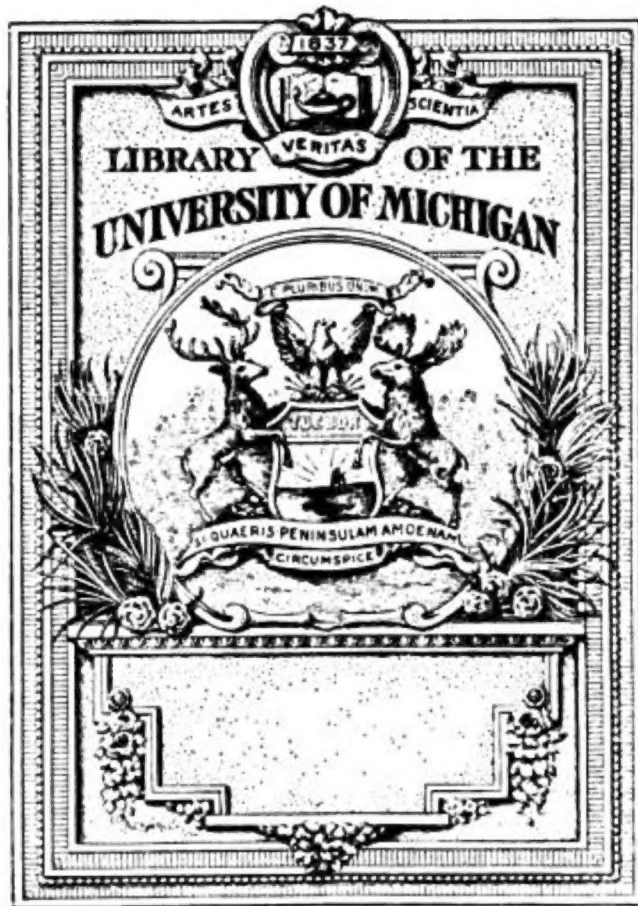
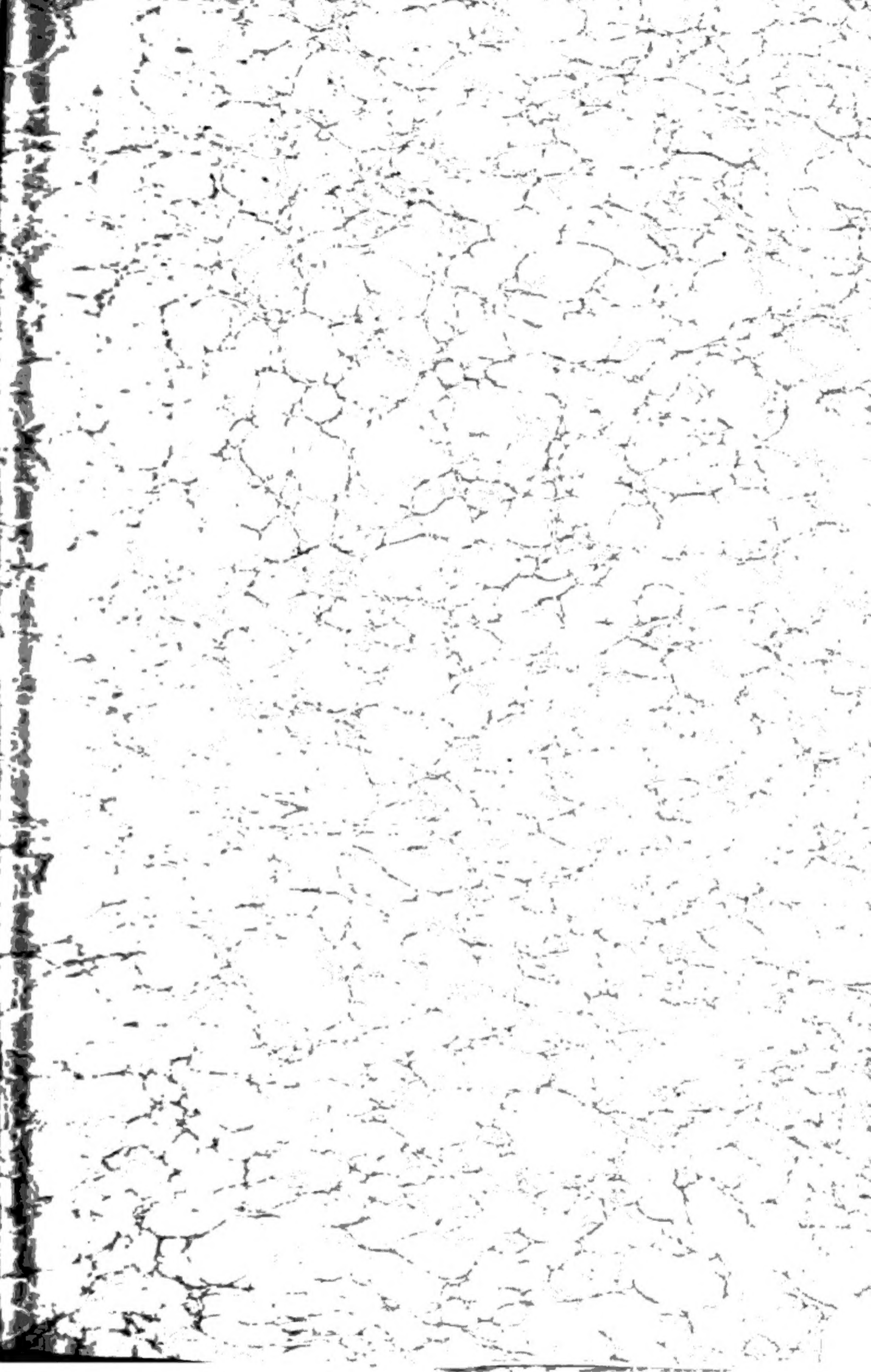
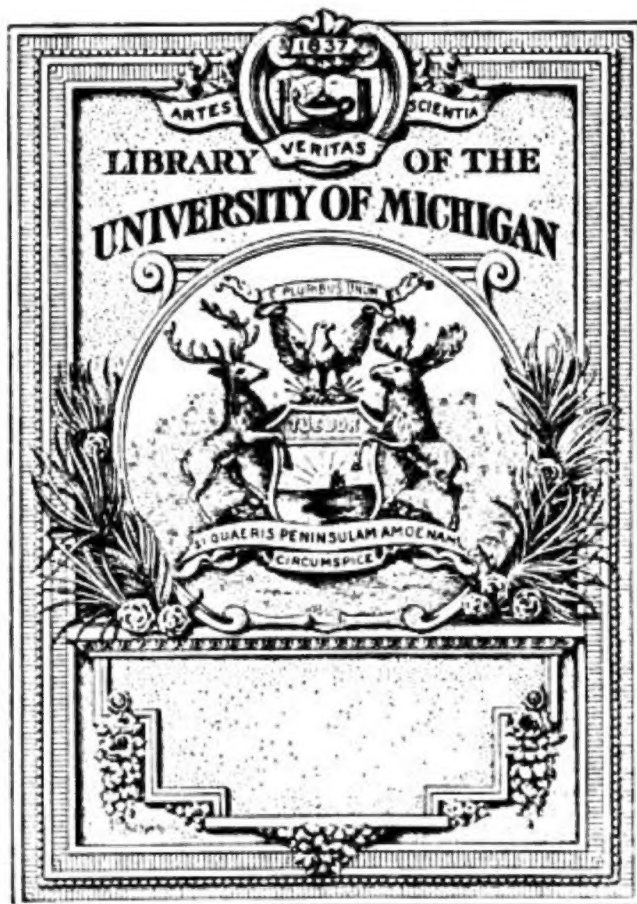


*Tschermaks Mineralogische
und Petrographische ...*

Geologische Bundesanstalt (Austria).









SCIENCE LIBRARY

QE

351

M683

TSCHERMAK'S
MINERALOGISCHE
UND
PETROGRAPHISCHE
MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

FÜNFZEHNTER BAND.

MIT 13 TAFELN UND 36 TEXTFIGUREN.

WIEN 1896.

ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER
ROTHENTHURMSTRASSE 15.

Alle Rechte vorbehalten.

Inhalt.

1. und 2. Heft.

	Seite
I. Ueber eine nördlich von Pretoria (Transvaal-Republik) in Granit gelegene Salzpflanze. Von E. Cohen. (Mit 2 Textfiguren.)	1
II. Das Mineral-Vorkommen bei Friedeberg (Schlesien). Von Franz Kretschmer. (Mit 4 Textfiguren.)	9
III. Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie. Erste Fortsetzung. Von E. A. Wülfing in Tübingen. (Mit 2 Textfiguren.)	29
IV. Apparate zur optischen Untersuchung der Mineralien und neue optische Bestimmungen am Diamant und Eisenglanz. Von E. A. Wülfing in Tübingen. (Mit Taf. I und 2 Textfiguren.)	49
V. Die vulcanische Thätigkeit des Vesuvus während des Jahres 1894. Von R. v. Matteucci. (Mit Taf. II)	77
VI. Ueber die metamorphen Gabbrogesteine des Allalengebietes in Wallis zwischen Zermatt- und Saasthal. Von Raimund William Schäfer. (Mit 3 Textfiguren und einer Karte auf Taf. III.)	91
VII. Ueber den Albit von Lakous (Insel Kreta). Von C. Viola in Rom. Mit chemischer Analyse von E. Mattiolo. (Mit Taf. IV und 5 Textfiguren.)	135
VIII. Ueber die Contactmineralien der Adamellogruppe. Von Wilhelm Salomon in Pavia	159
IX. Chemische Untersuchungen des Eisenglanzes von Elba. Von Dr. R. Rohrer in Tübingen	184
X. Dolerit von Rongstock. Von H. O. Lang	188
XI. Notizen	192
XII. Literatur	196

3. und 4. Heft.

XIII. Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt I (Umgebung von Tetschen). Von J. E. Hibscher. Mit einer Karte in Farbendruck (Taf. V).	201
XIV. Ueber Auswürflinge in den tephritischen Brockentuffen der Umgebung von Tetschen a. E. Von Hermann Veit Graber. (Mit 6 Textfiguren.)	291
XV. Der Vesuv und sein letzter Ausbruch von 1891—1894. Von R. V. Matteucci. (Mit Taf. VI—IX.)	325
XVI. Notizen	350
XVII. Literatur	353

*

5. und 6. Heft.		Seite
XVIII.	Die Basalte der Steiermark. I. Das Basaltgebiet von Klöch. Von Alois Sigmund. (Mit einer Kartenskizze und 2 Textfiguren.) . .	361
XIX.	Die neuen heissen Quellen von Aedipos und Gialtra, entstanden beim Lokrischen Erdbeben 1894. Von Prof. A. K. Dambergis (Athen). (Mit einer Karte, Taf. X.)	335
XX.	Beiträge zur Geologie und Petrographie der Apache (Davis) Mts, Westtexas. Von A. Osann. (Mit Taf. XI—XII und einer Figur im Texte.)	394
XXI.	Die Hyacinthen (Quarze) der Gypse des Röth bei Jena. Von E. Zschimmer in Jena. (Mit 2 Textfiguren.)	457
XXII.	Die exotischen Gesteine vom Waschberg bei Stockerau. Von Dr. Anton König	436
XXIII.	Methode zur Bestimmung der Lage der optischen Axen in Dünnschliffen. Von Ing. C. Viola in Rom. (Mit 4 Figuren im Text.) .	481
XXIV.	Das körnige Gestein von Rongstock. Von J. E. Hibs ch	486
XXV.	Literatur	490
	Erklärung. Von Prof. Dr. J. E. Hibs ch	495
	Register	496
	Druckfehler und Berichtigung	498

I. Ueber eine nördlich von Pretoria (Transvaal-Republik) in Granit gelegene Salzpflanze.

Von E. Cohen.

Die vor kurzem veröffentlichte ausführliche Arbeit von Branco über die Maare und maarähnlichen Bildungen¹⁾ veranlasst mich, ein schon lange bekanntes, aber — wie es scheint — in Vergessenheit gerathenes verwandtes Vorkommen in Südafrika näher zu beschreiben, wenn ich auch keine befriedigende Erklärung über die Art der Entstehung geben kann. Es handelt sich um die sogenannte Salzpflanze im mittleren Transvaal, welche im Jahre 1868 von F. Jeppe in seiner Beschreibung der südafrikanischen Republik mit folgenden Worten sehr anschaulich geschildert worden ist²⁾:

„Einen eigenthümlichen Anblick gewährt die Salzpflanze auf der linken Seite des Weges. Von weitem sieht man nichts als einige zerstreut liegende Hügel, doch auf der Höhe derselben angelangt fesselt ein seltsamer Anblick den Schritt des Wanderers. Mehr als tausend Fuss tief breitet sich ein grosser See aus, rund herum von hohen phantastischen Felsen eingeschlossen, die mit Buschwerk bewachsen sind, das sich in dem stillen Wasser des Sees abspiegelt. Das Wasser ist in der Mitte dunkel, doch wird es nach den Ufern zu allmählich heller, bis es sich in einem blendend weissen Kreise von Salzkristallen verliert, der in der Sonne wie Eis glitzert. Der Weg, welcher sich an den steilen Ufern bis zum Niveau des Sees herabschlängelt, scheint so gefährlich, dass man im Anfang daran

¹⁾ Schwabens 125 Vulcan-Embryonen und deren tuffgefüllte Ausbruchsröhren, das grösste Gebiet ehemaliger Maare auf der Erde, Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, 1894/95.

²⁾ Die Transvaal'sche oder die südafrikanische Republik, Petermann's Mittheilungen. 1868, Erg.-Band V, Nr. 24, 8.

zweifeln möchte, denselben mit Wagen und Ochsen hinabgehen zu können, wenn man nicht tief unten Leute beschäftigt sähe, die Salz auf einen Wagen laden. Unten am Rande des Sees angelangt, hat das Wasser eine röthliche Farbe und das Salz liegt in grossen viereckigen Krystallen auf dem Boden des Sees, der in der Mitte nicht tiefer als zwei Fuss zu sein scheint. Das Wasser enthält Brom und Jod, auch Salpeter, Soda und Kalk, und sollte, nach diesen Bestandtheilen zu urtheilen, ein ausgezeichnetes Heilmittel für alle Hautkrankheiten sein, vielleicht besser als der Gebrauch der renommirtesten deutschen Bäder, die jedes Jahr von Tausenden besucht werden. Dieser See scheint sich über einem versunkenen Vulcan gebildet zu haben, denn die ganze Gegend herum deutet einen vulcanischen Ursprung an.“

Wenn nun auch die Tiefe der Einsenkung von Jeppe stark überschätzt ist, und vulcanische Bildungen der näheren und ferneren Umgebung thatsächlich vollständig fehlen, so liegt doch wahrscheinlich ein Product irgend welcher vulcanischen Thätigkeit vor.

Die Salzpfanne, welche ein rundes, flaches Becken auf dem Boden einer trichterförmigen Einsenkung im Granit bildet, liegt in gerader Linie 32 Kilometer fast genau nördlich von Pretoria und 18 Kilometer westlich von der Pretoria mit Nylstroom verbindenden Hauptstrasse. Nachdem man die hier aus gabbroartigen Gesteinen¹⁾ bestehenden, den Magaliesbergen parallel verlaufenden Höhenzüge der Zwart Koppies durch die Doornpoort verlassen hat, betritt man die Springbok-Vlakte, eine im grossen flache, nur zum Theil schwach wellige Ebene, welche sich ununterbrochen bis an die Vorläufer der Badsberge südlich von Nylstroom erstreckt. Abgesehen von dem Granit in der näheren Umgebung der Saltpan und etwas Kalktuff am Platriver trifft man bis an die letztgenannten Höhenzüge kein anstehendes Gestein, es sei denn, dass die niedrigen Klippen von feinkörnigem gelblichen Quarzsandstein mit wenig thonigem Bindemittel, welche nahe bei Vaalboschfontein (Klipfontein) hervortreten, als solches zu deuten sind. Der Boden in der Springbok-Vlakte wechselt ziemlich stark. Vorherrschend besteht er aus einem rothen bis rothbraunen Sand mit einzelnen grösseren Geröllen oder eckigen Bruchstücken von Quarz; doch sind auch schwere, humose, schwarze

¹⁾ P. H. Dahms, Ueber einige Eruptivgesteine aus Transvaal in Südafrika. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1890, Beil.-Band VII, 90—91.

Ablagerungen (sogenannter Turfboden der Boers) stark verbreitet, welche zu einer harten, lehmigen Masse mit glänzendem Strich austrocknen. In der Nähe der Flüsse (Aapies-, Pienaars- und Platriver), sowie kleinerer Wasserläufe (z. B. bei Vaalboschfontein) werden sie sumpfig, und es entstehen dann die sogenannten Vleys. Schliesslich tritt auch ein stark eisenschüssiger Lehm nicht selten auf. Diese Bodenarten herrschen bald auf grössere Erstreckung, bald trifft man in verhältnismässig kurzer Zeit wiederholten Wechsel. Grössere Gesteinsbruchstücke sind in dem ganzen Gebiet recht selten und werden fast nur dort angetroffen, wo sandige Ablagerungen herrschen. Sie bestehen aus groben Sandsteinen mit eisenschüssigem Bindemittel, welche öfters conglomeratarig werden, feinkörnigem gelblichen Sandstein, Amphibolbiotitgranit, olivinarmem Diabas.

In dem mittelkörnigen Amphibolbiotitgranit nimmt man makroskopisch neben bräunlichviolettem Feldspath und sehr spärlichen basischen Gemengtheilen, welche vorherrschend aus Hornblende bestehen, nur ganz vereinzelt Quarzkörner wahr, so dass das Gestein einem typischen Syenit gleicht; im Dünnschliff erweist sich jedoch Quarz als sehr reichlich vorhanden, ist aber fast ganz in zierlichster Weise mit dem Feldspath mikropegmatitisch verwachsen, welcher nur äusserst sparsam in quarzfreien Individuen (Orthoklas und Plagioklas) vorkommt. Die Menge der basischen Gemengtheile mehrt sich nicht unter dem Mikroskop.

Die mittelkörnigen Diabase enthalten nur in geringer Menge Olivin, welcher durchweg vollständig zersetzt ist, zum Theil in schmutziggrünen Serpentin, zum Theil in rothbraune, von Eisenhydroxyd und Eisenglimmer begleitete Producte. Der Plagioklas und der lichtgelbliche bis bräunlichviolette Augit sind in der Regel frisch; letzterer beherbergt ziemlich reichlich neben opaken Körnern blattförmige, doppelbrechende und rundliche oder in die Länge gezogene Einschlüsse, welche letztere wahrscheinlich nach der Art der Umrandung Gasporen sind. Das in mässiger Menge vertretene Eisenerz scheint Magnetit zu sein. Es sind olivinarme Olivindiabase mit typischer ophitischer Structur.

Von Diabasgängen durchsetzter Granit bildet wahrscheinlich in der ausgedehnten Ebene, welche im Süden von den Maghaliesbergen und Bothasbergen, im Norden von den Badsbergen, Metuemachanabergen und dem nördlich von Zebedela's Kraal sich hinziehenden Gebirgszug

begrenzt wird, den Untergrund der jugendlichen Ablagerungen.¹⁾ Granit tritt nämlich nicht nur in der Umgebung der Saltpan, sondern auch weiter östlich an der sogenannten Panroad (besonders in der Umgebung von Klipfontein) mehrfach zu Tage und bildet nördlich von Nylstroom zwischen Naboomfontein und Potgieters Rust ausgedehnte und mächtige Gebirgsmassen, überall von sehr ähnlichem petrographischen Charakter. Es ist ein mittel- bis grobkörniger, an basischen Gemengtheilen sehr armer, ziegelrother bis bräunlichvioletter Amphibolbiotitgranit mit häufiger mikropegmatitischer Structur. Dieser Granit war ursprünglich wahrscheinlich von ähnlichen Sandsteinen überlagert, wie sie jetzt noch in der Gegend von Nylstroom weit verbreitet sind; deren vollständige Zerstörung lieferte dann das Material für die sandigen Ablagerungen und einzelnen Gerölle und Blöcke.

Die Springbok-Vlakte ist theils kahl, theils ein typisches „Buschfeld“, d. h. bewachsen mit grossen Dornbüschen und nicht allzu hohen Bäumen, welche recht gleichmässig vertheilt sind und ziemlich weitläufig stehen, während Unterholz so gut wie vollständig fehlt.

