß bei einem Wasserstand etwas oberhalb 140 m an dieser Stelle der nur wenige Meter höhere Uferrand durchbrochen wurde und nun ein einmaliger Wasserschwall über den Beckenrand sich plötzlich nach außen ergoß und in strudelnder Bewegung eine tiefe Rinne sich auskolkte, die nach mehreren 100 m Verlauf sich allmählich in den Sandur verlief. Etwas weiter nördlich folgt dann ein vielleicht ähnlich zu erklärender paßartiger Einschnitt in dem

Endmoränenwall, durch den der Weg nach Vorwerk Neuhütte führt und dann unmittelbar hinter dem Schotterwerk ein noch viel schärfer ausgeprägter, ganz steil eingeschnittener Graben, der auch zunächst in Südrichtung ca. 700 m weit in den Sandur eingesenkt ist und dann ebenfalls in einem kurzen Ostweststück gegen den nördlichsten Zipfel der Seendepression in einer ungefähren Höhe von 145 m einmündet. Morphologisch und genetisch müssen diese schmalen Rinnen mit der Überlaufrinne des Schützensees zusammengefaßt werden. Eine

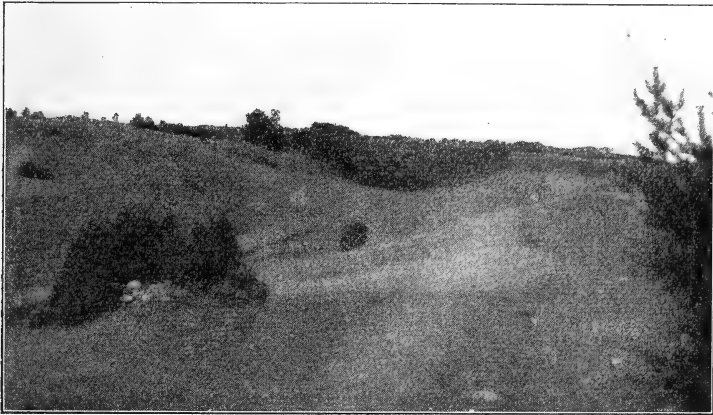


Fig. 7.

BÖHNEL phot.

Überlaufrinne bei Margarethenhof, östlich von Alt-Storkow.

andere Entstehung als durch Überlauf aus einem Stausee scheint ausgeschlossen. Wollte man eine Entwässerung in umgekehrter Richtung, etwa von dem Sandur gegen die Seen annehmen, so müßten diese Rinnen bei der Einmündung in die Depression die tiefste Lage haben; gerade das umgekehrte ist der Fall. Wollte man an eine mit dem Sandur gleichzeitige Bildung denken, etwa den Austritt eines besonders starken Wasserlaufes unter dem Eisrande, so müßten die Sandurflächen sich allmählich gegen die Gräben senken oder aber von dem Sandur sich zahlreiche kleine Rinnen gegen die Gräben ziehen da jener doch gleichfalls vom Schmelzwasser überströmt wurde. Jedenfalls dürften diese Gräben nicht scharf in den Sandur eingeschnitten sein, was zusammen mit der Zerstörung der Blockpackung unbedingt auf nachträgliche, nicht auf gleich-

zeitige Bildung hinweist. Ebenso spricht die Richtung der Rinnen für nachträgliche Bildung. Die Endmoräne geht annähernd nordsüdlich, demgemäß senkt sich die Sandurfläche deutlich gegen Osten ab. Bei einer gleichzeitigen Entstehung müßten also wohl auch die Gräben in westöstlicher Richtung verlaufen. Statt dessen wenden sie sich in einem scharfen Knick südlich. Mit der Auffassung als Überlaufgräben steht aber noch eine andere Tatsache in Einklang: die verschiedenen Höhen der Überlaufstellen, und zwar senken diese sich im allgemeinen von Norden nach Süden von über 145 m bis auf ca. 123—125 m. Da aber der stauende Sandur bzw. die Blockpackung nur in den nördlichen Teilen höher als 145 m liegt, so würde sich daraus weiter ergeben, daß sich der Eisrand nicht gleichmäßig aus seiner Stillstandslage zwischen Karlstal und Nörenberg zurückzog, sondern im nördlichen Teil mit dem Rückzug begann, so daß hier zunächst zwischen der kuppigen Aufschüttung nördlich Karlstal der Blockpackung und dem Eisrand die Wasser sich sammeln konnten und beim Schotterwerk Karlstal und nördlich Magaretenhof sich ihre höchsten und schmalsten Durchbrüche schufen. Dann erfolgte der Rückzug des Eislappens etwas weiter südlich, dementsprechend vergrößerten sich die aufgestauten Wassermassen, und folglich haben wir hier auch die viel breitere und tiefere Überlaufgraben des Schützensees. Nach ihrer Höhenlage würden also die Überläufe sich in folgender Reihe gebildet haben: 1. Schotterwerk Karlstal bei ca. 145 m; 2. nördlich Magaretenhof bei ca. 140 m; 3. Schützensee bei etwas über 130 m, dann als letzte die flache Depression von Alt-Storkow bei ca. 125 m und die noch tiefere bei Nörenberg. Ein genaues Bild über diese Verhältnisse, namentlich über die sehr komplizierten bei Nörenberg und die Beziehungen der Dolgenseeerinne zu jenen, wird erst die geologische Spezialkartierung bieten können. Diese wird auch feststellen müssen, ob sich Terrassenbildungen im nördlichsten Gebiet des Stausees entsprechend den höchsten Überläufen entwickelt haben; daß Spuren einer 130 m Terrasse vorhanden sind, dem Schützensee entsprechend, wurde bereits hervorgehoben.

Der Weg von Alt-Storkow bis zum Schotterwerk Karlstal (ca. $4\frac{1}{2}$ km) wurde teils zu Wagen, teils zu Fuß zurückgelegt. Leider ruhen seit zwei Jahren die Arbeiten im Schotterwerk. Bei deren Wiederaufnahme, die binnen kurzem durch die Firma PH. HOLZMANN erfolgen soll, sind hier interessante Aufschlüsse über die Beziehungen des Sandurs zur Blockpackung zu erwarten. Von hier erfolgte über Granz

und Station Wangerin (7 km) und Altdamm der Anschluß an die nächstfolgende Exkursion.

Ein wichtiger Teil dieses Exkursionsgebietes, die unmittelbare Umgebung des Enzigsees, ist durch die Bemühungen von Herrn JAEKEL und das Entgegenkommen der Stadt Nörenberg als Naturdenkmal geschützt worden.

Literatur für die Exkursionen nach Stettin und Nörenberg.

a) Karten.

1. Blatt Stettin der geologischen Spezialkarte, Lieferung 67 mit Erläuterungen.
2. Topographische Karte 1:100 000, Blatt Nörenberg, Nr. 189 und Labes, Nr. 157.
3. Topographische Karte 1:25 000, Blatt Jakobshagen, Nr. 1245, Blatt Gr. Mellen, Nr. 1246, Blatt Nörenberg, Nr. 1155, Blatt Wangerin, Nr. 1063.

b) Schriften.

1. Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Von F. WAHNSCHAFFE. Berlin 1909.
2. Geologie von Pommern. Von W. DEECKE. Berlin 1907, S. 137 ff. und S. 170 ff.
3. Geologischer Führer durch Pommern. Von W. DEECKE. Berlin 1899. Exkursion VIIa und VIII.
4. Führer für die Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft in das norddeutsche Flachland vom 28. September bis 5. Oktober 1898. Von BERENDT, KEILHACK, SCHRÖDER und WAHNSCHAFFE. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1897, mit Exkursionskarte des Nörenberger Gebietes.
5. Die baltische Endmoräne in der Neumark und im südlichen Hinterpommern. Von K. KEILHACK, Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1893, S. 180—186, mit Übersichtskarte.
6. Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. Von K. KEILHACK. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1896, S. 163—188.
7. Zur Geologie und Hydrographie der Gegend von Arnswalde in der Neumark. Von A. KLAUTZSCH. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1910, S. 340—356, mit Übersichtskarte.

Exkursion in den pommerschen Jura am 6. August 1912.

Von Herrn O. JAEKEL.

Die Exkursion in den pommerschen Jura ging von Gültzow aus, von wo der große Steinbruch von Klemmen in einer halben Stunde zu Fuß zu erreichen ist. In Klemmen ist der ältere Steinbruch jetzt durch den Abraum des neuen fast ganz zugeschüttet; der südlich von diesem eröffnete neue Bruch ist ca. 12 m tief und gibt an seiner südlichen Steilwand ein klares Profil der Schichtenfolge, die zumeist aus oolithischen Kalken besteht und nach MARTIN SCHMIDT dem oberen Oxford zuzurechnen ist.

Bemerkenswert ist ein Quellhorizont über den dunklen Kalken, die die Basis der Schichtenfolge bilden. Der Reichtum an Fossilien, besonders Mollusken, ist vor allem in den unteren Schichten sehr beträchtlich, ihre Schalen sind aber fast ausnahmslos aufgelöst und als Abdrücke erhalten. Auch einige große Ammoniten wurden wieder bei diesem Besuche gefunden und der pommerschen Landessammlung einverleibt. Ein sehr großer *Nautilus* ging in die Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin über. Durch die zuvorkommende Gastlichkeit der Direktion der Pommerschen Kalksteinwerke, der jetzt auch das Klemmener Werk gehört, führen wir von dort nach Zarnglaff und besichtigten daselbst nach einem vortrefflichen Frühstück in den Räumen des Werkes die großartigen Aufschlüsse, die jetzt daselbst geschaffen sind, und danach die von Schwanteshagen, die zurzeit nicht ausgebeutet werden und meist unter Wasser stehen. An beiden Orten setzt sich die oolithische Facies von Klemmen fort, und es ist wohl auch heute noch sehr wahrscheinlich, daß die 3 Lager einem ungestörten Schichtenverbände des weißen Juras angehören. Die Zarnglaffer Kalksteine scheinen dem mittleren Kimmeridge, die Schichten von Schwanteshagen dem Portlande anzugehören. Zwischen den 3 Aufschlüssen bleiben Lücken in der Schichtenfolge, die hoffentlich bald durch Bohrungen, die das Kalkwerk anstellen lassen will, ausgefüllt werden. In Zarnglaff ist zurzeit folgende Schichtenfolge freigelegt:

- $\frac{1}{2}$ m Grünsandbank mit *Lima* cf. *proboscidea* und *Ostrea solitaria*,
- 3 - weißer toniger Mergel, mit *Natica rupellensis* und sehr vielen Terebrateln und Zeillerien, auch Rhynchonellen,
- 1 - heller, weiß verwitternder fester Kalk, in linsenförmigen Brocken verwitternd, durchspickt mit Exemplaren von *Perna subplana*,
- 3 - harter, hellgrauer oolithischer Kalk mit *Terebratula subsella*, *Rhynchonella pinguis*, *Trichites Saussurei*, *Ceromya*, *Isocardia*, *Pholadomya*, *Mytilus jurensis*,
- ca. 13 - dunkelgrauer oolithischer Kalk, z. T. sehr sandig mit gelegentlichen Fossilien (*Terebratula*, *Rhynchonella*). Durch Verwitterung leicht zerfallend. Vereinzelt härtere Kalkbänke.

In Schwanteshagen:

- ca. 6 m feste, frisch blaugraue, rötlich verwitterte Kalke, z. T. sandig und plattig abgesondert; unterbrochen durch sandige, infolge Verwitterung ganz zerfallene Zwischenschichten; Fossilien: *Trigonia Hauchecornei*, *Gervilleia tetragona*, *Ostrea expansa*.

Dem Direktor der Pommerschen Kalksteinwerke, Herrn MEISSNER, ist die Gesellschaft für die vortreffliche Unterstützung dieser Exkursion zu besonderem Danke verpflichtet.

Geologischer Ausflug bei Misdroy am 7. August 1912.

Von Herr KEILHACK.

Vom Bahnhof Liebesele begaben sich die Teilnehmer mit Wagen entlang dem westlichen Steilabfalle des Misdroyer Inselkerns gegen das Verlandungsgebiet der Swinepforte südwärts, um die in der Nähe von Lebbin durch mehrere große Tagebau aufgeschlossene Kreideformation kennen zu lernen. In dem beim Dorfe Kalkofen gelegenen Bruche der Stettiner Portlandzementfabrik Stern ist die turone Kreide mit ihren Einlagerungen plattigen Feuersteins und kugeligen Markasits aufgeschlossen als eine flache Kuppel ohne wesentliche Lagerungsstörungen. In dem anschließenden Lebbiner oder Quistorpschen Bruche treten zunächst einige Störungen auf und dann sieht man plötzlich aus dem Liegenden blaugrauen typischen Geschiebemergel unter der Kreide emportauschen. Er ist nahezu frei von Kreide- und Feuersteineinschlüssen, im Gegensatz zu dem die Kreide überlagernden, an beiden sehr reichem jüngeren Geschiebemergel. Gerade am Tage vor unserem Besuche war die diluviale Unterlage der Kreide durch das Ziehen eines Wasserabflußgrabens auf größerer Strecke vorzüglich aufgeschlossen. Die Kreide bildet hier also eine gewaltige, in sich wenig gestörte Scholle im Diluvium, die, nach dem geologischen Baue des Untergrundes der Oderinseln zu schließen, von Norden herbeigeschleppt sein muß.

Über die kuppige Endmoränenlandschaft, die den größten Teil des Wolliner Inselkerns an seiner Nord- und Westseite aufbaut, führt der Weg zum Steilabfalle der Hochfläche gegen das Haff, von dem DEECKE angeblich anstehenden braunen Jura beschrieben hatte. Durch natürliche Aufschlüsse und Aufgrabungen konnte der Führer nachweisen, daß alle 3 hier auftretenden Jurapartien nur wenig (6—10 m) mächtige Schollen zwischen älterem und jüngerem Diluvium bilden, in ihrem Auftreten also vollkommen der Lebbiner Kreide entsprechen. Den Schluß der Vormittagsexkursion bildete ein Besuch des auflässigen dritten Kreidebruches bei dem Dorfe Stengow, in welchem auf viele hundert Meter Länge in ununterbrochenem Zusammenhange der Schollencharakter der Kreide, ihre Einbettung im Diluvium, ihre Unter- und Überlagerung durch zwei in ihrer petrographischen Entwicklung verschiedene Grundmoränen nachgewiesen werden konnte.

Nach dem in Misdroy eingenommenen Mittagessen führte uns die Bahn nach der inmitten des alluvialen Verlandungsgebietes der Swinepforte gelegenen Dorfe Pritter. Auf einer

Wanderung quer über die Nehrung zeigte der Führer die drei verschiedenartigen Dünensysteme, durch die die ehemalige 15 km breite Wasserstraße zwischen den Inselkernen von Swinemünde und Misdroy bis auf die Swinemündung vorlandete. Die 3 Dünensysteme unterscheiden sich nach Gestalt, Verlauf und Verwitterung der einzelnen Käme. Die ältesten Dünen, Reste einer 12 km langen, der Halbinsel Hela in der Form ähnlichen, bei Misdroy an den nordwestlichen Vorsprung des Inselkernes ansetzenden Nehrung bilden mit der Küste einen Winkel von $50-60^{\circ}$, bestehen aus breiten, flachen Einzelrücken und sind zu tiefbraunem Ortstein oberflächlich verwittert. Ihre Entstehung fällt in die vorchristliche Zeit und nach der Litorinasenkung. Das zweite Dünensystem streicht spitzwinklig zur Küste, besteht aus steilen, schmalen, eng gescharten Kämmen und ist zu gelblichem, nicht verfestigtem Ortstein verwittert; das dritte und jüngste System endlich läuft parallel der heutigen Küste, beginnt mit einer sehr hohen und breiten Düne, an die sich mehrere flachere Wälle küstenwärts anschließen und ist unverwittert. Die Entstehung der beiden jüngeren Dünensysteme fällt in die nachchristliche Zeit, die der jüngsten in die letzten 3—400 Jahre.

B. Bericht über die Exkursionen an den Versammlungstagen.

Führung: Herr H. FRIEDERICHSEN und O. JAEKEL.

An den Versammlungstagen fanden geologische Ausflüge nach Wieck und Eldena bei Greifswald und nach Thiessow und Groß-Zicker auf Rügen statt, auf denen besonders das Diluvium und die rezenten Bildungen der Ostseeküste besichtigt wurden.

C. Bericht über die Exkursionen nach den Versammlungen.

Von Herrn O. JAEKEL.

Exkursion nach Hiddensöe.

Führer: Herr JAEKEL.

Die erste Exkursion nach der Versammlung führte die Teilnehmer über Stralsund mit dem Dampfer nach der Insel Hiddensöe, der langgezogenen westlichen Insel des Rügenschens Inselkomplexes, und zwar zunächst nach dem Dorfe Neuendorf-Plogshagen, das mitten auf dem flachen, 16 km langen west-

lichen Inselschwanz von Hiddensöe liegt. Hier wurde zunächst der Unterschied zwischen dem flachen, viel gelappten Innenstrande und dem scharf geschnittenen, durch eine Stranddüne gefestigten Außenstrande erläutert und dann die Befestigung dieses Außenufers durch gewaltige Steindämme, die diesen bei Sturmfluten mehrmals gefährdeten schmalsten Punkt des Inselchwanzes vor Durchbrüchen des Meeres schützen sollen. Dann wurden die komplizierten Dünensysteme bei Vitte in Augenschein genommen und nach einem stärkenden Bad und einem Frühstück in Kloster das steile Nordufer des diluvialen Inselkernes von Hiddensöe, des sogenannten Dornbusches, besichtigt.

Herr JAEKEL erläuterte hier die zerstörenden Einwirkungen des Meeres auf die Steilküste und zeigte, wie deren Absturz in relativ einfachen Formen vor sich geht. Unter Bildung einer Hohlkehle und einer „überschwerten“ Böschung, wie sie kurz genannt werden könnte, brachen die vorragenden Stücke der oberen Steilkante schrittweise nach, nur gelegentlich befördert durch Quellen, die auf toniger Schichtfläche größere Partien ins Rutschen bringen.

Wesentlich anders zeigen sich die Brüche am Nordwestufer des Dornbusches. Dort lassen sich große Brüche Hunderte von Metern weit ins Land hinein verfolgen und haben an einzelnen Stellen in kürzester Zeit Niveauunterschiede bis zu 4 m verursacht. Die längsten und stärksten Brüche folgen ungefähr dem Ufer, durchschneiden aber Höhen und Täler und sind teilweise bis 150 m von dem Ufer entfernt. Nicht immer ist dabei der dem Ufer genäherte Flügel der absinkende, bisweilen ist das umgekehrte der Fall. Andere Brüche laufen fast senkrecht auf das Ufer zu, und sind ebensowenig wie die Längsbrüche etwa auf interne Massenbewegungen auf Schichtflächen, „Translokationen“, wie ich alle solche oberflächlichen Massenbewegungen des Bodens nenne, zurückzuführen. Dazu ist der Boden viel zu kompliziert gebaut, wie CH. ELBERT auf Grund zahlreicher Bohrungen nachweisen konnte, die zur Feststellung der Standhaftigkeit des durch die Brüche gefährdeten Leuchtturmes gemacht worden sind.

Herr JAEKEL verteilte an die Teilnehmer eine Schrift über diese Störungen, die im vorigen Jahrgang, Monatsberichte, Seite 278—293, zum Abdruck gelangt ist und als Führer für diese Exkursion dienen konnte. Er betonte noch besonders, daß die tektonische Natur der zuletzt erläuterten Brüche durch ihren Parallelismus zum Ufer naturgemäß nicht widerlegt wurde, da das Ufer vermutlich selbst auf einer horstartigen Heraus-

hebung dieses Inselkernes beruhe. Herr JAEKEL nimmt aber an, daß kleine tektonische Bewegungen parallel zum Ufer genügten, größere Abbrüche an diesem auszulösen, also etwa eine tektonische Niveauperänderung um etliche Millimeter genügte, den am Ufer liegenden Abschnitt in plötzliche größere Absenkungsbewegungen zu bringen, also Translokationen auszulösen, die das Ausmaß der tektonischen Ursache weit über treffen und diese selbst dadurch verschleiern.

Exkursion nach Saßnitz-Stubbenkammer.

Führer die Herren JAEKEL und KEILHACK.

Die Exkursion ging am 12. August von Saßnitz aus zunächst mit einem Motorboot an der Steilküste des Kreideufers entlang, um den Aufbau derselben im ganzen übersehen zu können. Die Führer erläuterten zunächst die Zusammensetzung des Ufers aus der obersten senonen (Mucronaten-) Kreide, den beiden älteren ihr unmittelbar aufgelagerten Geschiebemergeln und den ihnen zwischengeschalteten, vielleicht interglazialen Sanden, sowie dem alle diese Schichten diskordant überlagernden jüngsten Geschiebemergel; sie besprachen dann die vielfachen Wandlungen und Gegensätze der tektonischen Beurteilung der vorliegenden Lagerungsverhältnisse von Kreide- und Diluvialschichten. Sie stimmen darin überein, daß es sich hier nur um einen tektonischen Vorgang handeln kann, der zwischen der letzten und vorletzten Vereisung eingetreten ist, der die bis dahin horizontal gelagerten Sedimente in Schollen zerlegt und teilweise überschoben hat und durch die diskordante Auflagerung des jüngsten Diluviums zeitlich fixiert ist. Eine Meinungsverschiedenheit herrscht bei den Führern nur noch darüber, ob es sich bei den Abbrüchen um Staffelbrüche handelt, wie Herr JAEKEL annahm, oder ob die diesbezüglichen Erscheinungen, wie Herr KEILHACK auf Grund einer Kartierung 1 : 10 000 annimmt, mit Blattverschiebungen eines Bruches erklärt werden können. Die spätere Rückwanderung am Ufer nach dem Besuch von Stubbenkammer und dem Herthasee gab den Teilnehmern Gelegenheit, das Problem und seine einzelnen Erscheinungen eingehend zu diskutieren und führte zu einer anscheinend einstimmigen Bestätigung der tektonischen Auffassung der Verschiebungen.

Als Führer lagen den Teilnehmern vor:

- O. JAEKEL: Über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland.
Diese Zeitschrift Bd. 62, Jahrgang 1910, Monatsber. Nr. 11.

O. JAEKEL: Über den Kreidehorst von Jasmund auf Rügen. (Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Neu-Vorpommern und Rügen. Jahrgang 42, Greifswald 1910.

K. KEILHACK: Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. Mit 10 Tafeln, einer Karte 1:10000 und 13 Textfig. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1912.

Exkursion nach Süd-Schweden.

Von Herrn O. JAEKEL.

Führung: Herr MOBERG und HARDING in Lund.

Von Saßnitz fuhren die Teilnehmer, etwa 30 an Zahl, mit dem Fährschiff nach Trelleborg und von da abends nach Lund, wo Herr MOBERG und sein Assistent Herr HARDING uns am Bahnhof erwarteten, und für die Unterbringung in den Hotels sorgten.

Am folgenden Morgen, Dienstag, den 13. August, ging die Fahrt vom Rögevall-Bahnhof nach Södra Sandby, wo ein kleines Frühstück eingenommen wurde, dann zu Fuß in das Palaeozoicum bei Sandby. Zuerst wurden die untercambrischen Sandsteine mit *Olenellus* besucht, die in einem Straßengraben als Aufschluß Reste jenes Leitfossils lieferten. Dann wurden die jüngeren cambrischen Schichten mit *Acerocare eorne* und die *Dictyograptus*-Schiefer, untersilurische Schiefer mit *Orthis argentea*, *Chasmops*-Schiefer, im Fogelsangbach die Schichten mit *Clonograptus tenellus*, die Orthocerus-Kalke, ein Diabasgang, dann wieder Grenzschiefer vom Cambrium und Silur, *Ceratopyge*-Kalk und Schiefer, ferner ein Silurschiefer mit *Didymograptus geminus*, *Dicellograptus*-Schiefer und Schichten mit *Orthis argentea* und *Retiolites*-Schiefer beobachtet. Herr MOBERG beschloß die Führung durch dieses überaus instruktive Profil mit Erläuterungen verschiedener Bruchsysteme, die die dortige Gegend durchschneiden. Nach der Rückkehr nach Lund vereinigte dort ein froher Kommers die Teilnehmer.

Am 14. August führte Herr MOBERG wieder unter Assistenz von Herrn HARDING in die mesozoischen Schichtenfolge Schonens. Die Fahrt ging mit der Bahn nach Stossenstorp; von dort wurden zunächst die Kreideaufschlüsse von Lyckus und Kurre mölla besucht, die dem unteren Senon angehören und durch *Actinocamax verus* und *westfalicus* charakterisiert sind. Danach folgten Aufschlüsse im jüngsten Silur bei Ramsåsa, Juraschichten bei Kurre mölla, die dem Lias angehören und zahlreiche Bivalven und einige Ammoniten-

reste lieferten. Von dort ging die Fahrt dann über Eriksdal nach Malmö, wo sich die Teilnehmer von ihrem unermüdlichen Führer Herrn MOBERG mit herzlichem Danke verabschiedeten und unter einigen Reiseschwierigkeiten abends in Kopenhagen ankamen, wo sie von Herrn V. MADSEN und anderen dänischen Kollegen auf das freundlichste begrüßt wurden.

Exkursionen in Dänemark.

Von Herrn O. JAEKEL.

Führer die Herren RAVN, NORDMANN und HINTZE in Kopenhagen.

Am 15. August wurden in Kopenhagen vormittags die Sehenswürdigkeiten der Stadt besucht und die geologisch-paläontologischen Sammlungen des Mineralogischen Museums unter Führung der Herren O. B. BÖGGILD und J. P. RAVN besichtigt. Vormittags führte auch Herr Landesgeologe NORDMANN eine Anzahl Teilnehmer in das gehobene marine Alluvium von Frederikssund, wo die reiche Molluskenfauna gesammelt und die großartigen Ablagerungen der Kjökkenmöddinger bewundert wurden. Nachmittags fuhren alle mit der Bahn nach Holte und besichtigten nördlich der Station die glazialen Oberflächenbildungen, und vor allem die ausgezeichneten Aufschlüsse alluvialer Moorbildungen, für deren Herstellung die Deutsche Geologische Gesellschaft der Dänischen Geologischen Landesanstalt und speziell Herrn HARTZ zu größtem Danke verpflichtet ist.

Auf den im Programm vorgesehenen weiteren Ausflug nach Kronberg mußte aus Zeitmangel verzichtet werden und die Teilnehmer kehrten direkt gegen 9 nach Kopenhagen zurück, wo ein großes Gartenfest im Tivoli die deutschen und dänischen Geologen zu angenehmstem Aufenthalte vereinigte.

Am 16. August fanden diese Exkursionen, wenigstens für die überwiegende Mehrzahl, ihren Abschluß mit einem Tagesausflug nach dem Süden der Insel Seeland in die Kreideschichten von Faxø und Stevnsklint. Die großartigen Aufschlüsse des Daniens von Faxø mit seinem unerschöpflichen Fossilreichtum wurden vormittags durchlaufen; und von Herrn J. P. RAVN vortrefflich erläutert. Nach einem Mittagessen in Faxø, das uns Gelegenheit bot, den dänischen Kollegen unseren aufrichtigsten Dank für ihre ausgezeichnete wissenschaftliche Gastfreundschaft auszusprechen, führte uns die Bahn nach Stevnsklint, dem südöstlichen Steilufer von Seeland, der einzigen Stelle, wo die Auflagerung des Daniens auf die Mucronatenkreide des Senons zu beobachten ist. Die Wanderung am

Steilufer bis zu einer durch Unterspülung desselben dem Untergang geweihten Kirche ließ die Schichtenfolge des unteren Daniens klar erkennen. Es wurde bei dieser Gelegenheit darauf hingewiesen, daß eine neue Tiefbohrung bei Kopenhagen das Danien und Senon in 861 m Tiefe noch nicht durchsunken hat, und daß sich daraus auch wichtige Rückschlüsse auf die Mächtigkeit der norddeutschen obersten Kreideschichten ergeben. Während die Mehrzahl der Teilnehmer nun über Kopenhagen die Rückreise antrat, reisten einige Geologen noch am folgenden Tage nach Möen, um unter sachkundiger Führung des Herrn HINTZE das östliche Kreidesteilufer von Möen zu besuchen, das mit dem von Stubbenkammer in allen wesentlichen Punkten übereinstimmt, dessen tektonische Störungen aber nach HINTZE im Gegensatz zu den Auffassungen JAEKELs in postdiluviale Zeit fallen sollen. Nicht nur für die äußerst instruktive Führung, sondern auch für zahlreiche Publikationen, die den Teilnehmern zugestellt wurden, sind wir deutschen Geologen den dänischen Kollegen zu herzlichstem Danke verpflichtet.

Neueingänge der Bibliothek.

- ABENDANON, E. C.: Considérations sur la composition chimique et minéralogique des roches éruptives, leur classification et leur nomenclature. La Haye 1913.
- ANDRÉE, K.: Sedimentpetrographie im Dienste der Paläogeographie. S.-A. aus: Die Naturwissenschaften. Wochenschrift f. d. Fortschr. der Naturw., der Mediz. u. d. Technik, H. 8, 1913. Berlin 1913.
- Weiteres über das carbonische Arthrostraken-Genus *Arthropleura* JORDAN. S.-A. aus: Paläontographica. Bd. 60. Stuttgart 1913.
- Notizen zur Geologie und Mineralogie Niedersachsens. Nr. 3, 4 u. 5. S.-A. aus: 5. Jahresber. d. Nieders. Geol. Ver. zu Hannover (Geol. Abt. d. Naturh. Ges. zu Hannover) 1912. Hannover 1912.
- Notizen zur Geologie und Mineralogie Niedersachsens. S.-A. aus: 3. Jahresber. d. Nieders. Geol. Ver. zu Hannover (Geol. Abt. d. Naturh. Ges. zu Hannover) 1910. Hannover 1910.
- Über *Anthracoplyrnus tuberculatus* nov. gen. nov. spec. aus dem produktiven Karbon von Dudweiler im Saar-Revier, nebst einer Liste der bisher im Karbon Deutschlands gefundenen Arachnoideen-Reste. Mit 2 Abbildungen. S.-A. aus: Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver., N. F. III, 1. Karlsruhe 1913.
- Über Sand und Sandsteinkegel und ihre Bedeutung als Littoralgebilde. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. III, 8. Leipzig 1912.
- Über Kegeltextur in Sanden und Sandsteinen mit besonderer Berücksichtigung der Sandsteinkegel des oberen Unterdevons der Umgegend von Marburg. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. z. Beförd. der gesamten Naturw. zu Marburg, Nr. 4, Juni 1912.
- BÄRTLING, R.: Witherit. S.-A. aus: Die nutzbaren Mineralien. Herausgegeben von B. DAMMER u. O. TIETZE, Berlin. Stuttgart 1913.
- Strontianit. S.-A. aus: Die nutzbaren Mineralien. Herausgegeben von B. DAMMER u. O. TIETZE, Berlin. Stuttgart 1913.
- Die Endmoräne am Nordabfall des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Beziehungen zur Talbildung. (Mit 7 Textfiguren.) S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, 4, 1913. Stuttgart 1913.
- BERENDT, G., u. F. WAHNSCHAFFE: Zur Beurteilung der vermeintlichen „Richtigstellung“ seitens des Herrn STAPFF vom 10. September 1888. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1889, I. Stuttgart.
- BERG, G.: Granitstöcke und Gneismassive. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. IV, 4. Leipzig 1913.
- BEYER: Über Quellen in der Sächsisch-böhmischen Schweiz. Ein Beitrag zur Quellenkunde. Mit 8 Textfiguren u. 1 Karte. Dresden 1913.
- BEYSCHLAG, F., P. KRUSCH und J. H. L. VOGT: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung. Mit 109 Abbildungen. Bd. II, 2. Hälfte. Stuttgart 1913.
- BINGHAM, H.: The investigation of the Prehistoric Human Remains found near Cuzco, Peru, in 1911. — EATON, G. F.: Vertebrate Remains in the Cuzco Gravels. — GREGORY, H. E.: The Gravels at Cuzco, Peru. S.-A. aus: Results of the Peruvian Expedition of 1912, under the auspices of Yale University, and the National Geographic Magazine. The Amer. Journ. of Sc. 36, July 1913.

- BOEHM, G.: Unteres Callovien und Coronatenschichten zwischen Mac Cluer-Golf und Geelvink-Bai, Nova Guinea. Résultats de l'expédition scientifique néerl. à la Nouvelle-Guinée en 1903 sous les auspices de ARTH. WICHMANN, Vol. VI, Geologie, Absch. 1. Leiden 1912.
- BORN, A.: Über neuere Gliederungsversuche im estländischen höheren Untersilur. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Jahrg. 1913, Nr. 22. Stuttgart 1913.
- BORRMANN: Festrede zur Feier des 25jährigen Regierungsjubiläums Sr. Maj. des Kaisers und Königs WILHELM II. am 16. Juni 1913. Berlin 1913.
- CREDNER, H., E. GEINITZ und F. WAHNSCHAFFE: Über das Alter des Torflagers von Lauenburg an der Elbe. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1889, II. Stuttgart.
- DAMMER, B., und O. TIETZE: Die nutzbaren Mineralien mit Ausnahme der Erze, Kalisalze, Kohlen und des Petroleums. Mit Beiträgen von R. BÄRTLING, G. EINECKE, F. KAUNHOWEN, P. KRUSCH, O. PUF AHL und R. SCHEIBE. Zwei Bände. Bd. I (mit 57 Abbildungen). Stuttgart 1913.
- EBELING, F.: Das produktive Carbon Niederschlesiens. S.-A. aus: Festschrift zum XII. Allgemeinen Bergmannstag zu Breslau 1913. Berlin 1913.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über Eisenerze in der Umgebung von Elbingerode. Vortrag, gehalten zu Hannover in der Sitzung des Nieders. Geol. Vereins am 14. Dez. 1912. S.-A. aus: 6. Jahresber. d. Nieders. Geol. Vereins zu Hannover (Geol. Abt. d. Naturh. Ges. zu Hannover). Hannover 1913.
- Über Koenenit von Sarstedt. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1913, Nr. 15. Stuttgart 1913.
- Die Entstehung der Schwarzwälder Gneise. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. IV, 5 u. 6. Leipzig 1913.
- FRENTZEL, A.: Die Erdöl-, Bitumen- und Schwefellager von Tetjuschi. S.-A. aus: Zeitschrift f. d. gesamten Interessen der Petroleum-Industrie u. des Petroleumhandels. Herausgeber Dr. PAUL SCHWARZ, Berlin. Berlin 1913.
- GAGEL, C.: Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit. Mit einer Gliederungstabelle. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. IV, 5 u. 6. Leipzig 1913.
- GILBERT, C. G., und J. E. POGUE: The Mount Lyell copper district of Tasmania. S.-A. aus: Proc. of the U. St. Nat. Mus. Vol. 45. Washington 1913.
- Grube ILSE: Festschrift zur Feier des 25jährigen Bestehens der ILSE-Bergbau-Aktiengesellschaft 1888—1913.
- GRUPE, O.: Über die Lagerungsverhältnisse und Ausbildung der Lias-schichten bei Polle a. d. Weser. Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Holzminden und Ottenstein im Jahre 1910. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1910, Bd. 31, Teil II, Heft 3. Berlin 1912.
- Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1912, Bd. 33, Teil I, Heft 3. Berlin 1912.
- Studien über Scholleneinbrüche und Vulkanausbrüche in der Rhön. Ein Beitrag zur Frage der Abhängigkeit der Vulkane von präexistierenden Spalten. Mit 8 Textfiguren. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1913, Teil I, Heft 3. Berlin 1913.

- GRUPE, O.: Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. (Vortrag, gehalten in der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom 6. Dezember 1911.) S.-A. aus: Diese Zeitschrift 64, Jahrg. 1912, Abh. 1/2. Stuttgart 1912.
- GURLEY, M. D.: What is mental, what physical: The concepts fundamental in the sciences (Qualities, properties, space). New York 1913.
- Origin of Lens, Decussation, and Right-Handedness. Washington 1913.
- HARBORT, E.: Beiträge zur Geologie der Umgebung von Königslutter und zur Tektonik des Magdeburg-Halberstädter Beckens. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, Bd. 34, I, 2. Berlin 1913.
- Heidelberg: Profile und Kartenskizzen zu den Exkursionen bei der allgemeinen Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Freiburg i. B. Heidelberg 1913.
- HENNIG, E.: Zur *Inoceramus*-Frage. S.-A. aus: Diese Zeitschrift 64, Jahrg. 1912, Monatsber. 11. Stuttgart 1912.
- Aptychen von den Cap Verdeschen Inseln. S.-A. aus: Diese Zeitschrift 65, Jahrg. 1913, Abh. II.
- Die Fischfauna der Kreidezeit. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde, Nr. 9. Berlin 1912.
- Über die mögliche Ausdehnung der Dinosaurier-Vorkommnisse im östlichen Afrika. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde, Nr. 9. Berlin 1912.
- Über neuere Funde fossiler Fische aus Äquatorial- und Südafrika und ihre paläogeographische Bedeutung. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde, Jahrg. 1913, Nr. 7.
- Über Urgon in Deutsch-Ostafrika. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1913, Nr. 3. Stuttgart 1913.
- Über pathologische und verwandte Erscheinungen bei fossilen Tieren. Vortrag, gehalten in der Vereinigung zur Pflege der vergleichenden Pathologie, Berlin, 27. Mai 1913. S.-A. aus: Berliner klin. Wochenschr. 1913, Nr. 36.
- Wissenschaftliche Ergebnisse der Tendaguru-Expedition 1909–1912. Beiträge zur Geologie und Stratigraphie Deutsch-Ostafrikas. S.-A. aus: Archiv f. Biontologie (Ges. naturforsch. Freunde, Berlin) III, 3. Berlin 1913.
- HERMANN, R.: Die Rhinocerosarten des westpreußischen Diluviums. Morpholog.-anat. u. biolog. Untersuchungen. Mit 1 Karte, 4 Tabellen, 2 Tafeln u. 21 Abbildungen im Text. S.-A. aus: Schriften d. Naturf. Ges. in Danzig, N. F. XIII, 3 u. 4. Danzig 1913.
- JENTZSCH, A.: Das Präzisions-Nivellement Lauenburg—Neustadt—Rheda. Eine Studie zur Frage nach senkrechten Bodenbewegungen. Mit 2 Karten, Tafel 24 u. 25. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1912, Bd. 33, II, 2. Berlin 1913.
- KATZER, FR.: Poehit — ein Manganeisenerz von Vares in Bosnien. S.-A. aus: Österreich. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Nr. 17, 1911. Wien 1911.
- Zur Kenntnis der Arsenerzlagerstätten Bosniens. S.-A. aus: Österreich. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Nr. 20/21, 1912. Wien 1912.
- Die Braunkohlenablagerung von Baryaluka in Bosnien. S.-A. aus: Berg- u. Hüttenmänn. Jahrbuch, Bd. 61, 3, Wien 1913.
- Die Steinkohlenvorkommen Südbrasilien. S.-A. aus: Österreich. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Nr. 15, 1911. Wien 1911.

- KATZER, FR.:** Die geologischen Ergebnisse von J. COLJIE: Forschungen in Mazedonien, Altserbien und einigen benachbarten Gebieten der Balkanhalbinsel. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1911, Nr. 17. Wien 1911.
- Über das Meerschamuvorkommen und die Meerschamvindustrie Bosniens. S.-A. aus: Steinbruch und Sandgrube, Halle a. d. S.
- KEILHACK, K.:** Grundwasserstudien: III. Die Beziehungen des Grundwassers zur Land- und Forstwirtschaft. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XVIII, 1910. Berlin 1910. — IV. Über die Ursache der Spiegelabsenkungen der westlichen Grunewaldseen bei Berlin und Vorschläge zur Abhilfe. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XX, 1912. Berlin 1912. — V. Der Einfluß des trockenen Sommers 1911 auf die Grundwasserbewegung in den Jahren 1911 und 1912. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XXI, 1913. Berlin 1913. — VI. Über die Wirkungen bedeutender Grundwasserabsenkungen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XXI, 1913. Berlin 1913.
- Geologische Geschichte der Niederlausitz. Unter Anlehnung an den am 9. u. 10. März 1905 im Volksbildungsverein in Kottbus gehaltenen Vortrag. 2. Auflage. Kottbus 1913.
- Die geologischen Verhältnisse des Niederlausitzer Braunkohlengebietes mit besonderer Berücksichtigung der Felder der ILSE-B.-A. in Grube ILSE. Grube ILSE 1913.
- und G. BERG: Die Braunkohlen Schlesiens. S.-A. aus: Handbuch f. d. deutschen Braunkohlenbergbau v. G. KLEIN. Halle 1912.
- KLEIN, W. C.:** Comptes Rendu de la session extraordinaire de la Société Géol. de Belgique et de la Soc. belge de Géol. de Paléont. et d'Hydrog. dans le Limbourg Hollandais tenue à Maestricht et à Heerlen du 14 au 17 septembre 1912. S.-A. aus: Annales de la soc. géol. de Belgique. Liège 1913.
- De Structuur van Limburg. Avegelicht met een op sommige punten eenigszins vereenvoudigde doorsnede van Luik over Maastricht Sittard en Roermond naar Mook. S.-A. aus: Natuurh. Gen. in Limburg. Jaarboek 1912. Heerlen 1913.
- Note sur la faille de Sehin-op-Geul, près Fauquemont. S.-A. aus: Annales de la Soc. géol. de Belgique, T. 40, Bull. Liège 1913.
- Tektonische und stratigraphische Beobachtungen am Südwestrande des limburgischen Kohlenreviers. Herausgegeben v. d. staatl. Bohrverwaltung in den Niederlanden 1913. Freiberg i. S.
- KRANZ, W.:** Militargeologie. S.-A. aus: Kriegstechnische Zeitschrift 1913, Heft 10. Berlin 1913.
- KUKUK:** Beitrag zur Kenntnis des untern Zechsteins im Niederrheingebiet. S.-A. aus: Glückauf, Berg- u. Hüttenmänn. Zeitschrift 1913, Nr. 26. Essen 1913.
- LANG, R.:** Vorbergbildung und Tektonik am Nordrand der Schwäbischen Alb. Mit 3 Textfiguren. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, 1913, Monatsber. 4.
- Klassifikation und Periodizität der tektonischen und kryptovulkanischen Beben, dargestellt an dem Erdbeben vom 16. November 1911 und den jüngeren Erderschütterungen in Südwestdeutschland. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 35. Stuttgart 1913.
- LEIDHOLD, C.:** Die Quarzite von Berlé in Luxemburg, ihre Verbreitung und stratigraphische Stellung. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 36. Stuttgart 1913.

- MEYER, E.: Die Diskordanz diluvialer Ablagerungen im Samland und im Fläming. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1913, Nr. 18.
- Geologie. S.-A. aus: SCHRÖDER u. ROTHE, Handbuch für Naturfreunde, Frankfurter Verlag. Stuttgart 1911.
- Die Braunkohlenvorkommen im östlichen Teile des Regierungsbezirks Merseburg (Südabhang des Fläming und Gegend von Bitterfeld). S.-A. aus: Handbuch f. d. deutschen Braunkohlenbergbau. 2. Aufl. Halle 1912.
- Übersicht über Tertiär und Diluvium im Samlande. Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Rauschen, Gr.-Dirschkeim, Germau, Fischhausen, Zimmerbude und Rudau in den Jahren 1907—1910. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1910, Bd. 31, Teil II, 3. Berlin 1913.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. S.-A. aus: Denkschriften d. Math.-Naturw. Kl. d. K. Akad. d. Wissensch., Bd. 88. Wien 1912. Referat hierzu aus der Sitzung d. Math.-nat. Kl. v. 21. März 1912. S.-A. aus: Akadem. Anz. IX.
- Was lehrt uns das Breitenauer Karbonvorkommen? S.-A. aus: Mitt. d. Geol. Ges. Wien II, 1911.
- Zur Semmeringfahrt der Naturforscher am 27. September 1913. S.-A. aus: Neue Freie Presse v. 26. IX. 1913.
- Bemerkungen zu ST. RICHARZ: Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich). Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 61, 2. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1911, 12.
- Über einen genetisch interessanten Bleizinkerzbergbau bei Dellach im Oberdrautale. S.-A. aus: Montan. Rundschau, Nr. 1, 1913. Wien 1913.
- NEWTON, E. F.: On the Remains of *Ursus Etruscus* (= *U. Arvernensis*) from the Pliocene Deposits of Tegelen sur Meuse. S.-A. aus: Verh. v. A. Geol. Mijnb. Gen. v. Nederl. en Kol. Geol. Ser. I, Juni 1913. s'Gravenhage 1913.
- PAPAVASILIOU, S. A.: Die Smirgellagerstätten von Naxos nebst denjenigen von Irakliä und Sikinos. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, I. Stuttgart 1913.
- QUIRING, H.: Eifeldolomit und altriadische Verebnung. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1913, Nr. 9. Stuttgart 1913.
- Die Entstehung der Schollengebirge. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, 1913, III. Stuttgart 1913.
- Die Entstehung der Sprünge im rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge. S.-A. aus: Glückauf, Nr. 13, 1913.
- QUITZOW, W.: Geologen-Kalender. Begründet von K. KEILHACK. Herausgegeben unter Mitwirkung der Deutsch. Geol. Ges., Jahrg. X, 1913/14. Leipzig 1913.
- RABOT, CH., u. SCHOKALSKY, M. J.: Supplément au XVII^{me} Rapport sur les variations périodiques des Glaciers. S.-A. aus: Zeitschrift für Gletscherkunde VII, 1913. Berlin 1913.
- RAUFF, H.: *Barroisia*- und die Pharetronen-Frage. Mit Tafel 1 u. 2 u. 12 Textfiguren. Zum Gedächtnis an KARL A. VON ZITTEL. S.-A. aus: Paläontol. Zeitschr., Bd. I, 1, 1913. Berlin 1913.
- REINISCH, R.: Gesteins- und Mineralschätze des deutschen Bodens. Ordentl. Veröffentlichung d. Pädag. Lit.-Ges. „Neue Bahnen“. Leipzig 1913.
- RIMBACH, C.: Versuche über Gebirgsbildung. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 35, 1913. Stuttgart 1913.

- ROEDEL, H.: Sedimentärgeschiebe. Geschichtl. Rückblick, Übersicht, Literatur. S.-A. aus: Helios, Organ d. Naturw. Vereins d. Reg.-Bez. Frankfurt a. d. O., Bd. XXVII, 1913.
- ROTHPLETZ, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebiets. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, Monatsber. 4, 1912. Stuttgart 1912.
- Eine zweite vorläufige Mitteilung im Anschluß an die am 16. März über das Simplongebiet. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **64**, Monatsber. 4, 1912, Nr. 11. Stuttgart 1912.
- Enthalten die Kalkgerölle des unteren Sparagmits Vorläufer der kambrischen Flora und Fauna? S.-A. aus: Comptes Rendu du XII^e Congrès Géol. Int. Stockholm 1912.
- Über *Sphaerocodium* ZIMMERMANN n. sp., eine Kalkalge aus dem Oberdevon Schlesiens. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1911, Bd. **32**, II, 1. Berlin 1911.
- Über die Amberger Erzformation. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XXI, 6. Berlin 1913.
- SCHLUNCK, J.: Salzlager und Kalisalze im Oberen Buntsandstein (Röt). S.-A. aus: „Kali“, Zeitschr. f. Gewinnung, Verarb. u. Verwert. d. Kalisalze, Jahrg. VII, 1913. Halle 1913.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Über die chemische Umbildung tonerhaltiger Silikate unter dem Einfluß von Salzlösungen (nach den Versuchen von J. LEMBERG). S.-A. aus: Diese Zeitschr. **65**, 1913, Monatsber. 7. Stuttgart 1913.
- SCHULZ, E.: Über einige Leitfossilien der Stringocephalenschichten der Eifel. S.-A. aus: Verh. d. Naturh. Ver. d. pr. Rheinl. u. Westf., Jahrg. **70**, 1913.
- v. SEIDLITZ, W.: Geologische Exkursionen durch den östlichen Rätikon. S.-A. aus: Führer zu geol. Exkurs. in Graubünden u. in den Tauern. Herausgeg. v. d. Geol. Vereinig. Leipzig 1913.
- Erdbeben und Gebirgsbau in Süddeutschland. S.-A. aus: Geol. Rundschau, Bd. IV, 4. Leipzig 1913.
- *Misolia*, eine neue Brachiopoden-Gattung aus den Athyridenkalken von Buru und Misól. Mit 3 Tafeln u. 9 Textfig. S.-A. aus: Paläontographica. Suppl. IV. Stuttgart 1913.
- SÖHLE, ULR.: Die Bedeutung der praktischen Geologie für die Technik. Habilitationsschrift Techn. Hochschule zu Braunschweig. Braunschweig 1913.
- Das Elsterauen-Gebiet zwischen Merseburg und Leipzig. Habilitationsschrift Techn. Hochschule zu Braunschweig. Halle 1913.
- STRENHUIS, J. F.: Nieuwe bijdrage tot de Kennis van de Nederlandsche Zwervelingen. Het voorkomen van het normale bruine Jura-Gesteente te Kloosterholt, onder Heiligerlee. S.-A. aus: Verh. v. h. Geol. Mijnb. Gen. v. Nederl. en Kol. Geol. Ser. I. s^tGravenhage 1913.
- und STERZEL, J. F.: Der versteinerte Wald im Garten des KÖNIG-ALBERT-Museums und das ORTH-Denkmal in Chemnitz-Hilbersdorf. S.-A. aus: XVIII. Ber. d. Naturw. Ges. zu Chemnitz 1912. Chemnitz 1913.
- TOULA, FR.: Die Kalke vom Jägerhause unweit Baden (Rauchstallbrunnengraben) mit nordalpiner St. Cassianer Fauna. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. **63**, 1. Wien 1913.
- Ami Boué. Aus meinen Erinnerungen. Friesbach 1912.
- Eine Reise in das westliche Bosnien (Drvar und Peci). S.-A. aus: Mitt. a. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 1913, 1 u. 2.

- TOULA, FR.: Ein neuer Inoceramenfundort im Kahlengebirge. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1912, Nr. 8. Wien 1912.
- WAHNSCHAFFER, Die agronomisch-geologische Bodenaufnahme und ihre Benutzung für den landwirtschaftlichen Betrieb.
- Über die Entwicklung der in den Braunkohlentagebauen von Nachterstedt und Frose aufgeschlossenen Quartärlagerungen auf Grund einer gemeinsam mit Herrn Dr. M. SCHMIDT am 29. März d. J. unternommenen Exkursion. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Jahrg. 1899.
 - OTTO TORELL. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Jahrg. 1900.
 - Bemerkungen über die von E. ALTHANS beschriebenen mutmaßlichen Endmoränen eines Gletschers vom Rehornegebirge und Kolbenkammer bei Liebau i. Schl. S.-A. aus: Diese Zeitschr. Bd. 53, 3, Jahrg. 1901.
 - Über die Auffindung der Paludinenbank in dem Bohrloche Carolinenhöhe bei Spandau. S.-A. aus: Protokoll der Januar-Sitzung der Deutschen Geolog. Ges. 1902.
 - Die glazialen Störungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin. S.-A. aus: Monatsber. Nr. 3, Jahrg. 1904 der Deutschen Geol. Ges.
 - Nordische Geschiebe. S.-A. aus: Monatsber. Nr. 12, Jahrg. 1905 der Deutschen Geol. Ges.
 - Über glaziale Schichtenstörungen im Diluvium und Tertiär bei Freienwalde a. d. Oder und Fürstenwalde a. d. Spree. S.-A. aus: Monatsber. Nr. 8—10, Jahrg. 1906 der Deutschen Geol. Ges.
 - Bemerkungen zu dem Vortrage des Herrn SOLGER über die Entstehung älterer Dünen durch Ostwinde. S.-A. aus: Monatsber. Bd. 62, Jahrg. 1910, 1 der Deutschen Geol. Ges.
 - Erscheinungsform und Wesen der Erderschütterungen. Himmel und Erde 1907, XIX, 6.
 - Der geologische Bau der Provinz Schlesien und die Bedeutung der geologischen Kartenaufnahme. Referat, erstattet in der Generalversammlung des Landwirtschaftl. Vereins zu Breslau am 16. November 1909. S.-A. aus dem Verhandlungsbericht.
 - Die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit in Deutschland. S.-A. aus: Postglaziale Klimaveränderungen. Stockholm 1910.
 - Die geologischen Landesanstalten und der geologische Schulunterricht. S.-A. aus: Aus der Natur. Zeitschr. f. d. naturw. u. urkundl. Unterricht, Jahrg. X. Leipzig.
 - Die Bedeutung der Geologie für die Rechtspflege. Das Recht. Rundschau f. d. deutschen Juristenstand. Jahrg. XVII, Nr. 15 u. 16. Hannover 1913.
- WEIGELIN, M.: *Myophoria Kefersteini* MÜNSTER aus der Bleiglanzbank des Gipskeupers von Sindelfingen und *Myophoria Schmidtii* nov. sp. aus den Trochitenkalken von Donaueschingen. S.-A. aus: Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, Jahrg. 1913. Stuttgart 1913.
- WEINGÄRTNER, M. (P. REGINALD, O. P.): Zur Kenntnis des Oligocäns und Miocäns am Niederrhein. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 64, Monatsber. 3, 1912.
- WICHMANN, A.: On the pseudometeorite of Igast in Livonia. S.-A. aus: Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. Meeting of Saturday September 27, 1913. V. XVI.
- Herr J. J. STAAL u. Nova Guinea. Leiden 1913.