Aus der im Vorhergehenden charakterisirten Ebene erhebt sich bei der Annäherung an die Saltpan ein niedriger, aus Granit bestehender Höhenzug mit sehr allmählich ansteigendem Gehänge. Hat man die Höhe erreicht, so bietet sich dem Auge ein überraschendes und in der sonst so einförmigen Gegend vollständig unerwartetes Bild dar. In den Granit senkt sich eine trichterförmige Vertiefung, gegen Osten, Norden und Westen mit ziemlich steilen Gehängen, während dasselbe gegen Süden weniger steil ist und gerade noch einem Wagen gestattet, auf einem am Abhang allmählich sich senkenden Weg in die Tiefe zu gelangen, wobei allerdings zu beachten ist, dass ein afrikanischer Kutscher Wege fährt, welche ein europäischer schwerlich riskiren würde. Den Boden bedeckt ein kreisrunder See, an dessen Ufer eine grosse eiserne Siedepfanne steht, um das schon ausgeschiedene Salz durch Umkrystallisation zu reinigen oder die gesättigte Salzsoole einzudampfen. Der vollständig geschlossene Rand der Einsenkung trägt etwa 10 Erhöhungen, von denen die nach Süden gelegenen am höchsten sind; an der niedrigsten Stelle, welche 65 Meter über dem Ufer des Sees liegt, führt der Weg hinab. Die

¹⁾ Vergl. J. Götz, Untersuchung einer Gesteinssuite aus der Gegend der Goldfelder von Marabastad im nördlichen Transvaal, Südafrika. Neues Jahrb. f. Miner. etc. Beilage-Band IV, 1885, 115—116.

Figuren 1 und 2, welche nach an Ort und Stelle angefertigten Skizzen ausgeführt sind, mögen den See mit seiner Umgebung und die Form der Einsenkung veranschaulichen. Das Profil ist etwa mit doppelter Ueberhöhung gezeichnet.

Fig. 1.

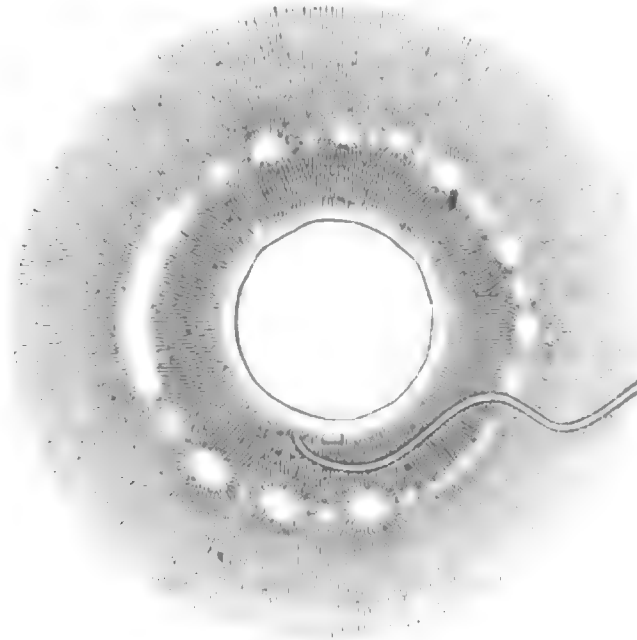


Fig. 2.



Auf der Höhe des Randes, an den Gehängen, welche ich nach den verschiedensten Richtungen durchsucht habe, und auf dem Boden der Einsenkung trifft man lediglich anstehende Felsen, lose Blöcke und Grus von Granit. Im frischen Zustand ist letzterer ein ziemlich grobkörniger Amphibolbiotitgranit, welcher aus dunkelfleischrothem Feldspath, zum Theil weissem, zum Theil rauchgrauem, stark fettglänzendem Quarz und spärlich vertretenen basischen Gemengtheilen — bräunlichschwarzem Biotit und schwarzer Hornblende — besteht. Die Feldspathe und Quarze erreichen etwa Bohnengrösse. Unter dem Mikroskop zeigt der Quarz keine undulöse Auslöschung, aber stark polysynthetische Zusammensetzung. Abgesehen von Flüssigkeitsporen, welche in mässiger Menge vorhanden sind und oft eine lebhaft bewegliche Libelle enthalten, ist er sehr arm an Einschlüssen; Zirkon und Trichite fehlen ganz, von Apatit und Glimmer wurden nur

einige wenige Mikrolithe beobachtet. Der Feldspath ist weitaus vorherrschend Orthoklas; grössere, im gewöhnlichen Licht einheitlich erscheinende Krystalle setzen sich im polarisirten Licht aus mehreren Individuen zusammen, schliessen Plagioklas ein und zeigen ein stark geflammtes oder geflecktes Aussehen, stellenweise auch mikroklinartige Gitterstreifung. Selbständiger Plagioklas ist nur spärlich in kleinen Individuen vertreten. Der gelbbraune Biotit zeigt sehr starke Absorption, die Hornblende ist auffallend dunkel und wird in nicht allzu dünnen Schnitten nur an den Kanten grün durchscheinend. Mörtelstructur ist schwach entwickelt; die jene bedingenden feinkörnigen Aggregate bestehen — abgesehen von etwas Orthoklas, Biotit und Erz — vorzugsweise aus kleinen Quarzkörnern und aus Plagioklas (zuweilen mit gebogenen Zwillingslamellen), welcher, wie so häufig, frischer ist als der Orthoklas.

Der kreisrunde See hatte zur Zeit meiner Anwesenheit einen Umfang von 1600 Schritt (also einen Durchmesser von circa 400 Meter), und die rothgefärbte, gesättigte Salzsoole mag 1—2 Fuss tief gewesen sein. Der Boden des Sees war mit einer starken Kruste von meist rothem, zum Theil auch weissem Steinsalz bedeckt. Das Verhältnis zwischen Soole und ausgeschiedener Salzmenge wird natürlich je nach der Jahreszeit stark schwanken; zur Zeit meines Besuches (Anfangs Februar 1873) schien der Wasserstand ein sehr niedriger zu sein.

Die Salzkruste setzt sich zum grössten Theil aus mehr oder minder gut ausgebildeten compacten Krystallen von Steinsalz zusammen, welche in der Regel aus dem Würfel allein bestehen, gelegentlich auch eine Abstumpfung der Ecken durch das Oktaëder wahrnehmen lassen. In nicht ganz unbedeutlicher Menge tritt ferner Trona auf, welches sowohl zusammenhängende Lagen bildet, als auch Räume zwischen den Krystallen ausfüllt, Würfelflächen krustenförmig bedeckt und Wandungen von Hohlräumen bekleidet. Die kleinen, perlmutterglänzenden, schmalen und dünnen Blättchen sind gewöhnlich wirr gelagert oder strahlig gruppirt, bisweilen auch zu halbkugeligen bis kugeligen Aggregaten von radial-blätterigem Aufbau vereinigt. Perlmutterglanz, vollkommene Spaltbarkeit, sehr lebhaft Interferenzfarben, Löslichkeit in Wasser, Kohlensäure- und Natrium-Reaction lassen an der Richtigkeit der Bestimmung nicht zweifeln; auch zeigen zum Vergleich geprüfte Blättchen des Trona

von Memphis in Aegypten genau das gleiche Verhalten. Das monokline System liess sich unter dem Mikroskop nicht nachweisen, was ich durch die Ausdehnung der Krystalle nach der *b*-Axe und durch orthodiagonale Spaltbarkeit erklärt. Das Trona wird von etwas Kalkspath begleitet, während Gyps vollständig zu fehlen scheint, welcher in den sonstigen mir bekannt gewordenen Salzpflanzen Südafrikas reichlich auftritt. Eine aus dem Steinsalz gewonnene Mutterlauge wurde mit negativem Erfolg auf Jod und Brom geprüft. Dies schliesst natürlich nicht aus, dass die concentrirte Soole diese Bestandtheile enthält, wie J e p p e angibt. Leider habe ich versäumt, von derselben Proben mitzunehmen.

Das unmittelbare Ufer des Sees bestand aus schwarzem, hie und da mit dünner salziger Kruste bedecktem Schlamm, auf welchen ein ziemlich grober Granitgrus folgte. Nach Aussage des benachbarten Bauers soll der Schlamm, welcher im See die Unterlage des auskrystallisirten Salzes bildet, ziemlich tief und die Gewinnung des letzteren daher mühselig sein. Für 340 engl. Pfund (154 Kilogramm) rohes Salz mussten damals dem Besitzer der Salzpflanze $1\frac{1}{2}$ *sh.*, für die gleiche Menge gereinigten Salzes 5 *sh.* bezahlt werden, wobei der Käufer alle Arbeiten selber zu verrichten hatte. Ob noch heute Salz gewonnen wird, ist mir nicht bekannt, jedenfalls hat aber eine Ausbeutung jahrelang stattgefunden.

Die beiden Hauptfragen: Wie ist die trichterförmige Einsenkung im Granit entstanden? aus welcher Quelle stammt das Chlornatrium? dürften sich kaum befriedigend beantworten lassen.

Die Form der Einsenkung erinnert zwar an diejenige von sogenannten Explosionskratern oder Maaren, aber letztere werden wohl überall, wo sie bisher bekannt geworden sind, von normalen vulcanischen Auswurfsproducten begleitet, während solche hier vollständig fehlen; andererseits dürfte die Annahme eines maarähnlichen Einsturzbeckens im anstehenden festen Granitfels, welcher sich nach allen Richtungen weit unter den jugendlichen Ablagerungen forterstreckt, wenig Wahrscheinlichkeit für sich haben.¹⁾ Mit den sonstigen

¹⁾ Eine kegelförmige Einsenkung in Granit mit einem Frischwassersee von beträchtlicher Tiefe bildet nach Rozet der Gour-de-Tazena bei Manzat in der Auvergne; aber hier sind Granitbruchstücke weithin ausgeworfen, eine dünne Lage rother Schlacken mit vulcanischen Bomben bedeckt die Oberfläche und der im Kessel anstehende Granit zeigt Störungen. Mémoire sur les volcans de l'Auvergne. Mém. de la soc. géol. de France 1844 (2), I, 119.

in Südafrika weit verbreiteten salzführenden oder stark brakischen „Pans“ der holländischen Bauern lässt sich das Vorkommen nicht vergleichen. Jene sind sehr flache Depressionen, liegen, soweit sie mir bekannt geworden sind, in Sedimenten und scheiden neben Steinsalz reichlich Gyps in Form von isolirten Krystallen und concretionären Gruppen aus. Ferner kann man als Quelle des Salzes schwerlich eine ursprüngliche Meeresbedeckung der Gegend oder die Zersetzungsproducte des benachbarten Granit ansehen, da in beiden Fällen eine schnellere Erschöpfung hätte eintreten müssen.

Will man trotz des Fehlens irgend welcher sicheren Anhaltspunkte eine Hypothese aufstellen, so möchte ich am ehesten an eine Entstehung des Trichters durch locale Entwicklung von Gasen oder Dämpfen denken, welche bedeutende Massen von chlornatriumreichen Schlamm mit sich emporgeführt haben. Letzterer würde sowohl den Boden des Sees bilden, als auch einen unter dem See liegenden Eruptionscanal bis in bedeutende Tiefen ausfüllen und die entnommenen Salz mengen ergänzen. Diesem Versuch einer Erklärung liegt die Annahme zu Grunde, dass die Bildung der Einsenkung und der Salzgehalt des Sees in ursächlichem Zusammenhang stehen. Die Möglichkeit ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass ein solcher Zusammenhang nicht existirt, sondern dass die Pflanne mit der die Graniterhebung umgebenden Ebene communicirt und deren Auslaugungsproducte aufspeichert. Die letztere Erklärung würde mir annehmbarer erscheinen, wenn die Springbok-Vlakte merklich höher läge, als die Salzpflanne, was aber nach meinen Barometer-Beobachtungen nicht der Fall sein dürfte. Dass die von mir mitgebrachte Probe des „Turbodens“ keine in Wasser löslichen Chloride enthält, ist nicht von Belang und mag daher nur beiläufig erwähnt werden, da dieselbe an der weit östlich gelegenen Panroad gesammelt wurde. Schliesslich könnten ja auch chloridhaltige fumarolenartige Bildungen die Graniteruption begleitet haben, und derart Theile des gesammten grossen Granitgebietes als Quelle der Chloride anzusehen sein; ich denke dabei an ähnliche Vorgänge, wie sie z. B. für die turmalinführenden Contactzonen und für die Zinnerzlagertstätten angenommen werden.

II. Das Mineralvorkommen bei Friedeberg (Schlesien).

Von **Franz Kretschmer**, Bergingenieur in Sternberg.

I. Am Gotteshausberge.

Am Zusammenflusse des Weidenbaches mit dem Schlippenbach in Oesterreichisch-Schlesien liegt das Städtchen Friedeberg, und zwar dicht am Fusse des Gotteshausberges. Derselbe bildet einen Ausläufer der schlesischen Sudeten, erscheint jedoch als ein isolirter Bergkegel, edessen Scheitel mit einer in den deln Formen der Gothik erbauten, weithin sichtbaren Kirche bekrönt ist. Von hier geniesst man eine jener weiten, lieblich-schönen Rundsichten, wie ihrer unser Hohes Gesenke so viele darbietet; — ringsum schweift das freudige Auge über die schönen schlesischen Lande, ungezählte Städte und Dörfer, sowie über gesegnete Fluren und herrliche Wälder. — Gegen Südost hängt der Gotteshausberg mit der sogenannten Schneiderkoppe zusammen.

Das ganze westliche und südwestliche Gehänge des Gotteshausberges bis zum Weiden- und Schlippenbach wird durch feinkörnigen Biotitgranit eingenommen, welcher stellenweise in nackten Felspartien zu Tage ansteht und besonders gut im sogenannten Kratzelbruch dicht hinter der Friedeberger Fachschule für Granitindustrie aufgeschlossen ist. Gegen den Scheitel des Berges sind dem Granit wiederholt mächtige Lagen von schiefrigem und flaserigem Biotit-Gneiss eingeschaltet, welcher auch seinerseits 0·3 bis 1·5 Meter mächtige parallele Lagen von körnigem Granit umschliesst. Das Streichen des Gneisses folgt h 2, dessen Fallen h 8 unter 15°.

Dagegen sind die Fundamente oberwähnter Kirche bereits in blendendweissem Marmor ausgesprengt, welcher auch am nordöstlichen Gehänge zu Tage tritt und hier aus 0·3 bis 1 und 2 Meter mächtigen Bänken zusammengefügt zu sein scheint, denn es öffnen sich durch Verwitterung die Schichtungsklüfte, deren Streichen nach h 1 und Fallen nach h 7 unter 30° beobachtet werden konnte.

Dicht hinter der Kirche steht derselbe körnige Biotit-Granit in vielfach zerklüfteten, nackten Felsmassen zu Tage. Derselbe Granit mit eingeschalteten Gneisslagen bildet weiter südöstlich am Bergrücken, in der Mulde gegen die Schneiderkoppe fortschreitend, das herrschende Gestein, bis am Scheitel der letztgenannten Koppe wieder Marmor allem Anscheine nach in grösserer Mächtigkeit auftritt, wie nach den umherliegenden Gesteinsblöcken geschlossen werden darf. Weiter südöstlich an den Gehängen derselben Koppe findet man in einem verlassenen Steinbruche schönen dunkelgrauen Granit aufgeschlossen, darauf liegt abermals Marmor bis zum Südost-Fusse.

Am südlichen Fusse des Gotteshausberges ist der Marmor vorherrschend, derselbe liegt ohne Granitüberlagerung gleich unter der Ackererde und ist da durch mehrere kleine, seither wieder eingestellte Brüche aufgedeckt. Weiter am Gehänge aufwärts ist der Marmor durch 3 seither wieder verlassene und einen grösseren im Betriebe stehenden Bruch sehr schön entblösst. — Im letzteren Bruche, welcher gleich den anderen Marmorbrüchen dem Herrn Ignatz Grimme in Friedeberg gehört, bildet der Granit auf dem Marmor eine 4 bis 5 Meter mächtige Decke. Weiter östlich in derselben Bergeshöhe tritt im Hangenden der letzterwähnten Granitdecke abermals Marmor zu Tage, und zwar in einer durch Mineralien-schürfer blossgelegten Grube und einem verlassenen Steinbruche.

Aus diesem geologischen Auftreten ergibt sich, dass der Granit am Gotteshausberge drei mächtige Kalksteinlager eingeschlossen hält, welche gänzlich in Marmor umgewandelt sind, und von denen das mächtigste durch den oben erwähnten grossen Grimme'schen Steinbruch abgebaut wird. Diese Gesteine streichen allgemein genommen nach Nordnordost, fallen flach Ostsüdost und gehören dem südlich von Weidenau zwischen Gurschdorf und Krosse einerseits, Kaltenstein und Rothwasser andererseits verbreiteten Granitstockwerk an, welchem die altkrystallinischen Gesteine des Hohen Gesenkes (Altvatergebirges) und seiner Ausläufer angelagert sind.

In petrographischer Hinsicht ist bezüglich des Granites zu erwähnen, dass derselbe aus farblosem bis weissem Quarz, weissem bis röthlichem Feldspath und dunkelbraunem bis schwarzem Biotit besteht, während Muscovit spärlich eingestreut ist. Der Feldspath ist zumeist Orthoklas, doch auch Plagioklase sind häufig, wie sich aus der Zwillingsstreifung auf den Spaltungsflächen ergibt.

Feinkörnige Varietäten wechseln mit grobkörnigen. Durch Zurücktreten and Vorwalten des Biotits entstehen zwei weitere Varietäten eine hell- und eine dunkelgraue, von welchen die letztere besonders geschätzt wird. Der Granit ist regellos zerklüftet und zeigt eine mächtige cubische, sowie schalige Absonderung, wodurch beim Brechen Mulden und Sättel entstehen; derselbe erscheint häufig in grösseren Massen zu wollsackähnlichen Blöcken verwittert oder gänzlich zu Grus und Sand zerfallen.

In dem oben erwähnten, im Betrieb stehenden grossen Steinbruche nächst der Fachschule für Granitindustrie lagert der Granit auf einer ungefähr 1 Meter mächtigen Gesteinslage, von den Steinbrechern „Kieswand“ genannt; sie wird bei der Granitgewinnung nicht mitgenommen, auf der Bruchsohle angebaut, weil sehr fest und für Kunstarbeiten nicht verwendbar; dieselbe hält ein sehr regelmässiges Streichen nach h 2 und fällt h 8 unter 10° ein. Durch steilfallende und fast stehende Längs- und Querklüfte, welche in Entfernungen 0.5 bis 1.2 Meter aufeinanderfolgen, wird die „Kieswand“ in cubische auffallend regelmässige Blöcke abgesondert, es ist gleichsam eine Quadernschar, womit die Bruchsohle parquettirt erscheint.

Bei näherer Betrachtung ergibt sich, dass die „Kieswand“ deutlich lagenförmig-symmetrische Gangstructur besitzt und aus einem Pegmatit besteht, dessen Hauptgemengtheile Mikroklin, Quarz und Muscovit sind. Die einzelnen Lagen und Bänder lassen folgende Varietäten des Pegmatits unterscheiden:

1. Breitere Lagen (weiss), bestehend aus Mikroklin, Orthoklas, Quarz und Muscovit von unregelmässig körniger Structur.

2. Schmalere Randbänder (braun), worin zu den vorigen Mineralien körniger Granat theils frisch erhalten, theils verwittert hinzukommt.

3. Streifen einer grosskrystallinen Varietät zusammengesetzt aus Mikroklin in bis zollgrossen Krystallen von weisser Farbe, mit farblosem Quarz durchwachsen; der Quarz ist wasserhell bis rauchgrau in unregelmässigen bis nussgrossen Körnern und Muscovit in centimetergrossen, silberweissen, perlmutterglänzenden Tafeln.

Das Ganze stellt somit einen oben und unten von Normalgranit umschlossenen schwebenden Gang dar.

Der auf dem Pegmatitgang liegende Granit stösst im Fallen gegen Oststüdost an saiger stehende Wände verwitterten Granits von

2½ bis 3 Meter Mächtigkeit, hinter welchen wieder fester Granit bricht. Der zunächst unter dem Pegmatitgang liegende Granit erscheint ebenfalls verwittert. Solche Hindernisse sind geeignet, den Steinbruchsbetrieb zu erschweren und zu vertheuern. Ergänzend ist zu erwähnen, dass der Granit von sogenannten Nähten durchsetzt ist, das sind schwache, mit secundärem Quarz ausgefüllte Klüfte, welche in der Regel durch die ganze Mächtigkeit bis zur „Kieswand“ reichen und zum Spalten der Granite benützt werden, was mittelst eiserner Treibkeile geschieht.

Die reinen hell- und dunkelgrauen Granite sind politurfähig und werden in der Friedberger Schleiferei, welche mit der erwähnten Granitschule zusammenhängt, geschliffen, polirt zu Monumenten und anderen Kunstarbeiten verwendet; die anderen minderen Steinsorten finden bossirt oder gestokt für gewöhnliche Bauarbeiten und zu Strassenwürfeln Benützung. Sobald der Feldspath des Granits gelb oder röthlich gefleckt erscheint, ist auch der Stein nach dem Poliren fleckig; daher nur für bossirte Bauartikel brauchbar.