- WICHMANN, A.: Über Meteoritenfälle an Bord von Schiffen. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 65, Jahrg. 1913, Monatsber. 4.
- WOLDRICH, J.: Geologische und tektonische Studien in den Karpathen nördlich von Dobschau. S.-A. aus: Bull. internat. de l'Académie des Sciences de Bohême 1912.
- Montanistisch-geologische Studien im Zips-Gömörer Erzgebirge nördlich von Dobschau in Ungarn. S.-A. aus: Bull. internat. de l'Académie des Sciences de Bohême 1913.
- WOLFF, W.: Über Glazial und Interglazial in Norddeutschland. Internationaler Geologenkongreß in Kanada 1913.
-

Ortsregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

	Seite		Seite
A.			
Aachen, Carbonflora	384	Alta Brianza, Tektonik	89, 93
—, Oligocäntransgression	400	Altenburg, Zechstein	357
—, sekundäre Teufenunter- schiebe	395	Altendorf, Diluvium	191
Aargletscher, Os	638	Altenhunden, Devon	606
Abbeville, Diluvium	409	Altglashütten, Granit	459
Achalm, Vorberge	215	Alt-Storkow, Endmoräne	651
Achenheim, Acheuléen	546	Amerika, Saurier	594
—, älterer Löß	561	Amiens, Diluvium	409
Aconcagua, Andesit	574	—, Moustérien	560
—, Jura	571	Amömaxi, Schmirgel	8
Adenbüttel, Salzhorst	9	Annen, Talbildung	202
Adolfsglück, Salzhorst	13	Antonienhütte, Tektonik	433
Afrika, Gesteine	493	Apennin, Lias	545
—, Jura	158	—, Tektonik	289, 302
Aegypten, Alttertiär	373	Ardennen, Oligocäntrans- gression	400
—, Miocän	162	Argentinien, Stratigraphie u. Tektonik	568
—, Pliocän	350	Arnsberg, Devon	603
—, Wüsten	455	Arnstadt, Zechstein	357
Agua Grande, Mexiko, Spalten	33	Arpajon, Diluvium	407
Aïdin, Schmirgel	94	Arizona, Tektonik	30
Alb, Jura	441	Attendorn, Devon	602
—, Malm	526	Atuel, Jura	570
—, Schwäbische, Tektonik	211	Auvergne, Diluvium	406
Alberg, diluviale Über- schiebungen	121	—, Pliocän	387, 388
Albtal, Granit	459	B.	
Alfeld, Talbildung	203	Baar, Trias und Jura	525
Allagnon, Diluvium	407	Baden-Baden, Exkursion	489
Aller, Salzlager	124	Baharije, Alttertiär	377
Alpen, Achenschwankung	562	Bahr belä mä, Alttertiär	377
—, Diluvium	391	Bahr el Uäh, Alttertiär	377
—, Jura	446	Bakony, Triasfauna	236
—, Lias	545	Balg, Weißerde	505, 506
—, lombardische, Tektonik	86	Balingen, Vorberge	214
—, Muschelkalk	229	Balmfluh, Tektonik	50
—, Tektonik	59, 157	Balverhöhle, Alter des Gesteins	342
—, Tertiär	159	Barcelona, Tertiär	175
Alsberg, diluviale Über- schiebungen	121	Bärhalde, Granit	459

	Seite		Seite
Balzenberg, Buntsandstein	495	Brandenburg, Zechstein	367
Barop, Glacialdiluvium	196	Braunschweig, Diluvium	541
Battert, Vorwerfung	496	Bremen, Salzlager	107
Baumgarten, Tertiär	239	Bresse, Pliocän	385
Beienrode, Umwandlung des Salzlagers	61	Briesen, Pliocäne Paludinen	4
Belgien, Carbonflora	281	Brilon, Devon	603
Belgisch-Kongo, Griquait	226	—, sekundäre Teufen- unterschiede	396
—, Glacialkonglomera	114	Buchberg, Tektonik	222
Bendzin, Jura	183	Budy, Pliocän	2
Berent, Pliocäne Paludinen	4	Buru, Geologie	469
Bergen, gestreckte Gesteine	83	Byczyna, Carbonflora	283
Berggießhübel, Kreide	595		
Bergisch-Gladbach, Tertiär	392	C.	
Berleburg, Devon	603	Calvene, Tertiär	159
Berner Oberland, Tektonik	166	Cantal, Diluvium	406
Berun, Carbon	287	—, Pliocän	387
Bestwin, Tertiär	242	Cap-Verdesche Inseln, Aptychen	151
Beuthen, Tektonik	433, 438	Capens, Diluvium	403
Bever, Diluvium	554	Capri, Tektonik	186
Biberach, Exkursion	508	Carlswalde bei Riesenburg, <i>Lithoglyphus</i>	4
Bielitz, Tertiär	239	Carnéjac, Diluvium	407
Bièvre, Diluvium	391	Casa Ciollini, Tektonik	295
Bismarckhütte, Tektonik	433	— Perna, Tektonik	295
Bittkow, Tektonik	438	Casalomba, Lias	518
Blankenroda, Erze im Cenoman	401	Cassel, Oligocäntransgression	400
Blanowice, Keuper	187	—, Trachydolerit	500
Blauen, Granit	459	Castel Gomberto, Tertiär	159
Bleibach, Niederterrasse	513	Castrop, Diluvium	201
Bleszno, Dogger	349	Celebes, Geologie	329
Blöjec, Dogger	318	Ceram, Geologie	469
Bobrek, Tektonik	433	Cere, Diluvium	407
Bochum, Endmoräne	191	Cerro Blanco, Lakkolith	278
Böhmen, Carbonflora	286	Cerro de Santiago, Landschaftsformen	36
—, Jura	602	Châlons-sur-Saône, Diluvium	393
—, Obercarbon	591	Chelm, Dogger	317
Bolivien, Intrusionen	574	Chelmer Berg, Carbonflora	285
Bolkenhain, Alkaligesteine	206	Chester, Schmirgel	94
Bollnbach, sekundäre Teufen- unterschiede	395	Chihuahua, Geologie	20
Bolson von Mapimi, Tal- bildung	21	Chile, untere Kreide	572
Borek, Dogger	230	China, Diluvium	354
Borneo, Eocän	169	Chlomosgebirge, Jura und Trias	610, 616
Bornholm, eustatische Be- wegungen	55	Chorón, Dogger	289, 301, 309
—, höchste marine Grenze	53	Ciengowice, Dogger	319, 320, 329
Bosnien, Alttertiär	178	Coblenz, Moselterrassen	550
—, Eocän	163	Colmberg, Culm	587
—, Triasfauna	236	Crengeldanz, Endmoräne	201
Bötzingen, Exkursion	516	Cucuron, Pliocän	385
Bout du Monde, Artefakte	416	Culm, Westpr., Pliocän	209
Bradegrube, Carbonflora	282		
Brandberget, Pyroxenit	476		

	Seite
Cunnersdorf, Culm	588
Czarka, Dogger	217
Czenstochau, Dogger 298, 309, 335	335
—, Jura	181, 183

D.

Dählen, Tektonik	48
Dahlhausen a. R., Talterrassen	199
Dalmatien, Jura	609
Dänemark, Exkursionen	662
Danzig, Pliocän	2
Dauphiné, Diluvium	391
Deister, Schwefelwasserstoff- quellen	14
Deutschland, Diluvialmensch	541
Deutsch-Ostafrika, Geologie	121
—, Gesteine	493, 501
Deutsch-Südwestafrika, Otawikalk	58
Diepenlinchen, sekundäre Teufenunterschiede	396
Dieskau, letzte Vereisung	545
Dill, Essexit	478, 207
—, Pikrit	513
Dinariden, Tektonik	89
Dippoldiswalde, Kreide	595
Dreisam, Exkursion	509
—, Schuttkegel	520
Dohna, Rotfärbung der Gesteine	596, 599
Döhleener Becken, Rotliegendes	600
Donaueschingen, Exkursion	526
Donetz-Carbon-Revier, Pflanzen	156
Donnersmarkgrube, Tektonik	449
Dordogne, Artefakte	413
—, Diluvialfauna	548, 562
Dörnten, Lias	545
Dotzlar, Devon	603
Dumberg, a. d. Ruhr, Tal- terrassen	199
Durango, Geologie	20
Durbach, Granit	467

E

Ebenalp, Moustérien	564
Eckendorf, Salzlager	125
Eggebirge, Tektonik	594
Ehringsdorf, Moustérien 560, 563	563
Eibelshausen, Devon	603
Eifel, Höhle	341
Eisenach, Zechstein	357
Eisenbach, Devon	603

	Seite
Eisenbach, Granite 459, 465, 467	467
Eisenberg i. Schles., Basalt	204
—, Devon	603
Eiserfey, Höhlen	342
Elba, Tektonik	289
Elberfeld, Tertiär	393
Eldena, Exkursionen	658
Ellenberg, Tektonik	222
Eloyes, Moselterrassen	550
Elsaß, Hochterrasse	549
—, Kalisalzlager	458
—, Löß	546
Elster, letzte Vereisung	545
Elstra, Culm	587
Elztal, Exkursion	508
—, Syenit	512
Ems, sekundäre Teufen- unterschiede	395
Emschertal, Glacialdiluvium	196
—, Moschusochse	596
Endorf, Devon	603
Engadin, Tektonik	160
Engen, Malm	533
England, Carbonflora 281, 286	389
—, Pliocän	389
—, Tektonik	594
Enzigsee, Grundmoränenland- schaft	649
Eppelsheim, Pliocän	384
Epiknemidisches Gebirge, Jura	610
Erongegebirge, Granitintrusion	249
—, Intrusivformen	455
Eschweiler Mulde, Carbonflora	384
Essen. Ruhr, Diluvium	198

F.

Faxe, Kreide	662
Feldberg, Granit	459
Ferro, Kreide	152
Flochberg, Intrusion	259
Florian, Vorberge	212
Fohberg, Phonolith	516
Frankenwald, Diluvium	334
Frankfurt a. d. O., Mittel- oligocän	209
Frankreich Carbonflora	281
—, Diluvium	384, 16, 562
—, Jura	441
—, Miocän	177
—, Quartär	384
—, Tektonik	594
—, Trias	230
—, Zentralplateau, Carbonflora	286

	Seite
Freden, Talbildung	203
Frederikssund, Alluvium	662
Freiberg i. S., Kreide	595
Freiburg i. Br., Exkursionen	508, 514
Freisenbruch, Talterrassen	200
Fretter, Devon	603
Freyburg a. U., Trias	233
Friaul, Rudisten	448
Friedrichsseggen, sekundäre	
Teufenunterschiede	395
Friellentrop, Devon	605
Frohlinde, Diluvium	201
Fulda, Salzlager	150

G.

Gaas, Korallen	166
Gaggenau, Tektonik	489
Galizien, Carbonflora	283
Gamia Tingje, Alttertiär	14
Gamsen, Rotfärbung der Kreide	373
Gandersheim, Talbildung	203
Garonne, Diluvium	395, 398
Gebel Hedahid, Alttertiär	378
— Mahlike, Alttertiär	378
Geislingen, Malm	526
Gengenbach, Exkursion	508
Georgenberg, Vorberge	212
Gera, Zechstein	357
—, Zechsteinoberfläche	551
Gersbach, Granit	459
Gernsbach, Tektonik	489
Gifhorn, Rotfärbung der Kreide	14
Gise-Pyramiden, Alttertiär	373
Gnaszyn, Dogger 267, 304, 309, 349	349
Coahuila, Lagerstätten	18
Golf du Lion, Pliocän	387
Gönnern, Devon	603
Gorge d'Enfer, Diluvium	417
Görlitz, Silur	587
Gorzalnia, Dogger	273, 349
Goslar, Lias	545
Gottleuba, Kreide	595
—, Rotfärbung des Granits	602
Götzenbüschen, Rotfärbung	
der Gesteine	598
Graf-Moltke-Schacht,	
Salzlager	124, 59
Graubünden, Tektonik	163
Greifswald, Exkursionen	641
Griechenland, Lias	545
—, Smirgellagerstätten	1
—, Stratigraphie u. Tektonik	607

	Seite
Gr. Chelm, Carbonflora	283
Groß-Hartmannsdorf, Trias-	
fauna	234
Groß-Reifling, Triasfauna	236
Gr.-Salze, Salzlager	125
Gr.-Wanzleben, Salzlager	124
Groß-Zicker, Exkursionen	658
Grund, Tektonik	58
Gstellihorn, Tektonik	166
Guerrero, Mexiko, Emscher	24
Günsberg, Tektonik	47
Günterstal, Exkursion	514, 522
Gutachtal, Exkursion	508
—, Moräne	524

H.

Haarstrang, Gebirgsbildung	587
Habichtswald, Trachydolerit	500
Hagia Pelagia, Kreide	612
Hainleite, Trias	233
Halle a. d. S., Carbonflora	286
— —, Glacialdiluvium	640
Hallthurm, Oligocän	167
Hameln, Talbildung	203
Hangenbieten, Löß	547
Hänigsen, Salzlager	165
Hannover, Salzlager	124
—, Tektonik	594
Häring, Oligocän	167
Hartha, Rotfärbung der Ge-	
steine	596
Hassenberg, Terrassen	338
Haßlach, Exkursion	508
—, Terrassen	336
Hattingen a. Bodensee,	
Oolithe	533
Haus Laer, Endmoräne	193, 201
Hegau, Vulkane	533
Heidburg, Buntsandstein	512
Heidenlöcher, Molasse	536
Helgoland, Rotfärbung der	
Kreide	15
Hellas, Jura	610
Heppenloch, Moustérien	565
Herdorf, sekundäre Teufen-	
unterschiede	395
Hereroland, Granitintrusion	249
—, Intrusivformen	455
Herrischried, Granit	459
Hiddensöe, Tektonik	658
Hierro, Kreide	152
Hillerse, Salzhorst	9, 10
Himalaya, Triasfauna	236

	Seite		Seite
Hinsel, Talterrassen	198	Ipf bei Bopfingen,	
Hirzstein, Trachydolerit	500	Vorberge	215, 221
Hochfürst, Granit	459	Irakliä, Schmirgel	2, 38
Höfer, Salzlager	109	Iser, Basalt	205
Hohendorf, Alkaligesteine	206	Isère, Diluvium	391
Hohen-Höwen, Bruchlinie	532	Iserlohn, Oligocän	391
Hohensalza, Jura	209	—, sekundäre Teufenunter-	
Hohenstaufen, Tektonik	220, 221	schiebe	396
Hohenstoffeln, Tuffkuppe	535	Isium, Pflanzen	156
Hohentwiel, Exkursion	534	Italien, Lias	545
Hohenzollern, Tektonik	218	—, Pliocän	386
—, Vorbergbildung	215	Julianpol, Dogger	308
Hohes Venn, Oligocäntrans-		Juliuschütte, Talbildung	203
gression	400	Jura, Schweizer, Tektonik	47
Hohlefels, Kulturschicht	566		
Hohnstein, Sachsen, älteres		K.	
Gebirge	601	Kahlbusch i. Sa.,	
Holstein, diluviale Über-		Rotfärbung der Gesteine	600
schiebungen	121	Kairo, Alttertiär	373
—, Interglacial	619	Kaiserstuhl, Exkursion	516
Holthausen, Talterrassen	198	Kaiser-Wilhelm-Kanal,	
Holzhausen, Devon	603	Artefakte	619
Hope, Salzlager	109	Kakóryakas, Schmirgel	17
Horb, Terrassen	338	Kakushöhle, Alter	341
Hörde, Endmoräne	191	Kalej, Dogger	278
—, Glacialdiluvium	196	Kalifornien, Rudisten	448
Hornberg, Exkursion	508	Kalicz, Jura	183
Horst (Kreis Peine), Salzhorst	10, 13	Kalkalpen, Tektonik	88
Höwenegg, Bruchlinie	532	Kalkberg bei Segeberg,	
Hübelstein, Basalt	205	Überschiebungen	121
Hundisburg, Artefakte	554	Kamenz, Culm	587, 588
Huta-Stara, Dogger	269	Kamienica Polska, Dogger	231
Hutki Kanki, Dogger	317, 326	Karnische Alpen, Triasfauna	236
Hütten, Kulturschicht	566	Kanarische Inseln, Gesteine	458
Huttrop, Talterrassen	200	—, Kreide	152
		Kapland, Intrusivformen	455
I, J.		Karakorum, Geologie	174, 182
Jackowisna, Dogger	349	Karpathen, Tektonik	159
Jakobshagen, Os	645	—, Tertiär	238
Jamaika, Rudisten	448	Kartaus bei Freiburg i. Br.,	
Jasmund, Überschiebungen	139	Exkursion	520
Jasna Góra, Dogger	298	Kartstein, Höhle	341
Jastrzomb, Dogger	217, 234	Karwendelgebirge, Triasfauna	234
Jaworzno, Carbonflora	283	Kassel, siehe Cassel.	
Iberg, Tektonik	58	Katanga, Geologie	288, 304
Jessenitz, Flammenmergel	14	—, Glacialkonglomerat	114
—, Kreide mit Anhydrit	8	—, Griquait	226
—, Salzlager	109	Keramcti, Schmirgel	7
Ilmenau, Zechstein	357	Kibli el Ahram,	
Immendingen, Malm	526	Alttertiär	373, 374
Indusgebiet, Miocän	177	Kielce, Dogger	183
Ingau, Eruptionen	534	Kilimandscharo,	
Jordanne, Diluvium	407	Rhombenporphyr	493, 501

	Seite		Seite
Kinzigtal, Exkursion	508	Lannemezan, Diluvium	395, 397
Kirchheim, Vorberge	212	Lannedorf,	
Kirchzarten, Diluvium	514	alte Landoberfläche	390
Kleinasiens, Schmirgel	94, 110	Langendreerholz, Endmoräne	191
Kleine Schneegrube, Basalt	204	—, Glacialdiluvium	201
Klemmen, Jura	655	—, Talbildung	204
Klepaczka, Dogger	233	Landsberg, letzte Vereisung	545
Klogsdorf, Tertiär	172	Landsberg a. W.,	
Koblenz, siehe Coblenz.		Mitteloligocän	209
Kongo, Geologie	304	Languedoc, Pliocän	387
—, Glacialkonglomerat	114	La Rochette, Artefakte	413
—, Griquait	226	Las Delicias, Palaeozoicum	22
Königsbrück, Culm	587, 588	Lasy, Dogger	316, 323
Königshütte, Tektonik	433	Lauban, Culm	587
Konopiska, Dogger 219, 223, 349		Laugerie intermédiaire,	
Kopaisbecken, geol. Aufbau	607	Artefakte	416
Kopenhagen, Exkursionen	662	Laurahütte, Tektonik	438
Kordillere, Stratigraphie und		Lausitz, Culm	587
Tektonik	568	—, Geomorphologie	349
Kösen, Zechstein	358	Leißberg, Pinitporphyr	500
Köslin, Mitteloligocän	209	Leitzenfeld, Malm	530
Kostellitz, Dogger	196	Le Moustier, Acheuléen	560
Krähen, Exkursion	534	— —, Artefakte	413
Kraichgau, Trias	490	Lendzin, Carbon	287
Krakau, Jura	181, 441	Lennetal, Devon	605
Krange, Diluvium	596	Lenzkirch, Culm	524
Krapina, Artefakte	412, 560	—, Granit	459, 467
—, Moustérien	560	Les Eyzies, Diluvium	417
Kreische, Kreide	595	Les Tourelles, Diluvium	396
Kreta, Pliocän	362	Libiaz, Carbonflora	283
Kronach, Terrassen	336	Liblar, Pinuszapfen	2
Krummhübel, Basalt	204	Lichtenfels, Diluvium	334
Krzyworzeka, Dogger	307	Liebenstein, Zechstein	357
Ktupa, Jura und Trias	616	Liebertwolkwitz, Acheuléen	543
Kundelungu, Griquait	226	Lieth, älteres Gebirge	140
Kupferdreh, Endmoräne	191	Limburg i. Baden, Limburgit	518
Kurzwald, Tertiär	240	—, Vorberge	212
Kwenlun, Geologie	173	Linden (Ruhr), Diluvium	192
Kyburg, Exkursion	522	Lindentaler Hyänenhöhle	550
Kyffhäuser, Zechstein	361	Lindwedel, Rotfärbung der	
Kykladen, Schmirgel	3	Kreide	14
Kythaeron, Obertrias	608	—, Salzlager	109
		Linz, alte Landoberfläche	389
L.		Liónastal, Schmirgel	19
Laasphe, Devon	603	Lipine, Tektonik	438
Labroquère, Diluvium	396	Lisienec, Dogger	309
Laer bei Bochum,		Lojki, Dogger	263, 273
Endmoräne	193, 201	Lokrische Gebirge,	
Lahn, Essexit	478, 207	Jura und Kreide	607
—, Pikrit	513	Lombardei, Lias	545
Lahr i. Baden, Diluvium	519	Lombardische Alpen,	
La Micoque, Artefakte	413	Tektonik	86
—, Moustérien	563	Longueroc, Artefakte	416
		Lopatken, Pliocän	2, 209

	Seite		Seite
Lorettoberg, Exkursion	522	Mönchröden, Terrassen	337
Lošnice, Dogger	310	Mons, Carbonflora	281
Luanza-Pipe, Griquait	226	Mte. Ario, Tektonik	97
Lübtheen, Salzlager	109	— Calamita, Tektonik	303
Lufira, Glacialkonglomerat	114	— Capanne, Kontaktmeta-	
Lund, Exkursionen	661	morphose	298
Lüneburg, Rotfärbung der		— Cucco, Triasfauna	236
Gesteine	14	— Fabrello, Tektonik	297
—, Überschiebungen	139	— Luberon, Pliocän	385
Lüneburger Heide, Salzlager	165	Montecchio, Tertiär	170
Luxemburg, Lias	519	Montigny, Acheuléen	549
Lyon, Diluvium	391	Montréjeau, Diluvium	397, 398
—, Pliocän	385, 388	Montières, Moustérien	560
M.			
Machäräs, Schmirgel	13	Mörketjern, gestreckte	
Madeira, Gesteine	453	Gesteine	83
Mägdeberg, Exkursion	534	Morsumkliff, Schuppen-	
Mähren, Tertiär	172	struktur	139
Mainzer Becken,		Mosel, Diluvium	549
Oligocäntransgression	400	Mostki, Dogger	308
Maistollen, Granit	467	Mügeln, Zechstein	357
Makernispitze, Metamorphose	168	Münster i. W., Endmoräne	201
Maniago, Rudisten	448	Münstertal i. Schwarzwald,	
Mapimi, Talbildung	21	Granit	459
Marchan, Diluvium	403	N.	
Margaretenhof, Os	651	Natrontal, Pliocän	350
Mariagluck, Salzlager	109	Náxos, Schmirgel	1
Markkleeberg,		Neu-Barkoschin, pliocäne	
Acheuléen	543, 559	Paludinen	4
Marostica, Tertiär	159	Neubrags, Triasfauna	233
Marseille, Kreidefauna	171	Neukenroth, Terrassen	336
Massachussets, Schmirgel	94	Neu-Mexiko, Tektonik	30
Mawensi, Essexitporphyrit	493	Neuquen, Jura	571
Maxo, Aptychen	151	Neustadt a. Schwarzwald,	
Medebach, Devon	606	Moränen	524
Mehlem, alte Landoberfläche	390	Nevada, Triasfauna	236
Mellrichstadt, Zechstein	357	Niederrheinische Bucht,	
Mentone, Diluvialfauna	560, 562	Oligocäntransgression	400
—, Diluvium	394	Niederrheinisch-wesfälischer	
Mesa Central, Tektonik	28	Industriebezirk, Diluvium	596, 191
Meschede, Devon	603	Niederschlesien, Carbonflora	
Metz, Acheuléen	549	145, 286, 383	
Metzingen, Vorberge	212	—, Trias	232
Mexiko, Lagerstätten	18	Niederschlesisches Schiefer-	
—, Lakkolith	278	gebirge, Gesteine	206
Misdroy, Diluvium	657	Niedersachsen, Salzlager	148
Mitteldeutschland, Salzlager	124	Niederwengern, Diluvium	191
Mlynek, Dogger	226, 325, 349	Nil, Alttertiär	373
Moachia, Glacialkonglomerat	114	Nordalpen, Oligocän	167
—, Geologie	314	Nordamerika, Alttertiär	178
Mokattam, Alttertiär	373, 379	Norddeutschland, Jura	446
Mokrau, Carbonflora	282	—, Salzlager	6
		Nördlingen, Bildung des Ries	245

	Seite
Nordwestdeutschland, Jura . . .	446
Nörenberg, Exkursionen . 641, 642	642
Normandie, Lias	519
Norwegen, Pyroxenit	476
Nowa Wies, Dogger	229
Nuevo León, Geologie	20
Nürschan, Carbon	591

O.

Oase Baharije, Alttertiär	377
Oberaargletscher, Os	638
Oberburg, Tertiär	171
Ober-Elsaß, Kalisalzlager	458
Obernberger Tribulcum, Tektonik	166
Oberrhein, Bohnerze	402
Oberschlesien, Carbonflora 145, 281, 383	383
—, Dogger	183
—, Tektonik	433
—, Trias	231
—, Triasfauna	237, 238
Obersulzbachgletscher, Struktur	163
Obornik, Pliocän 2.	208
Oeta, Jura und Kreide	607
Ogrodzieniec, Dogger	302
Ölheim, Salzhorst	13
Olkusz, Dogger	183
Oos, Tertiär	505
Ortano-Tal, Tektonik	294
Ortenberg, Exkursion	508
Oschatz, Culm	587
Osiny, Dogger	230
Ostafrika, Gesteine 493,	501
Ostdeutschland, Pliocän	1
Österreich, Pliocän	385
Ostpreußen, Pinuszapfen	3
Ostrau, Tertiär	242
Ostrowy, Dogger	274

P.

Paffrath, Tertiär	392
Pakosch, Jura	209
Pallowitz, Tertiär	244
Pangongseen, Geologie	173
Panki, Dogger	199
Papenoo (Tahiti), Essexit- gabbro	476
Patagonien, Gesteine	502
Pazifischer Ozean, Jura	573
Peine, Untere Kreide	13

	Seite
Peißenberg, Kohlen	1
Périgueux, Diluvium	417
Perú, Intrusionen	574
—, Jura und Kreide	573
Petrikau, Jura	183
Pferdestein, Basalt	205
Pforzheim, Tektonik	489
Piemont, Oligocän	169
Pierzchno, Dogger	312
Pietschensee, Stausee	650
Pikermi, Pliocän	385
Pila, Kontaktmetamorphose	298
Pirna, Rotfärbung der Ge- steine 596,	599
Plötzky, Salzlager	125
Poczesna, Dogger	227
Poffabro, Rudisten	448
Polen, Jura	181
Pontnow, Dogger	308
Poraj, Dogger 269,	349
Porta, Talbildung	203
Porto da Cruz, Gesteine	454
— Longone, Tektonik	291
— Santo, Gesteine	453
Portugal, Lias	518
Posen, Pliocäne 2, 4.	208
Preuß.-Holland, Pinuszapfen Pritter, Verlandung	657
Provence, Diluvium	394
—, Pliocän	385
Przemsza, Dogger	185
Prsysieka, Dogger 222,	273
Pustertal, Triasfauna	233
Puy-de-Dôme, Diluvium	406
Pyrenäen, Acheuléen	560
—, Diluvium	394
—, Tektonik	159
Pyszna, Dogger	306

Q.

Querenburg, Diluvium	192
--------------------------------	-----

R.

Rabenau, Rotfärbung der Ge- steine	598
Radolfzell, Molasse	535
Raesfeld, Mesozoicum	112
Ramsbeck, Devon	606
Ratingen, Oligocän	391
Raufeld, Niederterrasse	513
Rauschen, Pliocän?	2
Raymonde, Diluvium	417

	Seite		Seite
Rechberg, Tektonik	220, 221	Sablon, Acheuléen	549
Regnitztal	341	Sachsen, Acheuléen	543
Reichenhall, Oligocän	167	—, Culm	587
Reiflingen, Triasfauna	236	—, Kreideauflagerungs- fläche	594
Reit im Winkel, Oligocän	167	—, Tektonik	578
Reitzsch, Terrassen	336	—, Zechstein	357, 367
Reutligen, Vorberge	212	Säget, Tektonik	48
Rhätikon, Tektonik	161	St. Cassian, Trachyceraten	417
Rhein-Hernekanal, Diluvium	596	S. Caterina, Tektonik	291
Rheinessen, Pliocän	384	Saint-Cosme, Diluvium	393
Rheinisches Schiefergebirge, alte Landoberfläche	388	Saint Laurent de Neste, Diluvium	397
— —, Diluvium	191	S. Luca, Tertiär	159
Rheinland, Höhlen	342	S. Pietro, Tertiär	159
Rheintal, Absenkung	492	Sandby, Cambrium	661
Rhodesien, Geologie	327	Salomons Kapel, höchste marine Grenze	53
Rhône, Diluvium	391	Salzungen, Zechstein	357
—, Pliocän	387	Samland, Miocän	2
Riedel, Salzlager	164, 165	San Luis Potosi, Geologie	20
Riemke, Diluvium	201	Sangonini, Korallen	166
Ries, Aufpressung	245	Santa Elena, Jura	570
Riesengebirge, Basalt	204	Santander, Diluvialfauna	562
Rio Diamante, Jura	568	Säntis, Moustérien	564
— Grande, Jura	568	Saône, Diluvium	393
— Grande del Norte, Geologie	20	Sardinien, Trias	231
— Pecos, Geologie	20	Saromata-Gebirge, Jura	610
Rodach, Terrassen	334	Saßmannshausen, Devon	603
Rodaki, Dogger	326, 327	Saßnitz, Tektonik	660
Rokitno, Dogger	319, 322	Sauerland, Devon	602
Rolfsbüttel, Salzlager 9, 10, 13, 103, 106, 109	338	—, Oligocän	391
Rotenkirchen, Talterrassen	543	Schapbach, Granit	467
Rötha, Acheuléen	518	Schauinsland, Exkursion	514
Rotweil, Phonolith	387	Schildberg, Pliocän	2
Roussillon, Pliocän	15	Schlesien, Pliocän	4
Routzoúna-Tal, Schmirgel	59	Schleswig-Holstein, Artefakte	619
Rübeland, Tektonik	438	Schloßberg b. Freiburg i. Br., Exkursion	520
Ruda, Tektonik	233	Schluchsee, Granit	459, 465
Rüdersdorf, Trias	366	Schmalgraf, sekundäre Teufenunterschiede	396
—, Zechstein	658	Schobüll, älteres Gebirge	140
Rügen, Exkursionen	139	Schönebeck/Elbe, Salzlager 124, 59, 62	370
—, Überschiebungen	191	—, Zechstein	370
Ruhr, Diluvium	281, 384	Schonen, Kreide	661
Ruhrbecken, Carbonflora	207	Schottland, Tektonik	302
Rupbachtal, Alkaligesteine	355	Schwaben, Artefakte	412
Rußland, fossile Affen	181	Schwaben, Jura	441
—, Jura	448	—, Keuper	230
Rybnik, Tektonik	448	—, Lias	545
		Schwäbische Alb, Tektonik	211
		Schwanteshagen, Jura	656
S.			
Saalberg i. Schles, Basalt	204		
Saalfeld, Zechstein	357		
Saarbrücken, Carbonflora	384		

	Seite		Seite
Schwarze Erde bei Raesfeld, Mesozoicum	112	Steinbach, Tektonik	489
Schwarzer Berg, Riesengeb., Basalt	205	Steinheim, Intrusion	261
Schwarzwald, Geologie	489	Steiermark, Tertiär	171
—, Granite	458	—, Triasfauna	236
Schweden, Exkursionen	661	Stettin, Exkursionen	641
Schweiz, Bohnerze	402	Stevnsklint, Kreide	662
—, Jura	441	Stipsdorf, Schuppenstruktur	137
—, Tektonik	169	Stoffeln, Bruchlinie	532
Schweizer Jura, Tektonik	47	Stolzenhagen, Os	645
Schweizersbild, Diluvialfauna	566	Stramberg, Kreide	172
Schwelm, sekundäre Teufen- unterschiede	396	Strasburg, Westpreußen, pliocäne Paludinen	4
Schwetz, pliocäne Paludinen	4	Streblov, Grundmoränen- landschaft	649
Seeland, Kreide	662	Stubbenkammer, Tektonik	660
Seesen, Talbildung	203	Stuifen, Tektonik	220, 221
Segeberg, Überschiebungen	121	Sturgow, Kreide	657
Seine, Diluvium	408	Südafrika, Intrusivformen des Granits	455
Siderokápsi, Schmirgel	41	Süddeutschland, Jura	441
Siebenbürgen, Salzhorst	11	Südeuropa, Rudisten	448
Siebengebirge, alte Landober- fläche	389	Südharz, Salzlager	150
Siegen, Erzgänge	394	—, Zechstein	361
Sierra Madre Oriental, Geologie	20	Swineforte, Verlandung	657
— Pintada, Quarzporphyre	569	Sylt, Schuppenstruktur	139
Sigart, Tektonik	222	Szarlejka, Dogger	349
Sikinos, Schmirgel	2, 40		
Simplon, Tektonik	165	T	
Sind, Miocän	177	Tarimbecken, Geologie	173
Sirgenstein, Moustérien	565	Taubach, Artefakte	412
Sisteron, Diluvium	394	Taucha, Endmoräne	544
Skalka, Dogger	281	Tauern, Tektonik	160
Skandinavien, Tektonik	302	Terranera, Tektonik	291
Sobuczyna, Dogger	349	Teschen, Tertiär	238
Södra-Sandby, Cambrium	661	Teutersberg, Terrassen	337
Sohrau, O.-S., Tertiär	242	Texas, Kreide	24
Sondershausen, Triasfauna	234	Tharandt, Kreide	595
Sonneberg, Zechstein	357	—, Rotfärbung der Gesteine	598
Spanien, Salzlager	469	Thiede, Lößfauna	566
Sperenberg, Salzstock	141	Thüringen, Salzlager	150
—, Zechstein	366	—, Triasfauna	233
Spitti, Triasfauna	236	—, Zechstein	357
Stadtberge, Erze im Cenoman	401	Thüringer Becken, Tektonik	594
—, Devonsattel	606	— Wald, Zechstein	357
Stadtilm, Zechstein	357	Tianschan, Geologie	184
Stara, Dogger	349	Tibet, Geologie	173
Staßfurt, Salzlager	138	Tissa, Kreide	595
—, Zechstein	238, 357	Toekala-Massiv, Geologie	331
Staufenberg, Tektonik	489	Todtmoos, Granit	459
Steele, Diluvium	191	Torrente Colvera, Rudisten	448
Stederdorf, Untere Kreide	13	Toscana, Pliocän	362
Steinach, Terrassen	336	Toulouse, Acheuléen	560
		—, Diluvium	398

	Seite
Transkaukasien, Kreide . . .	175
Transvaal, Intrusivformen . . .	455
Triberg, Granit	459, 467
Triersche Bucht, Tektonik . . .	578
Truskolasy, Dogger	265
Twiel, Phonolith	534

U

Überlingen, Molasse	535
Überruhr, Glazialdiluvium . . .	198
Ulm, Pliocän	384
Ulvensrand, gestreckte Gesteine	83
Ursee, Granit	462, 465, 467
Usambara, Verwitterungs- böden	600

V

Val di Scalve, Triasfauna	233
Valloire, Diluvium	391
Vardusia, Tithon	609, 611
Vaucluse, Pliocän	385
Velay, Pliocän	387
Vézèretal, Artefakte	413
Vicentino, Tertiär	170
—, Trias	231
Villefranche-sur-Saône, Diluvium	393
—, Moustérien	560
Vogelsberg, Lausitz, Culm	588

W

Wadi Rajân, Alttertiär	377
Wallis, Tektonik	163
Waltersdorf, Alkaligesteine . . .	206
Warta, Dogger	185
Warthe, Pliocän	208
Waterberg, Intrusivformen . . .	455
Wehratal, Granit	459
Weilheim (Alb), Vorberge	212
Weinberg, Vorberge	212
Weißsteinkette, Tektonik	47
Weiterdingen, Tuffkuppen	535
Weitmar, Diluvium	192

	Seite
Welschingen, Exkursion	534
Wengern, Glazialdiluvium	196
Werratal, Salzlager	150
—, Zechstein	357
Weser, Talbildung	203
Westfalen, Diluvium	596, 191
—, Höhlen	342
—, Tektonik	422, 433, 447, 587
Westpreußen, pliocäne Paludinen	4
Westtibet, Geologie	173
WettinerBecken, Carbonflora . . .	286
Wieck, Exkursionen	658
Wielun, Dogger	304, 349
—, Jura	181
Wiesental, Schwarzwald, Granit	459
Wildewiese, Devon	605
Wildkirchli, Moustérien	564
Wildscheuer, Alter der Höhle	342
—, Diluvialfauna	566
Wingeshausen, Devon	606
Wipshausen, Salzhorst	9
Witten, Endmoräne	191
Wonsosz, Dogger	225
Wörldorf, Terrassen	338
Wrzosowa, Dogger	349
Wutachtal, Trias	525
Wydra, Dogger	273
Wysoka Lelowska, Dogger 291, 293, 302, 349	349
— Pilecka, Dogger 315, 320, 323	323

Y

Yburg, Tektonik	489
---------------------------	-----

Z

Zacatecas, Geologie	20
Zajonccki, Dogger	308
Zarnglaff, Jura	656
Zary, Dogger	317
Zawada, Tertiär	242, 244
Züschchen, Devon	606
Zwickau, Carbon	286

Sachregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

A.	Seite		Seite
Ablaugung	150	Alkaligesteine, Niederschlesien	206
Abrasion	387	Allophan, Zusammensetzung	352
Absenkung, Schweizer Jura	47	Alluvium, Dänemark	662
Abtragung, subaerische	387	—, Franken	340
Abtragungsfläche des Rot-		—, Garonne	395
liegenden, Schwarzwald	510	Alt-Acheuléen	549
Achenschwankung	562	Altdiluvialer Ruhrschotter,	
Acheuléen, Deutschland 542, 549		Westfalen	201
—, Eifel	342	Alter des Granits, Elba	298
—, Frankreich 410, 412, 413		Alttertiär, Agypten	373
—, geol. Alter	543	—, Karpatenvorland	239
Ackerfurchen der Gletscher,		Alumosilikate, Zusammen-	
Entstehung	163	setzung	350
<i>Acrochordiceras Damesi</i> 234, 235		<i>Amaltheus</i>	539, 569
<i>Actinacis</i> , Gattung	159	— <i>Renzi</i>	543
— <i>cognata</i>	167, 175	— <i>spinatus</i>	539
— <i>conferta</i>	164	<i>Amblyoceras capricornum</i>	534
— <i>cymatoclysta</i>	172, 175	Amómaxi-Marmor, Naxos 6, 8	
— <i>dehcata</i>	166	Ammoniten, Artbegrenzung	410
— <i>deperdita</i>	169	—, Artbildung	437
— <i>digitata</i>	169	—, Fauna des portugies. Lias 518	
— <i>Martiniana</i>	171	<i>Ammonites aulensis</i>	568
— <i>Michelottii</i>	170	— <i>aequistriatus</i>	580
— <i>possagnensis</i>	163, 179	— <i>Amaltheus</i>	542
— <i>Rollei</i>	164	— <i>angulatus</i>	583
— <i>sub-Rollei</i>	167	— <i>annulatus</i>	579, 580
<i>Actinocystis</i> -Schichten	604	— <i>Bechei</i>	535
Adorfer Kalke	604	— <i>bifrons</i>	546, 549
<i>Aegoceras</i>	534	— <i>borealis</i>	555
— <i>capricornu</i>	534	— <i>Braunianus</i>	585
— <i>pettos</i>	575	— <i>capellinus jurensis</i>	571
Ägyrin	459	— <i>capricornus</i>	534
Affen, pliocäne	350	— <i>communis</i>	583
Akerit	488, 516	— <i>complanatus</i>	574
, Madeira	457	— <i>costatus</i>	539
Alaunschiefer, Sauerland	603	— <i>crassus</i>	575, 582
Albarese, Elba	290	— <i>crenatus</i>	575
<i>Alethopteris Grandini</i>	143, 282	— <i>cymodoce</i>	443
— <i>Huttoni</i>	156	— <i>Davoei</i>	577
Alkalifeldspäte, Zusammen-		— <i>Desplacei</i>	578, 579
setzung	350	— <i>discoides</i>	571
		— <i>elegans</i>	574

	Seite		Seite
<i>Ammonites Eseri</i>	565	Analysen von trachydoleriti-	
— <i>imbriatus</i>	530	schen Essexitporphyriten . . .	500
— <i>Gravesi</i>	442	— — Trachyt	481
— <i>Grenouillouxi</i>	575	— — trachytischen Gesteinen	483
— <i>Grunowi</i>	550	— — trachytoiden Trachy-	
— <i>heterophyllus</i>	527	doleriten	494
— <i>Hildensis</i>	546	<i>Angulatus</i> -Schichten	519
— <i>Holandrei</i>	584	Anhydrit	8
— <i>Jamesoni</i>	537	—, petrograph. Beschaffenheit	139
— <i>infracapricornus</i>	535	—, Schönebeck	370
— <i>involutus</i>	443	—, Segeberg	121
— <i>kammerkarensis</i>	534	—, Thüringen	364
— <i>Levisoni</i>	549	—, Umwandlungen	60
— <i>lineatus</i>	530, 532	—, Werra	359
— <i>lythensis</i>	565	<i>Annularia sphenophylloides</i>	282, 284
— <i>macrocephalus</i>	429	<i>Anolcites julium</i>	425
— <i>margaritatus</i>	542	<i>Anomia tenuistriata</i>	375, 380
— <i>Mülleri</i>	567	Antiklinale, Celebes	331
— <i>mutabilis Damon</i>	441	Apiranthos-Schiefer, Naxos . . .	6
— <i>Nilssoni</i>	527	Aplerbeck-Söhlder Tal	202
— <i>obliquecostatus</i>	557	Aptien, Mexiko	24
— <i>Parkinsoni</i>	197	Aptychen, Kanarische Inseln	151
— <i>Parkinsoni planulatus</i>	220	Aptychenschiefer, Alpen	158
— <i>pettos</i>	575	<i>Aptychus angulicostatus</i>	155
— <i>planula</i>	443	— <i>atlanticus</i>	155
— <i>pseudocordatus</i>	441	— <i>euglyptus</i>	155, 157
— <i>quadratus</i>	550	— <i>Gümbeli</i>	157
— <i>radians</i>	550	— <i>lamellosus</i>	156
— <i>radians compressus</i>	565	Aquilonien	446
— <i>Ragunianus</i>	575, 582	Archäolithhe	386
— <i>retrorsicosta</i>	557	<i>Arctomys marmotta</i> im Löß	
— <i>Ruthenensis</i>	561	547, 548, 552
— <i>Saemanni</i>	549, 552	<i>Argonauta serpentinus</i>	554
— <i>spinatus</i>	539	<i>Arietceras pectinatum</i>	560
— <i>Strangewaysi</i>	554	— <i>retrorsicosta</i>	558
— <i>subcarinatus</i>	534	— <i>ruthenense</i>	561
— <i>subplanatus</i>	574	<i>Arietites</i>	518, 534
— <i>Walcotti</i>	546	— (<i>Arnioceras</i>) <i>amblyptychus</i>	520
Amphibolpikrit, Analyse	513, 514	— <i>obtusus</i>	520
Analysen von Akerit	460	— <i>oncocephalus</i>	520
— — Basalt	506	— <i>ptychogenus</i>	520
— — basaltoiden Trachy-		Arkose, Baden	496
doleriten	498	<i>Arnioceras amblyptychus</i>	520
— — Essexit	465, 466, 468	<i>Arniotites Schmerbitzi</i>	234
— — Essexitdiabas	473, 474, 476, 477	— <i>Stautei</i>	234
— — Feldspatbalalten	511	Arnostufe, Italien	386
— — Granit	467	<i>Arpadites</i>	419
— — Maderit	476, 477	Artbegrenzung bei Ammoniten	410
— — Pikrit	513	Artbildung bei Ammoniten . . .	437
— — Silikaten	349	Artefakte Auvergne	407
— — Sodalithsyenit	457	—, Deutschland	541
— — Trachyandesit	487	—, Eifel	342
		—, Holstein	619
		<i>Artiodactyla</i> , Pliocän	351

	Seite
<i>Arvicola gregalis</i> , Gera . . .	552
<i>Aspidoceras Steinmanni</i> . . .	571
<i>Astarte cordata</i>	
272, 285, 300, 322, 327	327
<i>Asterophyllites</i>	284
Astien, Frankreich . . .	386, 387
Astistufe, Italien . . .	386
<i>Astraeopora annulata</i> . . .	173
— <i>pseudopanicea</i> . . .	173
Aturien, Mexiko . . .	42
Attendorn-Elsper Doppelmulde	606
<i>Aucella Hausmanni</i> . . .	358
Aufbruchzone Graubündens	163
Aufpressung, Ries . . .	245
Aufpressungshorst . . .	582
Aufschiebung . . .	424
Aufschmelzhypothese . . .	248
Aufschmelzung, Argentinien	574
Aufschmelzungen Schwarzwald	515
Aufwölbung . . .	452
<i>Aulacostephanus</i> . . .	442
— <i>eudoxus</i> . . .	445
<i>Aulaxinus florentinus</i> . . .	356
Aurignacien, Eifel . . .	342
—, Elsaß . . .	546
—, Frankreich . . .	413
Auslaugungserscheinungen	
im Massenkalk . . .	390
Ausquetschung der Salzlager	150
Autoplastie des Salzes . . .	148
<i>Avicula Münsteri</i> . . .	322

B.

Badener Mulde . . .	489
<i>Badiotites</i> . . .	419
Bajocien, Polen . . .	214, 314
<i>Balatonites</i> . . .	419
— <i>Beyrichi</i> . . .	235, 237
— <i>constrictus</i> . . .	235, 236
— <i>Doris</i> . . .	235, 236
— <i>egregius</i> . . .	235, 236
— <i>Jovis</i> . . .	234, 235, 236
— <i>lineatus</i> . . .	234, 235, 236
— <i>macer</i> . . .	234
— <i>nov. spec. ind.</i> . . .	235
— <i>Ottonis</i> . . .	233, 235, 237
— <i>quaternonodatus</i> . . .	235
— <i>spinosus</i> . . .	234
— <i>stenodiscus</i> . . .	235, 236
— <i>trinodosus</i> . . .	235, 236
— <i>Zimmeri</i> . . .	235, 236
— <i>Zimmermanni</i> . . .	235
Balger Weißerde . . .	505

	Seite
Barrémien, Argentinien . . .	572
Bartonien, Aegypten . . .	379
Basalt, Alb . . .	532
—, Hessen . . .	259
—, Riesengebirge . . .	204
—, Schwaben . . .	533
—, Schwarzwald . . .	521
—, Siegerland . . .	397
Basaltgang, Schwarzwald	521
Basaltit, Analyse . . .	511
Basaltoide Trachydolerite . . .	496
Basalttuff, Alb . . .	212
Basanit . . .	493
Bathonien, Argentinien . . .	570
—, Polen	
214, 305, 310, 312, 314, 349	349
Battertverwerfung . . .	497
Bauxit . . .	95
Belemniten, Celebes . . .	329
<i>Belemnites giganteus</i> 220, 329,	330
Belvedereschotter . . .	385
<i>Beneckeia</i> . . .	233
— <i>Buchi</i> . . .	235, 237
— <i>denticulata</i> . . .	233
Bergalith, Kaiserstuhl . . .	517
<i>Berriasiella calistoides</i> . . .	571
— <i>fraudans</i> . . .	571
Berriasien, Argentinien . . .	571
Beruner Flöz . . .	287
Bewegung der Gebirgsschollen	418
<i>Beyrichites thuringum</i> . . .	233
Biber im Diluvium . . .	548
Biegungsfestigkeit der Gesteine	70
Bifrons lager . . .	524
Bimammaten-Schichten . . .	447
Binodosuszone . . .	233
Biotit im Schmirgel . . .	57
Biotitgranit . . .	516
Birket el Kerun-Stufe . . .	379
Bitumina, Beziehung zu	
Salzlaugen . . .	12
Blattflexur . . .	420
Blattverschiebung, Rügen . . .	660
Blaublätter der Gletscher . . .	163
Blätter, Begriff . . .	419, 449
Bliezerze, Aachen . . .	395
Bleiglanz, Rhein. Schiefer-	
gebirge . . .	396
Blockpackung, Kupferdreh . . .	193
Blueground, Kongo . . .	226
Bohnerze, Oberrhein . . .	402
Bolsón, Begriff . . .	21
Bonndorfer Graben . . .	525
Bononien . . .	446

Böschungbruchwinkel	442, 451		Seite
Böschungssprünge	442, 451	Carnallit	139
Böschungsrisse	441	—, Bildung	61
<i>Bosnopsammia</i>	178	Carnallitlager,	
Braunisen, Metamorphosierung	397	Umwandlungen	61
—, Siegen	395	Celebes-Molasse	329
Brauner Glaskopf, Siegen	395	Cementationszone	394
Breccie, diluviale, Segeberg	125	Cenoman, Auflagerungsfläche	594
Breccienbildung, Elba	303	—, Erzführung	401
Bröckelschiefer	369	—, Kanarische Inseln	152
Brongniarti-Stufe, Sachsen	597	<i>Ceratites</i>	419
Bruchsystem, Celebes	331	— <i>antecedens</i>	233
Bruchwinkel bei natürlichen		— <i>binodosus</i>	233
Senkungen	442	— <i>sondershusanus</i>	233
<i>Bubalus Pallasi</i>	2	— <i>Tornquisti</i>	231
Buchensteiner Schichten	231, 237	— <i>trinodosus</i>	233, 419
Büdesheimer Schiefer	604	<i>Cercopithecidae</i>	355
Bühlstadium, Klima	565	Cerepidot, Schwarzwald	509
<i>Bulla (Scaphander) Cossmanni</i>	375	<i>Cervus tarandus</i> , Gera	552
Buntsandstein, Baden	490, 495	Cetaceenknochen, Iserlohn	391
—, Franken	337	Chelléen, Deutschland	543
—, Münsterland	113	—, Frankreich 392, 409, 410, 412	
—, Schwarzwald	522	—, geol. Alter	542
Buru-Formation	329	— évolué	412
Bytownit	467	Chelmer-Schichten	286
— in „Eklogitknollen“, Kongo	228	Chillerford Crag	390
		Chlorit im Schmirgel	57
		Choritoid im Schmirgel	61, 105, 108
C.		Chloritoidsmirgel	63, 82
<i>Caiqua</i> -Schichten	604	<i>Cladocoropsis mirabilis</i>	608
Calcit im Zechsteinanhydrit	367	<i>Cladocoropsis</i> -Schichten	609
Callovien, Ammoniten	431	Clymenien-Schichten	604
—, Argentinien	570	<i>Coeloceras anguinum</i>	580
—, Polen	202, 302, 310	— <i>annulatiforme</i>	581
Cambrium, Schonen	661	— <i>annulatum</i>	579
Campignienbeil	551	— <i>Braunianum</i>	585
Camptonit, Mexiko	39	— <i>Choffati</i>	577
Cancrinit, Zusammensetzung	351	— <i>commune</i>	583
<i>Canis lagopus</i> , Frankreich	417	— <i>crassum</i>	582
Cannstätter Kreidemergel	231	— <i>Davoei</i>	574
<i>Capulus Dubusi</i>	381	— <i>Desplacei</i>	578, 581
Carbon, Baden	492	— <i>Holandrei</i>	584
—, Böhmen	591	— <i>pettos</i>	575
—, Flora	144, 383	<i>Colobus guereza</i>	352
—, Mexiko	27	<i>Colveraia variabilis</i>	448
—, Oberschlesien	281	<i>Compressa</i> -Zone	323
—, Tibet	177	Congerienschichten	384
—, Westfalen	201, 422	—, Rhône	387
<i>Cardioceras</i>	438	Coral-Limestone	178
— <i>alternans</i>	438, 445	<i>Corbicula fluminatis</i>	209, 390
— <i>Bauhini</i>	438, 442	<i>Corbula isocardiaeformis</i>	55
— <i>Kitchini</i>	442	<i>Cordautes palmaeformis</i> ,	
— <i>serratum</i>	442, 444	Lausitz	590
<i>Cardita aegyptiaca</i>	375	Cordierit, Schwarzwald	515
— <i>Morganiana</i>	572		
<i>Cardium edule</i>	209		

	Seite
<i>Cosmoceras Garantianum</i>	
197, 198,	318
— <i>Jason</i>	312, 313
<i>Couches à Ammonites aalensis</i>	
523,	525
— — <i>Ammonites bifrons</i>	523
— — <i>Ammonites capricornus</i>	521
— — <i>Ammonites Jamesoni</i>	521
— — <i>Ammonites spinatus</i>	521
— — <i>Gryphaea obliqua</i>	519
— — <i>Leptaena</i>	523
— de Coimbra	519
— — Pereiros	519
<i>Cladophlebis lobifolia</i>	156
Crag, weißer	390
— von Chillesford	390
— — Norwich	390
— — Suffolk	390
— — Weybourn	389
<i>Craticularia parallela</i>	221
Crednerienstufe, Sachsen	596
Crengeldanzer Pforte	201
<i>Crocodylus</i> , Pliocän	351
Cromer Forest bed	389, 390
<i>Cucullaea concinna</i>	300, 316
Culm, Oberschlesien	287
—, Sauerland	603
—, Schwarzwald	462, 524
<i>Cultrijugatus</i> -Schichten	605
<i>Cyclocrinus macrocephalus</i>	272
<i>Cynocephalinae</i>	353
<i>Cynocephalus</i>	355
<i>Cynopithecidae</i>	353, 355
<i>Cypraea bullina</i>	375
Cypridinenschiefer	604
<i>Cystopteris bulbifera</i>	379

D

Dachschiefer, Mähren	287
Dachsteinkalk, Griechenland	609
<i>Dactyloceras anguinum</i>	580
Dadocrinuskalk	237
Danien, Dänemark	662
—, Mexiko	25, 42
Dauerländer	585
<i>Davoei</i> -Zone	522
Decken, Elba	295, 302
Deckenlehre	157
Deckenüberschiebungen	58
Deckenschotter, Elsaß	394, 402
—, Frankreich	550
Delicias-Schichten	22, 27
Deszendenz der Kalisalze	63
Deszendenztheorie	140

	Seite
Devon, Elba	292
—, Sauerland	602
—, Verwitterung	388
Dezimierung des Normal-	
profils bei Salzlageren	150
Diabas	465
—, Elba	300
—, Niederschlesien	206
—, Sauerland	603
Diapirfalte	63
Diaspor im Schmirgel	57, 108
Diffusionszone, Alpen	167
Diluviale Conchylien, Posen	208
— Kalktuffe, Eifel	342
— Überschiebungen, Sege-	
berg	121
— Vulkane	575
Diluvium, Ägypten	350
—, Baden	504
—, Braunschweig	541
—, Emschertal	596
—, Frankreich	384, 16, 562
—, Klima	392
—, Menschenreste	541
—, der Mosel	549
—, Rodach	334
—, Westfalen	596, 191
Dinariden, Tektonik	89
<i>Dinaritinae</i>	419, 420
<i>Dinarites</i>	419
Dinotherienschichten	384
—, Frankreich	386
Diopsid-Knollen, Kongo	227
Diorit	516
—, Erongo	455
—, in Kreideschichten,	
Mexiko	35
<i>Diplotmema</i>	380
Dislokationen	423
—, Dinariden	89
—, Schweizer Jura	51
Dislokationsperioden,	
Mexiko	28, 37
Disthen im Smirgel	58, 105
Diskordanz, Katanga	327
<i>Distichitea</i>	420
División Cárdenas	25
Dogger, Argentinien	569
—, Polen	183
—, Sachsen	601
Dolerit	504
—, Analyse	500
<i>Dolichopithecus rusciniensis</i>	356
Dolinen, Elberfeld	394

	Seite
Dolomit, Griechenland . . .	608
—, Oberschlesien	232
—, Segeberg	125
—, Thüringen	364
— im Zechsteinanhydrit . . .	367
Druckfestigkeit der Gesteine	70
<i>Dryopithecus</i>	397
Dubrauquarzite, Lausitz . . .	588
<i>Dumortiera Jamesoni</i> . . .	521, 537
Dünen, Wollin	658
Durancegletscher	394
Durchschmelzung an Graniten	455
Durchspießung bei Salzlagern	132
Dwyka-Konglomerat, Kongo	114, 312, 314
Dynamometamorphose	65
—, Elba	302
—, im Salzgebirge	60, 62
<i>Dysaster canaliculatus</i>	221