Der Gneiss ist ein typischer Biotitgneiss, bestehend aus farblosem Quarz, weissem, gelblichem bis fleischrothen Feldspath und vielem braunen bis schwarzen Biotit mit wenigem Muscovit, wodurch die vollkommene Schieferstructur bedingt wird; das Gestein erscheint zumeist sehr gewunden, gefaltet, gequetscht und als Flasergneiss ausgebildet.

Der Marmor, blendendweiss bis rauchgrau, besteht aus einem sehr grobkörnigen Aggregat polysynthetisch verzwilligter Kalkspathindividuen. Besonders im grossen Grimme'schen Bruche zeigt sich derselbe aus 0·5 bis 1·0 Meter und mehrere Meter mächtigen Straten aufgebaut, welche h 3 streichen, h 9 unter 25° fallen; er ist da und andernorts auf der Gesteinsscheide gegen den Granit von verzweigten Höhlen durchzogen, welche theils leer geblieben oder mit Stalaktiten bekleidet, theils mit gelbbraunem Letten vollends ausgefüllt worden sind. Häufig nimmt der Marmor wasserhellen bis rauchgrauen Quarz auf und ist dann schwer zu bearbeiten und zum Poliren ungeeignet. Durch Verwitterung zerfällt der Marmor in einen eigenartigen Grus krystalliner Körner. Der Marmor ist politurfähig für monumentale Zwecke geeignet, wird daher in die Schleifereien zu Saubsdorf und Kunzendorf geführt und dort weiter verarbeitet. Der in demselben Bruche mit vorkommende Granit wird zu unter-

geordneten Bauarbeiten als Stiegenstufen, Geländersäulen, Pflasterwürfeln etc. verwendet.

Unser besonderes Interesse nehmen jedoch die in dem letztgenannten und den anderen Marmorbrüchen vorkommenden, von den Steinbrechern ob ihrer Festigkeit gefürchteten sogenannten „Kieswände“ in Anspruch. Am Contact von Granit und Marmor, sowie auf Gängen tritt ein granitähnlicher Pegmatit auf, bestehend aus einem mittelkörnigen weissen, grün bis schwarz gefleckten Gemenge von Orthoklas, weisslich, selten rosaroth angehaucht, reichlichem Plagioklas, Quarz in unregelmässigen farblosen bis rauchgrauen Körnern, dann einem der Pyroxen(Augit)-Gruppe angehörigen lauchgrünen bis pechschwarzen, theilweise zersetzten Mineral, das in körnig und blättrig aggregirten Partikeln eingesprengt ist. Dieses Contactgebilde wird zum Unterschiede von den andern Varietäten als Pyroxen-Pegmatit bezeichnet; demselben ist accessorisch Titanit und Granat in kleinen Kryställchen eingestreut. Ein Gehalt von Calcit ist dem Gestein eigenthümlich, demzufolge dasselbe mit Säuren lebhaft braust.

Eine andere Varietät bildet der grosskörnige Pyroxen-Pegmatit, worin der Quarz und Kalifeldspath perthitisch verwachsen sind, ausserdem erscheint schriftgranitische Verwachsung vorherrschend. Der Pyroxen ist zumeist in zolllangen vierseitigen Säulen und anderntheils unregelmässigen Krystallen, sowie stengeligen Individuen eingewachsen, welche ein zart lamellares Gefüge von vollkommener Spaltbarkeit besitzen, auf der Spaltungsfläche metallartig schimmernd; der Pyroxen ist ferner in Pistazit, und Quarz, Chlorit bis Limonit umgewandelt. Accessorisch ist Titanit in wohlgebildeten durchsichtigen lichtbraunen Krystallen eingestreut, hier und da tritt dunkler Glimmer auf.

Diese Contactgebilde reichen von der Gesteinsscheide tief in den Marmor herab — so beispielsweise in Grimme's grossem Bruch ist der Pegmatit 2 bis 3 Meter mächtig — und bilden ganz unregelmässig begrenzte Gesteinszonen und Wände; der Pegmatit tritt ausserdem auf zahlreichen und echten Gängen auf, in beiden Fällen local von der schönen Friedeberger Mineral-Association Granat, Vesuvian, Wollastonit, Bergkrystall, Pyroxen (Augit), Epidot, Calcit etc. etc. begleitet, die folgend den Gegenstand eingehender Schilderung bilden möge.

Der Pegmatit ist zu fest und für bessere Bauzwecke unverwendbar, blos geeignet dem Steinbruchsbetrieb Hindernisse zu bereiten, weshalb er in den Steinbrüchen sehr ungern gesehen wird.

Das Mineralvorkommen ist an jene Contacthöfe gebunden, welche an der Grenze von Granit und Marmor auftreten, und zwar ist dasselbe mit dem Pegmatit, theils in Höhlen und Nestern, vorzüglich auf Gängen zur Ausbildung gelangt.

Der Granat ist nach der diesfälligen Analyse (Karsten's Arch. d. Min. 4, 388) ein Kalkthongranat, die Krystalle sind theils einzeln in Quarz und Calcit eingewachsen, theils auf derben körnigen Granat, Vesuvian und Pyroxen aufgewachsen, sowie zu Drusen verbunden, braunroth, hyacinthroth bis pomeranzgelb (Hessonit) und zeigen zumeist nur die einfache Form $(110) \infty O$ allein oder mit $(211) 2O2$ in Combination, wozu noch häufig $(321) 3O^{3/2}$ hinzutritt, seltener sind $(332) 3/2 O$, $(320) \infty O^{3/2}$. Die Flächen von $2O2$ sind häufig ihren Combinationskanten mit ∞O parallel gestreift, Bruch uneben splitterig, durchscheinend bis undurchsichtig; frisch erhalten sind die Krystalle von prachtvollem Glasglanz und einem eigenthümlichen Feuer; bei mehr weniger vorgeschrittener Verwitterung werden sie fettglänzend, dann glanzlos und matt; häufig sind jedoch die Krystallflächen rissig, abgesplittert, mit zahlreichen Grübchen und grösseren Auswitterungen bedeckt, öfters blos mit Zurücklassung der äussern Hülle gänzlich zerfressen, während sich im Innern andere Mineralien ansiedelten. Bisweilen bemerkt man in den Drusen, dass auf den alten matten corrodirtten einfachen Krystallen neue frische, lebhaft glänzende flächenreichere Granatkrystalle darüber gewachsen sind, welche jedoch nur Krystallshalen über den alten Krystallen bilden. Andere Krystalle deuten auf eine Unterbrechung der Krystallisation, indem auf einem dickeren Theil ein weniger dicker in paralleler Stellung fortgewachsen ist. — Im Dünnschliff zeigen die Friedeberger Granatkrystalle heller gefärbte isotrope und dunkler gefärbte doppelbrechende Partien (v. Lasaulx, N. Jahrb. 1876, 631). — Die Granit-Vesuvian-Drusen sind in der Regel in ihrem Innern mit blätterigem Calcit überrindet, welcher erst vorsichtig abgespalten werden muss, um die Granate in ihrer Schönheit frei zu legen.

Der Vesuvian bietet vorherrschend die einfache Combinationsform $m (110) \infty P$, und $c (001) OP$ dar, letztere Fläche scharf ohne Pyramidenflächen aufgesetzt, wozu sich noch $a (100) \infty P\infty$, seltener untergeordnete Pyramiden und achtseitige Pyramiden gesellen.

Der Habitus der Krystalle ist ein säulenförmiger; die durch lebhaftesten Glasglanz und Frische ausgezeichneten Prismenflächen sind fast immer längs gestreift, das Pinakoid rissig, mitunter gleichsam parquettirt, letztere Fläche zeigt sich von der Verwitterung zuerst ergriffen, daher von dort her die Krystalle abbröckeln, und zwar in der Art, dass die Verwitterung im Innern der Krystalle fortschreitet, während die äussere Schale der Prismenflächen erhalten bleibt.

Während der Kaltensteiner Vesuvian zumeist nur mit dem Proto-prisma und der Basis, sowie in charakteristisch haar- bis grünlich-braunen undurchsichtigen Krystallen auftritt, bietet jener von Friedeberg doch etwas flächenreichere Formen, sowie olivengrüne bis schwärzlichgrüne Farben dar, er ist zuweilen dichroitisch olivengrün in der Richtung der Nebenaxen, goldgelb nach der Hauptaxe und in höherem Grade pellucid; mitunter sitzen auf den grossen Krystallen kleine jüngere Vesuviane eingewachsen.

Merkwürdig sind die auf den Vesuviankrystallen im Zickzack hinlaufenden Reliefzeichnungen, ähnlich jenen am Wiluit. Häufig kommt es jedoch speciell beim Friedeberger Vesuvian zu keiner Krystallbildung, sondern es sind nur trigonal, pentagonal oder sonst in unregelmässigen Formen geradlinig begrenzte zarte Lamellen übereinander gelagert und so weit abgetrept, dass zuletzt ein Krystallkorn den Abschluss dieser so entstandenen Hochrelief-Zeichnung bildet. Der Vesuvian ist zumeist in den Granat-Drusen aufgewachsen, häufig in derben Vesuvian oder Quarz eingewachsen, er ist, wenn frisch, von ausgezeichneten Glasglanz im allgemeinen undurchsichtig, durchscheinend, Bruch uneben bis splitterig.

Der Wollastonit bildet lediglich schneeweisse, seidenglänzende, radial- und discordant-, seltener parallelfaserige Aggregate, welche Lagen und Säume in den Contacthöfen und Gängen bilden.

Epidot erscheint aufgewachsen in den Granat-Vesuvian-Drusen, vorwaltend in pistazien- bis schwärzlichgrünen und grünlich-grauen nach der Orthodiagonale langgestreckten Säulen, denen wegen beschränkten Drusenraumes Endflächen mangeln, auch kommt derselbe in glasigem und weissem Quarz eingewachsen vor; ausserdem ist er häufig in derben pistazgrünen Partien (Pistazit) vertreten.

Verhältnismässig seltener ist der Augit; derselbe kommt in den Granat-Vesuvian-Drusen aufgewachsen vor, und zwar als schwach-

glänzende lauchgrüne, schwärzlichgrüne bis pechschwarze Krystalle, an denen bisher nur die einfache Combination $m (110) \infty P$, $a (100) \infty P \infty$, $s(\bar{1}11) P$, beobachtet wurde.

Wasserheller bis weisser Quarz (Bergkrystall) ist zumeist durch horizontal gestreifte Säulen in den Drusen vertreten, welche von Prismen und an den beiden Enden von R und $-R$ umschlossen sind. Flächenreichere Krystalle werden weiter unten erwähnt.

Dagegen findet sich der Calcit in wasserhellen, weissen bis bläulichgrauen blätterigen Aggregaten, seltener sind frei ausgebildete Krystalle nach einem spitzen R . In den Höhlen sind bis fussslange stalaktitische Formen des Calcits häufig.

Fundpunkte.

Das gedachte Mineralvorkommen ist am Gotteshausberge und der anstossenden Schneiderkoppe an zahlreichen Punkten hauptsächlich durch Steinbruchbetrieb, aber auch durch Schürfungen auf Mineralien aufgeschlossen worden, und zwar:

A. Am Scheitel des Gotteshausberges.

Wie bereits oben erwähnt, steht die Kirche zum Theil auf Marmor, darin kommt ein mit Contact-Mineralien gefüllte Lagerstätte vor; hievon sind hervorzuheben Granat in Begleitung von Vesuvian, jedoch erscheinen die Krystalle meistens verwittert, matt, zerfressen. Dessenungeachtet hat man hier früher Krystalle in gutem Erhaltungszustand getroffen, und zwar sind die in grünem Quarz (Prasem) eingewachsenen, schönen, dunkelbraunrothen Granate bemerkenswert. Hier wäre noch eine reiche Ausbeute an schönen Granaten möglich, jedoch ist die Lagerstätte beim Bau der Kirche durch Abraumhalde verschüttet worden, demzufolge die Art derselben und ihre Ausfüllung nicht näher festgestellt werden konnte.

B. Nächst dem Scheitel am südwestlichen Gehänge

des Gotteshausberges findet sich im Granit und Gneiss eingeschlossen ein nach $h 2$ streichender Gang, bestehend aus lauchgrünem körnigen bis blätterigen Pyroxen mit milchweissem Quarz, welche vorwalten und ferner aus derbem körnigen Granat und Vesuvian nebst dichtem Pistazit. In dieser Gangausfüllung fanden sich schöne

Krystalldrüsen von Granat, Vesuvian und Bergkrystall, letzterer angeblich in ungewöhnlich grossen Krystallen. Der Gang wurde circa 8 Meter im Streichen untersucht und dabei constatirt, dass unter dem erwähnten Nebengestein in geringer Teufe Marmor lagert.

C. Am nordöstlichsten Gehänge des Gotteshausberges,

bei dem hier als nackte Felsen zu Tage tretenden Biotitgneissen finden sich auf den dortigen Steinhalden hauptsächlich lauchgrüner, körnig-blättriger, sowie strahliger Pyroxen mit glasigem bis weissem Quarz, miteinander gemengt oder bandförmig angeordnet, weiter findet sich an den umherliegenden Gesteinsfragmenten körniger Granatfels, derber Vesuvian, Pistazit und Orthoklas bisweilen kaolinisirt. In diesem Gestein brechen Krystalldrüsen von Hessonit, Vesuvian, letzterer mit den geschilderten Hochrelief-Zeichnungen, Epidot, Augit und Bergkrystall. Auch sind Pseudomorphosen von Quarz nach Calcit zu erwähnen. Vermuthlich dürften diese Gesteinstrümmer von einem in der Nähe anstehenden mineralreichen Pyroxen-Quarzgang am Contact von Granit und Marmor herrühren.

D. Pyroxen-Quarz-Gang vom kleinen Kienberg.

Hier möge auch gleich des Pyroxen-Quarz-Ganges gedacht werden, welcher versteckt in dem Wäldchen am kleinen Kienberg nordöstlich des Gotteshausberges vorkommt. Er ist ein nach h 2, also parallel zum generellen Streichen circa 12 bis 15 Meter langgestreckter höhlenartiger Raum im grauen feinkörnigen Granit, unter welchem Marmor folgt. Auch dieser Gang führt ausser Pyroxen und Quarz, krystallisirten Granat eingewachsen in den letzteren, ferner Vesuvian, Bergkrystall, Calcit.

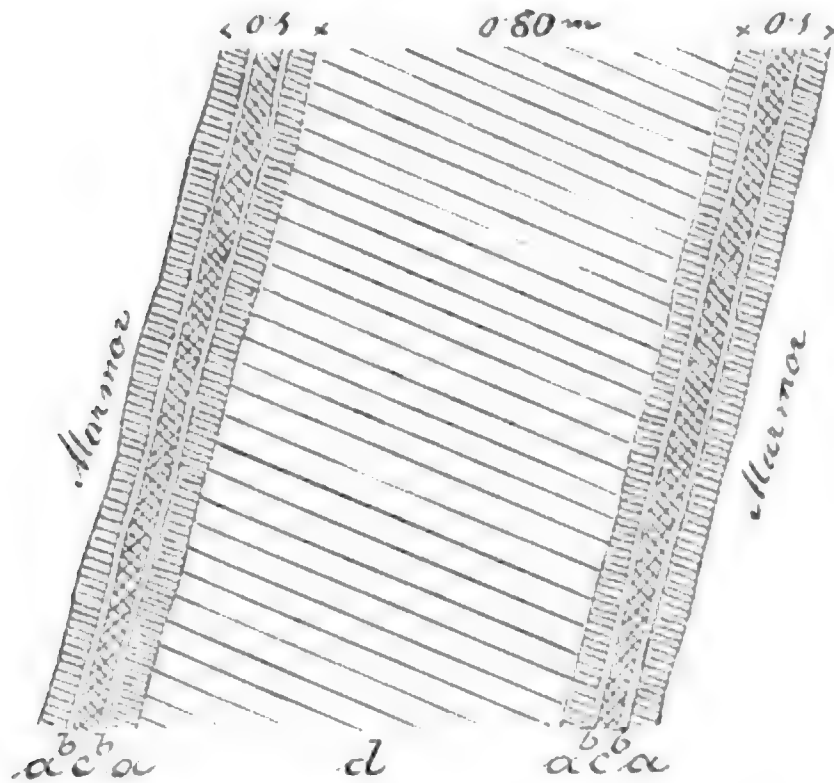
E. Marmor-Granitbrüche auf der Südwest-Seite.

In dem wiederholt erwähnten, gegenwärtig betriebenen Grimmeschen Bruche sind mehrere Gänge, beziehungsweise Klüfte des gedachten Vorkommens sehr gut aufgeschlossen, es sind zumeist Längsklüfte theils mit Kreuz-, theils Parallelfällen:

Fig. 1. zeigt das Profil eines Ganges im Marmor, welcher den ganzen Bruch nach h 2 durchsetzt und nach h 20 unter 75° einfällt. Die Ausfüllung der beiden Gangtrümmer am Hangenden und Liegenden ist nach der einfachen Gang-Symmetrie ange-

ordnet, und zwar folgt als äusserste parallel an beiden Spaltenwänden abgesetzte Lage Wollastonit (*a*) in senkrecht zur Gangebene angeschlossenen Fasern, sodann folgt abermals beiderseits derber Vesuvian (*b*) und in der Mitte den restlichen Spaltungsraum einnehmend körniger Granat (*c*) und endlich (*d*) besteht aus einem blaugrauen Marmor. Die Spalten füllten sich also zuerst mit dem einfachen Kalksilicat (Wollastonit), sodann kamen die Halb- und Drittel-Silicate der Thon- und Kalkerde (Vesuvian) und zuletzt die

Fig. 1.



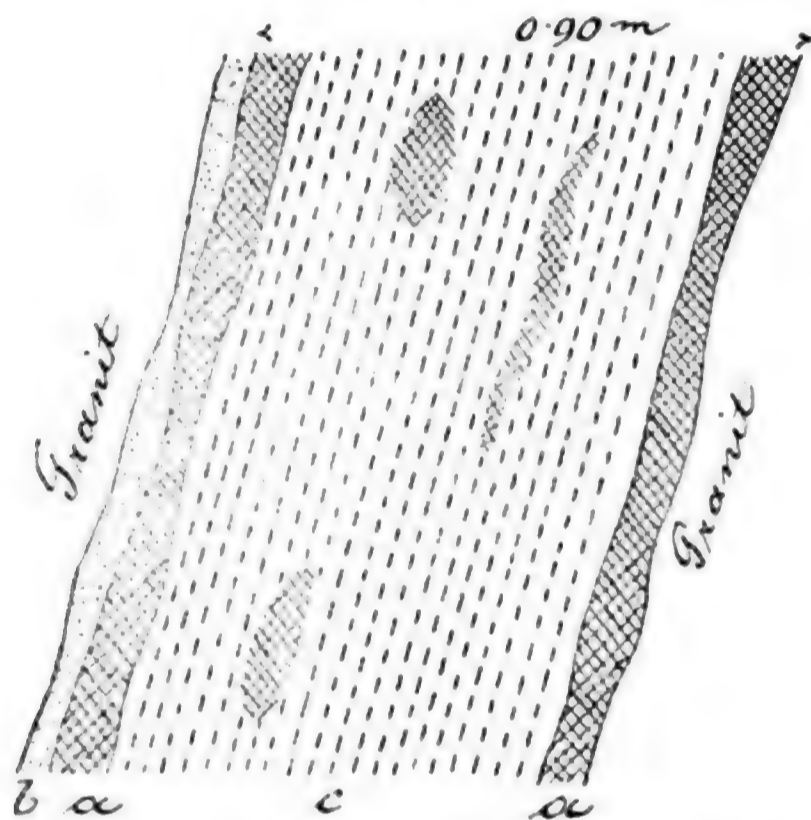
einfachen Silicate derselben Basen (Granat). Der Wollastonit ist meistentheils ganz reinweiss, stellenweise jedoch mit lauchgrünem Pyroxen, ferner mit haarbraunem Vesuvian in krystallinisch körnigen Aggregaten gefleckt und durchädert.

Das Verhalten desselben Ganges an der Stelle, wo derselbe im Granit fortsetzt, versinnlicht das Profil Fig. 2. Die beiden Gangtrümmer am Hangenden und Liegenden (*a, a*) bestehen aus derbem körnigen Granat mit theilweise in Drusenräumen frei auskrystallisirtem Bergkrystall, Vesuvian, Granat; gegen den Granit am Hangenden wird der Gang durch ein lettiges Saalband (*b*) abgegrenzt, bestehend aus einem von der Verwitterung

des Granites herrührenden Grus kleiner Quarz- und Feldspath-Bruchstücke mit verwittertem Glimmer, das Ganze verkittet durch einen gelben eisenschüssigen Thon. Die mächtige Mitte des Ganges besteht dagegen aus Pyroxen-Pegmatit (*c*) mit körnigem Granat, derbem Vesuvian und Quarz.