E

Ecce-Schichten, Kongo	314
<i>Echinotampas Africanus</i> . . .	375
— <i>globulus</i>	377
<i>Echioceras Notodianum</i> . . .	520
Edelsalz	149
Einbeckhäuser Plattenkalk . . .	447
Eintrittsgeld	452
Eisenerze im Jura, Polen . . .	181, 340
Eisenglanz im Schmirgel . . .	59
Eisenoolith, Polen	304, 305, 313, 314, 334
Eisensteingänge, Siegen	394
Eiszeit, China	354
—, Frankreich	384
—, Pyrenäen	394
Ekerit	516
Eklogitähnliche Knolle, Kongo	226
Ekzeme	6, 62
Ekzemtheorie	101
<i>Elephas antiquus</i>	390, 506
— <i>primigenius</i>	390
Ellipsactinienkalk, Capri . . .	186
Emscher, Mexiko	24, 42
Endmoränen, Auvergne	407
—, Hegau	534
—, Pommern	646
—, Pyrenäen	394
—, Ruhrkohlenbecken	191
—, Sachsen	544
—, Wollin	657
Entfärbung präcenomaner Gesteine	599

	Seite
Entstehung des älteren Lösses	548
— der jurassischen Erze	340
Eocän, Agypten	379
—, Bosnien	178
—, Capri	187
—, Elba 291, 292, 295, 298,	301
—, Elberfeld	594
—, Holstein	140
—, Korallen	163, 169
—, Mexiko	42
—, Rhein. Schiefergebirge . . .	402
Eolithe	386
Epirogenetische Vorgänge . . .	577
Eppelsheimer Sand	399
<i>Equus mosbachensis</i>	519
Erdbeben, magmatische	251
—, Wirkung	265
Erdöl, Beziehungen zu Salz- lagern	12
Erdrevolutionen	579
Ergußgesteine, Madeira 455,	479
Erongogranit	455
Erze im Jura, Polen	340
Erzgänge, Rhein. Schiefer- gebirge	394, 399
Essexit	453, 516
—, Kaiserstuhl	517
—, Lahn und Dill	207
—, Madeira	455, 461
—, Sölvserget	474
Essexitdiabas	471, 476
Essexitgabbro	472, 476
Essexitmelaphyr	472, 510
Essexitporphyrit	472, 493, 496
Eustatische Bewegungen, Bornholm	55
Evolution des Bodens	579
Exkursionen, Freiburg i. Br.	489
—, Greifswald	641
Experimente, tektonische . . .	65
Explosion, Ries	245

F

Falten	579
—, Beziehungen zu Ver- werfungen	418
—, Entstehung	78
—, Tibet	184
Faltengebirge, Bildung	443
—, Elba	303
Faltung	433, 446, 586
—, kimmerische	580
—, saxonische	575

	Seite
Faltung, Wirkung bei Erdbeben	251
—, Mexiko	27, 28, 37
—, Schweizer Jura	51
Faltungsperioden, Afrika	311
Fauna des französ. Diluviums	392
Faustkeil	546
—, Hundisburg	554
—, Frankreich	409
Feldspatbasalt	499, 500, 504
—, Analyse	511
<i>Felis nebulosus</i>	370
Fenster, tektonische	160
Festlandschwellen	578
Fettkohlenpartie, Flora	384
Feuersteingeräte (siehe auch Artefakte)	544
Flammenmergel, Rotfärbung	14
Flammenton	209
—, Posener	1, 3
Flasergranit, Naxos	5
Flächen gleicher Dichte	172
— gleichen Schwerepotentials	172
Fleckengneis, Schwarzwald	522
Flénus	281
Flexuren	418, 420
—, Alb	530
Flora, Carbon	281
Flözberg	444
Fluvioglacial, Kupferdreh	193
Flysch, Capri	186
—, Griechenland	608
Foraminiferen im poln. Jura	346
Forest bed von Cromer	389, 390
Formation von Lannemezan	397
Foyait	467
<i>Frechiella</i>	534
— <i>kammerkarensis</i>	534
<i>Fucineras costicillatum</i>	563
— <i>Meneghinianum</i>	562

G.

Gabbro	472, 516
Gabbroesexit	475
Gangbildung	249
Ganggestein, Madeira	478
Ganggranite, Schwarzwald	458
Galmei, Rhein. Schiefergebirge	396
Garnierien-Schichten	446
<i>Garantianum</i> -Zone	220, 30, 347
Garonne-Gletscher, Pyrenäen	395
Garonneterrassen	395, 398, 400, 404
Gaskohle, Böhmen	591

	Seite
Gault, Rotfärbung	14
Gauteit	479, 487, 488
Gebirgsbau, lombard. Alpen	86
Gebirgsbildung, deutsche	576
Gedritgneis, Schwarzwald	522
Gehängetuff, Eifel	342
Gemenge-Hauptsalz	140
Gemengecarnallit	140
Genesis der Salzlagerstätten	147
Geographie, Verhältnis zur Geologie	620
Geologenkalender	453
Geologenkongreß, Toronto	640
Geologie, Verhältnis zur Geographie	620
Geologischer Unterricht	16, 620
<i>Gervillia</i> sp.	358
Gigas-Schichten	447
Gips, Segeberg	122
—, Sperenberg	141
Gipshut, Entstehung	106
Gisortienkalk	377
Glacialablagerungen, Ruhrbezirk	192
Glacialgeologie, Canada	640
Glacialkonglomerat, Kongo	114, 312, 314
Glanzschiefer, Entstehung	163
Glasbasalt	205
Glaukophan, Niederschlesien	206
Gleitbretter, Elba	294
Gletscher, Absmelzen	639
Glimmersand, Samland	2
Glimmerschiefer-Smirgel	78
<i>Globites heterophyllus</i>	527
— <i>striatus</i>	535
Gneis, Elba	303
—, Schwarzwald	521, 460
Gold, Tibet	175
Gombertoschichten	159
Graben	430, 440
—, Oberschlesien	283
Grabengebirge	444
Grabenrandbrüche	441
Graphitoidgneis, Schwarzwald	509
<i>Grammoceras aalense</i>	568
— <i>jallaciosum</i>	566
— <i>Mülleri</i>	568
— <i>normannium</i>	562
— <i>pectinatum</i>	560
— <i>quadratum</i>	551
— <i>Saemanni</i>	552
— <i>serpentinum</i>	554
— <i>subcomptum</i>	570

	Seite
<i>Hildoceras Levisoni</i>	549, 556
— <i>Meneghinianum</i>	561
— <i>Mercati</i>	545
— — var. <i>quadrata</i>	550
— <i>pectinatum</i>	560
— <i>quadratum</i>	550, 551
— <i>retrosicosta</i>	557
— <i>Saemanni</i>	552
— — var. <i>compressa</i>	553
— <i>serpentinum</i>	554, 556
Hipparionschichten	386
<i>Hippopotamus hipponensis</i>	351
Hochterrasse, Baden	504
—, Elsaß	549
—, Frankreich	394, 402
Hochterrassenschotter, Frankreich	394
<i>Homo Mousteriensis Hauseri</i>	549
Horizontalverschiebung	422, 449
Hornblendeakerit	458, 460
Hornblendebasalt, Analyse	511
—, Madeira	502
Hornfels, Elba	298
Horst, Begriff	
430, 451, 580, 579, 586, 589	589
—, Celebes	331
Horstgebirge, Entstehung	444
n, Eifel	342
—, bewohnte	342, 550
<i>Hungarites Strombecki</i>	233, 235, 237
<i>Humphriesi-Zone</i>	319
<i>Hyaena striata</i>	367
Hyaenide, pliocäne	367
<i>Hylonomidae</i>	594
<i>Hylonomus Geinitzi</i>	594
— <i>Lyelli</i>	594
<i>Hyloptesion</i>	594
Hypersthenite	454

I, J.

Jadeit, Zusammensetzung	350
Jahresringe im Salzlager	370
— im Steinsalz	60, 357
Jakobshagener Os	645
Iberger Kalk, Tektonik	58
<i>Iber-Zone</i>	522
Idastollner Flöze	286
<i>Idoceras planula</i>	441, 443, 447
Imtravertine	563
Impressaton	447
Industrien im deutschen Diluvium	542
— im franz Diluvium	392, 412

Seite

Infralias	519
—, Elba	291
—, Frankreich	230
<i>Inoceramus digitatus</i> , Mexiko	24
— <i>labiatus</i> , Mexiko	24
Interglacial, Artefakte	543, 546
—, Frankreich	393, 412
—, Holstein	619
—, Rhein-Hernekanal	596
—, Sachsen	546
Intrusion, Mexiko	35
—, Südamerika	574
Intrusionsbildung	245
Intrusivform, Erongo	455
<i>Joufia reticulata</i>	448
<i>Isocardia angulata</i>	55
Isostasie der Erdrinde	172, 572
Isostere Flächen	172
Jung-Palaeolithicum, Frankreich	412
Jungpliocäne Talbildung	203
Jura, Alb	212, 532
—, Baar	525
—, Baden	490
—, Celebes	331
—, Frankreich	230
—, Griechenland	607, 616
—, Kanarische Inseln	156
—, Mexiko	23
—, Münsterland	112
—, Polen	181, 209
—, Pommern	655
—, Sachsen	601
—, Schwaben	533
—, Schonen	661
—, Oberer, Süddeutschland	441
Juraerze, Entstehung	340
Jurafalten	52
—, Pflanzen	156
<i>Jurensis-Zone</i>	525

K.

Kainit, Entstehung	64
Kalisalzlager	139
—, Elsaß	458
—, Werra	358
—, Tektonik	60
— siehe auch Salzlager	
Kalkbostonit	478
—, Analyse	495
Kalkfeldspat, Zusammen- setzung	350
Kalkknotenschiefer	604
Kalksilikatfels, Schwarzwald	522

	Seite		Seite
Kalkspat im Schmirgel . . .	60	Kreide, Argentinien	572
Kalktuff, diluvialer, Eifel . . .	342	—, Beeinflussung durch	
Kaltes Moustérien	543	Salzlager 8,	108
Kambowe-Schichten	327	—, Celebes	331
Kames, Entstehung	638	—, <i>Corbula isocardiaeformis</i> . . .	56
Kaolin, Zusammensetzung . . .	352	—, Dänemark	662
Kare, Schwarzwald	516	—, Griechenland	607
Karneolhorizont, Schwarzwald	522	—, Kanarische Inseln	152
Karroosystem, Kongo	114	—, Karpatenvorland	239
Karpatensandstein, Korallen	172	—, Korallen	175
Katanga-Schichten	327	—, Lebbin	657
Katete-Kazembe-Schichten,		—, Mexiko	23
Kongo	314	—, Sachsen	594
Keramoti-Marmor, Naxos	5, 7	—, Untere, Raesfeld	112
Keratophyr, Niederschlesien	206	—, Westfalen 112, 200,	588
Kettengebirge, Celebes	331	—, Untere	446
Keuper, Facies	230	Krystalloblastische Struktur . .	63
—, Baar	526	Krystallokinese 59, 163,	167
—, Baden	490	Krustenbewegungen	418, 450
—, Polen	187	Kugelsandsteine, Baden	500
Kieserit	139	Kulissenfalten	90
— -region	136	—, Mexiko	30
Kimmeridge	447	Kulm, Lausitz	588
—, Argentinien 568,	570	Kundelungu-Schichten,	
Kimmerische Faltung	580	Kongo 309, 316, 327	
Klima des französ. Diluviums	392		
<i>Klipsteinia</i>	419	L.	
Klüfte, Baden	501	Labradorporphyr, Analyse	500
Knochenkiese, Westfalen	598	Labiatussandstein	597
Knochenzeichnung, Gera	553	Ladinische Stufe	231
Koblenz-Schichten	605	Lagerungsverhältnisse des	
Kohle in der Kreide,		Juras in Polen	336
Sachsen	596	Laimen	548
Kohlenkalk, Aachen	395	Lakkolith, Mexiko 38,	278
—, Ratingen	391	Längsverwerfung im poln.	
Komiaki-Schiefer, Naxos	6	Jura	339
Kompressibilität der Gesteine	71	Lannemezanformation	397
Konglomerat, gestrecktes	83	Laramieschichten, Mexiko	25
Königshütter Flözberg	434	Lardalit	516
Kontaktexplosion 249,	260	Larvikit	488, 516
Kontakterscheinung im		Laterit, Ostafrika	600
Smirgel	102	Laufenschwankung, Fauna	562
Kontaktmetamorphose, Elba	298	Lausitzer Hauptverwerfung 594,	601
Kontaktwirkung an Erzgängen	397	Laziskerschichten	282
Kontaktzone, Mexiko	39	Lebacher Stufe, Sachsen	601
Kontinentale Hebung	452	Leitartefakte	557
Kontraktionstheorie	422	Leitlinienstrudel	332
Korallenoolith	447	Lemming im französ. Diluvium	562
Korund im Schmirgel	60	<i>Lepidophyllum majus</i>	284
Korundglimmerschiefer	75	Lettenkohle	230
Kössener Schichten	229	—, Baar	526
Kostzelitzer Schichten	196	Lettengang, Baden	501
Kreide, Auflagerungsfläche,		Leucit, Zusammensetzung	350
Sachsen	594	Lias, Argentinien	569

	Seite
Lias, Baar	526
—, Elba	292, 298
—, Frankreich	230
—, Griechenland	609
—, Münsterland	112
—, Portugal	518
<i>Libypithecus Markgrafi</i>	356
Libysche Stufe	379
<i>Liebea Hausmanni</i>	358
<i>Lima duplicata</i>	304
Limburgit	512
—, Analyse	500
—, Hessen	259
—, Kaiserstuhl	518
Limont im Schmirgel	59
<i>Linopteris Münsteri</i>	282
— <i>obliqua</i>	284
<i>Lioceras subplanatum</i>	574
Liónas-Schiefer, Noxas	6
<i>Liparoceras</i>	535
— <i>Bechei</i>	535
Listrische Flächen	423
<i>Litharaea distans</i>	174
— <i>epithecata</i>	174
— <i>latistellata</i>	174
— <i>rudis</i>	175
— <i>Vaughani</i>	174
<i>Lithoglyphus acutus</i>	4
Litorinasenkung, Wollin	658
Loçhenschichten	528
<i>Lonchopteris</i> -Horizont	281
—, Oberschlesien	285
<i>Longobardites</i>	233
Löß, Baden	504
—, Ehringsdorf	563
—, Elsaß	546
—, Frankreich	401, 410
—, Ruhrkohlenbezirk	197
—, Sachsen	545
—, Schwarzwald	519
Lößlehm, Baden	504
—, Elsaß	548
—, Frankreich	401
Lualaba-Schichten, Kongo	309, 327
Lubilache-Schichten, Kongo	308, 309, 324, 327
<i>Lucina pharaonis</i>	381
Lufira-Schichten, Kongo	314
Lummerschieder Flöz	286
Lunzer Sandstein	230
Lutétien, Agypten	379
<i>Lutra</i>	351
— <i>libyca</i>	364
Lysiec-Siedlecer Schichten	196, 319

	Seite
<i>Lytoceras</i>	528
— <i>fimbriatum</i>	522, 530
— <i>lineatum</i> var. <i>gigantea</i>	530
— <i>salebrosum</i>	532
<i>Lycopodium clavatum</i>	377

M.

<i>Macacus florentinus</i>	355
Maceration von Carbon- pflanzen	145
<i>Machaerodus aphanistus</i>	367
Macigno, Capri	186
—, Elba	290
—, Griechenland	607
<i>Macrocephalites macrocephalum</i>	202
— <i>tumidus</i>	313
— <i>Vergarensis</i>	570
<i>Macrocephalus Canizzaro</i>	303
— <i>macrocephalus</i>	202, 312, 313
— -Kalk	199
Madeirit	476
Magdalénien, Eifel	342
—, Frankreich	392, 416
—, geol. Alter	542, 565
—, Gera	554
Magmatische Erdbeben	251
Magnesit im Zechsteinan- hydrit	367
Magnetit im Schmirgel	59
Malm, Alb	526
—, Argentinien	570
—, Kanarische Inseln	158
—, Sachsen	601
Mänait, Analyse	495
Manganoxyd im Schmirgel	59
Margarit im Schmirgel	55
<i>Margaritatus</i> -Zone	522
Marine Grenze, Bornholm	53
<i>Mariopteris</i>	372
—, Epidermis	143
— <i>grandepinnata</i>	375
— <i>Jacquoti</i>	384
— <i>laciniata</i>	383
— <i>latifolia</i>	375, 384
— <i>muricata</i>	156, 375
— <i>neglata</i>	383
— <i>rotundata</i>	375, 384
— <i>Sarana</i>	384
— <i>Zeileri</i>	384
Markasit, Rhein. Schiefer- gebirge	396
Marmor-Smirgel	63, 79
<i>Marsilidium speciosum</i>	156

	Seite		Seite
Massenkalk, Auslaugung . . .	390	—, Überlingen	535
—, stratigraph. Stellung . . .	604	<i>Monachus albiventer</i>	362
<i>Mastodon</i>	351	Monchiquit, Kaiserstuhl	516, 517
— <i>Borsoni</i>	4	Mondhaldeit, Kaiserstuhl	517
— <i>Zaddachi</i>	5	Monzonit	472
Mastodonsand	387	Moränen, Pyrenäen	394
Mastodonschichten	407	—, Schwarzwald	524
<i>Maugenesti</i> -Horizont	522	Mooskohle, Baden	506
Meeressande, Überlingen	535	Moschusochse, in französ. Diluvium	417, 562
Meeressedimente, Salzgehalt . .	110	—, Westfalen	596
<i>Megalodus pumilus</i>	609	Moustèrien, geol. Alter	565
Melanit, Kaiserstuhl	516	—, Deutschland	559
Melaphyr, Erongo	455	—, Eifel	342
<i>Meletta</i> , Karpatenvorland	241	—, Frankreich	392, 393, 410, 412, 413
Melettaschiefer	244	—, kaltes	543
Mensch, diluvialer	392, 541	—, warmes	543
<i>Menyanthes trifoliata</i>	506	Moutzouña-Schiefer	6
Mési-Schiefer, Naxos	6	Mucronatenkreide, Dänemark	662
<i>Mesopithecus</i>	351	Mulde	444
— <i>Pentelici</i>	355, 356	Muldengruppe, Ober- schlesien	283, 286
Mesozoicum, Kanarische Inseln	151	Münder-Mergel	14, 446
—, Mexiko	23	<i>Murchisoni</i> -Zone	525
Metamorpher Schiefer, Baden-Baden	490, 503	Murmeltier im Löß	547, 548, 552
Metamorphose, Alpen	167	Muschelkalk, alpiner	229
Meteoritenfälle	223	—, Baar	526
<i>Microceras capricornum</i>	534	—, Baden	490, 503
Mindel-Eiszeit, Frankreich	412	—, Münsterland	112
Mineralaggregat, Kongo	226	Muscovit im Schmirgel	57
Mikrogramit, Elba	298	Mylonit, Elba	290
Mikrosaurier, Böhmen	591	Mylonitisierung, Elba	295
Mikultschützer Kalke	231	<i>Myodes lemnius</i> , Gera	552
Miocän, Ägypten	350, 376	— <i>torquatus</i> , Gera	552
—, Baar	526		
—, Baden	492	N.	
—, Celebes	331	Nagelfluh, obermiocäne	161
—, Elberfeld	393	Nakrit im Schmirgel	60
—, Frankreich	385	<i>Natica (Ampullina) Newtoni</i>	375
—, Karpatenvorland	240, 244	Natronsyenit	461, 488
—, Korallen	162	<i>Nautilus anguinus</i>	580
—, Sachsen	546	— <i>bidorsatus</i>	235
Mitgliederzahl	450	— <i>dolomiticus</i>	235
Mitteldevon, Sauerland	603	— <i>pertumidus</i>	235, 236
Mitteljura, Polen	183	Nebengesteine der Salzlager	108
Mittelmiocän, Karpaten- vorland	244	Nehdener Schichten	604
Mittelloligocän, Pommern	209	Niederschönaer Schichten	596
Mittelpliocän, Ägypten	350	Neocom, Aptychen	157
Moachia-Schichten	317, 324	—, Argentinien	568
<i>Modiola striatula</i>	300	—, <i>Corbuli isocardiaeformis</i>	56
— <i>striolaris</i>	300	<i>Neocomites transgrediens</i>	571
Mokattam-Schichten	376, 379	Nephelin, Zusammensetzung	350
Molasse, Hegau	535		

	Seite		Seite
Nephelinbasalt, Analyse	500	Oolithe von Hattingen	
Nephelinbasanit	503	i. Schwaben	533
Nephelin-Mellilithbasalt,		— im holstein. Zechstein	125
Hegau	533	<i>Oppelia</i>	304, 403, 438
Nephelinit	503	— <i>aspidoides</i>	298, 312
—, Kaiserstuhl	517	— <i>biflexuosa</i>	329
<i>Nephrolepis tuberosa</i>	379	— <i>fusca</i>	323, 330
<i>Neuropteris heterophylla</i>	283	— <i>gigas</i>	530
— <i>ovata</i>	282	— <i>latilobata</i>	
— <i>rarinervis</i>	282, 283	288, 289, 300, 323, 329	
— <i>Scheuchzeri</i>	282	— <i>serrigera</i> 287, 289, 298, 300, 300	
Niederterrasse, Frankreich		— — var. <i>heterocostata</i>	288
394, 402		— <i>subinflexa</i>	323
—, Schwarzwald	513, 514	— <i>Wenzeli</i>	530
Niemtschitzer Schichten	241	<i>Orbitoides Mantelli</i>	178
Niveauflächen	172	<i>Oreopithecus</i>	355
Niveau de l'Ammonites		Orlauer Störung	448
<i>Maugenesti</i>	521	Orogenetische Vorgänge	577
Nordmarkit	516	Orthit, Schwarzwald	509
Normalsmirgel	89	<i>Orthopleuritea</i>	420
Norwich Crag	390	Osar, Entstehung	638
<i>Nummulites perforatus</i>	167	—, Pommern	644
		Osgräben, Pommern	645
		Ostracoden im poln. Jura	347
		<i>Ostrea cochlearis</i>	330
		— <i>cucullata</i>	350
		— <i>multicostata</i>	375
		— <i>Roncana</i>	375, 381
		— <i>Stanleyi</i>	377
		Otawikalk, Fossilien	58
		Ottweiler Schichten	286
		— —, Pflanzen	383
		<i>Oribos fossilis</i>	597
		— <i>mackenzianus</i>	597
		— <i>moschatus</i> , Frankreich	417
		Oxford	447
		—, Polen	310, 320
		—, Pommern	655
		Oxydationszone	394
		P.	
		Pfaffrather Kalk, Auslaugung	391
		<i>Palaeocarpilius macrocheilus</i>	379
		<i>Palaeophoca Nyssi</i>	363
		Paläolithicum, Eifel	342
		—, Holstein	620
		Paläontologie, Verhältnis zur	
		Geologie	620
		Palaeozoicum, Lausitz	587
		—, Mexiko	22
		<i>Paltopleuroceras spinatum</i>	540
		<i>Paludina crassa</i>	5, 209
		— <i>diluviana</i>	209
		— <i>Fuchsi</i>	2, 4

O.

	Seite		Seite
<i>Paludina Neumayeri</i>	4	<i>Pholadomia ovulum</i>	327, 330
Pánormos-Marmor	6	Pholerit im Schmirgel	60
Pariser, Ehringsdorf	563	Phonolith, Hegau	534
Parisien, Ägypten	379	—, Kaiserstuhl	516, 517
Pazifischer Kontinent	569	Phreatische Explosion	264
<i>Parkinsonia arietis</i>	220	Phyllit, Elba	292
— <i>compressa</i>	268, 318, 330	<i>Phylloceras</i>	526
— <i>discrepans</i>	220, 329	— <i>heterophyllum</i>	527
— <i>ferruginea</i>	209	— <i>Nilssoni</i>	527
— <i>neuffensis</i>	220, 319, 321, 332	Piacentinstufe, Italien	386
— <i>Parkinsoni</i>		<i>Pictonia</i>	442
197, 198, 219, 319, 330, 332		Piesbergschichten	281, 286
— <i>Schlönbachi</i>	209, 220, 332	Pikrit, La Palma	478
— <i>wuerttembergica</i>		—, Analyse	513, 514
(siehe <i>compressa</i>)	268	Pikritbasalt, Analyse	511, 513
Parkinsoni-Zone	319, 347	<i>Pinacites discoides</i>	603
<i>Pecopteris</i>	380	Pinitporphyr, Baden	492, 501
— <i>nervosa</i>	381	<i>Pinus Hageni</i>	2
— <i>pseudovestita</i>	284	— <i>Halepensis</i>	2
— <i>vestita</i>	282	— <i>Laricio Thomasiana</i>	2
<i>Pecten priscus</i>	221	<i>Pirula tricarinata</i>	382
— <i>semicingulatus</i>	243	Plaisancien, Frankreich	386, 387
Pegmatit, Baden	492	Plastische Umformung	
—, Naxos	6	des Salzes	148
Pegmatitanhydrit	361	Plastizität der Gesteine	82
<i>Peltoceras annulare</i>	416	— des Granites	84
— <i>athleta</i>	416	— — Salzes	148
— <i>bimammatum</i>	441	Plattendolomit, stratigraph.	
Peneplain, Schwaben	532	Stellung	238
—, Schwarzwald	510	—, Adolfsglück	13
Perm, Salzlager	124	—, Thüringen	357
—, Elba	292	<i>Platyleuroceras brevispina</i>	521
—, Mexiko	28	Pleißeschotter, Markleeberg	544
— siehe auch Zechstein.		Pleistocän, Frankreich	384
<i>Perisphinctes</i>	304, 442	<i>Pleuroceras spinatum</i>	540
— <i>aurigerus</i>	272, 285	<i>Pleurocera</i>	179
— <i>decipiens</i>	439	Pliocän, Ägypten	350
— <i>de Marii</i>	285	—, Baden	504
— <i>eastlecottensis</i>	444	—, Frankreich	384, 388, 408
— <i>Gorei</i>	444	—, Mexiko	42
— <i>involutus</i>	441	—, Posen	1, 208
— <i>pectinatus</i>	444	—, Rhein. Schiefergebirge	399
— <i>procerus</i>	285	—, Toscana	362
— <i>tenuiplicatus</i>	270, 272	—, Westpreußen	209
— <i>tenuis</i>	313	Pliocäne Kieselloolithschotter	389
— <i>Wartae</i>	438	— Talbildung	203
<i>Perisphinctoidea</i>	438	<i>Plicatula pyramidarum</i>	380
Petroleum, Beziehung zu		Polarfuchs, Frankreich	417
Salzlaugen	12	Polygon-Falte, Mexiko	31
Pforte von Crengeldanz	201	Polyhalit	136
— — Laer	201	<i>Polyplectus discoides</i>	571
Phanári-Marmor, Naxos	6, 32	— <i>subplanatum</i>	574
<i>Phoca rugosidens</i>	363	Pontische Stufe, Ägypten	350
<i>Pholadomya Murchisoni</i>	330	— —, Österreich	385

	Seite
<i>Porites leptoclada</i>	162
— <i>polystyla</i>	159
Porphyr, Niederschlesien	206
Porphyrit, Schwarzwald	463
Porphyrkonglomerat, Baden	496
Portland	447
—, Pommern	656
Posener Ton	1, 209
<i>Posidonomya alpina</i>	569
— <i>Buchi</i>	304, 316
Prächelléen, Frankreich	409, 412
Präglacial, Posen	210
Produktives Carbon, Pflanzen	144, 383
<i>Proplanulites Koenigi</i>	202
<i>Protopterus annectens</i>	351
<i>Protrachyceras</i>	422
— <i>Reitzi</i>	233
Primärformation, Erongo	455
<i>Pristiphoca occitana</i>	362
Pseudoeolith	555
<i>Pseudomonotis echinata</i>	272, 273
— <i>substriata</i>	569
<i>Pseudopecopteris</i>	380
Ptérocerien	447
<i>Ptychites Beyrichi</i>	233
— <i>dux</i>	233
— <i>Suttneri</i>	233
Puddingstein, Frankreich	387
Pulaskit	461, 516
Pyrit in Erdölgebieten	14
— im Schmirgel	58, 106
Pyrit-Smirgel	63, 84
Pyroxenit	462, 472, 476
Pyroxenitische Essexit- diabase	476

Q.