In demselben Bruche enthält ein von Quarz durchsetzter Marmor die erwähnten Längsklüfte mit Parallelfalten, welche mit divergent und radialfaserigem Wollastonit, derbem Vesuvian

Fig. 2.

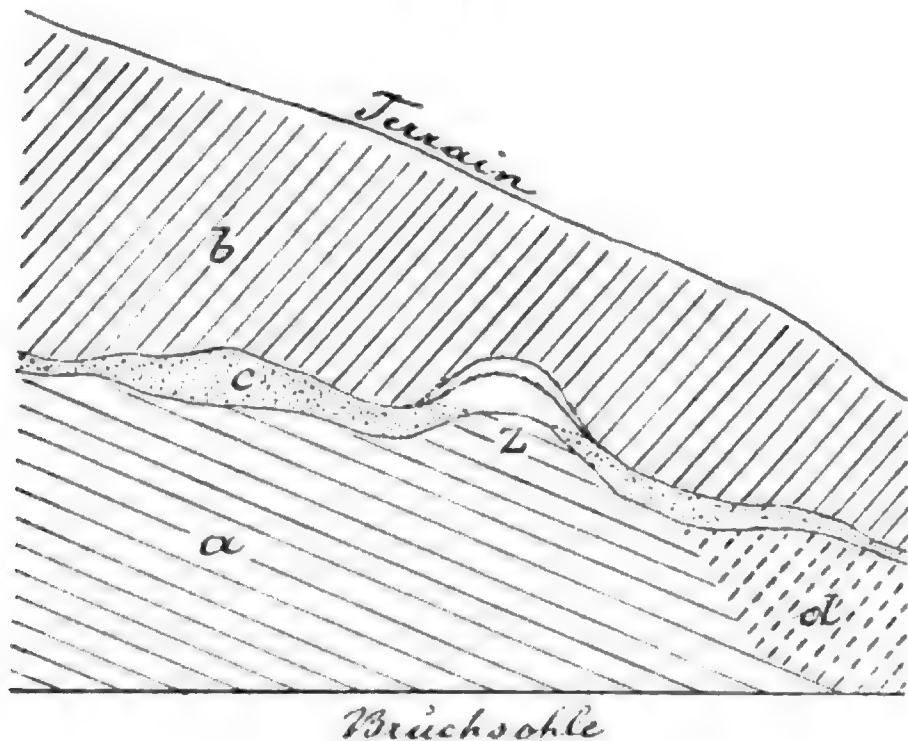


und Granat erfüllt sind. Andere Spalten und Trümmer führen Quarz, Feldspath und Vesuvian.

Ein weiteres Vorkommen ähnlicher Art bilden die auf der Gesteinsscheide von Granit und Marmor in letzterem auftretenden Höhlen und Nester, wovon Fig. 3 eine Ansicht auf der östlichen Bruchwand darstellt. An der Grenze von Marmor (*a*) and Granit (*b*) fortlaufend sind local wechselnd bis 1 Meter hohe höhlenartige Räume offenbar durch Fortführung des Kalkearbonats entstanden, welche theils mit Tropfsteingebilden oder gänzlich mit gelbbraunem zähen Letten (*c*) gefüllt erscheinen. Im Punkte *z* ist die Höhle auf 5 Meter Länge, 1.5 Meter Breite von Letten freigelassen, deren Firste und die Stösse mit einem grosskrystallinen

pegmatischen Contactgebilde bekleidet erscheinen, bestehend aus glasigem Quarz, weissem bis grauem Feldspath, wenig goldig schimmernden Muscovit, während Biotit fehlt; darin findet sich in derben Partien und in Drusenräumen frei auskrystallisirt Granat, Vesuvian, Bergkrystall, Calcit, dagegen scheint Wollastonit zu fehlen; die Krystalle sind jedoch grösstentheils matt und zerfressen. Die Sohle der Höhle wird durch Marmor gebildet, welcher durch die corrodirenden Wässer schalig und rundlich abgenagt er-

Fig. 3.



scheint. Bei *d* lagert die grobkörnige Varietät des Pyroxen-Pegmatits.

An anderer Stelle fanden sich in diesen Höhlen feurige Granaten im weissen Quarz eingewachsen, Vesuvian häufig mit der erwähnten Relief-Zeichnung, Epidot, Orthoklas theils frisch, theils kaolinisirt und Calcit.

Wenige Schritte westlich von diesem Hauptbruche befindet sich ein altverlassener Marmorbruch; hier sollen angeblich früher auf Klüften im Marmor grosse flächenreiche Hessonite, darunter vollständig ausgebildete Einzelkrystalle in gelbbraunen Letten lose inneliegend gefunden worden sein (?). Leider ist diese Fundstelle gegenwärtig durch eine grosse Abraumbalde verschüttet.

Im westlich benachbarten Kolb'schen Marmorbruche, ausser Betrieb stehend, tritt ebenfalls körniger Granat im Pyroxen-Pegmatit auf parallel streichender und fallender Lagerstätte auf, darunter liegt Marmor mit Tropfsteinhöhlen. In diesem Bruche hat man angeblich die schönsten bis fingerlangen Augite gefunden (?).

F. Granatschürfungen auf der Schneiderkoppe.

Unterhalb des Scheitels derselben finden sich im Marmor einige offene Gruben, worin Granat gesucht wurde; in deren Nähe treten flaserige Biotitgneisse zu Tage.

Weiter unterhalb ist in einer solchen Grube Pyroxen-Pegmatit entblösst, worin Pyroxen, Quarz und Granat in derben Partien einbricht. Zu unterst lagert Marmor, dagegen scheint der Granit, der wahrscheinlich als Decke hier vorhanden war, später verwittert und weggewaschen worden zu sein.

Ungefähr 50 Meter östlich von Grimme's Hauptbruch liegt eine neue Fundstelle, welche in den letzten Jahren viele durch ihre Schönheit ausgezeichnete Hessonite geliefert hat. Dieselben brechen auf einem beiderseits von Marmor umschlossenen Gange mit Parallelstreichern und Fallen, der vom Tage herein circa 1 Meter mächtig war und vorwiegend mit glasigem bis weissem Quarz, lauchgrünem Pyroxen gefüllt war, begleitet von einer circa 0.2 Meter mächtigen Lage von klüftigem Granatfels mit derbem Vesuvian und Pistazit, dagegen fehlte Wollastonit. In Drusenräumen dieser letzteren Gesteinslage fanden sich in grösserer Menge prachtvolle hyacinthrothe Hessonite von intensivem Glasglanz, ferner olivengrüne Vesuviane. Gleichwie in mehreren anderen Contact-Lagerstätten war auch in diesem Pyroxen-Quarzgange das Innere derselben und dessen Drusenräume mit dem erwähnten gelbbraunen zähen Letten vollends ausgefüllt, die Krystalle zum Schutze gegen zerstörende Agentien überziehend, daher die Krystalle solcher in Letten gehüllter Stufen den besten Erhaltungszustand aufweisen.

G. Die sogenannten „Korallengruben“ bei den Engelhäusern.

Dort, wo man bei dieser letzteren Colonie die Bezirksstrasse nächst der Capelle auf dem Feldwege nordwärts verlässt, stösst man

alsbald auf alte Berghalden und Pingen, wahrscheinlich von ehemaliger bergmännischer Thätigkeit herrührend; es sind dies die im Volksmunde sogenannten „Korallengruben“. Allem Anscheine nach waren es Schächte, von welchen aus streckenförmige Baue geführt wurden; was man aber da gewonnen hat, konnte nicht ermittelt werden. Es dürften wohl die auf den Halden gefundenen, folgend angeführten Mineralien kaum gewesen sein, denen diese Arbeit gegolten hat.

In den Pingen und Halden links des Feldweges findet man Blöcke und Trümmer von Marmor, Pegmatit und derben Quarz untergeordnet, öfters Bergkrystalle zu schönen Drusen verbunden, ihrerseits durch kleinste Bergkryställchen überkrustet. Diese Krystalldrusen sitzen auf einem körnigstreifigen Gemenge von glasigem bis weissem Quarz mit theilweise verwittertem Pyroxen. Es scheint, dass auf den Korallengruben ebenfalls Gänge von Pyroxen-Pegmatit nebst selbständig ausgeschiedenen derben Partien von Pyroxen und Quarz in Begleitung der wiederholt aufgeführten Mineral-Association auftreten.

Häufig finden sich auf den Halden wasserhelle bis weisse Einzelkrystalle von Bergkrystall, welche die Grösse von 12 bis 15 Centimeter erreichen, an beiden Enden der Hauptaxe ausgebildet und ziemlich flächenreich sind. Vorherrschend ist ∞P , R (glänzend), untergeordnet $-R$ (matt mit Grübchen bedeckt) $4R$ (matt) $2P_2$ (s), $6P_{\frac{6}{5}}$ (x), ausserdem kommen in vereinzelt Fällen noch andere obere und untere Trapezoëder vor; die (s) Fläche ist parallel zu R stark gestreift, ∞P ebenfalls stark gestreift, aber horizontal, R zeigt dagegen zarte Streifung parallel zur Combinationskante von ∞P zu R .

Die schönsten Granaten bei Friedeberg, welche bis Walnussgrösse erreichten, wurden in der alten Berghalde gegen den Zaskenberg hin aufgelesen. Die letztere besteht aus Muscovit-Gneiss, Pegmatit, weissem Quarz und Feldspath in derben Partien. Dasselbst sind auch die meisten Epidote vorgekommen, und zwar finden sie sich sowohl derb (Pistazit), als auch in grösseren pistaziengrünen, wenig glänzenden Krystallen zusammen mit Granat und Vesuvian, ferner sind noch Bergkrystall (Rauchquarz) und Calcit zu erwähnen.

II. In Alt-Kaltenstein.

Von Friedeberg 4 Kilometer südöstlich entfernt liegen die Marmorbrüche in der Gemeinde Alt-Kaltenstein, und zwar bei der dortigen Försterei rechts am markirten Touristenwege von Freiwaldau nach Friedeberg. Auch hier liegt, sowie am letzterwähnten Orte der Marmor im Granit und wechsellagert mit demselben. — Das hier gleichfalls am Contact auftretende Mineralvorkommen ist dem Gotteshausberger ganz ähnlich. Der weisse, dunkelgefleckte Pegmatit ist ebenfalls mit seinen Varietäten vertreten. Der Pyroxen ist vorherrschend pechschwarz bis lauchgrün, und zeigt ebenfalls die oben geschilderten starken Verwitterungs-Erscheinungen.

Speciell in dem zweiten Bruche westlich der Försterei, welcher gegenwärtig ausser Betrieb steht, ist im Marmor eine 1·0 bis 1·5 Meter mächtige Granitlage eingeschlossen, der Pyroxen-Pegmatit mit vielen pechschwarzen makrokrystallinischen Augiten durchschwärmt.

Im Krist'schen Bruche ebenfalls westlich der Försterei, gegenwärtig im Betriebe, liegt der gänzlich zu Sand zerfallene, mit der Stiefschaufel gewinnbare Granit auf Marmor, welcher nordsüdlich streicht, gegen Osten sanft einfällt und in westlicher Richtung zu Tage ausbeisst. Der Marmor erscheint speciell hier als ein prachtvolles, rein weisses Gestein, das sich als ein Aggregat über centimetergrosser, polysynthetisch verzwillingter, farbloser Calcit-Individuen darstellt.

Unser besonderes Interesse wendet sich jedoch in diesem Bruche ebenfalls dem Contact von Granit und Marmor zu. Der letztere beherbergt auf der Gesteinsscheide grössere, viele Meter lange fahrbare Höhlen, welche mit Tropfsteingebilden bekleidet und theilweise mit dem gelbbraunen Letten ausgefüllt sind. Der Pyroxen-Pegmatit, 1·0 bis 1·5 Meter mächtig, bildet hier keine homogene Gesteinszone, sondern Trümer und Lagen von Marmor wechseln mit solchen von Pyroxen-Pegmatit. Die einzelnen Trümer und Blöcke des Pegmatites sind ringsum von einer 3 bis 5 Centimeter starken radiaifaserig angeschossenen Rinde von Wollastonit eingehüllt, wodurch dieses Vorkommen der Co-carden-Structur bei Erzgängen ähnlich wird. Es scheint, dass hier der Process der Entstehung des Pegmatites nicht gleichartig

durch die ganze Masse gediehen ist. Auch A. v. Lasaulx beobachtete bei Kaltenstein (Jahrb. Miner. 1878, pag. 840) ein Mineralgemenge von Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Diopsid und Titanit in Lagen und Linsen im Kalkstein, jedoch in der Regel eingefasst von einem schmalen Epidotsaum.

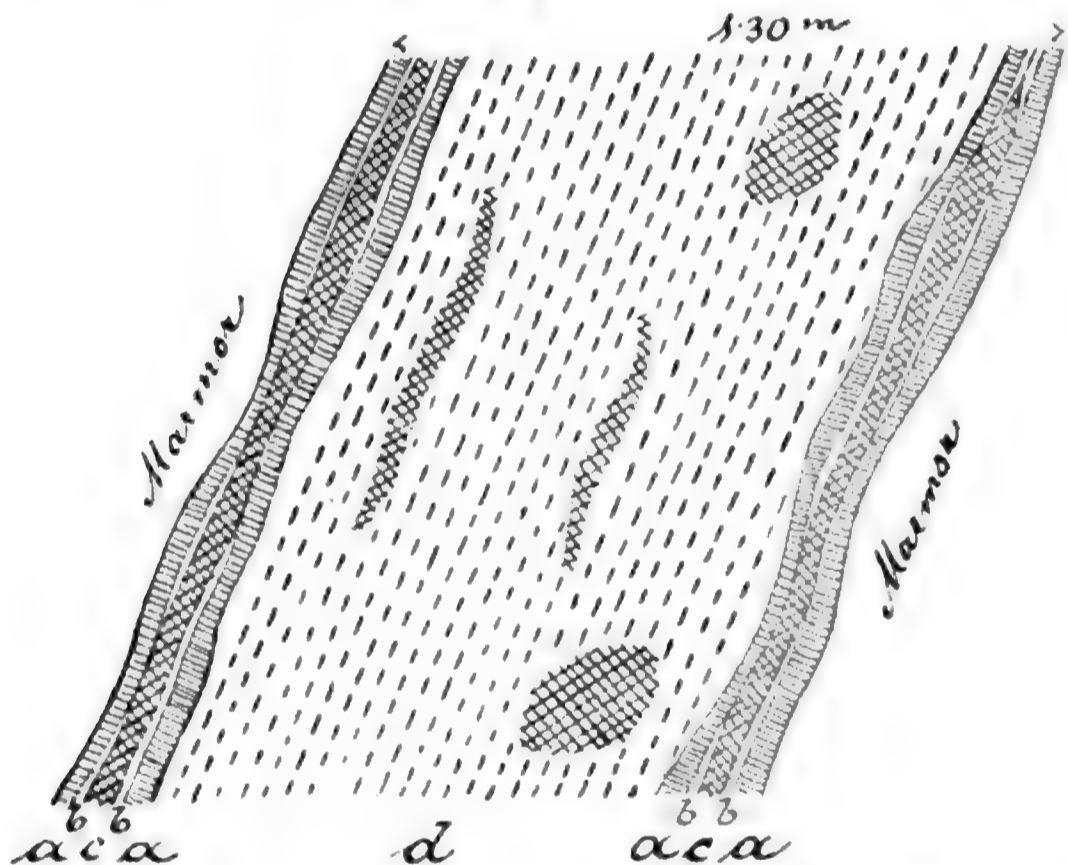
Fundpunkte.

Auch in Alt-Kaltenstein ist das gedachte Mineral-Vorkommen durch die Marmorbrüche erschlossen worden und sind folgende Fundpunkte anzuführen:

H. Fürstbischöflicher Marmorbruch östlich der Kaltensteiner Försterei.

In diesem grossen, gegenwärtig aufgelassenen Bruche wurde beim Betriebe ein von schönem blaugrauen Marmor umschlossener Gang, welcher h 24 streicht, h 18 unter $\angle 65^\circ$ einfällt, circa 30 Meter

Fig. 4.



im Streichen und 10 Meter im Fallen entblösst. Nebenstehende Profilskizze (Fig. 4) gibt ein möglichst genaues Bild von diesem 1.0 bis 1.5 Meter mächtigen Gange, und zwar sind die beiden Trümer am Hangenden und Liegenden nach der einfachen Gang-Symmetrie

ausgefüllt und aus Wollastonit (*a*), Vesuvian (*b*), Granat mit Pistazit und Bergkrystall (*c*) zusammengesetzt, endlich besteht das Mittel des Ganges aus Pyroxen-Pegmatit mit derben Partien von Granat, Vesuvian und accessorisch blätterigem Eisenglanz (*d*). In Drusenräumen frei auskrystallisirt ist hier ausser schönem Hessonit, Vesuvian, blätterigem Calcit auch noch pistaziengrüner, säulenförmiger Epidot und dunkelstahlgrauer schuppiger Eisenglanz von starkem Metallglanz beobachtet worden.

I. Marmorbrüche westlich der Kaltensteiner Försterei.

In dem zweiten Marmorbruche westlich der Försterei ist man wahrscheinlich auf ein ähnliches Contact-Vorkommen wie die oben geschilderten, mit dem Steinbruchsbetrieb gestossen, da vielfach Stufen von körnigem Granat mit Vesuvian, Pistazit und Calcit, dann frei auskrystallisirt Hessonit, Vesuvian, langsäulenförmiger Epidot, und schöne pechglänzende kurzsäulige Augite in den Granatdrusen eingewachsen, auf der dortigen Abraumhalde aufgelesen werden.

In dem Krist'schen Bruche kam bisher nur sehr schöner Wollastonit und Calcit vor, dagegen finden sich daselbst im Hangenden des verwitterten Granitlagers dicht unter der Ackererde mitunter Nester von körnigem Granat mit schönen Krystalldrusen von Hessonit wahrscheinlich am Contact gegen später weggeführten Marmor, der ursprünglich auch hier vorhanden war.

Gegenüber der Alt-Kaltensteiner Sägemühle (nächst der Försterei) liegt ein verlassener Marmorbruch, der gegenwärtig durch Abraumhalde eines oberen Bruches verstürzt ist. Der Abraum des gedachten Bruches selbst wurde circa 50 Meter weiter thalabwärts abgelagert, dabei sind nun viele darunter prächtige Granat- und Vesuvian-Stufen gleichzeitig mit werthlosem Material auf die Halde gekommen, welche letztere nun seither eine Fundgrube für die gedachten Mineralien abgegeben hat. Bei aufmerksamem Durchkuten dieser Halde sind noch viele schöne Stufen zu gewinnen.

Durch den Betrieb des hier in Rede stehenden Bruches hat man angeblich einen 3 Meter mächtigen Gang entblösst, welcher bei Verstürzung des Bruches anstehend verlassen wurde. Nach der oben geschilderten Abraumhalde zu schliessen, besteht der Gang gleichfalls aus Pyroxen-Pegmatit mit in derben Partien selbst-

ständig ausgeschiedenem Pyroxen, weissem Quarz, Granat mit Vesuvian, Pistazit, blätterigem Calcit und in Drusenräumen Krystalle der wiederholt beschriebenen Vergesellschaftung.

Die Granate (Hessonite) dieses Fundpunktes sind die an Schönheit hervorragendsten, welche bisher bei Friedeberg und Umgebung gefunden wurden, sie sind durch lebhaftesten Glasglanz und Feuer der prachtvoll hyacinth- bis colombinrothen Krystalle ausgezeichnet. Nicht nur dadurch, sondern auch durch ihre Grösse verdienen sie den Vorzug vor den andern gleichen Vorkommen bei Friedeberg und Kaltenstein, es sind daselbst hühnereigrosse Granatkrystalle nicht selten gewesen, ja selbst faustgrosse soll man gefunden haben. In meiner Privatsammlung befinden sich von diesem Fundort theilweise mit blätterigem Calcit überrindete Granatdrusen mit solch grossen, aber nur mit einer beschränkten Anzahl Flächen ausgebildeten Krystallen, woran die durch 202 abgestumpften Kanten von $\infty 0$, $2\frac{1}{2}$ bis 3 Centimeter Länge erreichen. In einer dieser Granatdrusen sitzt ein daumengrosser Vesuvian mit den Reliefzeichnungen, ähnlich jenen am Wilnit, ausserdem sitzen daneben langsäulige Epidote.