Quadersandsteinformation, Auflagerungsfläche	594
Quartär, Menschenreste	541
—, Frankreich	384
Quarz im Schmirgel	60
Quarzgang, Baden	495, 502
Quarzit, gestreckter	83
Quarzkristalle im Turon	13
Quarzporphyr, Mexiko	39
—, Schwarzwald	463, 524
Quellen, Baden	493
—, poln. Jura	320
Querschlägige Störungen	447
Querverwerfung im poln. Jura	338

	Seite
R.	
Radiolarit, Elba	302
<i>Radiolitebella forojuliensis</i>	449
<i>Radiolites musculosus</i>	448
— <i>styriacus</i>	448
Radowenzer Flöze	286
Radstockian	281, 286
Rahmen	584
Rahmenfaltung	148, 548, 584
Raibler Sandstein	230
Randgruppe, Flora	383
Randhügelzone, Schwarzwald	519
Rappakiwigranit	516
<i>Rasenia</i>	442
— <i>cymodoce</i>	438
— <i>groenlandicus</i>	445
— <i>mutabilis</i>	444, 445
— <i>uralensis</i>	445
Rät, Facies	229
Raubtiere, pliocäne	362
Rauchwacke	367
—, Segsberg	125
Rechnungsrevision	450
Redaktionsbericht	451
Reibung der Gesteine	71
Reichhardt-Kainitlager	64
Reiflinger Kalk	236
<i>Reineckia anceps</i>	433
— <i>pseudomutabilis</i>	530
Renchgneis	509, 514, 521
Renn, Frankreich	390, 562
—, Verbreitung i. franz. Diluvium	562
— im Löß, Elsaß	547
— — —, Frankreich	417
Rekrystallisation	63, 147
Rekurrenzzone, Frankreich	410
<i>Rhacophyllites spec. indet.</i>	528
<i>Rhinoceros</i> im Pliocän	2
— <i>Merckii</i>	416, 548
— —, Westfalen	600
— <i>tichorrhinus</i>	340, 390
— —, Westfalen	600
Rhombenporphyr	493
Rhônegletscher	391
<i>Rhynchonella sublacunosa</i>	321
— <i>varians</i>	300
Rhyolith, Mexiko	39
<i>Ricnodon dispersus</i>	591
Riesenquetschzone, Rbätikon	161
Rieslakkolith	222
<i>Ringsteadia</i>	442
Rinnensee, Pommern	650

	Seite		Seite
Rißeiszeit	548	Salzstöcke, Sperenberg	141
—, Elsaß	550	Salztektonik	63
—, Frankreich	402, 412, 413	Salzton, grauer	359
Riß-Würm-Zwischeneiszeit, Frankreich	413	Sandlöß, Schwarzwald	520
Rodachterrassen	334	Sandsteinschiefer im Zech- stein	362
Rollsteinfelder, Entstehung	638	Sattelflözschichten, Flora	383
Roter Salton	369	Saxonische Faltung	575
Rotfärbung der Gesteine 14, 594, 596		Scaglia, Elba	302
Rotlehmbildung, präcnomane	600, 602	<i>Scalaria (Acrilla) nilotica</i>	374
Rotliegendes, Baden	490	Schaber, Hundisburg	555
—, Pflanzen	156	Schalenblende, Rhein. Schiefergebirge	396
—, Oberschlesien	281	Schapbachgneis	509, 514
Röt, Oberschlesien	238	Schatzlarer Schichten, Flora	384
—, Münsterland	112	Schaufelfläche	424
Rotton, Celebes	331	Schaumkalk, Hainleite	233
Rötung der Gesteine siehe Rotfärbung.		—, Oberschlesien	238
Rückfaltung	184	Schiefergranit, Naxos	5
Rudaer Schichten, Flor	384	Schioschichten	159
Rudisten, Anatomie	448	Schistes lustrés	162
Rudistenkalk, Griechenland	608	—, Elba	291, 299
Rutil im Schmirgel	60, 107	<i>Schizaster Africanus</i>	375
		<i>Schizodus</i>	358
S.		Schlangengipse	371
<i>Sabina sinuata</i>	448	Schleifwert des Smirgels	89, 90
Saiga-Antilope, Frankreich	417	Schlier, Karpatenvorland	239
Salzauftrieb	101, 591	Schmelzwasser, Westfalen	201
Salzbewegungen	101	Schmirgel siehe Smirgel	
Salzgebirge, Tektonik	6	Schneehase im französ. Diluvium	562
Salzgehalt in Meeres- sedimenten	110	Schollenbewegungen, Elba	299
— im Nebengestein der Salz- lager	108	Schollenbildung	439, 451
Salzhorizont	242	Schollengebirge	593
Salzhorste, Aufsteigen	139	—, Entstehung	418
—, Nebengestein	8	—, Griechenland	617
Salzlager, Einfluß auf Nebengestein	8, 108	Schollenverschiebung 436, 439, 451, 586	
—, Morphologie	124	Schorlomit, Kaiserstuhl	516
—, Salzbewegung	139, 163	Schreyeralmschichten	233
—, Spanien	469	Schrumpfung des Erdkerns	423
—, Sperenberg	141	Schuppenstruktur, Argentinien	573
—, Tektonik	63	Schwalbacher Flöz	286
—, Thüringen und Sachsen	358	Schwefelwasserstoffquellen, Deister	14
—, Umformung	102	Schwellenhorst	589
Salzlaugen, Beziehungen zu Erdöl	12	Schwerspatgang, Baden	495
Salzlösung, Einfluß auf Silikate	349	<i>Seeleya</i>	594
Salzspiegel	11, 142	<i>Sequenziceras retrorsicosta</i>	558
Salzstöcke, Einfluß auf Nebengestein	108	— <i>Ruthenense</i>	561
		<i>Semnophitecinæ</i>	351
		<i>Semnophitecus</i>	355
		— <i>monspeulanus</i>	356

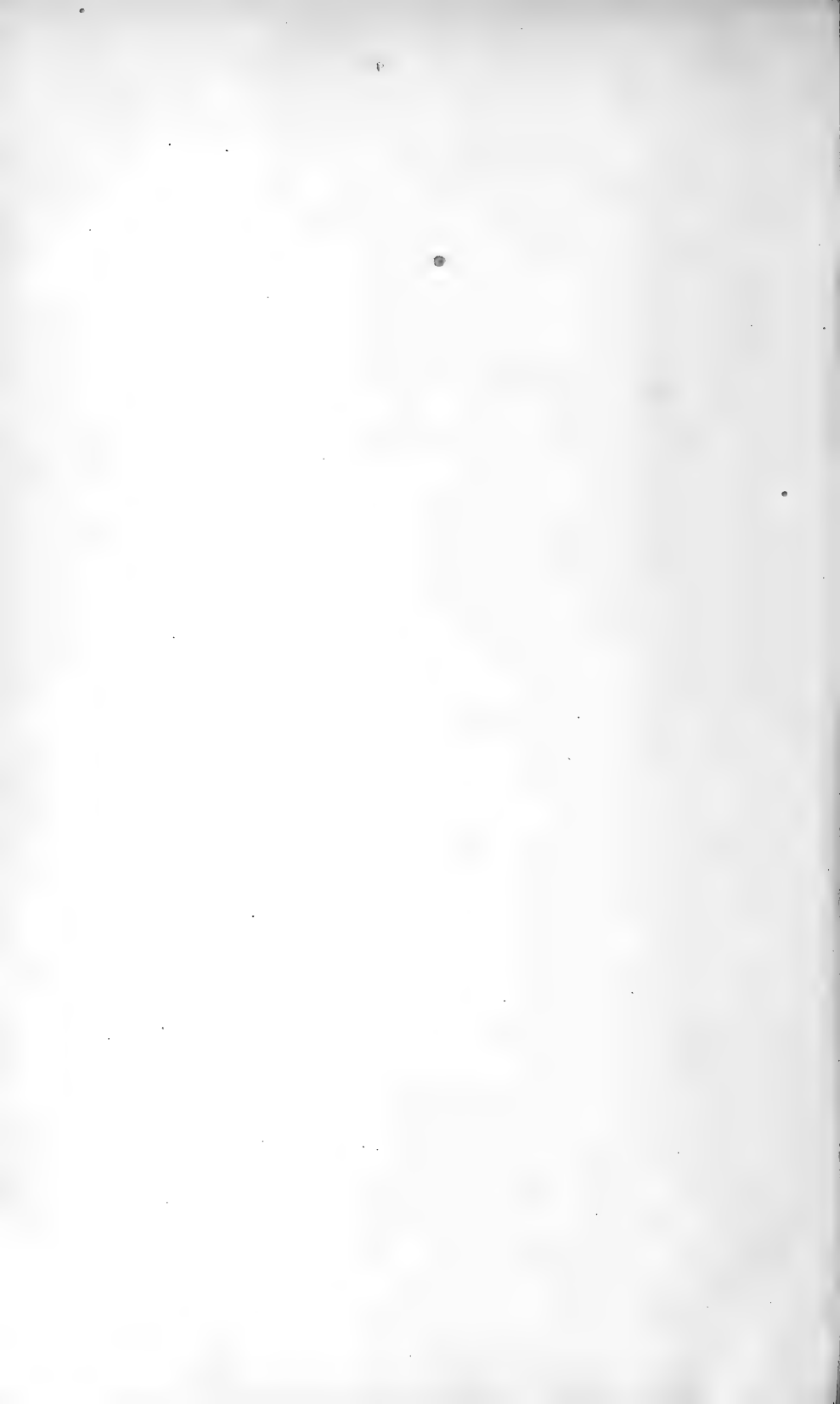
	Seite		Seite
Senkung	418, 444, 579	Sohrauer Schichten	281
—, Rhein. Schiefergebirge	399	Soledad-Schichten, Mexiko	25, 26
Senkungsfeld	579, 590	<i>Solenomya</i>	316
Senkungsmechanismus	593	— <i>Voltzi</i>	316
Senkungsvorgänge	588	Solutréen, Frankreich	392, 416
Senkungstheorie	421, 576	Sommterrassen	413, 562
Senon, Dänemark	662	Sonnwendphase der	
—, Mexiko	25	Gebirgsbildung	92
—, Rhein. Schiefergebirge	401	Sötenicher Mulde	342
—, Schonen	661	Spalten im Schmirgel	52
Septarienton, Ratingen	391	Spaltenbildung	249
—, Stettin	641	Spaltenfüllung im Schmirgel	52
Serpentin, Elba	298, 300	Spaltöffnungen bei <i>Mariopteris</i>	153
—, Griechenland	607, 608	Spateisenstein, Siegen	395
Serpulit	446	Spatsand, Segeberg	126
Shonkinitische Trachy-		<i>Spermophilus rufescens</i> im Löß	547
dolerite, Analyse	500	Sphärosiderit, poln. Jura	300, 334
Shoshonit, Analyse	500	<i>Sphenophyllum emarginatum</i>	
Sickerwasserhöhle	343	— <i>Thoni</i>	282, 284
Sicilien, Frankreich	386, 388, 408	— <i>Thoni</i>	156
Siegener Sattel	606	<i>Sphenopteris</i>	380
Sigartlinie	222	— <i>Artemisiae folioides</i>	282
Silikate, Analysen	349	— <i>latifolia</i>	381
—, Umbildung	349	— <i>neuropteroides</i>	282
Sillimanit im Schmirgel	105	<i>Spinatus</i> -Schichten	522
Silur, Elba	291, 292	Spinell im Schmirgel	107
—, Lausitz	587	<i>Spiriferina</i>	569
—, Schonen	661	Spodumen, Zusammensetzung	350
Skapolith, Zusammensetzung	351	<i>Spondylus aegyptiacus</i>	374, 377
Skarn, Celebes	334	<i>Sporites glabra</i>	284
Smirgel, Chemische Zu-		Sprünge	418
sammensetzung	85	Sprungflexur	420
—, dichter	80	Stadtberger Sattel	606
—, gebänderter	73	Staffelbruch, Rügen	660
—, Genesis	93	Staffelsprünge	442, 461
—, Glimmerschiefer	63, 78	Stafffurter Salzlagerotypus	361
—, grüner	85	Stauchungsfalte, Entstehung	80
—, Härte und Schleifwert	89	Staurolith im Schmirgel	107
—, Iraklia	38	Stausalz	135, 149
—, körniger	63	Stausee, Pommern	650
—, Lagerstätten, Naxos	1	—, Saönebecken	393
—, Marmor-	63, 79	Stauung im Anhydrit	139
—, Mittlerer	32, 69	Steinkohlengebirge, West-	
—, Naxos	1	falen	422
—, Normal-	89	Steinkohlenschichten,	
—, Oberer	34, 72	Baden	494
—, schiefriger	75	Steinsalz	139, 8
—, Sikonos	40	—, älteres	133
—, Sillimanitschiefer	63, 79	—, petrographische Be-	
—, Unterer	7, 63	schaffenheit	138
Sodalith, Zusammensetzung	351	—, Hannover	136
Sodalithgautheit, Analyse	495	—, Jahresringe	60
Sodalithtrachyt	480	—, Schönebeck a. E.	59
Sodalithsyenit, Madeira	455, 456	—, Segeberg	124

	Seite		Seite
Steinsalzlager, Werra	358	Tauchfalten	142, 59
Stéphanien	282, 286	Tegel, Karpatenvorland	241
<i>Stephanoceras annulatum</i>	580	Tektonik	577
— <i>Blagdeni</i>	217	—, Alpen	157
— <i>Braunianum</i>	585	—, Capri	186
— <i>commune</i>	583, 584	—, experimentelle	65
— <i>crassum</i>	582	—, Griechenland	617
— <i>Desplacei</i>	577	—, Kweulun	184
— <i>fibulatum</i>	578, 585	—, Lombardei	86
— <i>Humphriesi</i>	217, 329	—, Mexiko	27
— <i>subcontractum</i>	277	—, poln. Juras	336
<i>Stenopora polymorpha</i>	358	—, Schwäb. Alb.	211
<i>Sternothaerus Dewitzianus</i>	351	—, theoretische	418
Stettiner Sand, Stettin	641	Tektonite	163
<i>Stigmaria ficoides</i>	284	<i>Tellina baltica</i>	389
Stinkkalk	370	Tentakulitenschiefer, Sauer-	
—, Segeberg	125	land	603
—, in thüring. Zechstein	358	Tephrit, Kaiserstuhl	517
Stinkschiefer	570	Terrassen, Frankreich	412
—, im Zechstein	359	—, Garonne 395, 398, 400,	404
Störungen, Einteilung	450	—, Haslach	336
Störungslinien, Alb	222	—, Mosel	550
Stotzen	533	—, Rodach	334
Streckung im Anhydrit	139	—, Ruhr	191, 197
<i>Stringocephalus Burtini</i>	392	—, Steinach	336
<i>Struthiopteris germanica</i>	379	<i>Terebratula punctata</i>	520
Stufenfalte	449	— <i>Stephani</i>	221
Subaerische Abtragung	387	Tertiär, Baden	504
<i>Succinea Schumacheri</i>	519	—, Celebes	331
Südhartypus der Salzlager	361	—, Karpatenvorland	238
Süßwasserkalk, tertiärer,		—, Korallen	159
Aegypten	376	—, Mexiko	26
—, Ueberlingen	535	—, Paffrath	391
Süßwassermolasse, Frank-		—, Samland	2
reich	385	—, Schwaben	532
—, Ueberlingen	536	—, Schwarzwald	511
Sutan	201	Textur, Entstehung	73
<i>Sutneria Reineckiana</i>	531	Theralith	471
Swineforte, Verlandung	657	Thermalquellen, Baden	493
Syenit	460, 472, 516	Thüringerwald-Schotter,	
—, Schwarzwald	512	Franken	341
Sylvin, Bildung	61	Tiefengesteine, Madeira	454
Sylvinit	139	Tinguait, Kaiserstuhl	517
<i>Synodontis</i>	351	<i>Tirolites</i>	419, 420
		<i>Tirolitinae</i>	419
T.		Tithon	446
<i>Taeniopteris</i>	282	—, Argentinien	568, 570, 571
Talbildung, Kongo	317	—, Griechenland	609
—, Rhein. Schiefergebirge	399	—, Kanarische Inseln	156
—, Ruhr	191	Toeli-Kalk	329
—, Schwarzwald	522	Tonerdegel, Zusammensetzung	352
Talform, Schwarzwald	510	Tonerdekieselsäuregel, Zu-	
Talk im Schmirgel	57, 108	sammensetzung	352
Talterrassen siehe Terrassen.		Tongestein	369

	Seite		Seite
Tonige Liegende Schichten, Siebengebirge	389	Überschiebungen, Entstehung	79
Tourtia, Rotfärbung	14	—, Lausitzer	349
Trachyandesit	479, 484	—, lombard. Alpen	88
<i>Trachyceras</i>	419	—, Mexiko	31, 32
— <i>Aon</i>	421	—, Ries	222
— <i>pescolense</i>	421	— auf Salzlager	150
<i>Trachycerata</i>	417, 420	—, Schweizer Jura	47
Trachydolerit	465, 472	—, Westfalen	201
—, Kaiserstuhl	517	Überschiebungsblätter	451
—, Madeira	455, 489, 490	Überschiebungsfläche	419
Trachyt, Madeira	479, 483	Überschiebungsflexur	420
Trachytoide Trachydolerit, Madeira	491	Umkrystallisierung auf Salz- lagern	164
Transgression im Jura	333	Undation	579
— des Lias, Argentinien	572	Undationshorst	589
Transiton	281	Undulation	579
Translokation, Hiddensøe	659	Unterdevon, Verwitterung	388
<i>Transversarius</i> Schichten	447	Untere Kreide	446
Trapp	509	— —, Münsterland	112
Travertin, Eifel	343	Unterer Letten, Zechstein	358
Trias, alpine	229	Unterricht, geologischer 16,	620
—, Baar	525	Unterschiebung	424
—, Elba	291, 292	Untersenkung	424
—, Griechenland	607, 616	Untersilur, Niederschlesien	206
<i>Trigonia transitoria</i>	571	Upper coal Measures	286
<i>Trigonodus</i> dolomit	231	<i>Uptonia Jamesoni</i>	538
Trinomenklatur	413	Uranocker, Baden	501
<i>Trionyx spec.</i>	351	Urseegranit	462
Trümmerporphyr, Schwarz- wald	462		
Tuff, Alb	532	V.	
—, pliocäner	387	Valanginien	446
<i>Turbinaria</i>	177	—, Argentinien	571
— <i>alabamensis</i>	178	Varennakalk	233
— <i>lateralis</i>	179	Verdoppelung des Normal- profils der Salzlager	150
<i>Turbonilla altenburgensis</i>	358	Vereisungen, Pyrenäen	395
Turmalin im Smirgel	58, 101	— des Puy-de-Dôme	406
Turon, Mexiko	24, 42	Verlandung, Swingforte	657
—, Kanarische Inseln	152	Vermögenstand der Gesell- schaft	601, 450
Turon, Mexiko	24	Verrucano, Elba	291
—, Sachsen	597	Verruschelungszone, Elba	292
<i>Turritella pharaonica</i>	375	Versenkung	578
U.		Verschiebungsfläche	418
Übergangsindustrie	413	Vertonung	388
Übergangsschichten, Lias, Portugal	523	Verwerfungen 418, 420, 579,	593
Überlaufgrinne, Pommern	652	—, Mexiko	32
Überschiebungen	422, 447, 449, 579	— im poln. Jura	338
—, Capri	187	Verwitterung, chemische	387
—, diluviale	121	Verwitterungsboden, Ost- afrika	600
—, Elba	292, 302	Verwitterungerscheinungen, präcnomane	594
		Vesuvian im Schmirgel	107

	Seite		Seite
Vicksburg Beds	178	Zechstein, Salzlager	124
Vindelicisches Gebirge	230	—, Schönebeck a. E.	59
<i>Virgatites andesensis</i>	571	—, Thüringen	357
— <i>virgatus</i>	444	Zechsteinanhydrit, Segeberg	121
Virgioriakalk	231	Zechsteinletten, Thüringen	358
Virgulien	447	Zechsteinsalz	166
Vorbergbildung	211	Zentralgneis	167
Vorbergzone, Schwarzwald	508	Zeolithe, Zusammensetzung	351
Vorgänge, epirogenetische	577	Zerrsalz 135, 149, 150	
—, orogenetische	577	Zerrspalten 440, 451	
Vorstandswahl für 1914	637	Zerrsprünge	451
Vulkane, diluviale	575	Zerrung 439, 446, 452	
—, Mexiko	36	Zersetzung	388
Vulkanembryonen	212	Ziesel im LöB	547
Vulkanismus, Ries	245	Zinkerze, Aachen	395
<i>Vulsella crispata</i>	377	Zipplinger Linie	222
		Zonare Aufwölbung	445
W.		Zone des <i>Ceratites trinodosus</i>	
Wahlprotokoll	637	236, 237	
Waldenburger Schichten, Flora	383	— — <i>Cosm. Garantianum</i>	
<i>Walldheimia carinata</i>	322	197, 216, 219, 329, 348	
Wanderbewegung größerer		— — <i>Harporceras Murchisonae</i>	205
Schollen	446	— — — <i>opalinum</i>	205
Warmes Moustérien	543	— — — <i>Sowerbyi</i>	205, 214
Wealden	446	— — <i>Hoplites Kollickeri</i>	571
—, Pflanzen	156	— — <i>Inoceramus labiatus</i> ,	
Weißer Crag	390	Mexiko	24
Weißerde, Balger	505	— — <i>Macrocephalus</i> aff. <i>Morrissi</i>	
Weiß-Jura, Kanarische Inseln	156	216, 277, 329	
Wellenkalk, Facies	237	— der <i>Neumayria Zitteli</i>	571
—, Münsterland	113	— — <i>Oppelia aspidoides</i>	214, 298
—, Oberschlesien	231, 238	— — — <i>fusca</i> 206, 214, 219, 262	
Wellung	579	— — — <i>serrigera</i>	
Wels im Pliocän	351	216, 283, 298, 300, 329, 348	
Wemashi-Konglomerat, Kongo	114	— — <i>Parkinsonia compressa</i>	
Wengener Schichten	231	216, 262, 329, 348	
Westphalien	281	— — — <i>Parkinson</i>	
—, Oberschlesien	283	205, 214, 216, 245, 329	
Weybourn Crag	389, 390	— — — <i>neuffensis</i>	329
Wirbeltierreste, Pliocän	350	— des <i>Perisphinctes</i> aff.	
Wissenbacher Schichten,		<i>pseudolictor</i>	571
Sauerland	603, 605	— — — <i>tenuiplicatus</i>	216, 272, 329
Wocklumer Schichten	604	— — <i>Protrachyceras Reitzi</i>	238
Wolga-Stufe	446	— der <i>Schlotheimia angulata</i>	519
Würmeiszeit, Elsaß	550	— des <i>Stephanoceras</i>	
—, Frankreich	412, 413	<i>Humphriesianum</i>	205
—, Sachsen	544	— — <i>Steph. Humphriesi</i>	
Wüste, Ägypten	455	214, 216, 217	
		— — <i>Steuropoceras</i> (<i>Odontoceras</i>) <i>Koeneni</i>	571
Y.		Zweiglimmergranitit,	
Yellow Ground, Kongo	226	Schwarzwald	459, 465
Z.		Zwischeneiszeit siehe Inter-	
Zas-Marmor, Naxos	6	glacial.	





Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

Lehrbuch der Geologie.

Von

Geh. Rat Prof. Dr. E. Kayser.

Zwei Teile.

I. Teil. Allgemeine Geologie.

Vierte Auflage.

Mit 611 Abbildungen.

Lex. 8°. 1912. Geh. M. 22.40; in Leinw. geb. M. 24.—; in Halbf. geb. M. 25.—.

II. Teil. Geologische Formationskunde.

Vierte Auflage.

Mit 185 Textabbildungen und 92 Versteinerungstafeln.

Lex. 8°. 1911. Geh. M. 20.—; in Leinw. geb. M. 21.40.

Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten.

Von **Prof. Dr. P. Krusch**, Berlin.

Zweite, neubearbeitete Auflage.

Mit 125 Textabbildungen. Lex. 8°. 1911. geh. M. 17.—; in Leinw. geb. M. 18.40.

Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands

in

geologisch., lagerstättenkundlich. u. bergwirtschaftl. Beziehung

von **Dr. Richard Bärtling**,

Geologe an der Kgl. Geolog. Landesanstalt, Privatdozent a. d. Kgl. Bergakademie zu Berlin.

Mit 19 Textabbildungen. Lex. 8°. 1911. Geh. M. 6.40.

Die Erzlagerstätten

der Vereinigten Staaten von Nordamerika, Cuba, Portorico und den Philippinen

nach Geschichte, Form, Inhalt und Entstehung

==== auf Grund der Quellen dargestellt ====

von

Charles L. Henning, Sc. D.

Mit 97 Figuren und Karten im Text.

Lex. 8°. 1911. Geh. M. 8.—; in Leinw. geb. M. 9.—.

Der Erz- und Metallmarkt.

Von

Ingenieur A. Haenig

Lex. 8°. 1910. Geh. M. 10.80; in Leinw. geb. M. 12.—.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

Soeben erschienen:

Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk.

Umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen
Schiefergebirges bis zur Holländischen Grenze.

Von

Dr. Richard Bärtling,

Geologe der Königl. geologischen Landesanstalt, Privatdozent
an der Bergakademie zu Berlin.

Mit 114 Textabbildungen.

8°. 1913. Geh. M. 8,40; in Leinwand geb. M. 9,—.

1912 erschienen:

Geologisches Wanderbuch für den Thüringer Wald

von

Dr. H. Franke,

Professor in Schleusingen.

Mit 23 Textabbildungen. 8°. 1912. Geh. M. 3,40; in Leinwand geb. M. 4,—.

Geologisches Wanderbuch für Ostthüringen und Westsachsen.

Umfassend die Gebiete der Mittleren Zwickauer Mulde, der Pleiße,
der Weißen Elster und der Saale.

Von

Rektor E. Kirste.

Mit 120 Textabbildungen und 1 Karte.

8°. 1912. Geh. M. 5,40; in Leinwand geb. M. 6,—.

Geologisches Wanderbuch für die Umgegend von Berlin

von

Dr. Hans Menzel,

Kgl. Bezirksgeologe in Berlin.

Mit 1 farbigen Karte und 19 Textabbildungen.

8°. 1912. Geh. M. 3,40; in Leinwand geb. M. 4,—.

Sammlung geologischer Wanderbücher.

1913.

Soeben erschien **Band 4:**

1913.

Geologisches Wanderbuch für den niederrhein.-westfäl. Industriebezirk, umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze.