Auch der sonst an diesem Fundort mit vorkommende Vesuvian verdient besondere Erwähnung, sowohl wegen des lebhaftesten Glasglanzes der gestreiften Prismenzone der im allgemeinen haarbraunen, aber auch grünlichbraunen, selten röthlichbraunen Krystalle; ferner wegen seiner Grösse der in den körnig-stengeligen Vesuvian-Aggregaten ausgebildeten, zu langsäulenförmigen Gruppen verbundenen Krystalle, welche durch Vorherrschen der Prismen 12 bis 15 Centimeter Länge erreichen; zu diesen langen im Gegensatz stehen die darin gleichfalls einbrechenden schönen Drusen kurzsäulenförmiger Individuen.

Endlich ist noch bezüglich des Epidots zu bemerken, dass derselbe in bis fingerlangen und -dicken, pistaz- bis schwärzlichgrünen Säulen, denen Endflächen mangeln, oder in derben körnigen grasgrünen Partien eingesprengt vorkommt.

Ein gedrängter Rückblick auf die obige Schilderung der Friedeberger und Kaltensteiner Mineral-Vorkommen führt zu folgendem Ergebnis:

1. Längs des Contactes von Granit und Marmor tritt in letzterem Pegmatit mit verschiedenen Varietäten auf, theils

in 1 bis 3 Meter mächtigen unregelmässig begrenzten Zonen, theils in Höhlen und Nestern, und wird auf diesen Lagerstätten von den geschilderten Contactmineralien Granat (Hessonit), Vesuvian, Wollastonit, Quarz (Bergkrystall), Calcit (Tropfstein), Pyroxen, Titanit, Orthoklas, Muscovit begleitet, welche theils in derben Partien, theils in Drusenräumen frei auskrystallisirt vorkommen.

Der Pegmatit zeigt local die bei Erzgängen vorkommende cocardenartige Structur der sogenannten Ringelerze, wenn auch nicht so scharf ausgeprägt.

Die Mineralien dieser Art des Vorkommens erscheinen jedoch seltener durch besondere Schönheit bemerkenswert, sie sind vielmehr häufig glanzlos, matt, zerfressen.

2. Der Pegmatit kam auch auf den in der Nähe des Contactes im Marmor aufgerissenen Gangspalten, die örtlich bis in den Granit fortsetzen, zur Ausbildung, deren Streichrichtungen, von belanglosen Abweichungen abgesehen, parallel zum allgemeinen Streichen verlaufen und zumeist steiles Kreuzfallen, seltener Parallelfallen aufweisen; ihre Mächtigkeit wechselt von 0.5 bis 3 Meter. Es sind echte Gesteinsgänge, auf denen nachstehende Mineral-Association einbricht: Granat (Hessonit), Vesuvian, Wollastonit, Quarz (Bergkrystall), Calcit, Pyroxen (Augit), Epidot (Pistazit), Titanit, Orthoklas, Eisenglanz, welche zum Theil nach der einfachen Gang-Symmetrie angeordnet sind, also lagenförmig-symmetrische und stengelig-drusige Gang-structur, häufig scharf ausgeprägt, darbieten. Die letzteren Gang-mineralien sind durch Schönheit, Glanz und Frische ausgezeichnet und verdienen vor den ersteren den Vorzug.

3. Ausser diesen Pegmatit-Lagerstätten kommen noch Pyroxen-Quarzgänge vor, worin der Feldspath fehlt und deren Ausfüllungsmasse hauptsächlich aus Quarz und Pyroxen mit Gangpartien von Granatfels nebst Vesuvian zusammengesetzt erscheint. Quarz und Pyroxen zeigen die Tendenz, sich in Lagen selbständig auszuscheiden, so zwar, dass pegmatitische Structur gänzlich mangelt. Diese letzteren Gänge haben ebenfalls die unter 2. angeführten in Drusenräumen frei auskrystallisirten Contact-Mineralien in gleicher Schönheit geliefert.

Offenbar handelt es sich um Contactgebilde, die überall dort entstanden sind, wo Granit mit Kalkstein in Berührung trat,

insbesondere ist es der Pyroxen-Pegmatit, der eine ähnliche Veränderung der Gesteinsbeschaffenheit darstellt, wie sie an den Rändern von Granitmassen häufig vorkommen.

Apophysen und Ausläufer des Granits, sowie Intrusiv-Gänge desselben erlitten sogenannte endogene Contact-Metamorphose, indem sie Kalk aufnahmen, dadurch befähigt wurden, an Stelle der sonst vorhandenen Glimmer, das kalkhaltige Bisilicat Pyroxen zur Ausscheidung zu bringen, welchem Vorgange der sogenannte Pyroxen-Pegmatit seine Entstehung verdankt.

Eine zonare, bald lagenförmig-symmetrische oder bandförmige, bald sphärische Anordnung der Silicate stellt sich, wie auf anderen Contactlagerstätten (z. B. Predazzo), auch auf den Friedeberger und Kaltensteiner Lagerstätten in besonderer Schönheit und Regelmässigkeit ein; dass hiebei an dem Marmor Wollastonit grenzt, ist sehr bezeichnend, er entspricht als reines Kalksilicat dem geringsten Grad von Veränderung, während Vesuvian, Granat etc. eine Zufuhr von mannigfachen Stoffen aus dem Granit bedürfen.

Um die intrusiven Lagen und Trümer von Pyroxen-Pegmatit im Marmor von Kaltenstein haben sich gleichzeitig in concentrischen Zonen Contactmineralien als Säume ausgebildet.

Contactlagerstätten ähnlicher Art, wie bei Friedeberg und Umgebung am Nordfusse des Hohen Gesenkes, finden sich bei Blanda 4 Kilometer südwestlich von Schönberg, am Südfusse desselben Gebirgszuges; die letzteren wurden bereits von Glocker (Jahrb. d. geol. R. 1852, (III) Nr. 3, pag. 130), später von Albin Heinrich (Jahrb. d. geol. R. 1854, pag. 98 und 99) erwähnt. Auch hier sehen wir am Contact von Granit eine ähnliche Mineral-Association, wie die Friedeberger, und zwar sind daselbst in einem von Granit und gneissähnlichen Glimmerschiefer umschlossenen Contactgebilde, welches sich nach den genannten Forschern wesentlich als Allochroitfels darstellt, — Granat, Vesuvian, Epidot, Wollastonit, Calcit und Quarz (Bergkrystall) theils eingewachsen, theils in Drusenräumen sitzend, zur Ausbildung gelangt.

III. Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie.

Erste Fortsetzung.

Von E. A. Wülfing in Tübingen.

(Mit 2 Textfiguren.)

I. Einleitung.

Der unter dem Namen Hedenbergit von Renfrew im k. k. Naturhistorischen Hofmuseum zu Wien aufbewahrte Pyroxen wurde bei Untersuchung des Hedenbergites von Tunaberg ebenfalls in den Kreis meiner Betrachtungen gezogen ¹⁾, und es wurde gefunden, dass dieser Pyroxen von Renfrew ein von den übrigen Hedenbergiten abweichendes optisches Verhalten zeigt. Die sich darauf beziehende Stelle meiner Abhandlung lautet pag. 32 (die eckigen Klammern enthalten neue Zusätze):

„Nun aber weicht der Renfrewer Hedenbergit nicht nur von den beiden anderen Hedenbergiten [nämlich denen von Tunaberg und von Bucks Co.], sondern überhaupt von allen Diopsiden (im weitesten Sinne) [worunter die isomorphen Mischungen der Molecüle $CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$; $CaO \cdot FeO \cdot 2SiO_2$ und $MgO \cdot FeO \cdot 2SiO_2$ gemeint waren] insofern ab, als seine obere optische Axe eine starke Dispersion zeigt, die schon qualitativ sehr deutlich zur Erscheinung kommt. Ich mass für den Winkel:

	Eosin	Na	Tl
O	2° 35'	2° 7'	1° 42'

Die Dispersion beträgt von

Eosin bis Na	0° 28'
Na bis Tl	0° 25'

An einer andern Platte wurde gefunden von

Eosin bis Na	0° 36'
Na bis Tl	0° 12'

¹⁾ Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie in chemischer und optischer Beziehung. Habilitationsschrift Tübingen; gedruckt Heidelberg 1891 bei J. Hörning.

Auch die Auslöschungsschiefe $c:c$, welche Tschermak zu $45^{\circ} 56'$ [diese Bestimmung sollte an dem Tunaberger Hedenbergit ausgeführt sein, bezieht sich aber wie l. c. pag. 32 erklärt ist, wahrscheinlich auf das Renfrewer Vorkommen] und ich zu $45^{\circ} 0' \pm 36'$ fand, spricht nicht dafür, dass hier ein Endglied der Diopsid-Hedenbergit-Reihe vorliege, denn schon im Nordmarkener Typ. I wird diese Auslöschungsschiefe erreicht, und doch unterscheiden sich beide Diopside um 9 Procent FeO [genauer 8.6 Procent, nämlich der Nordmarkener Typ. I, welcher 17.7 Procent FeO , und der Tunaberger Hedenbergit, welcher 26.3 Procent FeO enthält]. Aus allem diesem dürfte man mit einiger Sicherheit schliessen, dass die Renfrewer Krystalle nicht zu den Hedenbergiten gehören.“

Die Behauptung, dass der sogenannte Renfrewer Hedenbergit nicht ein dem Endglied nahe kommender Repräsentant der Diopsid-Hedenbergit-Reihe sei, stützte sich also auf das Mass der Auslöschungsschiefe. Dass er überhaupt nicht zu dieser Reihe zu rechnen sei, wurde aus der relativen Lage der optischen Ellipsoide für verschiedene Wellenlängen abgeleitet, welche relative Lage sich principiell von jener der Diopsid-Hedenbergit-Reihe unterscheidet und z. B. in der Art der Dispersion der oberen optischen Axe zum Ausdruck kommt.

Man könnte nun vermuthen, dass bei der obigen beschränkten Definition der Diopsid-Hedenbergit-Reihe, in dem Renfrewer Pyroxen vielleicht ein manganreiches Glied, über dessen Einfluss auf die optische Orientirung wir nicht unterrichtet sind, vorläge; man könnte aber auch der Vermuthung Raum geben, dass mit der abweichenden Dispersion der oberen optischen Axe eine abweichende Dispersion der Bisektrix c verbunden sei, und dass wir in dem Pyroxen von Renfrew ein sesquioxydreiches Glied besässen. Ueber diesen Zusammenhang zwischen Sesquioxydgehalt und Dispersion der Bisektrix habe ich mich (l. c. pag. 55—56) folgendermassen ausgedrückt:

„An dieser Stelle [bei Besprechung der Dispersion der Auslöschungsschiefe des Aegirin] sei darauf hingewiesen, dass die bekannten Augitwürfliche des Vesuvs den gleichen Sinn der Dispersion zeigen, während bei den Diopsiden (im weitesten Sinne) dieselbe bekanntlich in umgekehrtem Sinne auftritt. Dieses optische Verhalten scheint sonach die Diopside von andern Augiten zu trennen; und berücksichtigt man, dass ausser dem Aegirin und

dem vesuvischen Augit auch die Pyroxene des Krimler Thales, welche v. Zepharovich zuerst beschrieben hat, die Dispersion $s_p < s_v$ haben und dass diese drei Augite reich an Sesquioxyden sind, so möchte man die Vermuthung hegen, dass der Sesquioxyd-gehalt die Ursache der abweichenden Dispersion ist.“

Die nähere Untersuchung des sogenannten Hedenbergites von Renfrew hat nunmehr ergeben, dass derselbe reich an Sesquioxyden ist und dass in der That ein Zusammenhang zwischen der Dispersion der Auslöschungsschiefe und dem Sesquioxyd-gehalt zu bestehen scheint, wie derselbe früher vermuthungsweise ausgesprochen wurde.

Diese Untersuchung habe ich so lange hinausschieben müssen, weil mir anfangs kein genügendes Material zur Verfügung stand, und weil dann, nachdem mir dies mit grosser Liberalität von Herrn Director Dr. A. Brezina in Wien zur Untersuchung anvertraut wurde, dieselbe wegen Mangel eines Laboratoriums unterbleiben musste. Ich hat schliesslich im vergangenen Sommer Herrn Professor Dr. Lothar v. Meyer mir zu gestatten, im chemischen Laboratorium der hiesigen Universität die Analyse auszuführen. Es ist mir ein Bedürfnis, dem hochverehrten Forscher, der für mineralogische Probleme stets ein lebhaftes Interesse bekundet hat, an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank auszusprechen, den er nun leider nicht mehr entgegennehmen kann! Bei Gelegenheit dieser analytischen Untersuchung durfte ich mich auch der reichen Erfahrung des Herrn Professor Dr. Seubert erfreuen, so dass ich mich auch ihm gegenüber zu vielem Dank verpflichtet fühle.

Das Material entstammt einem etwa halbf Faustgrossen Stück des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums in Wien. Die Etiquette trägt die Nummer A. e. 791 und die Bezeichnung: „Augit (Hedenbergit) Renfrew New Jersey N. A.“ Das einzige, was sich ausserdem noch aus alten Acquisitionsprotokollen ermitteln liess, war eine Angabe aus dem Jahre 1825, welche lautet: „XXXII 49. Diallage? stark ζ haltiger, Henfreys in N. Jersey.“ Nach Lippincott's Gazetteer of the World, Philadelphia 1889, existirt ein Ort Henfreys ebenso wenig wie ein Ort Renfrew in N. Jersey. Dagegen werden für Amerika aufgeführt: 1. Renfrew Co. Ontario, das in dem sehr ausführlichen Verzeichnis in Dana's System of Mineralogy, 6. Auflage, unter den amerikanischen Mineralfundorten auch mit Bezug auf Pyroxene ge-

nannt ist. 2. Renfrew, Postdorf in Hants Co., New Schottland. 3. Renfrew, Dorf in Renfrew Co., Ontario. Die Etiquette scheint also einen Widerspruch zu enthalten, den zu erklären ich nicht in der Lage bin. Es wäre indessen auch nicht unmöglich, dass eine Neubezeichnung des Fundortes seit 1825 stattgefunden hat.

Das Stück, welches zu meinen Untersuchungen diente, bestand aus einer 4 Centimeter im Quadrat messenden und etwa $\frac{4}{5}$ Centimeter dicken Scheibe von 40 Gramm Gewicht. Dieses Fragment wurde auf der einen grossen Seite von einer künstlichen Schnittfläche begrenzt, während die andere ungefähr damit parallel laufende, die für manche Pyroxene so charakteristische Absonderung erkennen liess, und deswegen als Basis angesprochen wurde. Die schmalen Seiten zeigten unregelmässige Begrenzung und liessen Spaltungsflächen nach dem Prisma nur ganz undeutlich erkennen, so dass man sich durch die Neigung dieser unvollkommenen Spaltungsform nur einigermaßen über das Vorne und Hinten der Basis unterrichten konnte. Eine genauere Orientirung, in Bezug auf die Richtung Vorne-Hinten, war dadurch ermöglicht, dass sich auf der basischen Absonderungsfläche feine und recht scharfe Risse zeigten, die sich ungefähr unter 90° schnitten und als Spuren der prismatischen Spaltbarkeit betrachtet wurden. Die regelmässige und geradlinig verlaufende Form dieser Spaltrisse liessen einen krystallographisch einheitlichen Aufbau des ganzen Stückes vermuthen, wodurch die Herstellung von orientirten Schliffrunden und Prismen und damit eine genaue optische Untersuchung als eine mögliche Aufgabe trotz der fehlenden krystallographischen Begrenzung in Aussicht zu nehmen war.

Dieser krystallographisch einheitliche Aufbau war in der That vorhanden, worüber weiter unten nähere Angaben gemacht werden. Nachdem nun die optischen Präparate aus dem Stück herausgeschnitten waren, wurden die übrig bleibenden Fragmente zur chemischen Untersuchung verwandt.

2. Herrichtung des Materials zur Analyse.

Dünnschliffe zeigten, dass der Pyroxen, wenn auch krystallographisch einheitlich aufgebaut, doch viele fein vertheilte, braun gefärbte Einschlüsse enthielt. Zur Trennung von diesen Verunreinigungen wurde das Material zerkleinert, bis es ein Sieb von $\frac{1}{3}$ Millimeter grossen Maschen passirt hatte, das feinste Pulver mit warmer Essig-

säure abgeschlemmt, um gleichzeitig die bei der Zerkleinerung eventuell hineingelangten kleinen Eisensplitter zu entfernen, und das übrige mit R o h r b a c h'scher Lösung nach der Suspensionsmethode getrennt. Es musste diese Lösung verwendet werden, weil vorläufige Bestimmungen mittelst der hydrostatischen Wage bei einem Stück von etwa 3 Gramm Gewicht eine Dichte von 3·375 und bei einem anderen von etwa 33 Gramm Gewicht eine Dichte von 3·378 ergeben hatten. Die letztere Bestimmung, welche wegen der dazu verwendeten grösseren Menge mehr Vertrauen verdient, wurde bei 21° C. ausgeführt. Ein Theil von diesem grösseren Stück ergab mittelst R o h r b a c h'scher Lösung das specifische Gewicht 3·377. Das obige Pulver, in die schwere Lösung gebracht, liess bei einer Verdünnung auf 3·395 keine nennenswerte Menge niederfallen, indessen sank bei einer Verringerung des specifischen Gewichtes auf 3·381 die grössere Hälfte zu Boden. Dieser Theil, dessen specifisches Gewicht also in die Grenzen 3·395 und 3·381 eingeschlossen war und demnach das specifische Gewicht $3·388 \pm 0·007$ hatte, erwies sich unter dem Mikroskop als frei von jenen braunen, sowie auch anderen Einschlüssen und wurde der Analyse unterworfen. Der Theil des Pulvers, welcher in einer Lösung vom specifischen Gewicht 3·381 nicht zu Boden sank, enthielt jene braun gefärbten Einschlüsse in grösserer Menge.

3. Analyse.

Die Analyse wurde zweimal ausgeführt, und zwar wurden quantitativ bestimmt SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , CaO , MgO , qualitativ wurde Natron und Wasser nachgewiesen, welches letzteres erst bei sehr hoher Temperatur fortgeht. Wenn man kleine Splitter in der Löthrohrflamme bis zur hellen Rothglut erhitzt, so zeigen dieselben vorübergehend ein kleines Aufschäumen; die Erscheinung ist ganz ähnlich jener bei dem schwarzen (dunkelgrünen) Diopsid (Typus I) von Nordmarken beobachteten¹⁾, in welchem 0·33 chemisch gebundenes Wasser nachgewiesen worden ist. Die Wassermenge in dem Renfrewer Pyroxen dürfte geringer sein.

Bei der Kieselsäurebestimmung ist auf jene kleinen Mengen Rücksicht genommen worden, welche beim Eindampfen nicht in den unlöslichen Zustand übergehen. Beide Portionen wurden auf ihre

¹⁾ l. c. pag. 46.

Reinheit mit rückstandsfreier Flussäure geprüft und nur jener Theil ist in Rechnung gesetzt, der mit Flussäure verdampfbar war. Bei der Eisen- und Thonerde-Bestimmung erfolgte die erste Fällung in essigsaurer Lösung behufs genauer Trennung vom Mangan. Nachdem alsdann die Fällung mit Ammoniak wiederholt worden war, wurde zunächst das gemeinsame Gewicht gefunden und darauf das Eisen titrimetrisch bestimmt. Um diese Bestimmung sicher auszuführen, wurde jedesmal die Lösung von Eisen und Thonerde in zwei gleiche Theile getheilt, beide mittelst der Rhodanreaction auf vollständige Reduction geprüft, und wenn diese eintrat, die eine Portion titirt, während die andere noch eine Viertelstunde weiter reducirt wurde, um dann ebenfalls titirt zu werden. Die Eisenoxydulbestimmung geschah nach der Methode von Mitscherlich, indem noch der verdünnten Schwefelsäure einige Tropfen Flussäure zugesetzt wurden; auf diese Weise war der Pyroxen nach einstündigem Erhitzen auf 140° vollständig aufgeschlossen. Die Luft in den Röhren wurde bei dem zweiten und dritten Versuch durch Kohlensäure verdrängt, auch sind durch blinde ganz analog angestellte Versuche die Fehler ermittelt worden, welche durch den Angriff des Glases oder die Unreinheit der Reagentien der Bestimmung anhaften. Bei diesen Versuchen bedurfte es 0.1—0.2 Cubikcentimeter Kaliumpermanganatlösung, welche in Abzug gebracht sind. Die Manganbestimmung geschah in Form des Schwefelmangans MnS nach der Rose'schen Methode. Die Kalkfällung wurde zweimal ausgeführt. Die fein gepulverte und gebeutelte Substanz ist bei 108° in einem Victor Meyer'schen mit Toluol gefüllten Thermostaten bis zu constantem Gewicht getrocknet worden. Das zur Analyse verwendete destillirte Wasser wurde eigens hergestellt und zeigte in 150 Cubikcentimeter keinen wägbaren Rückstand, ebenso waren die übrigen Reagentien wenigstens so rein, dass ihre Verunreinigungen das Analysenresultat nur um höchstens einige Einheiten der zweiten Decimale beeinflussen können.