Von **Dr. Richard Bärtling**, Geologe der Königl. Geologischen Landesanstalt, Privatdozent an der Bergakademie zu Berlin. Mit 114 Textabbildungen. 1913. 8°. Geh. M. 8,40; in Leinw. geb. M. 9.—.

Inhalt: Kurze geologische Uebersicht über das Wandergebiet. Über die Ausrüstung für geologische Wanderungen. Uebersicht über das produktive Carbon des Wandergebiets. — Uebersicht über die geologischen Verhältnisse des flözleeren Carbons in der Umgebung des Industriebezirks. — Uebersicht über die geologischen Verhältnisse des Culms, Ober- und Mitteldevons vom Massenkalk an aufwärts. Uebersicht über die geologischen Verhältnisse des älteren Mitteldevons im Wandergebiet. — Rotliegendes. — Uebersicht über die geologischen Verhältnisse der oberen Kreide im niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk. — Triasgebiete, Obere und Untere Kreide am Westrande des Münsterschen Beckens zwischen Ahaus und Borken. — Uebersicht über die geologischen Verhältnisse des Tertiärs im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbecken. — Uebersicht über die geologischen Verhältnisse des Diluviums im niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk.

1912 sind in dieser Sammlung erschienen:

Band 1.

Geologisches Wanderbuch für den Thüringer Wald. Von **Dr.**

H. Franke, Professor in Schleusingen. Mit 23 Textabbildungen. 8°. 1912. Preis geh. M. 3,40; in Leinw. geb. M. 4.—.

Inhalt: I. Vorwort. II. Schichtenfolge im Gebiete des Wanderbuchs. III. Historische Profile. IV. Petrographisches und Mineralogisches. V. 46 Wanderungen.

Band 2.

Geologisches Wanderbuch für Ostthüringen und Westsachsen, umfassend die Gebiete der Mittleren Zwickauer Mulde, der Pleiße, der Weißen Elster und der Saale. Von **Ernst Kirste**,

Rektor in Altenburg. Mit 120 Textabbildungen und 1 Karte. 8°. 1912. Preis geh. M. 5,40; in Leinw. geb. M. 6.—.

Inhalt: I. Das Sächsische Granulitgebirge. II. Das Ostthüringische Schiefergebirge. III. Das Rotliegende und der Zechstein im mittleren Pleißental und im Elstergebiet. IV. Die Triaslandschaft Ostthüringens. V. Die tertiäre Braunkohlenbucht zwischen Pleiße, Elster und Saale. VI. Das Diluvium.

Band 3.

Geologisches Wanderbuch für die Umgegend von Berlin. Von

Dr. Hans Menzel, Bezirksgeologe in Berlin. Mit 19 Textabbildungen und einer farbigen Karte. 8°. 1912. Preis geh. M. 3,40; in Leinw. geb. M. 4.—.

Inhalt: Einleitung. Chorin. Müggelberge. Grunewald. Phöben. Glindow. Fläming. Buckow. Senftenberg. Rüdersdorf. Spereberg. Schluß.

Zu beziehen durch jede Buchhandlung oder vom Verlag.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

1913.

Soeben erschien in fünfter Auflage:

1913.

Lehrbuch der Geologie.

Von **Geh. Rat Prof. Dr. E. Kayser.**

In zwei Teilen.

II. Teil: **Geologische Formationskunde.**

Mit 190 Textabbildungen und 97 Versteinertafeln.

Lex. 8°. 1913. Geh. M. 22.—; in Halbfranz geb. M. 24,60.

Soeben erschienen:

Der Vulkanismus.

Von **Prof. Dr. F. v. Wolff.**

Zwei Bände.

I. Band: **Allgemeiner Teil.**

1. Hälfte: **Das Magma und sein geologischer Gestaltungsvorgang. Die vulkanischen Erscheinungen der Tiefe. Der submarine Vulkanismus.**

Mit 80 Textabbildungen. Lex. 8°. 1913. Geheftet M. 10,—.

Die nutzbaren Mineralien mit Ausnahme der Erze, Kalisalze, Kohlen und des Petroleums.

von

Dr. B. Dammer und **Dr. O. Tietze.**

Mit Beiträgen von

Privatdozent **Dr. R. Bärtling**, Kgl. Berginspektor **Dr. G. Eineke**, Prof. **Dr. F. Kaunhowen**, Prof. **Dr. P. Krusch**, Geh. Rat Prof. **Dr. O. Pufahl** und Geh. Rat Prof. **Dr. R. Scheibe.**

Zwei Bände.

I. Band.

Mit 57 Textabbildungen. Lex. 8°. 1913. — Geh. M. 15.—; in Leinw. geb. M. 16,40.

Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien u. Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung

dargestellt von

Prof. Dr. F. Beyschlag,

Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Geol. Landesanstalt Berlin,

Prof. Dr. P. Krusch,

Abteilungsdirigent a. d. Kgl. Geol. Landesanstalt u. Dozent a. d. Kgl. Bergakad. Berlin,

und

Prof. J. H. L. Vogt

an der Technischen Hochschule Trondhjem.

Drei Bände.

II. Band komplett.

Mit 175 Abbildungen. Lex. 8°. 1913. — Geh. M. 22,80; in Leinw. geb. M. 24,40.

Inhalt des II. Bandes:

Art und Ursache der Spaltenbildung. Junge Gold-Silbererz-Ganggruppe. Alte Golderzganggruppe. Metasomatische Goldlagerstätten. Alte Blei-Silber-Zinkerzganggruppe Radiumerzgänge. Metasomatische Blei-Silber-Zinkerzgruppe. Antimonerzganggruppe. Metasomatische Antimonerzgruppe. Eisenerzganggruppe. Metasomatische Eisenerzgruppe. Manganerzganggruppe. Metasomatische Manganerzgruppe. Kupfererzganggruppe. Metasomatische Kupfererzgruppe. Schwefel- und Arsenkiesganggruppe. Metasomatische Kiesgruppe. Gediegen Kupfergruppe. Nickel-Kobalt-Arsenerzganggruppe. Nickelsilikatganggruppe. Rückblick auf die Genesis der Erzgänge. — Erzlager. Allgemeines. Eisenerzlager. Manganerzlager. Kupferschiefergruppe. Fahlbundgruppe. Schwefelkiesgruppe. Witwatersrandgruppe. Geschwefelte Kupfer-Blei-Zinkerzgruppe. Antimonerzgruppe. Zinnstein- u. Edelmetallseifen.

Sammlung geologischer Wanderbücher.

1913. Soeben erschien **Band 4:** 1913.

Geologisches Wanderbuch für den niederrhein.-westfäl. Industriebezirk, umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze.

Von **Dr. Richard Bärtling**, Geologe der Königl. Geologischen Landesanstalt, Privatdozent an der Bergakademie zu Berlin. Mit 114 Textabbildungen. 1913. 8°. Geh. M. 8,40; in Leinw. geb. M. 9.—.

Inhalt: Kurze geologische Uebersicht über das Wandergebiet. Über die Ausrüstung für geologische Wanderungen. Uebersicht über das produktive Carbon des Wandergebiets. — Uebersicht über die geologischen Verhältnisse des flözleeren Carbons in der Umgebung des Industriebezirks. — Uebersicht über die geologischen Verhältnisse des Culms, Ober- und Mitteldevons vom Massenkalk an aufwärts. Uebersicht über die geologischen Verhältnisse des älteren Mitteldevons im Wandergebiet. — Rotliegendes. — Uebersicht über die geologischen Verhältnisse der oberen Kreide im niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk. — Triasgebiete, Obere und Untere Kreide am Westrande des Münsterschen Beckens zwischen Ahaus und Borken. — Uebersicht über die geologischen Verhältnisse des Tertiärs im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbecken. — Uebersicht über die geologischen Verhältnisse des Diluviums im niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk.

1912 sind in dieser Sammlung erschienen:

Band 1.

Geologisches Wanderbuch für den Thüringer Wald. Von **Dr.**

H. Franke, Professor in Schleusingen. Mit 23 Textabbildungen. 8°. 1912. Preis geh. M. 3,40; in Leinw. geb. M. 4.—.

Inhalt: I. Vorwort. II. Schichtenfolge im Gebiete des Wanderbuchs. III. Historische Profile. IV. Petrographisches und Mineralogisches. V. 46 Wanderungen.

Band 2.

Geologisches Wanderbuch für Ostthüringen und Westsachsen, umfassend die Gebiete der Mittleren Zwickauer Mulde, der Pleiße, der Weißen Elster und der Saale. Von **Ernst Kirste**,

Rektor in Altenburg. Mit 120 Textabbildungen und 1 Karte. 8°. 1912. Preis geh. M. 5,40; in Leinw. geb. M. 6.—.

Inhalt: I. Das Sächsische Granulitgebirge. II. Das Ostthüringische Schiefergebirge. III. Das Rotliegende und der Zechstein im mittleren Pleißentale und im Elstergebiet. IV. Die Triaslandschaft Ostthüringens. V. Die tertiäre Braunkohlenbucht zwischen Pleiße, Elster und Saale. VI. Das Diluvium.

Band 3.

Geologisches Wanderbuch für die Umgegend von Berlin. Von

Dr. Hans Menzel, Bezirksgeologe in Berlin. Mit 19 Textabbildungen und einer farbigen Karte. 8°. 1912. Preis geh. M. 3,40; in Leinw. geb. M. 4.—.

Inhalt: Einleitung. Chorin. Müggelberge. Grunewald. Phöben. Glindow. Fläming. Buckow. Senftenberg. Rüdersdorf. Sperenberg. Schluß.

Zu beziehen durch jede Buchhandlung oder vom Verlag.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

1913.

Soeben erschien in fünfter Auflage:

1913.

Lehrbuch der Geologie.

Von **Geh. Rat Prof. Dr. E. Kayser.**

In zwei Teilen.

II. Teil: **Geologische Formationskunde.**

Mit 190 Textabbildungen und 97 Versteinerungstafeln.

Lex. 8°. 1913. Geh. M. 22.—; in Halbfranz geb. M. 24,60.

Soeben erschienen:

Der Vulkanismus.

Von **Prof. Dr. F. v. Wolff.**

Zwei Bände.

I. Band: **Allgemeiner Teil.**

1. Hälfte: **Das Magma und sein geologischer Gestaltungsvorgang. Die vulkanischen Erscheinungen der Tiefe. Der submarine Vulkanismus.**

Mit 80 Textabbildungen. Lex. 8°. 1913. Geheftet M. 10,—.

Die nutzbaren Mineralien mit Ausnahme der Erze, Kalisalze, Kohlen und des Petroleums.

von

Dr. B. Dammer und **Dr. O. Tietze.**

Mit Beiträgen von

Privatdozent **Dr. R. Bärtling**, Kgl. Berginspektor **Dr. G. Eineke**, Prof. Dr. **F. Kaunhowen**, Prof. Dr. **P. Krusch**, Geh. Rat Prof. Dr. **O. Pufahl** und Geh. Rat Prof. Dr. **R. Scheibe.**

Zwei Bände.

I. Band.

Mit 57 Textabbildungen. Lex. 8°. 1913. — Geh. M. 15.—; in Leinw. geb. M. 16,40.

Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien u. Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung

dargestellt von

Prof. Dr. F. Beyschlag,

Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Geolog. Landesanstalt Berlin,

Prof. Dr. P. Krusch,

Abteilungsdirigent a. d. Kgl. Geolog. Landesanstalt u. Dozent a. d. Kgl. Bergakad. Berlin,

und

Prof. J. H. L. Vogt

an der Technischen Hochschule Trondhjem.

Drei Bände.

II. Band komplett.

Mit 175 Abbildungen. Lex. 8°. 1913. — Geh. M. 22,80; in Leinw. geb. M. 24,40.

Inhalt des II. Bandes:

Art und Ursache der Spaltenbildung. Junge Gold-Silbererz-Ganggruppe. Alte Golderzganggruppe. Metasomatische Goldlagerstätten. Alte Blei-Silber-Zinkerzganggruppe. Radiumerzgänge. Metasomatische Blei-Silber-Zinkerzgruppe. Antimonerzganggruppe. Metasomatische Antimonerzgruppe. Eisenerzganggruppe. Metasomatische Eisenerzgruppe. Manganerzganggruppe. Metasomatische Manganerzgruppe. Kupfererzganggruppe. Metasomatische Kupfererzgruppe. Schwefel- und Arsenkiesganggruppe. Metasomatische Kiesgruppe. Gediegen Kupfergruppe. Nickel-Kobalt-Arsenerzganggruppe. Nickelsilikatganggruppe. Rückblick auf die Genesis der Erzgänge. — Erzlager. Allgemeines. Eisenerzlager. Manganerzlager. Kupferschiefergruppe. Fahbandgruppe. Schwefelkiesgruppe. Witwatersrandgruppe. Geschwefelte Kupfer-Blei-Zinkerzgruppe. Antimonerzgruppe. Zinnstein- u. Edelmetallseifen.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

Soeben erschien:

Lehrbuch der Erz- u. Steinkohlenaufbereitung

H. Schennen

Oberbergrat und technisches Mitglied des
Königl. Oberbergamts zu Clausthal

Von

und

F. Jüngst

o. Professor an der Bergakademie zu
Clausthal

Mit 523 Textabbildungen und 14 Tafeln. 1913. Lex. 8°.

Preis geheftet M. 30.—, in Halbfranz geb. M. 33.—

Die nutzbaren Mineralien

mit Ausnahme der Erze, Kalisalze, Kohlen und des Petroleums.

Von

Dr. B. Dammer und **Dr. O. Tietze.**

Mit Beiträgen von

Privatdozent **Dr. R. Bärtling**, Kgl. Berginspektor **Dr. G. Eineke**, Prof. Dr.
F. Kaunhoven, Prof. Dr. **P. Krusch**, Geh. Rat Prof. Dr. **O. Pufahl** und
Geh. Rat Prof. Dr. **R. Scheibe.**

2 BÄNDE.

I. Band.

Mit 57 Textabbildungen. Lex. 8°. 1913. — Geh. M. 15.—; in Leinw. geb. M. 16.40.

Der zweite Band erscheint im Sommer 1914.

Handbuch der Brikettbereitung.

Von **G. Franke,**

Geh. Bergrat, Professor der Bergbau-, Aufbereitungs- und Brikettierungskunde
an der Kgl. Bergakademie zu Berlin.

2 BÄNDE.

I. BAND. **Die Brikettbereitung aus Steinkohlen, Braunkohlen
und sonstigen Brennstoffen.**

Mit 9 Tafeln und 255 Textabbildungen.

Lex. 8°. 1909. Geheftet M. 22.—; in Leinwand gebunden M. 23.60.

II. BAND. **Die Brikettbereitung aus Erzen, Hüttenerzeugnissen,
Metallabfällen und dergl., einschl. der Agglomerierung.
Nebst Nachträgen.**

Mit 4 Tafeln und 79 Textabbildungen.

Lex. 8°. 1910. Geheftet M. 8.—; in Leinwand gebunden M. 9.40.

Die Spezialstähle.

Ihre Geschichte, Eigenschaften, Behandlung und Darstellung.

Von

Dipl.-Ing. **G. Mars,**

Vorsteher der Versuchsanstalt der Rheinischen Metallwaren- und Maschinenfabrik
in Düsseldorf.

Mit 143 Abbildungen. Lex. 8°. 1912. Geh. M. 17.—; in Leinw. geb. M. 18.40.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung

dargestellt von

Prof. Dr. F. Beyschlag,
Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Geolog.
Landesanstalt Berlin,

Prof. Dr. P. Krusch,
Abteilungsdirigent a. d. Kgl. Geolog. Landes-
anstalt u. Dozent a. d. Kgl. Bergakad. Berlin,

und

Prof. J. H. L. Vogt
an der Universität Kristiania.

3 BÄNDE.

I. BAND. **Erzlagerstätten.** Mit 291 Abbildungen. Lex. 8°. 1910.
Geh. M. 15.60; in Leinw. geb. M. 17.—.

II. BAND. **Erzlagerstätten** (Fortsetzung). Mit 175 Abbildungen. Lex. 8°. 1913.
Geh. M. 22.80; in Leinw. geb. M. 24.40.

Der III. Band wird die Lagerstätten der Kohle, des Salzes und des Erdöls zum
Vorwurf der Bearbeitung haben.

Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten.

Von

Prof. Dr. P. Krusch, Berlin.

Zweite, neubearbeitete Auflage.

Mit 125 Textabbildungen. Lex. 8°. 1911. Geh. M. 17.—; in Leinw. geb. M. 18.40.

Die Erzlagerstätten der Vereinigten Staaten von Amerika

mit Einschluß von Alaska, Cuba, Portorico und
den Philippinen nach Geschichte, Form, Inhalt und Ent-
stehung auf Grund der Quellen dargestellt.

Von

Charles L. Henning.

Mit 97 Figuren und Karten im Text.

Lex. 8°. 1911. Geh. M. 8.—; in Leinw. geb. M. 9.—.

Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands

in geologischer, lagerstättenkundlicher und bergwirt-
schaftlicher Beziehung.

Von

Privatdoz. Dr. R. Bärtling.

Mit 19 Textabbildungen. Lex. 8°. 1911. Geh. M. 6.40.

Vorkommen und Verbreitung der Steinkohle.

Von

Dr.-Ing. F. Freise.

Mit 12 Textabbildungen. Lex. 8°. 1908. Geh. M. 1.60.

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Berlin

W 35 Schöneberger Ufer 12a

Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung

zum Gebrauch für Beamte der Materialprüfungsanstalten und Baubehörden, für Steinbruchingenieure, Architekten und Bauingenieure, sowie für Studierende der Technischen Hochschulen von **Geh. Regierungsrat Professor Dr. J. Hirschwald**, Vorsteher des Mineralog.-geolog. Instituts der Kgl. Technischen Hochschule Berlin. Mit 7 Farbendrucktafeln und 470 z. T. farbigen Textfiguren. Gebunden 60 Mk.

Die bautechnisch verwertbaren Gesteinsvorkommnisse des Preussischen Staates und einiger Nachbargebiete.

Eine tabellarische Zusammenstellung der Steinbrüche, nach Provinzen, Regierungsbezirken und Kreisen geordnet, mit Angabe der Verwendung der betreffenden Gesteine zu älteren Bauwerken und des an ihnen beobachteten Wetterbeständigkeitsgrades des Materials, bearbeitet von **Geh. Regierungsrat Professor Dr. J. Hirschwald**, Vorsteher des Mineralog.-geolog. Instituts der Technischen Hochschule Berlin. Mit einer Uebersichtskarte in Farbendruck. Geb. 13 Mk. 50 Pfg.

Bautechnische Gesteinsuntersuchungen.

Mitteilungen aus dem Mineralog.-geolog. Institut der Technischen Hochschule Berlin. Herausgegeben von **Geh. Regierungsrat Professor Dr. J. Hirschwald**. Jedes Heft 4—6 Druckbogen in Gross-Lexikonformat mit zahlreichen Abbildungen bzw. Tafelbeilagen.

Bereits erschienen:

I. Jahrg. 2 Hefte	Subskriptionspreis	14 M.,	Einzelpreis	18 Mk. 50 Pfg.
II. " 2 "	"	13 "	60 Pfg.,	Einzelpreis 18 Mk.
III. " Heft 1	"	6 "	80 "	" 9 "

Die wichtigsten Lagerstätten der „Nicht-Erze“

von **Dr. O. Stutzer**, Privatdozenten an der Kgl. Bergakademie Freiberg, Sa.

Erster Band: **Graphit, Diamant, Schwefel, Phosphat.** Mit 108 Textabbildungen. Gebunden 17 Mk. 50 Pfg.

Die kristallinen Schiefer.

Eine Darstellung der Erscheinungen der Gesteinsmetamorphose und ihrer Produkte von **Prof. Dr. U. Grubenmann**. Zweite neu bearbeitete Auflage. Mit 23 Textfig. u. 12 Tafeln. Gebunden 21 Mk. 50 Pfg.

Ausführliche Verlagsverzeichnisse kostenfrei

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Berlin

W 35 Schöneberger Ufer 12a

Neuere Erscheinungen:

Das Experiment in der Geologie von Professor
Dr. W. Paulcke. Mit 44 Textabbildungen und 19 Tafeln.
In Ganzleinen geb. 11 Mk. 40 Pfg.

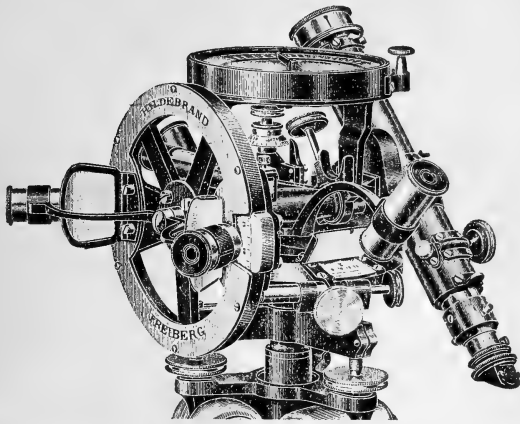
Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde
für Geologen, Hydrologen, Bohrunternehmer, Brunnenbauer,
Bergleute, Bauingenieure und Hygieniker von Geh. Bergrat
Prof. Dr. K. Keilhack, Kgl. Landesgeologen. Mit einer Tafel
und 249 Abbildungen. Gebunden 21 Mk. 50 Pfg.

Palaeobotanische Zeitschrift redigiert von Professor
Dr. H. Potonié, Kgl. Landesgeologen in Berlin. Erster Band
erstes Heft mit zahlreichen Textabbildungen und 3 Tafeln.
Subskriptionspreis 5 Mk., Einzelpreis 6 Mk. 50 Pfg.

Statische und kinetische Kristalltheorie von
Prof. Dr. J. Beckenkamp, Direktor des mineralog.-geologischen
Instituts der Universität Würzburg. I. Teil: Geometrische
Eigenschaften der Kristalle und deren Veranschaulichung
durch geometrische Strukturbilder. Mit 303 Textfiguren.
Gebunden 10 Mk. 60 Pfg.

Die Wirbeltiere. Eine Übersicht über die fossilen und
lebenden Formen von Dr. Otto Jaekel, Professor an der
Universität Greifswald. Mit 281 Textabbildungen.
In Leinen geb. 12 Mk.

Ausführliche Verlagsverzeichnisse kostenfrei



Geologenkompass jeder Art, kleinste bestbewährteste Reise-Universale, Lötrohr-
probierapparate nach Plattner, sowie alle Ausrüstungsteile für Forschungsreisende
liefert auf Grund langjähriger Erfahrungen als Sonderheit

Max Hildebrand früh. August Lingke & Co.

Gegründet 1791.

Freiberg-Sa. 53.

Man verlange Liste
:: N 224 ::

Lieferung direkt oder durch die Vertreter.

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Berlin

W 35 Schöneberger Ufer 12 a

Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde

für Geologen, Hydrologen, Bohrunternehmer, Brunnenbauer,
Bergleute, Bauingenieure und Hygieniker von Geh. Berg-
rat Professor Dr. K. Keilhack, Kgl. Landesgeologen. Mit einer
Tafel und 249 Abbildungen. Geh. 20 Mk., geb. 21 Mk., 50 Pfg.

Kaum eine andere Wissenschaft ist von gleich hervorragend praktischer Bedeutung wie die Grundwasser- und Quellenkunde. Und so unendlich groß auch die Spezialliteratur auf diesem Gebiete im Laufe der Jahre angewachsen ist, so fehlte es doch seit langem an einer zusammenfassenden Darstellung.

Der Verfasser, der seit Dezennien sich ganz speziell mit dieser Materie beschäftigt hat, der in zahllosen Gutachten und vielfach als Sachverständiger tätig gewesen ist, gibt in dem vorliegenden grundlegenden Werk eine klare, von allem Nebensächlichen freie Übersicht des Gebietes.

Ausführlicher Prospekt kostenfrei



Museums-Schränke

Staubdichte eiserne Schränke

Schränke für alle Arten

Sammlungen und Instrumente

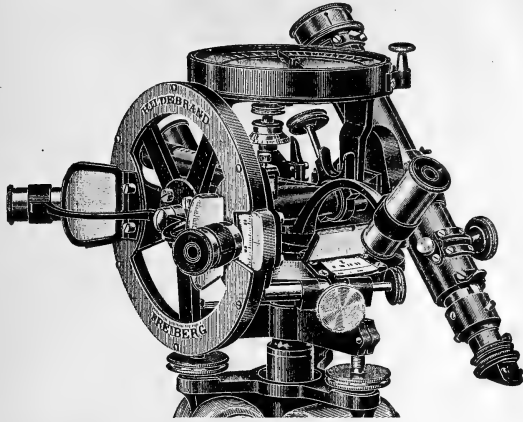
Unübertroffene Specialität /

H.C.E. Eggers & Co

G.m.b.H.

Hamburg

Lieferanten staatlicher und städtischer Museen.



Geologenkompass jeder Art, kleinste bestbewährteste Reise-Universale, Lötrohr-
 probierapparate nach Plattner, sowie alle Ausrüstungsteile für Forschungsreisende
 liefert auf Grund langjähriger Erfahrungen als Sonderheit

Max Hildebrand früh. August Lingke & Co.

Gegründet 1791.

Freiberg-Sa. 53.

Man verlange Liste
 .. N 224 ..

Lieferung direkt oder durch die Vertreter.

Mineralien, Mineralpräparate. Geschliffene Edelsteine. Edelstein-
 modelle. Meteoriten. Sammlungen für Erzlagerstätten,
 Metallsammlungen. Mineralogische Apparate und Utensilien. (Vergl.
 Katalog I, achte Auflage.)

Gesteine, Dünnschliffe von Gesteinen. Baumaterialien-Sammlungen.
 Verwitterungsfolgen von Gesteinen, Endprodukt: Acker-
 erde. Bodenarten. Bodenkarten natürlicher Gesteine nach Professor
 Dr. A. Geistbeck. Geologische Hämmer. (Katalog IV, petrogr. Haupt-
 katalog [fünfte Auflage] und Katalog XX, min.-geol. Schulkatalog.)

Petrefakten, Gipsmodelle seltener Fossilien und Anthropologica.
 Geotektonische Modelle und geognost. Reliefs. Samm-
 lungen für allgemeine Geologie. Exkursions-Ausrüstungen. Präparier-
 Utensilien. (Vergl. Katalog IIa und b, sowie Katalog III und XX.)

Kristallmodelle aus Holz, Glas und Pappe. Kristalloptische Modelle.
 Kristallographische Spiegel-Polyskope u. Zeichen-
 Apparate. (Vergl. Katalog Ib, XIX und XXIII.)

Diapositive für den geologischen und petrographischen Unterricht
 sowie für physikalische Geographie (Erdbeben-Serien usw.)
 Besondere Verzeichnisse.

Ueber Neuheiten berichten die in jedem Semester erscheinenden minera-
 logischen, petrographischen und palaeontologischen Semester-Verzeichnisse.

Meteoriten, Mineralien und Petrefakten, sowohl einzeln als auch in ganzen
 Sammlungen, werden jederzeit gekauft oder im Tausch übernommen.

Dr. F. Krantz, Rheinisches Mineralien-Kontor, Bonn a. Rh.

Gegründet 1833.

Fabrik und Verlag mineralogischer u. geologischer Lehrmittel.



Museums-Schränke

Staubdichte eiserne Schränke
Schränke für alle Arten
Sammlungen und Instrumente
Unübertroffene Specialität /

H.C.E. Eggers & Co

G.m.b.H.

Hamburg

Lieferanten staatlicher und städtischer Museen.

R. Fuess, Mechanisch-optische Werkstätte, Berlin - Steglitz (16)



Reise- u. Excursions-Instrumente aller Art.