Analytische Belege.

Analyse I. 0.7028 Gramm des Pyroxens von Renfrew ergaben 0.3505 Gramm Kieselsäure, 0.1025 Gramm Thonerde und Eisenoxyd, zur Titration des Eisens dienten $7.7 + 7.3 = 15.0$ Cubikcentimeter; 1 Cubikcentimeter der Kaliumpermanganatlösung, welche auch zu den übrigen Titrationen diente, entsprach 0.004460 Gramm FeO oder

0.004955 Gramm Fe_2O_3 , dies sind Mittelwerte aus drei Bestimmungen, welche bis 0.000020 von einander abwichen. Ferner wurden gefunden 0.0045 Gramm Schwefelmangan und 0.2487 Gramm Magnesiumpyrophosphat. Die Kalkbestimmung missglückte.

Analyse II. 0.8436 Gramm des Pyroxens ergaben 0.4219 Gramm Kieselsäure, 0.1255 Gramm Thonerde und Eisenoxyd, zur Titration des Eisens dienten $8.5 + 9.2 = 17.7$ Cubikcentimeter, 0.0049 Gramm Schwefelmangan, 0.2885 Magnesiumpyrophosphat und 0.1965 Calciumoxyd.

Die Eisenoxydulbestimmung wurde dreimal ausgeführt, und zwar erforderten:

0.3958	Gramm	des	Pyroxens	von	Renfrew	4.2	Cubikcentimeter
0.5809	"	"	"	"	"	6.6	"
0.7708	"	"	"	"	"	8.9	"

Kaliumpermanganatlösung von der gleichen Concentration wie oben.

Die stärkere procentische Abweichung der ersten Bestimmung von den beiden letzteren findet darin ihre Erklärung, dass in der Einschlussröhre die Luft nicht durch Kohlensäure verdrängt worden war, und von der zweiten und dritten Bestimmung verdient wohl die letztere den Vorzug, weil hierzu die grösste Menge Substanz verwendet wurde und weil die Methode eher zu niedrige als zu hohe Resultate ergibt. Die letzte Bestimmung, welche in dem Pyroxen von Renfrew 5.15 Procent Eisenoxydul nachwies, wurde daher den weiteren Berechnungen zu Grunde gelegt.

Die Zahlen in Procente umgerechnet ergeben:

	I	II	Mittel- werte	Mittel auf 100 ^o .	Molecular- proportionen
SiO_2 . . .	49.87	50.01	49.94	49.72	0.8287
Al_2O_3 . . .	4.01	4.48	4.25	4.23	0.0415
Fe_2O_3 . . .	4.85	4.67	4.76	4.74	0.0296
FeO . . .	5.15	5.15	5.15	5.13	0.0713
MnO . . .	0.53	0.47	0.50	0.50	0.0070
CaO . . .	—	23.29	23.29	23.19	0.4141
MgO . . .	12.75	12.32	12.54	12.49	0.3123
		<hr/>	<hr/>	<hr/>	
		100.39	100.43	100.00	

Die Molecularproportionen in der letzten Columne zeigen die Verhältnisse zwischen der Kieselsäure, den Sesquioxyden und den Monoxyden an, und zwar ist:



Wenn man sich nun den Pyroxen aus den beiden Moleculen



aufgebaut denkt, so bleiben 1.44 Procent Kieselsäure ungesättigt übrig. Diese könnten aber durch jenen qualitativ nachgewiesenen Gehalt an Alkalien und Wasser, sei es in Form eines Molecöles



leicht ihre Sättigung finden. Es bedürfte nur eines Gehaltes von 0.11 Procent Wasser und Alkali, um die Uebereinstimmung bei Annahme des Akmitmolecöls zu einer vollständigen zu machen.

Wenn man jene kleine Differenz nicht grösstentheils auf die Fehler der Analyse zurückführen will, so könnte man wohl auch noch andere hypothetische Molecüle, deren wir ja leider noch mehrere besitzen, der Rechnung zu Grunde legen. Mit der Annahme dieser hypothetischen Molecüle ist aber unsere Kenntniss über die Pyroxene wenig gefördert, bevor wir nicht genauer über die physikalischen Eigenschaften der einzelnen Glieder unterrichtet sind. Ich unterlasse daher einstweilen eine weitere Discussion der Analyse und wende mich zu den optischen Constanten dieses Pyroxens von Renfrew.

4. Krystallographisch einheitlicher Aufbau des Pyroxens.

Mit Hilfe der als prismatische Spaltbarkeit gedeuteten scharfen Risse auf der Absonderungsfläche nach der Basis wurde versucht, das Krystallbruchstück möglichst genau parallel der krystallographischen *b*-Axe und annähernd parallel zum Orthopinakoid 100 durchzuschneiden. Es geschah dies in der Weise, dass mittelst eines Schreibdiamanten die im Orthopinakoid liegende Halbierungslinie des Winkels jener Spaltrisse möglichst genau eingravirt wurde. Alsdann ist parallel dieser Linie und unter einem Winkel von etwa $74\frac{1}{2}^\circ$ gegen die Basis der Schnitt geführt und die Schnittfläche an dem grösseren Stück polirt worden. Parallel dieser polirten Fläche F_1 , welche einen normalen Winkel von $74^\circ 27'$ mit der Basis

bildete, wurde nunmehr ein zweiter Schnitt in etwa 2 Millimeter Abstand geführt. Dieser zweite Schnitt ging aber nicht durch die ganze Breite des Stückes, sondern trennte mit Hilfe eines kurzen von vorne nach hinten geführten Schnittes den grössten Theil dieser Fläche F_1 von dem Hauptstück, während ein kleiner Theil der Fläche F_1 an dem Hauptkrystall zur weiteren Orientirung erhalten blieb. Das abgetrennte, 3 Centimeter lange und $\frac{3}{4}$ Centimeter breite Stück wurde parallel der Fläche F_1 so dünn geschliffen (Präparat I), dass der Austritt der stärker nach vorne geneigten optischen Axe, die wohl auch die untere genannt wird, deutlich zu beobachten war. Die optische Axe änderte ihre Lage nicht im geringsten, wenn das 3 Centimeter lange Stück in einem Axenwinkelapparat parallel sich selbst verschoben wurde. Hiedurch ist wohl der homogene Aufbau des Krystalls wenigstens in dieser Schicht erwiesen.

Die Richtung dieser unteren optischen Axe in Luft, wie dieselbe in einem für Antokollimation eingerichteten Axenwinkelapparat beobachtet wurde, zeigte eine Abweichung von $1\frac{1}{4}^\circ$ von der auf F_1 senkrecht stehenden Ebene, die Abweichung innerhalb des Krystalls beträgt alsdann mit Zuziehung des weiter unten mitgetheilten Wertes von $\beta \frac{3}{4}^\circ$. Hieraus folgt, dass die Fläche F_1 um diesen Betrag von der Orthodomenzone abweicht, die angestrebte Lage war also zufällig gleich bei dem ersten Probesechnitt sehr annähernd erreicht worden. Das kleine an dem grossen Krystall erhaltene Stück der Fläche F_1 diente in Verbindung mit der Basis zur weiteren Orientirung. Zunächst wurde ein ebenfalls 3 Centimeter langer Dünnschliff (Präparat II) nach dem Klinopinakoid 010 hergestellt. Auch nach dieser Fläche zeigte sich der Krystall vollständig ungestört aufgebaut. Die 0.005 Millimeter und weniger breiten Einlagerungen nach der Basis, deren Natur ich wegen dieser geringen Dimensionen nicht habe ermitteln können, verlaufen haarscharf und schnurgerade durch das ganze Präparat, auch sind die Werte für die Auslöschungsschiefe die gleichen an jeder Stelle des Schliffs.

5. Auslöschungsschiefe.

Im weissen Licht wurde gefunden, dass die Richtung der kleinsten Elasticität c mit jenen Einlagerungen nach der Basis, also mit der krystallographischen a -Axe, einen Winkel von

$$60^\circ 26' \pm 20'$$

bildet. Die Abweichungen an verschiedenen Stellen des Dünnschliffs sind geringer als die Fehlergrenze von 20'.

Gewöhnlich pflegt man bei den Pyroxenen als Auslöschungsschiefe jenen Winkel zu bezeichnen, welchen die Richtung der kleinsten oder der grössten Elasticität mit der Prismenaxe bildet. An diesem Renfrewer Pyroxen zeigt sich aber erstens überhaupt keine Begrenzung in der Prismenzone und zweitens ist die Spaltbarkeit nach dem Prisma schlecht entwickelt, so dass dieselbe in den Dünnschliffen nicht sehr deutlich auftritt. Nimmt man den Winkel der a - gegen die c -Axe, also den krystallographischen Winkel β zu $74^{\circ} 30'$ an, worauf einige Messungen hindeuten, so würde die Auslöschungsschiefe im gewöhnlichen Sinne und im weissen Licht

$$s = 45^{\circ} 4'$$

sein. Früher ¹⁾ habe ich $45^{\circ} 0' \pm 36'$ gefunden. Diese letzteren Werte sind bei vergleichenden Betrachtungen mit anderen Pyroxenen immer mit Vorsicht zu gebrauchen, da dieselben den höchst wahrscheinlich nicht ganz richtig bestimmten Winkel β enthalten.

Viel wichtiger als diese Auslöschungsschiefe im weissen Licht, die der Eigenfarbe des Minerals entsprechend fast genau mit jener für grünes Licht der E -Linie übereinstimmt, schien mir die Ermittlung der Dispersion der Auslöschungsschiefe, also die Ermittlung der Richtung der kleinsten Elasticität für verschiedene Lichtarten. Da ich glaube annehmen zu dürfen, dass diese Dispersion in Zukunft eine wichtige Rolle bei der Untersuchung der Pyroxene spielen wird, so habe ich zu deren Ermittlung einen Spectralapparat construirt, welcher in dem nachfolgenden Aufsatz beschrieben ist. Mit diesem Apparat wurde an dem obigen Präparat II und an noch zwei anderen Dünnschliffen nach dem Klinopinakoid (Präparat III und IV) die Dispersion der Bisectrix folgendermassen ermittelt:

Lichtart	P r ä p a r a t e				Mittelwerte
	II	III	IV	I, V, VI u. VII	
B . .	$60^{\circ} 52'$	$60^{\circ} 57'$	—	$61^{\circ} 4'$	$60^{\circ} 58'$
C . .	$60^{\circ} 41'$	$60^{\circ} 53'$	—	$61^{\circ} 4'$	$60^{\circ} 53'$
D . .	$60^{\circ} 31'$	$60^{\circ} 37'$	$60^{\circ} 36'$	$60^{\circ} 45'$	$60^{\circ} 37'$
E . .	$60^{\circ} 8'$	$60^{\circ} 31'$	$60^{\circ} 24'$	$60^{\circ} 43'$	$60^{\circ} 27'$
F . .	$59^{\circ} 45'$	$60^{\circ} 24'$	$60^{\circ} 3'$	$60^{\circ} 35'$	$60^{\circ} 12'$
G . .	$59^{\circ} 30'$	—	—	$60^{\circ} 12'$	$59^{\circ} 51'$

¹⁾ l. c. pag. 32.

Bei den Präparaten III und IV liessen sich einige Bestimmungen nicht gut ausführen, weil bei der vorhandenen Dicke gewisse Lichtarten durch Interferenz vernichtet oder doch so stark geschwächt wurden, dass die Maximaldunkelstellung nicht sicher erkannt werden konnte. Ueber die Art, wie das aus den Präparaten I, V, VI und VII gewonnene Resultat erhalten wurde, s. w. u. pag. 40—43.

Die Messungen zeigen alle die Dispersion in gleichem Sinne, immer liegt die Bisektrix c für rothes Licht steiler als die Bisektrix c für blaues Licht. Die Auslöschungsschiefe dieser kleinsten Elasticität c gegen die Prismenaxe c ist also kleiner für rothes, wie für blaues Licht. Hierin unterscheidet sich dieser Pyroxen wieder von jenen der Diopsidreihe. Ferner neigt sich mit abnehmender Wellenlänge des angewandten Lichtes die spitze Bisektrix allmählich nach vorne, so dass also wenigstens für die Fraunhofer'schen Linien B, C, D, E, F, G keine Umkehr in der Dispersion eintritt.

6. Winkel der optischen Axen.

Die Bestimmung des Winkels der optischen Axen wurde auf 2 verschiedene Arten ausgeführt. Das eine hierzu verwendete Präparat (V) stellt einen Schliff nahezu senkrecht zur spitzen Bisektrix c dar. Die Abweichung der Plattennormale von der Ebene der in Luft austretenden optischen Axen wurde in dem oben bereits erwähnten Axenwinkelapparat zu $0^{\circ} 55'$ gefunden. Mit Hilfe des Brechungsexponenten β (s. u.) ergibt sich alsdann eine Abweichung dieser Fläche von der Orthodomenzone im Betrage von $0^{\circ} 32'$. Ueber die Lage des Präparates gegen die spitze Bisektrix innerhalb dieser Zone gibt die folgende Tabelle Aufschluss. Dieselbe enthält die Winkel der Plattennormale gegen die beiden optischen Axen für Licht der Fraunhofer'schen Linien $B—G$, und zwar in Mittelwerten aus je 10 Ablesungen. Der hierbei verwendete Spectralapparat ist ebenfalls in dem nachfolgenden Aufsatz beschrieben. Zur Controle wurde die Messung auch grösstentheils unter Wasser ausgeführt, da hier die nicht sehr gute Politur der Austrittsfläche weniger störend wirkt. Die Einzelablesungen weichen gelegentlich bis $0^{\circ} 15'$ von dem zugehörigen Mittelwert ab. Die Temperatur des Wassers stieg während der Messung von 10° auf 15° C. Für die Ermittlung der Winkel innerhalb des Krystalls mögen die einer Temperatur von 12°

entsprechenden Brechungsexponenten des Wassers folgendermassen angenommen werden:

Für die					
Fraunhofer'schen Linien	<i>B</i>	<i>C</i>	<i>D</i>	<i>E</i>	<i>F</i>
$n =$	1.3313	1.3321	1.3339	1.3361	1.3381

Mit Hilfe des mittleren Brechungsexponenten β des Pyroxens (s. u.) erhält man alsdann für die wahren Axenwinkel die unter *Va* aufgeführten Werte. Die erste Zahlenreihe unter *Va* gründet sich auf die Messungen in Luft, die zweite auf die Messungen unter Wasser.

Winkel der Plattennormale gegen	Licht- art	V		Va		Mittel- werte
		in Luft	in Wasser	im Pyroxen		
die obere optische Axe, welche nahe- zu senkrecht auf der Basis austritt.	<i>B</i>	59° 48'	40° 21'	30° 34'	30° 29'	30° 32'
	<i>C</i>	59° 34'	40° 17'	30° 28'	30° 26'	30° 27'
	<i>D</i>	59° 4'	39° 48'	30° 13'	30° 4'	30° 9'
	<i>E</i>	58° 21'	39° 32'	29° 52'	29° 50'	29° 51'
	<i>F</i>	57° 18'	38° 55'	29° 25'	29° 23'	29° 24'
	<i>G</i>	55° 10'		28° 28'		28° 27'
	die untere opti- sche Axe, welche auf dem Orthopi- nakoid schräg nach oben austritt	<i>G</i>	60° 9'		30° 15'	
<i>F</i>		60° 12'	40° 56'	30° 26'	30° 46'	30° 36'
<i>E</i>		60° 23'	41° 5'	30° 34'	30° 55'	30° 45'
<i>D</i>		60° 36'	41° 10'	30° 45'	31° 1'	30° 53'
<i>C</i>		60° 40'	41° 6'	30° 50'	30° 59'	30° 55'
<i>B</i>		60° 40'	41° 7'	30° 52'	31° 0'	30° 56'

Der wahre Winkel der optischen Axen ergibt sich hieraus gleich:

<i>B</i>	61° 28'	
<i>C</i>	61° 22'	
$2 V$	<i>D</i>	61° 2'
	<i>E</i>	60° 36'
	<i>F</i>	60° 0'
	<i>G</i>	58° 52'

Die tiefgrüne Farbe des Minerals macht die Untersuchung recht schwierig und lässt immer wieder Zweifel an der Richtigkeit der Beobachtungen, welche sich auf rothes und violettes Licht beziehen, auftauchen; da aber die Ermittlung der Dispersion besonders wichtig schien, so wurde dieselbe für jede optische Axe noch einmal gesondert ausgeführt.

Das Mass der Dispersion der oberen optischen Axe liess sich ziemlich leicht an Absonderungsblättchen nach der Basis ermitteln, wobei gleichzeitig die genaue Lage dieser Axe gegen die Basis erhalten wurde. Folgende Tabelle enthält die Winkel, welche die obere optische Axe mit der Normalen auf 001 einschliesst. Diese Winkel sind an zwei Präparaten VI und VII gemessen worden und stellen Mittelwerte aus je 10 Ablesungen vor. Die Bedeutung der Vorzeichen ist aus der am Schluss der Abhandlung befindlichen Figur zu ersehen.

Lichtart	Präparate		Mittelwerte	
	VI	VII	in Luft	im Pyroxen
	in Luft		in Luft	im Pyroxen
<i>B</i> . .	+ 3° 22'	+ 2° 56'	+ 3° 9'	+ 1° 51'
<i>C</i> . .	+ 3° 18'	+ 2° 55'	+ 3° 7'	+ 1° 50'
<i>D</i> . .	+ 2° 21'	+ 2° 15'	+ 2° 18'	+ 1° 21'
<i>E</i> . .	+ 1° 52'	+ 1° 54'	+ 1° 53'	+ 1° 6'
<i>F</i> . .	+ 0° 58'	+ 1° 17'	+ 1° 8'	+ 0° 40'
<i>G</i> . .	− 0° 4'	− 0° 28'	− 0° 16'	− 0° 9'

Früher war für die Lage dieser oberen optischen Axe in Luft gegen die Normale auf 001 gefunden worden ¹⁾

bei Eosin Licht . . .	+ 2° 35'
„ <i>Na</i> „ . . .	+ 2° 7'
„ <i>Tl</i> „ . . .	+ 1° 42'

und bei einem anderen Präparat ergab sich diese Dispersion von Eosin bis *Na* zu 0° 36', von *Na* bis *Tl* zu 0° 12'. Das Licht der damals verwendeten Eosinlösung hatte etwas kleinere Wellenlänge als jene der *C*-Linie ²⁾, das Licht der Thalliumflamme besitzt etwas grössere Wellenlänge als jene der *E*-Linie, also muss die Dispersion der Axe von Eosin bis *Tl* etwas kleiner sein als von *C* bis *E*. ³⁾ Damit stimmen die Beobachtungen überein, denn frühere Beobachtung der Dispersion von Eosin bis *Tl* ergaben 0° 53' und 0° 48'; jetzige Beobachtung der Dispersion von *C* bis *E* 1° 26' und 1° 1'.

Die Bestimmung der Dispersion und die Lage der unteren optischen Axe ist an dem grossen annähernd dem Orthopinakoid parallel laufenden und 74° 27' gegen die Basis liegenden Präparat I (s. o.

¹⁾ l. c. pag. 32.

²⁾ l. c. pag. 24.

³⁾ Natürlich nur für den hier vorliegenden Fall, dass keine Umkehr stattfindet.

pag. 37) wiederholt worden. Die folgende Tabelle enthält die Winkel dieser unteren optischen Axe gegen die Normale auf F_1 und auf 001 in Mittelwerten aus je 15 Ablesungen.

Lichtart	Präparat I. Neigung gegen Normale auf		
	in Luft	F_1 im Pyroxen	Basis 001 im Pyroxen
<i>B</i>	25° 27'	14° 39'	— 59° 48'
<i>C</i>	25° 17'	14° 33'	— 59° 54'
<i>D</i>	25° 9'	14° 26'	— 60° 1'
<i>E</i>	25° 37'	14° 39'	— 59° 48'
<i>F</i>	25° 59'	14° 49'	— 59° 38'
<i>G</i>	26° 2'	14° 46'	— 59° 41'

Das negative Vorzeichen hat die gleiche Bedeutung wie oben. Vergleicht man diese an den Präparaten VI, VII und I gefundenen Dispersionswerte mit denen, welche sich aus den Messungen an Präparat V ergeben, so findet man, dass dieselben für die obere Axe viel besser als für die untere Axe stimmen. Es hat dies seine Ursache darin, dass infolge des Pleochroismus der Pyroxen in Blättchen nach der Basis viel weniger undurchsichtig ist als nach dem Orthopinakoid. So viel lässt sich sicher angeben, dass die obere Axe eine starke Dispersion aufweist, während dieselbe bei der unteren Axe äusserst gering ist, so gering, dass der Sinn derselben nicht einmal mit Sicherheit bestimmt werden konnte. Die gefundenen Zahlen geben einigen Anhalt zu glauben, dass diese untere optische Axe für rothes Licht stärker nach vorne geneigt ist als für blaues Licht. Aus diesen Messungen an Präparat VI, VII und I erhält man neue Werte für den Winkel der optischen Axen, nämlich:

	<i>B</i>	61° 39'
	<i>C</i>	61° 44'
2 V.	<i>D</i>	61° 22'
	<i>E</i>	60° 54'
	<i>F</i>	60° 18'
	<i>G</i>	59° 32'

Dieselben weichen nur unerheblich von den früher an Präparat V gefundenen ab, so dass ich das arithmetische Mittel aus beiden Beobachtungsreihen nehme und für den Pyroxen von Renfrew

folgenden Axenwinkel für die Fraunhofer'schen Linien $B—G$ glaube angeben zu dürfen:

	B	$61^{\circ} 34'$
	C	$61^{\circ} 33'$
2 V.	D	$61^{\circ} 12'$
	E	$60^{\circ} 45'$
	F	$60^{\circ} 9'$
	G	$59^{\circ} 12'$

Da aus diesen Messungen an den Präparaten I, V, VI, VII nicht nur die gegenseitige Lage der optischen Axen folgt, sondern auch deren Position gegen die Basis, also gegen die krystallographische a -Axe sich ergibt, so erhält man einen neuen Wert für die Auslöschungsschiefe gegen diese Axe, welcher oben pag. 38 ebenfalls vermerkt ist.

7. Lichtbrechung.

Die Brechungsexponenten dieses Renfrewer Pyroxens wurden an 4 Prismen nach der Methode der senkrechten Incidenz ermittelt. Bei dem ersten Präparat (VIII) liegt die Fläche, auf welche senkrecht incidirt wurde, unter $29^{\circ} 17' \pm 5'$ gegen die Basis geneigt. Die Combinationskante mit dieser Basis lag genau parallel jener bei Herstellung des Präparates I erhaltenen Kante. Die Fläche schneidet also das Klinopinakoid in einer Linie, welche sehr annähernd senkrecht auf der kleinsten Elasticität für die D -Linie liegt; die Abweichung von der Orthodomenzone beträgt nicht mehr als bei Präparat V, also höchstens $0^{\circ} 32'$. Die orientirte Fläche an dem zweiten Prisma läuft jener an dem ersten so genau parallel, wie dieser Parallelismus sich beim Schneiden durch sorgfältig justirte Diamantscheiben herstellen lässt. Ich glaube nicht, dass eine Abweichung in irgend einer Richtung einen halben Grad übersteigt. Die brechende Kante der Prismen liess sich infolge der eingelagerten feinen Lamellen nach der Basis, welche auf diesen zuerst orientirten Flächen als feine Linien erscheinen, und welche Linien sehr annähernd parallel zur krystallographischen b -Axe verlaufen, ebenfalls sehr annähernd parallel zu dieser letzteren Linie, also zur Richtung der mittleren Elasticität b anschleifen. Diese beiden Präparate VIII und IX dienen zur Bestimmung der Brechungsexponenten α und β . Als Ausgang

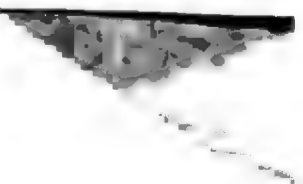
für die Orientirung des dritten und vierten Prismas (Präparate X und XI) diene die beim Abschnitt des Präparates II entstandene grosse Fläche, welche bis auf einen halben Grad parallel zum Klinopinakoid verlief. Für die Richtung der brechenden Kante diene die Combinationskante jener grossen Fläche 010 mit den Schnittflächen der Präparate VIII und IX. Die brechende Kante dieser beiden Prismen läuft sehr annähernd parallel der Richtung der grössten Elasticität α und also dienten diese Präparate zur Bestimmung von α und γ . Der Brechungsexponent α wurde demnach an diesen 4 Prismen viermal, β und γ je zweimal bestimmt. Jede Winkelangabe beruht auf mindestens 3 Ablesungen, und wenn diese etwas erheblichere Schwankungen, d. h. von mehr als einer Bogenminute zeigten, auf 3 weiteren Ablesungen. Die Messungsfehler betragen bei den brechenden Winkeln (w) $0.2'$ und bei den Ablenkungswinkeln ($\delta\alpha \delta\beta \delta\gamma$) $0.3'—0.6'$.

Auch die Beschreibung des bei diesen Messungen verwendeten Spectroskops ist in dem nachfolgenden Aufsatz zu finden.

P r ä p a r a t e:

Lichtart	VIII		IX	
	$w = 24^\circ 57.7'$		$w = 16^\circ 21.7'$	
	$\delta\alpha$	$\delta\beta$	$\delta\alpha$	$\delta\beta$
<i>B</i> . . .	$20^\circ 36.3'$	$20^\circ 50.7'$	$12^\circ 9.0'$	$12^\circ 14.4'$
<i>C</i> . . .	$20^\circ 39.6'$	$20^\circ 54.0'$	$12^\circ 10.2'$	$12^\circ 15.9'$
<i>D</i> . . .	$20^\circ 46.7'$	$21^\circ 0.9'$	$12^\circ 14.2'$	$12^\circ 20.3'$
<i>E</i> . . .	$20^\circ 58.3'$	$21^\circ 12.2'$	$12^\circ 20.0'$	$12^\circ 25.6'$
<i>F</i> . . .	$21^\circ 8.5'$	$21^\circ 21.6'$	$12^\circ 24.8'$	$12^\circ 30.0'$
<i>G</i> . . .	$21^\circ 28.8'$	$21^\circ 41.2'$	$12^\circ 34.4'$	$12^\circ 40.0'$
<i>h</i> . . .	$21^\circ 39.4'$	$21^\circ 51.2'$	$12^\circ 39.3'$	$12^\circ 44.6'$

Lichtart	X		XI	
	$w = 24^\circ 50.5'$		$w = 11^\circ 40.9'$	
	$\delta\alpha$	$\delta\gamma$	$\delta\alpha$	$\delta\gamma$
<i>B</i> . . .	$20^\circ 26.3'$	$21^\circ 18.8'$	$8^\circ 21.0'$	$8^\circ 39.7'$
<i>C</i> . . .	$20^\circ 29.5'$	$21^\circ 22.6'$	$8^\circ 22.3'$	$8^\circ 41.3'$
<i>D</i> . . .	$20^\circ 39.3'$	$21^\circ 31.8'$	$8^\circ 25.0'$	$8^\circ 43.8'$
<i>E</i> . . .	$20^\circ 50.8'$	$21^\circ 43.4'$	$8^\circ 28.9'$	$8^\circ 47.7'$
<i>F</i> . . .	$21^\circ 0.3'$	$21^\circ 52.9'$	$8^\circ 32.8'$	$8^\circ 51.5'$
<i>G</i> . . .	$21^\circ 19.5'$	$22^\circ 11.3'$	$8^\circ 40.1'$	$8^\circ 58.8'$
<i>h</i> . . .	$21^\circ 29.3'$	$22^\circ 20.0'$	$8^\circ 44.1'$	$9^\circ 2.4'$



Aus diesen Messungen berechnen sich folgende Brechungs-
exponenten :

Brechungs- exponent	Lichtart	P r ä p a r a t e :				Mittel- werte
		VIII	IX	X	XI	
α	<u>B</u> . . .	1·6920	1·6940	1·6913	1·6918	1·6923
	<u>C</u> . . .	1·6936	1·6956	1·6929	1·6935	1·6939
	<u>D</u> . . .	1·6970	1·6989	1·6977	1·6972	1·6977
	<u>E</u> . . .	1·7027	1·7041	1·7032	1·7024	1·7031
	<u>F</u> . . .	1·7075	1·7086	1·7078	1·7077	1·7079
	<u>G</u> . . .	1·7172	1·7170	1·7171	1·7175	1·7172
	<u>h</u> . . .	1·7222	1·7210	1·7218	1·7229	1·7220
β	<u>B</u> . . .	1·6990	1·6999	—	—	1·6995
	<u>C</u> . . .	1·7006	1·7009	—	—	1·7008
	<u>D</u> . . .	1·7039	1·7045	—	—	1·7042
	<u>E</u> . . .	1·7093	1·7093	—	—	1·7093
	<u>F</u> . . .	1·7138	1·7132	—	—	1·7135
	<u>G</u> . . .	1·7231	1·7219	—	—	1·7225
	<u>h</u> . . .	1·7278	1·7270	—	—	1·7274
γ	<u>B</u> . . .	—	—	1·7167	1·7170	1·7169
	<u>C</u> . . .	—	—	1·7185	1·7191	1·7188
	<u>D</u> . . .	—	—	1·7229	1·7225	1·7227
	<u>E</u> . . .	—	—	1·7289	1·7278	1·7284
	<u>F</u> . . .	—	—	1·7330	1·7329	1·7330
	<u>G</u> . . .	—	—	1·7417	1·7427	1·7422
	<u>h</u> . . .	—	—	1·7458	1·7475	1·7467

Aus den unter „Mittelwerte“ angegebenen Zahlen für die
Brechungsexponenten erhält man nach den Formeln:

$$\cos v = \frac{\text{tg } \varphi}{\text{tg } \varphi_1} \quad \text{wo} \quad \cos \varphi = \frac{\beta}{\gamma}; \quad \cos \varphi_1 = \frac{\alpha}{\gamma} \text{)};$$

für den Winkel der optischen Axen die unter berechnet verzeich-
neten Grössen. Die gemessenen Winkel sind zum Vergleich noch
einmal daneben aufgeführt:

¹⁾ Diese von Bartolini für die logarithmische Rechnung vorgeschlagene Transformation der Formeln scheint wenig bekannt zu sein, da auch in neuesten Abhandlungen und Lehrbüchern immer noch die alte für die logarithmische Rechnung etwas schwerfällige Form angewendet wird. Ref. der Bartolini'schen Arbeit: Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. 1889, I, pag. 385 und Zeitschrift f. Krystallographie etc. XIV (1888), pag. 525.

Lichtart	2 V berechnet	2 V gemessen
<i>B</i>	66° 2'	61° 34'
<i>C</i>	64° 6'	61° 33'
<i>D</i>	61° 52'	61° 12'
<i>E</i>	59° 54'	60° 46'
<i>F</i>	56° 54'	60° 9'
<i>G</i>	55° 20'	59° 17'
<i>h</i>	56° 16'	—

Um eine Vorstellung von der Bedeutung dieser Abweichung zwischen dem aus den Brechungsexponenten berechneten und dem direct gemessenen Axenwinkel zu gewinnen, möge aus je zwei Brechungsexponenten und dem durch Messung gefundenen Wert des Axenwinkels der dritte Brechungsexponent berechnet werden. Man erhält auf diese Weise eine neue Reihe von Exponenten, von denen

entweder die neuen α -Werte mit den früheren β - und γ -Werten

oder " " β - " " " " α - " γ - "

oder " " γ - " " " " α - " β - "

in Verbindung mit den gemessenen Werten von 2 V ein geschlossenes System bilden.

Lichtart	α	β	γ
<i>B</i>	1·6935	1·6986	1·7203
<i>C</i>	1·6946	1·7003	1·7207
<i>D</i>	1·6979	1·7041	1·7232
<i>E</i>	1·7029	1·7095	1·7277
<i>F</i>	1·7071	1·7141	1·7305
<i>G</i>	1·7163	1·7232	1·7392
<i>h</i>	—	—	—

Die Unterschiede zwischen den auf diese Weise berechneten Brechungsexponenten und deren durch Messung gefundenen Mittelwerten betragen:

Lichtart	α	β	γ
<i>B</i>	+ 0·0012	— 0·0009	+ 0·0034
<i>C</i>	+ 0·0007	— 0·0005	+ 0·0019
<i>D</i>	+ 0·0002	— 0·0001	+ 0·0005
<i>E</i>	— 0·0002	+ 0·0002	— 0·0007
<i>F</i>	— 0·0008	+ 0·0006	— 0·0025
<i>G</i>	— 0·0009	+ 0·0007	— 0·0030
<i>h</i>	—	—	—

Man ersieht hieraus, dass bei einer solchen einseitigen Correctur die Abweichungen vielfach grösser ausfallen, als es die Messungsfehler gestatten, was besonders stark bei dem Brechungsexponenten γ bemerkbar wird. Um mich nicht auf eine nähere Discussion dieser Abweichungen einzulassen, wozu das vorhandene Beobachtungsmaterial vielleicht nicht ganz ausreicht, glaube ich am einfachsten zu einem in sich geschlossenen Systeme zu gelangen, wenn ich die Mittelwerte von γ mit den aus Prisma VIII gewonnenen Werten von β und den gemessenen Werten von $2V$ vereinige und daraus α berechne. Auf diese Weise erhält man für den Pyroxen von Renfrew folgende Brechungsexponenten, welche vollständig innerhalb der unvermeidlichen Beobachtungsfehler von den obigen Mittelwerten abweichen:

Lichtart	α	β	γ
<i>B</i>	1·6928	1·6990	1·7169
<i>C</i>	1·6943	1·7006	1·7188
<i>D</i>	1·6975	1·7039	1·7227
<i>E</i>	1·7029	1·7093	1·7284
<i>F</i>	1·7075	1·7138	1·7330
<i>G</i>	1·7170	1·7231	1·7422
<i>h</i>	1·7218	1·7278	1·7467

8. Unterschiede dieses Pyroxens von der Diopsid-Hedenbergit-Reihe.

Zum Schluss fasse ich noch einmal jene Eigenschaften des Renfrewer Vorkommens zusammen, in welchen sich dasselbe von den Pyroxenen der Diopsid-Hedenbergit-Reihe unterscheidet.

Der Sesquioxydgehalt beträgt 8·97 Procent, nämlich 4·23 Procent Al_2O_3 und 4·74 Procent Fe_2O_3 .

Die etwa 45° erreichende Auslöschungsschiefe $c : c = s$ ist dadurch charakterisirt, dass dieselbe für rothes Licht kleiner ist als für blaues Licht. Es ist also

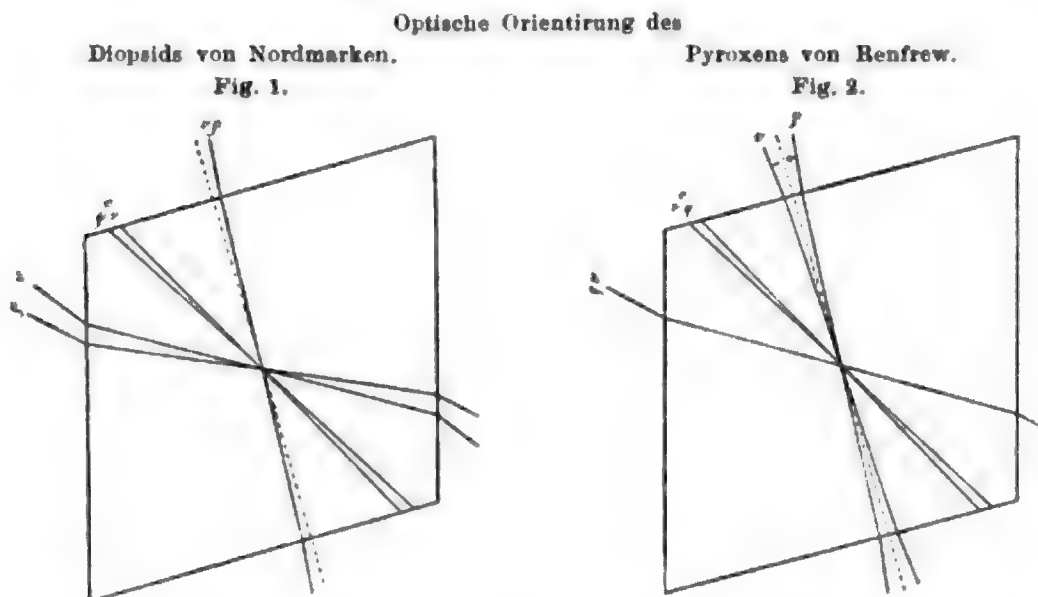
$$s \rho < s v;$$

bei der Diopsid-Hedenbergit-Reihe wurde, wenigstens für Lithium- bis Thallium-Licht,

$$s \rho > s v$$

gefunden.

Die obere optische Axe zeigt bei dem Renfrewer Pyroxen eine starke Dispersion, während die untere nur sehr wenig dispergirt ist. Bei den Diopsiden ist es gerade umgekehrt, wie aus den nachfolgenden Zeichnungen zu ersehen ist. Weitere Untersuchungen



müssen darthun, ob andere thonerde- oder eisenoxydreiche Pyroxene in ihren optischen Charakteren mit dem hier untersuchten Repräsentanten übereinstimmen. In Dana's System of Mineralogy, 6. Aufl., sind pag. 360 und 361 solche Pyroxene aufgeführt, deren nähere Untersuchung unsere Kenntnis über diese Mineralgruppe zu fördern imstande wäre. Ich erwähne dieses hier, da vielleicht einer der gütigen Leser in der Lage ist, mich mit Material zu versehen, vorausgesetzt, dass er es nicht vorzieht, die Untersuchung selbst auszuführen. Für den Fall, dass mir einiges Material anvertraut würde, muss ich die Bitte hinzufügen, dasselbe nicht zu knapp zu bemessen. Auch bei ganz reinen und gut ausgebildeten Krystallen sollten wenigstens 6 Gramm des Materials geopfert werden können.

Tübingen, Ostern 1895.

IV. Apparate zur optischen Untersuchung der Mineralien und neue optische Bestimmungen am Diamant und Eisenglanz.

Von E. A. Wülfing in Tübingen.

(Mit Tafel I und 2 Textfiguren.)

Die Apparate zur optischen Untersuchung der Mineralien sollen dazu dienen, das Elasticitätsellipsoid oder eine diesem entsprechende Fläche, sowohl in seiner Lage gegen morphologische Constanten, als auch seiner Grösse nach zu bestimmen; und zwar sollen diese Bestimmungen für Licht von möglichst verschiedener Wellenlänge ausführbar sein. Die Apparate, welche den Mineralogen bis vor Kurzem zur Verfügung standen, genügten diesen Anforderungen nur zum Theil. Dies hat Herr Tutton ebenfalls empfunden und deswegen einen Apparat construirt, dessen allgemeine Einführung aber vermuthlich in seiner Kostbarkeit ein Hindernis findet.¹⁾

Bei der Untersuchung der Pyroxene wurde meine Aufmerksamkeit darauf hingelenkt, die Dispersion sowohl der optischen Bisektrizen, der optischen Axen und der Brechungsexponenten näher zu untersuchen. Und so habe ich mich schon seit einigen Jahren bemüht, diese Aufgabe durch die Construction von Apparaten zur Herstellung monochromatischen Lichtes, welche nicht allzu kostbar ausfallen, zu lösen. Diese Constructionen weichen in ihren Principien nicht wesentlich von jenen durch Kirchhoff, v. Lang und Anderen seit langer Zeit vorgeschlagenen ab; nur sollen dieselben sich den eigenthümlichen Verhältnissen, unter denen der Mineraloge seine Messungen ausführt, etwas besser anpassen, als es die bisherigen Apparate erlaubten. Unsere Präparate sind meistens klein und noch dazu häufig stark gefärbt, so dass die Lichtstrahlen bei dem Durchgang auch sehr dünner Schichten eine starke Absorption erfahren und nur

¹⁾ An instrument of precision for producing monochromatic light of any desired wave-length, and its use in the investigation of the optical properties of crystals. *Philosophical Transactions*. 1894, Bd. CLXXXV, pag. 913—941.

schwache Bilder der Signale in's Auge treten lassen. Es wird also darauf ankommen, die Lichtquelle so intensiv wie möglich zu machen, das Spectrum, welches von dieser Lichtquelle entworfen wird, sehr klein herzustellen und ein Ablesefernrohr von geringer Vergrößerung anzuwenden. Welche Dimensionen im einzelnen Fall zu wählen sind, lässt sich nicht im allgemeinen angeben, doch wird man immer auf folgende Gesichtspunkte Rücksicht nehmen müssen.