== Katalog gratis. ==

- I. Reise-Universal-Instrum.
nach Brunton (Mk. 105.—);
II. Marschrichtungskompaß
(Mk. 45.—); III. Neigungs-
od. Gefällmesser (Mk. 42.—);
IV. Geognosierkompaß nach
Klockmann (Mk. 52.—).

Mineralien, Mineralpräparate. Geschliffene Edelsteine. Edelsteinmodelle. Meteoriten. Sammlungen für Erzlagerstätten, Metallsammlungen. Mineralogische Apparate und Utensilien. (Vergl. Katalog I, achte Auflage.)

Gesteine, Dünnschliffe von Gesteinen. Baumaterialien-Sammlungen. Verwitterungsfolgen von Gesteinen, Endprodukt: Ackererde. Bodenarten. Bodenkarten natürlicher Gesteine nach Professor Dr. A. Geistbeck. Geologische Hämmer. (Katalog IV, petrogr. Hauptkatalog [fünfte Auflage] und Katalog XX, min.-geol. Schulkatalog.)

Petrefakten, Gipsmodelle seltener Fossilien und Anthropologica. Geotektonische Modelle und geognost. Reliefs. Sammlungen für allgemeine Geologie. Exkursions-Ausrüstungen. Präparier-Utensilien. (Vergl. Katalog IIa und b, sowie Katalog III und XX.)

Kristallmodelle aus Holz, Glas und Pappe. Kristalloptische Modelle. Kristallographische Spiegel-Polyskope u. Zeichen-Apparate. (Vergl. Katalog Ib, XIX und XXIII.)

Diapositive für den geologischen und petrographischen Unterricht sowie für physikalische Geographie (Erdbeben-Serien usw.)
Besondere Verzeichnisse.

Ueber Neuheiten berichten die in jedem Semester erscheinenden mineralogischen, petrographischen und palaeontologischen Semester-Verzeichnisse.

Meteoriten, Mineralien und Petrefakten, sowohl einzeln als auch in ganzen Sammlungen, werden jederzeit gekauft oder im Tausch übernommen.

Dr. F. Krantz, Rheinisches Mineralien-Kontor, Bonn a. Rh.

== Gegründet 1833. ==

Fabrik und Verlag mineralogischer u. geologischer Lehrmittel.



Museums-Schränke

Staubdichte eiserne Schränke

Schränke für alle Arten

Sammlungen und Instrumente

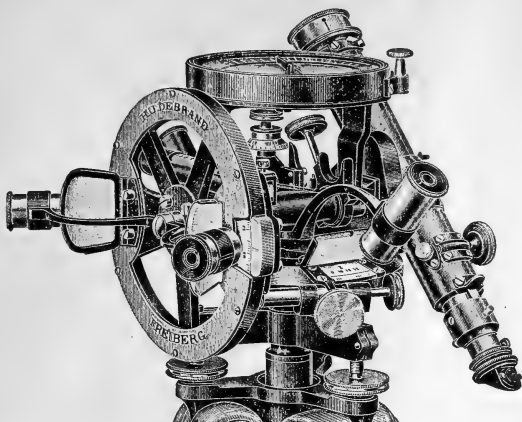
Unübertroffene Specialität /

H.C.E. Eggers & Co

G.m.b.H.

Hamburg

Lieferanten staatlicher und städtischer Museen.



Geologenkompass jeder Art, kleinste bestbewährteste Reise-Universale, Lötrohr-
 probierapparate nach Plattner, sowie alle Ausrüstungsteile für Forschungsreisende
 liefert auf Grund langjähriger Erfahrungen als Sonderheit

Max Hildebrand früh. August Lingke & Co.

Gegründet 1791.

Freiberg-Sa. 53.

Man verlange Liste
 :: N 224 ::

Lieferung direkt oder durch die Vertreter.

Soeben ist erschienen die zweite, reich illustrierte Auflage unseres

Mineralogisch-geologischen Lehrmittel-Kataloges

Nr. 18.

Dieser Katalog berücksichtigt den Lehrmittelbedarf höherer
 Schulen auf dem Gebiete der Mineralogie, Geologie und
 Technologie, enthält aber auch eine grosse Reihe von
 Modellen und Zusammenstellungen, die für Studien-
 und Uebungszwecke auf Hochschulen geeignet sind.

Der Katalog 18 steht allen Interessenten
 auf Wunsch kostenfrei zur Verfügung.

Dr. F. Krantz ≡ Rheinisches ≡
 Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel.

Gegründet 1833.

Bonn a. Rhein

Gegründet 1833.



Museums-Schränke

Staubdichte eiserne Schränke

Schränke für alle Arten

Sammlungen und Instrumente

Unübertroffene Specialität /

H.C.E. Eggers & Co

G.m.b.H.

Hamburg

Lieferanten staatlicher und städtischer Museen.

R. Fuess, Mechanisch-optische Werkstätte, Berlin - Steglitz (16)



Reise- u. Excursions-Instrumente aller Art.

== Katalog gratis. ==

- I. Reise-Universal-Instrum.
nach Brunton (Mk. 105.—);
II. Marschrichtungskompaß
(Mk. 45.—); III. Neigungs-
od. Gefällmesser (Mk. 42.—);
IV. Geognosierkompaß nach
Klockmann (Mk. 52.—).

Soeben ist erschienen die zweite, reich illustrierte Auflage unseres

Mineralogisch-geologischen Lehrmittel-Kataloges

Nr. 18.

Dieser Katalog berücksichtigt den Lehrmittelbedarf höherer Schulen auf dem Gebiete der Mineralogie, Geologie und Technologie, enthält aber auch eine grosse Reihe von Modellen und Zusammenstellungen, die für Studien- und Uebungszwecke auf Hochschulen geeignet sind.

Der Katalog 18 steht allen Interessenten
auf Wunsch kostenfrei zur Verfügung.

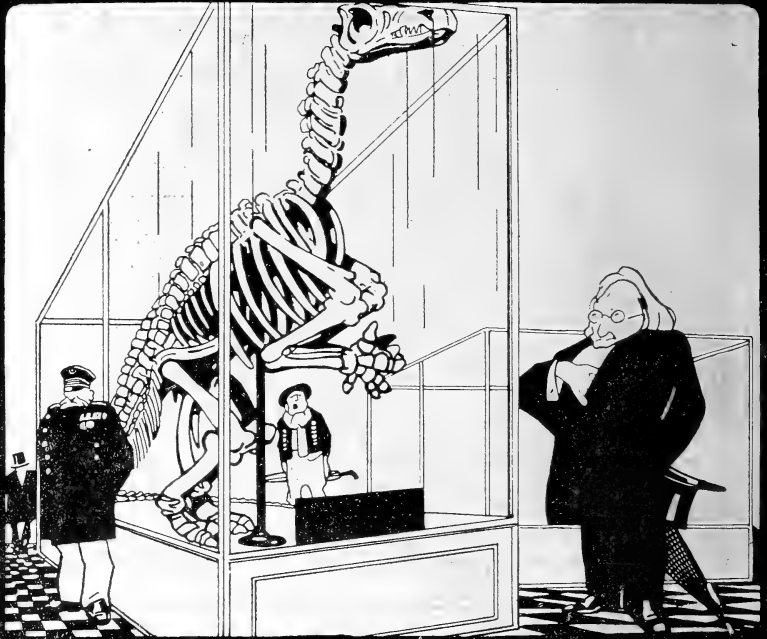
Dr. F. Krantz ≡ Rheinisches ≡
Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel.

Gegründet 1833.

Bonn a. Rhein

Gegründet 1833.



Museums-Schränke

Staubdichte eiserne Schränke

Schränke für alle Arten

Sammlungen und Instrumente

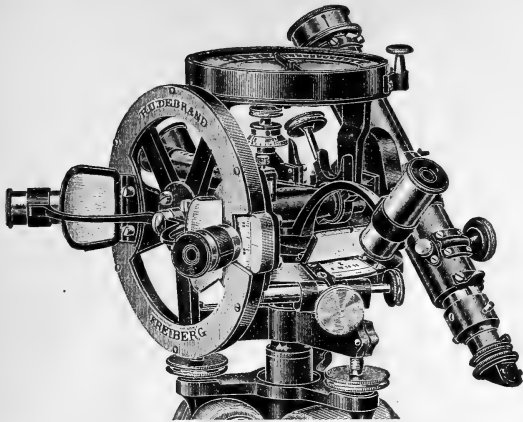
Unübertroffene Specialität /

H.C.E. Eggers & Co

G.m.b.H.

Hamburg

Lieferanten staatlicher und städtischer Museen.



Geologenkompass jeder Art, kleinste bestbewährteste Reise-Universale, Lötrohr-
 probierapparate nach Plattner, sowie alle Ausrüstungsteile für Forschungsreisende
 liefert auf Grund langjähriger Erfahrungen als Sonderheit

Max Hildebrand früh. August Lingke & Co.

Gegründet 1791.

Freiberg-Sa. 53.

Man verlange Liste
 :: N 224 ::

Lieferung direkt oder durch die Vertreter.

Soeben ist erschienen die zweite Auflage unseres allgemeinen

Mineralogisch-geologischen Lehrmittel-Kataloges

Nr. 18.

Dieser Katalog (160 Seiten Text mit über 100 Abbildungen
 ausgestattet) berücksichtigt den Lehrmittelbedarf höherer
 Schulen auf dem Gebiete der Mineralogie, Geologie und
 Technologie, enthält aber auch eine grosse Reihe von
 Modellen und Zusammenstellungen, die für Studien-
 und Uebungszwecke auf Hochschulen geeignet sind.

Der Katalog 18 steht allen Interessenten
 auf Wunsch kostenfrei zur Verfügung.

Dr. F. Krantz ≡ Rheinisches ≡
 Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel.

Gegründet 1833.

Bonn a. Rhein

Gegründet 1833.



Museums-Schränke

Staubdichte eiserne Schränke

Schränke für alle Arten

Sammlungen und Instrumente

Unübertroffene Specialität /

H.C.E. Eggers & Co

G.m.b.H.

Hamburg

Lieferanten staatlicher und städtischer Museen.

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Berlin

W 35 Schöneberger Ufer 12a

Grundzüge der geologischen Formations- und Gebirgskunde

von Dr. A. Tornquist, o. ö. Professor der Geologie an der Universität Königsberg i. Pr. Mit zahlreichen Textabbildungen. Gebunden 8 Mk.

Das Experiment in der Geologie

von Professor Dr. W. Pauleke. Mit 44 Textabb. und 19 Tafeln. In Ganzleinen geb. 11 Mk. 40 Pfg.

Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde

für Geologen, Hydrologen, Bohrunternehmer, Brunnenbauer, Bergleute, Bauingenieure und Hygieniker von Geh. Bergrat Prof. Dr. K. Keilhack, Kgl. Landesgeologen. Mit einer Tafel und 249 Abbildungen. Gebunden 21 Mk. 50 Pfg.

Die vulkanischen Erscheinungen der Erde

von Dr. Karl Schneider. Mit 50 Abbildungen, Karten und Profilen. Gebunden 13 Mk.

Die Wirbeltiere.

Eine Übersicht über die fossilen und lebenden Formen von Dr. Otto Jaekel, Professor an der Universität Greifswald. Mit 281 Textabbildungen. In Leinen geb. 12 Mk.

Palaeobotanisches Praktikum

von Prof. Dr. H. Potonié und Dr. W. Gothan, mit einem Beitrag von Dr. W. Stoller. Mit vielen Textabbildungen. Gebunden 4 Mk.

Die Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe überhaupt

wie des Torfs, der Braunkohle, des Petroleums usw. von Professor Dr. H. Potonié, Kgl. Landesgeologen in Berlin. Fünfte, sehr stark erweiterte Auflage mit zahlreichen Abbildungen. Gebunden 9 Mk.

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Berlin

W 35 Schöneberger Ufer 12a

Generalregister für das Geologische Zentralblatt.

1.—15. Band. Anzeiger für Geologie, Petrographie, Palaeontologie und verwandte Wissenschaften in Verbindung mit zahlreichen Fachgenossen herausgegeben von Geh. Bergrat Prof. Dr. K. Keilhack.

Subskriptionspreis 25 Mk.

Geologisches Zentralblatt. Anzeiger für Geologie, Petrographie, Palaeontologie und verwandte Wissenschaften. In Verbindung mit zahlreichen Fachgenossen herausgegeben von Geh. Bergrat Professor Dr. K. Keilhack, Königl. Landesgeologen in Berlin.

Das „Geologische Zentralblatt“ stellt sich die Aufgabe, die gesamte literarische Produktion auf dem Gebiete der Geologie und ihrer Hilfswissenschaften so vollständig und so rasch wie möglich in kurzen Anzeigen zur Kenntnis der Fachgenossen zu bringen. — Die Anzeigen erscheinen in deutscher, englischer, französischer oder italienischer Sprache.

Das „Geologische Zentralblatt“ erscheint in Heften am 1. und 15. jeden Monats zum Preise von 32 Mk. 50 Pfg. für den Band. — Band 1—19 liegen abgeschlossen vor; Band 20 befindet sich im Erscheinen. — Probenummer gratis und franko.

Neu hinzutretenden Abonnenten stellen wir Band 1—15 des Zentralblattes zum Vorzugspreise von

100 Mark

zur Verfügung.

Ausführliche Verlagsverzeichnisse kostenfrei

R. Fuess, Mechanisch-optische Werkstätte, Berlin - Steglitz (16)



Reise- u. Excursions-Instrumente aller Art.

== Katalog gratis. ==

- I. Reise-Universal-Instrum.
nach Brunton (Mk. 105.—);
II. Marschrichtungskompaß
(Mk. 45.—); III. Neigungs-
od. Gefällmesser (Mk. 42.—);
IV. Geognosierkompaß nach
Klockmann (Mk. 52.—).

Soeben ist erschienen, und steht portofrei zur
Verfügung, die zweite Auflage unseres allgemeinen

Mineralogisch-geologischen Lehrmittel-Kataloges

Nr. 18, Abt. I.

Dieser Katalog (260 Seiten Text, mit 107 Abbildungen aus-
gestattet) berücksichtigt den Lehrmittelbedarf höherer
Schulen auf dem Gebiete der Mineralogie, Petrographie,
Geologie und Technologie, enthält aber auch eine grosse
Reihe von Modellen und Zusammenstellungen, die für
Studien- u. Übungszwecke auf Hochschulen geeignet sind.

Ankauf und Tausch von Mineralien, Meteoriten, Petrefakten usw.

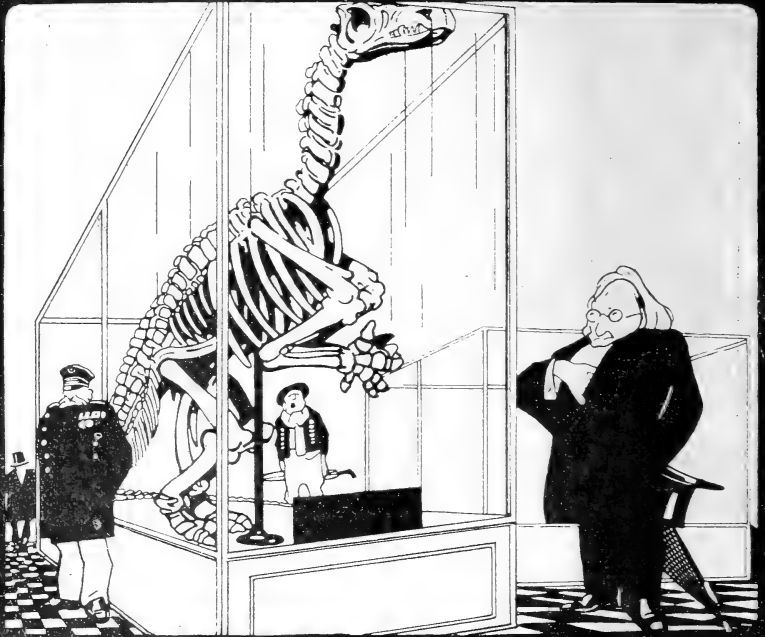
Dr. F. Krantz ≡ Rheinisches ≡
Mineralien-Kontor

Fabrik und Verlag mineralogischer und geologischer Lehrmittel.

Gegründet 1833.

Bonn a. Rhein

Gegründet 1833.



Museums-Schränke

Staubdichte eiserne Schränke
Schränke für alle Arten
Sammlungen und Instrumente

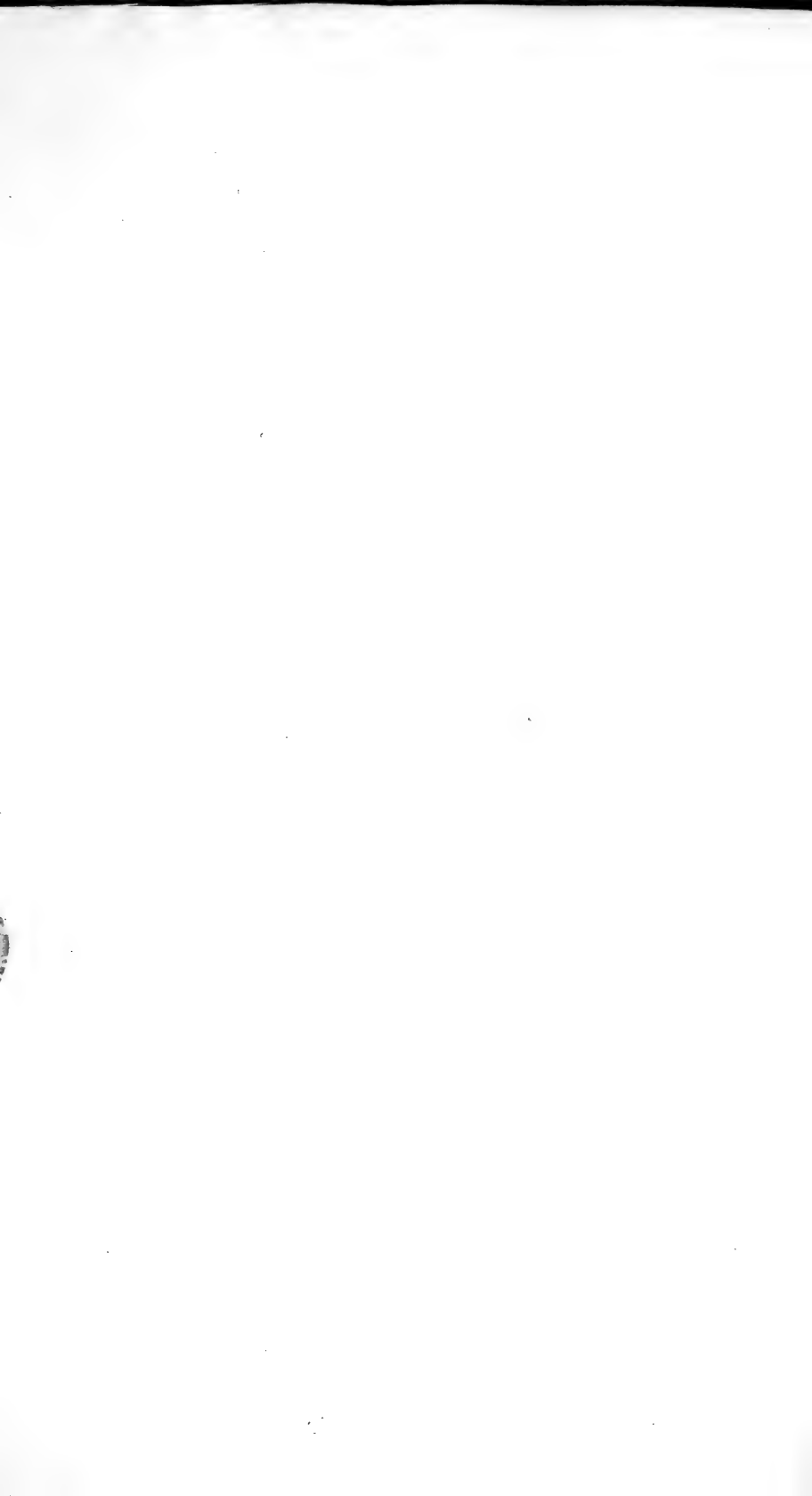
Unübertroffene Specialität /

H.C.E. Eggers & Co

G.m.b.H.

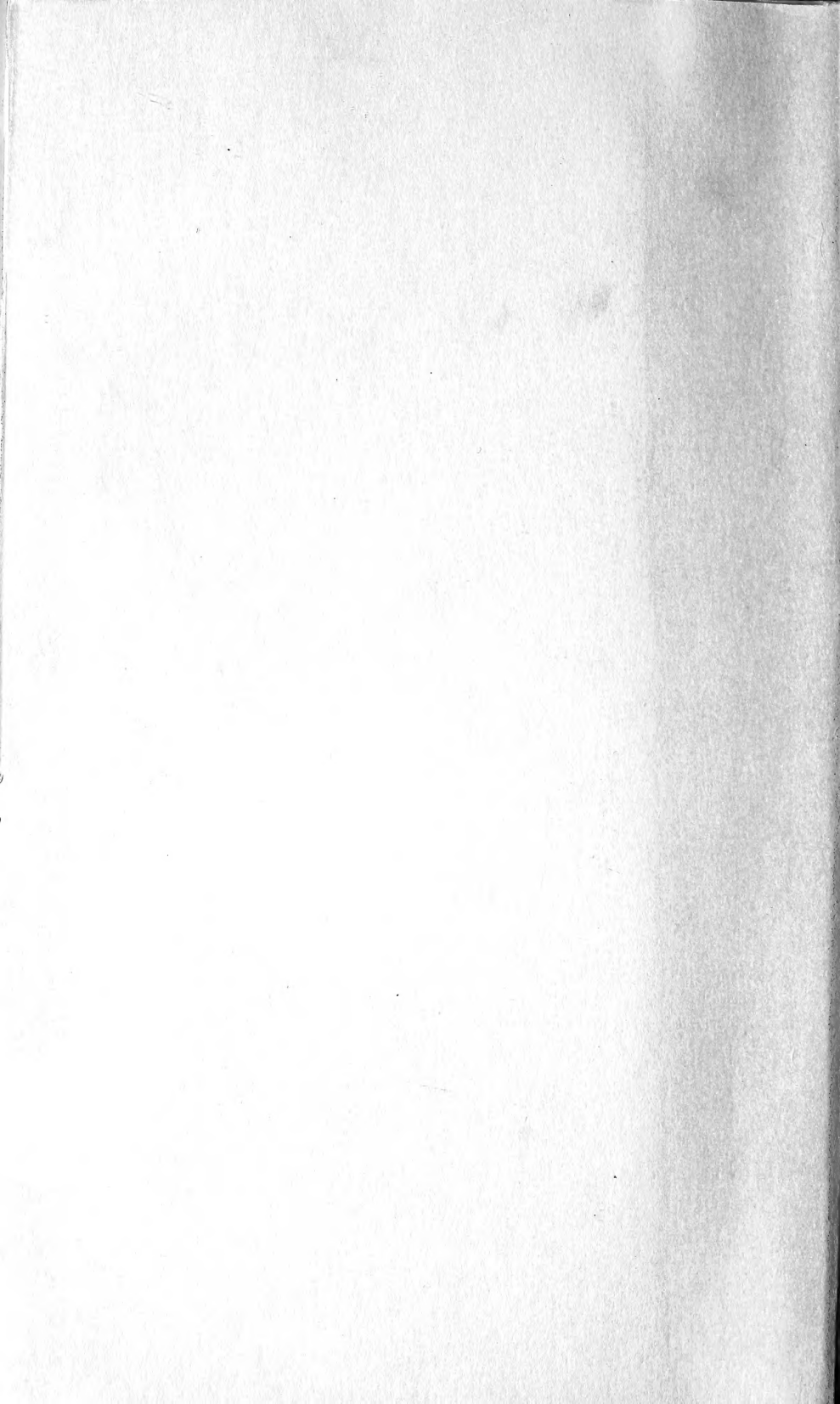
Hamburg

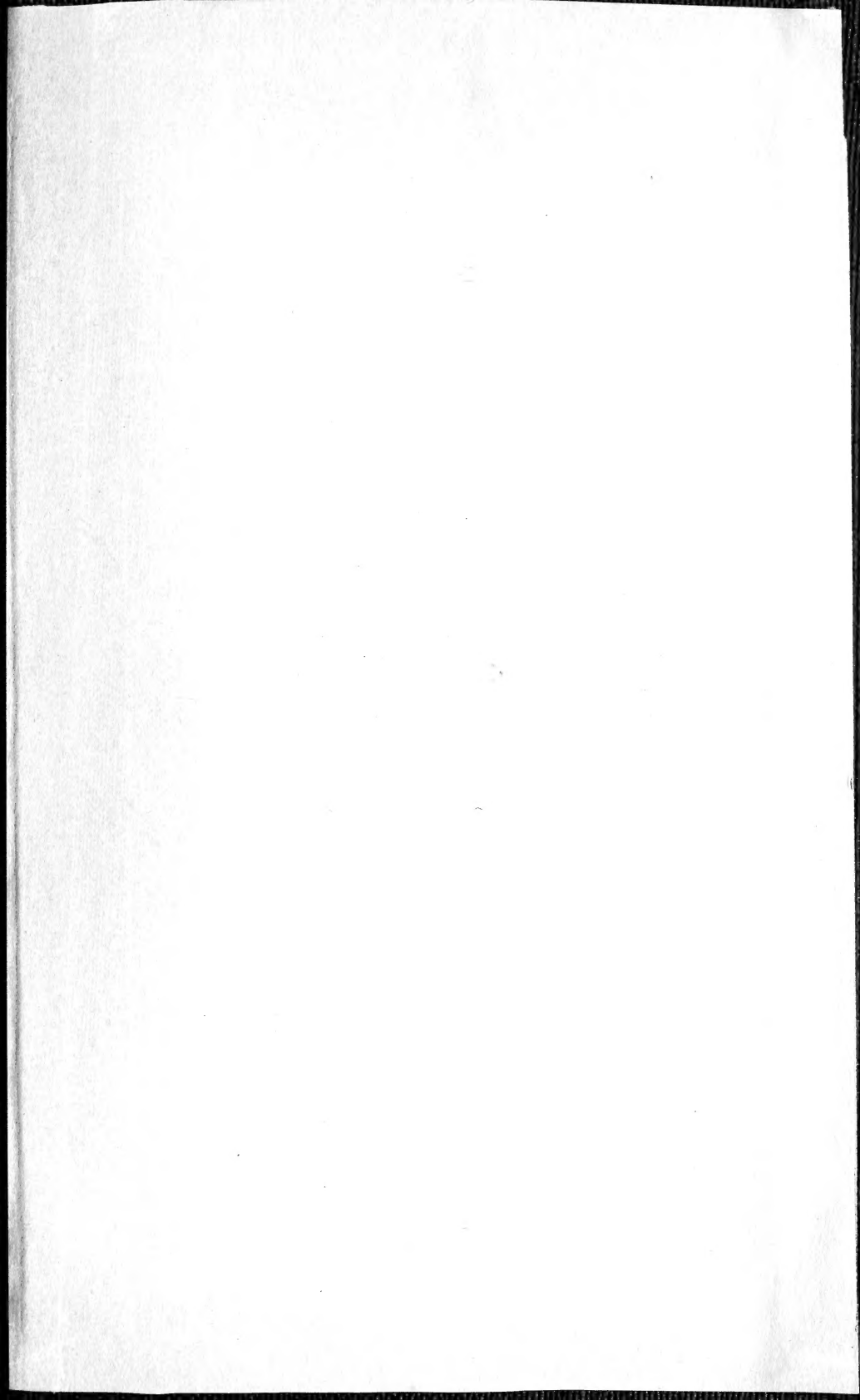
Lieferanten staatlicher und städtischer Museen.











SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES



3 9088 01357 1120