Alle unsere Messungen, welche hier in Betracht kommen, beruhen auf der Ermittlung von Winkelgrößen. Die Grundlage für die Ermittlung dieser Größen bietet unser Auge, und zwar sind es an erster Stelle die Dimensionen der kleinsten lichtempfindlichen Theile unserer Netzhaut in der Fovea centralis, auf welche es ankommt. Ich habe früher gezeigt¹⁾, dass bei passend gewählten Objecten der kleinste Gesichtswinkel nicht eine Bogenminute, wie man früher vielfach annahm, sondern nur $\frac{1}{8}$ Bogenminute (wahrscheinlich sogar noch weniger) beträgt. Unser Auge vermag also zwei Strahlen, welche unter einem Winkel von 12 Bogensekunden gegen einander geneigt sind, noch als getrennte Strahlen zu erkennen. Dieses gilt in gleicher Weise für normale, weitsichtige und kurzsichtige Augen; denn einstweilen müssen wir annehmen, dass die kleinsten lichtempfindlichen Theile in der Fovea centralis bei allen Menschen gleich gross sind; die absoluten Dimensionen dieser Theile sind aber bei der vorliegenden Frage an erster Stelle massgebend. Freilich spielt die Länge des Augapfels in der Richtung von vorne nach hinten hierbei auch eine Rolle, und da besonders bei den stark kurzsichtigen Augen zuweilen eine Verlängerung in dieser Richtung vorhanden ist, so würden solche Augen eine etwas grössere Winkelempfindlichkeit, wie man diese hier berührte Eigenschaft wohl bezeichnen könnte, besitzen; doch dürfte dies von untergeordneter Bedeutung sein. Diese Winkelempfindlichkeit unseres Auges ist also die Basis für alle Winkelmessungen, und bei der Construction goniometrischer Apparate ist hierauf an erster Stelle Rücksicht zu nehmen. Bei der Bestimmung eines Winkels bis auf die Genauigkeit von 12 Bogensekunden ist keine Vergrößerung oder, was das Gleiche bedeutet, ein Fernrohr von der Vergrößerung 1 anzuwenden. Dies gilt indessen nur bei sehr günstiger Beschaffenheit

¹⁾ Ueber den kleinsten Gesichtswinkel. Zeitschr. für Biologie. 1893, Bd. XXIX, N. F. XI. pag. 199—202.

der Bilder, wie dieselben z. B. ein Nonius in's Auge sendet. Die Einstellung eines Fadenkreuzes auf einen hellen Spalt erfolgt infolge der Zerstreuungskreise im Auge mit etwas geringerer Präcision: doch erlaubt ein einfach vergrösserndes Fernrohr mit Sicherheit immer noch halbe Minuten und ein doppelt vergrösserndes Fernrohr Viertelminuten bequem abzulesen. Man muss nur darauf achten, dass der helle Spalt des Collimators den Faden des Fernrohres an scheinbarer Breite übertrifft, um seine Aufmerksamkeit auf die beiderseits vom Faden entstehenden hellen Streifen zu richten. Hat man einmal die Ueberzeugung gewonnen, dass unser Auge bei den eben erwähnten Bildern eine Winkelempfindlichkeit von $\frac{1}{2}$ und $\frac{1}{4}$ Bogenminute besitzt, so bedarf es nur der Aufmerksamkeit, um dieselbe wirklich in Anwendung zu bringen.

Von praktischer Wichtigkeit kann diese Ueberzeugung werden, wenn eine Steigerung der Lichtquelle nicht mehr möglich ist, und die Bilder sich nur dadurch noch zur Wahrnehmung bringen lassen, dass ein weniger stark vergrösserndes Fernrohr angewendet wird. Allerdings können alsdann die Ablesungen etwas ermüdend wirken, weil grosse Aufmerksamkeit erforderlich ist; aus diesem Grunde hat wohl auch Websky angegeben, dass bei seinem Reflexionsgoniometer ¹⁾ (Fuess'sches Modell II) das fünffach vergrössernde Fernrohr α eine Einstellungspräcision von $10''$, das zweifach vergrössernde eine solche von $30''$ und das doppelt verkleinernde Fernrohr eine solche von $3'$ besitze. Wenn hier eine zu geringe Winkelempfindlichkeit des Auges angenommen wird, so ist bei der Construction anderer mineralogischer Instrumente das Umgekehrte wahrzunehmen, indem bei diesen der Limbus viel feiner getheilt ist, als die Einstellung durch das Fernrohr auch bei günstigster Beschaffenheit der Objecte und bei grösster Aufmerksamkeit ausgeführt werden könnte.

Die grösste Schwierigkeit bei der optischen Untersuchung der Mineralien bildet die Herstellung monochromatischen Lichtes, weil an dasselbe in Bezug auf seine Intensität sehr hohe Anforderungen gestellt werden müssen, um bei den grossen isomorphen Gruppen — ich möchte nur an die Granate, Turmaline und Pyroxene erinnern — nicht nur die grossen und lichtgefärbten Varietäten, sondern alle Glieder der ganzen Reihe untersuchen zu können. Nach vielen vergeblichen

¹⁾ Zeitschrift für Krystallographie etc. 1880, Bd. IV, pag. 545.

Versuchen mit monochromatischen Flammen, Geissler'schen Röhren, farbigen Gläsern und Flüssigkeiten und deren Combination halte ich (in Ermanglung des elektrischen Lichtes) directes Sonnenlicht für die zweckmässigste Beleuchtung bei der Untersuchung der Mineralien.

I. Spectralapparat für Spectrometer.

Der Spectralapparat für das Spectrometer (in Verbindung mit dem Websky-Fuess'schen Goniometer Modell II auf Taf. I, Fig. 1 dargestellt) entwirft ein reelles Bild des Sonnenspectrums auf den Spalt des Collimators, so dass genau in der Ebene dieses Spaltes die Fraunhofer'schen Linien scharf erscheinen. Die zweckmässigste Form des Spaltes ist die bekannte, von Websky vorgeschlagene. In die Mitte der engsten Stelle desselben wird die Fraunhofer'sche Linie, für welche die Messung ausgeführt werden soll, dadurch eingestellt, dass man das Prisma am Spectralapparat dreht. Bei dieser Anordnung bleibt also das äussere Collimatorrohr, nämlich dasjenige des Spectralapparates, in seiner Lage unverändert, ein Vortheil, den auch Tutton bei seinem Instrumente beachtet hat. Die Einstellung einer bestimmten Fraunhofer'schen Linie geschieht aber nicht wie bei früheren Apparaten durch einen ausgewerteten Mechanismus, der bei der Kleinheit des Spectrums (s. u.) sehr sorgfältig gearbeitet und auch sehr vorsichtig behandelt werden müsste, sondern durch directe Beobachtung mittelst einer Loupe. Diese Loupe *L* (Taf. I) welche unten ein total reflectirendes Prisma trägt, wird, nachdem die Einstellung ausgeführt ist, nach oben geschlagen, worauf das Licht den Collimator des Spectrometers passirt, alsdann auf den Krystall und schliesslich durch das Ablesefernrohr in's Auge fällt. Zur Einstellung wurde eine Steinheil'sche aplanatische Loupe von 27 Millimeter Brennweite und also etwa achtfacher Vergrösserung verwendet. Das Fernrohr wird bei der Bestimmung der Brechungs-exponenten nach der Prismenmethode nicht mehr auf die Fraunhofer'schen Linien eingestellt, weil diese bei kleinen und gefärbten Prismen sehr bald unsichtbar werden: diese Einstellung geschieht vielmehr in der gewöhnlichen Weise auf die engste Stelle des Websky'schen Spaltes. Es wird also angenommen, dass dieser Spalt von monochromatischem Lichte beleuchtet sei, was selbstverständlich nicht genau eintrifft.

So entsteht nun die Frage, wie breit der Spalt sein darf, um eine gewisse Einstellungsgenauigkeit zu gestatten, und wie lang das Spectrum sein muss, um den von der engsten Stelle des Spaltes herausgeschnittenen Theil noch soweit als monochromatisch ansehen zu dürfen, wie es eine gewisse, näher zu definirende Genauigkeit in der Dispersionsbestimmung erforderlich macht. Das Bestreben wird sein, den Websky'schen Spalt möglichst weit zu öffnen und das Spectrum möglichst kurz zu entwerfen, weil hierdurch das vom Signal ausströmende Licht gesteigert wird. Der Spectralapparat möge einem Websky-Fuess'schen Goniometer Modell II angepasst werden. Dieses Instrument hat einen Theilkreis, welcher halbe Minuten direct abzulesen und Viertelminuten noch bequem zu schätzen gestattet.¹⁾ Zu passenden Dimensionen für die Spaltweite und die Grösse des Spectrums gelangt man durch folgende Betrachtung. Wenn man den Websky'schen Spalt an der engsten Stelle soweit öffnet, dass diese Oeffnung einer Bogenminute entspricht, so lässt sich mittelst des Oculares β , welches eine doppelte Vergrößerung des Signalbildes erzeugt, die Einstellung noch bequem auf Viertelminuten genau ausführen (Websky gibt halbe Minuten an); damit ist jene Einstellungsgenauigkeit erreicht, welche der Theilkreis abzulesen gestattet. Der Spalt braucht nie schmaler und soll auch für gewöhnlich nicht wesentlich breiter als eine Bogenminute gestellt werden. Einer solchen Winkelbreite des Spaltes entspricht, da die Collimatorlinse eine Brennweite von 100 Millimeter besitzt, eine lineare Breite von 0.0295 Millimeter. Dies ist also der Raum, innerhalb welchem das Licht den wünschenswerten Grad der Einfarbigkeit besitzen soll, und dieser wünschenswerte Grad wird von der zu erstrebenden Genauigkeit in der Dispersionsbestimmung abhängen.

Die Dispersion ist für verschiedene Substanzen sehr verschieden; um allen Anforderungen zu genügen, müsste die Länge des Spectrums einer stark dispergirenden Substanz angepasst werden. Schrauf fand bei dem Diamant den Unterschied der Brechungsexponenten für die *Li*- und *Tl*-Linie gleich 0.0170.²⁾ Wenn man als zulässige Fehlergrenze

¹⁾ Ich gebe gewöhnlich die Minuten in Zehnteln an, weil dies für die Notierung und bei Anwendung fünfstelliger Logarithmen auch für die Rechnung bequem ist. Trotz dieser Angaben auf Zehntelminuten sind aber die Zahlen bei Einzelablesungen nur auf 0.2' genau.

²⁾ Annal. d. Phys. u. Chem. 1884, Bd. XXII, pag. 425.

zwei Einheiten der vierten Decimale = 0.0002 gelten lässt — und diese Genauigkeit genügt bei der Untersuchung der Mineralien in sehr vielen Fällen —, so hätte man bei der Bestimmung eines Körpers von der Dispersion des Diamanten das auf den Spalt zu entwerfende Spectrum zwischen der *Li*- und *Tl*-Linie $\frac{0.0170}{0.0002} = 85$ mal grösser als 0.0295 Millimeter zu machen. Das Spectrum müsste also zwischen diesen Linien 2.5 Millimeter lang sein, und das ganze sichtbare Spectrum von *A* bis *H* müsste alsdann eine Länge von etwa $4 \times 2.5 = 10$ Millimeter haben. Dieses Verhältnis in der Ausdehnung des Spectrums zwischen den *Li*- und *Tl*-Linien einerseits und den *A*- und *H*-Linien andererseits findet sich bei den meisten gebräuchlichen Glasprismen.

Die Stärke der Dispersion des Diamanten findet sich nur bei wenigen Mineralien, deren Ausbildung eine Bestimmung bis auf 0.0002 des Brechungsexponenten auszuführen gestattet; wir können daher das Spectrum noch etwas kleiner entwerfen, um eben die Lichtstärke pro Flächeneinheit möglichst zu concentriren. Der vorliegende Apparat entwirft ein Spectrum, welches zwischen den Linien *A* und *H* etwa $7\frac{1}{2}$ Millimeter misst; in demselben stehen die beiden Natriumlinien *D*₁ und *D*₂ um etwa 0.012 Millimeter von einander ab. Das durch den Spalt tretende Licht ist also nur $2\frac{1}{2}$ mal weniger monochromatisch, wie das Licht der Natriumflamme. Nachträglich stellte sich heraus, dass auch mit einem solch kleinen Spectrum, welches in seiner ganzen sichtbaren Ausdehnung die Spaltbreite etwa 250mal übertrifft¹⁾, eine Genauigkeit erreicht werden kann, welche noch grösser als die geforderte von 0.0002 ist; hierüber geben am besten die unten folgenden Probemessungen am Quarz und am Diamant Aufschluss. Die Ursache liegt offenbar darin, dass die achtfach vergrössernde Einstelloupe die Fraunhofer'schen Linien sehr genau in die Mitte des Websky'schen Spaltes zu bringen gestattet, und dass bei der Einstellung auf Minimalablenkung wieder die Mitte dieses Spaltes mit dem Fadenkreuz zur Coincidenz gebracht wird. Wenn die Einstellungspräcision des Oculars β zu $\frac{1}{4}$ Bogenminute

¹⁾ Nur für eine gewisse mittlere Stellung des Prismas am Spectralapparat trifft dieses genau ein, für andere Stellungen findet natürlich eine kleine Abweichung statt.

angenommen wird, so stellt man nicht auf den 250sten, sondern auf den 1000sten Theil des $7\frac{1}{2}$ Millimeter langen Spectrums ein. Dieser 1000ste Theil des Spectrums ist aber noch ausserordentlich viel breiter als eine Fraunhofer'sche Linie und wenn wir in praktischer Hinsicht sagen können, dass wir wirklich auf eine Fraunhofer'sche Linie einstellen, so verbinden wir damit den Vortheil grosser Lichtstärke, welche es uns ermöglicht, die Bestimmung der Brechungsexponenten bei kleinen und stark absorbirenden Prismen auszuführen. Die unten folgenden Messungen am Diamant und Eisenglanz werden hierüber einigen Aufschluss geben, und als weiteren Beleg für die enorme Lichtintensität des Instrumentes möchte ich noch bemerken, dass auch die stärkst absorbirenden, im auffallenden Lichte pechschwarz erscheinenden Turmaline eine Bestimmung der Brechungsexponenten beider Strahlen, wenn nicht von *A* bis *H*, so doch von *C* bis *G*, gestattet. Hierüber hoffe ich demnächst weitere Mittheilung machen zu können.¹⁾

Die Masse der wichtigsten Theile des Spectrometers sind nun folgende:

Die achromatische Linse des Collimators hat eine Brennweite von 45 Millimeter und eine Oeffnung von 12 Millimeter. Das Glasprisma von 60° und nicht sehr starker Lichtbrechung ist 12 Millimeter hoch; die Seiten haben eine Länge von 25 Millimeter, so dass möglichst das ganze, vom Collimator ausstrahlende Lichtbündel gebrochen wird. Die achromatische Linse des zweiten Rohres besitzt ebenfalls eine Oeffnung von 12 Millimeter und eine Brennweite von

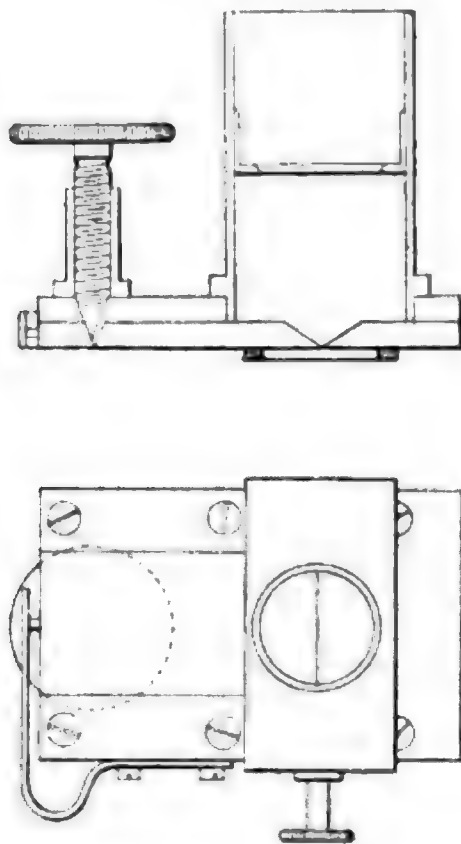
¹⁾ Bei dieser grossen Lichtstärke des Instrumentes liegt der Gedanke nahe, auch die Metalle in den Kreis der Untersuchung zu ziehen und deren Lichtbrechung nach der Prismenmethode zu prüfen. Kundt hat bekanntlich eine Methode angegeben (Wiedemann's Annalen. 1888, Bd. XXXIV, pag. 469), Metallprismen auf elektrolytischem Wege von einer solchen Schärfe herzustellen, dass dieselben durchsichtig werden. Der Winkel dieser Prismen ist äusserst klein, er beträgt nur 11 bis 48 Bogensekunden, und die Messungen sind infolge dessen recht schwierig. Ich möchte vermuthen, dass mit dem hier beschriebenen Apparat sehr viel stumpfere Metallprismen durchsichtig bleiben. Die Hauptschwierigkeit wird darin bestehen, diese stumpferen Prismen von idealer Schärfe herzustellen. Wenn es gelingen sollte, ein gläsernes Hohlprisma, das sich wohl in jeder wünschenswerten Schärfe ausführen lässt, an der scharfen Seite auf elektrolytischem Wege mit Metall anzufüllen, so ist vielleicht die Hauptschwierigkeit überwunden. Ich muss die dahin zielenden Versuche den Physikern überlassen.

100 Millimeter; in ihrem Brennpunkt liegt der Websky'sche Spalt. Der Oeffnungswinkel dieser zweiten Linse ist also kleiner wie der des Collimators am Goniometer, so dass dieser letztere nicht ganz mit Licht erfüllt wird. Aus demselben tritt ein Lichtbündel von nicht 20 Millimeter, wie es dessen Dimensionen erlauben, sondern von nur 12 Millimeter Durchmesser heraus. Eine Verbreiterung dieses Lichtbündels würde nur eine Schwächung der Bilder zur Folge haben, weil man in den allerseltensten Fällen Prismen untersucht, deren brechende Kanten länger als 12 Millimeter sind. Das ganze Spectrometer ist nun nicht unmittelbar auf das Collimatorrohr des Goniometers aufgeschraubt, sondern mittelst eines in der Figur auf Taf. I deutlich sichtbaren Armes an dessen Fuss befestigt. Es wurde dieser tief gelegene Stützpunkt gewählt, um bei dem Drehen des Glasprismas auch die geringste Störung in der Lage des Websky'schen Spaltes zu vermeiden. Zwischen dem langen Rohr des Spectrometers und dem Spalt des Goniometers befindet sich also ein kleiner kaum $\frac{1}{2}$ Millimeter breiter Zwischenraum.

An dieser Stelle möchte ich noch einige Worte über die von Herrn Universitätsmechaniker Eug. Albrecht angegebene Construction des Spaltes am Spectrometer einschalten. Herr Albrecht verwendet diese höchst einfache und zweckmässige Construction bereits seit einigen Jahren, ohne dass eine Beschreibung derselben bisher veröffentlicht wäre. Die Vorzüge dieser Construction bestehen zunächst darin, dass die Führungsleisten des beweglichen Theiles des Spaltes oberhalb und unterhalb desselben ausgeschnitten sind (in der beistehenden Figur 1 nicht sichtbar), so dass man behufs Reinigung einen Papierstreifen sehr bequem durchziehen kann. Nachdem die Reinigung erfolgt ist, wird der Spalt mit einem in der Figur sichtbaren Deckel, welcher in der Mitte durchbrochen ist und ein dünnes Glas trägt, vor Staub geschützt. Eine Feder (in der Figur links) drückt den beweglichen Theil des Spaltes gegen den anderen Theil, so dass, wenn diese Feder allein wirkt, der Spalt geschlossen ist. Jene bewegliche Platte trägt hinten eine in der oberen Figur sichtbare konische Vertiefung. Das langsame Oeffnen des Spaltes geschieht dadurch, dass die Spitze einer Schraube auf die schräge Fläche dieser konischen Vertiefung drückt und infolge dessen die Platte langsam zur Seite schiebt. Einzelheiten der Construction sind aus der Figur zu ersehen.

Um die volle Lichtintensität des Apparates in Wirksamkeit treten zu lassen, ist es von grosser Wichtigkeit, den äusseren kurzen Collimator ganz mit Licht zu erfüllen. Die Linse dieses Collimators hat eine Brennweite von 45 Millimeter und eine Oeffnung von 12 Millimeter, demnach beträgt der Oeffnungswinkel etwa 15° . Um diesen Lichtkegel von der Sonne zu erhalten und um also volle Beleuchtung zu erzielen, ist eine Linse von den gleichen Dimensionen erforderlich. Diese Linse ist in dem Abstand ihrer Brennweite vor

Fig. 1.



dem äusseren Spalt, zwischen diesem und dem Spiegel des Heliostaten aufzustellen. Eine Linse von diesen Dimensionen entwirft ein sehr kleines Sonnenbildchen, daher wird nur ein sehr kurzes Stück des äusseren Spaltes beleuchtet und infolge dessen das Spectrum am Websky'schen Spalt sehr niedrig entstehen. Dieses niedrige Spectrum würde den Vortheil des Websky'schen Spaltes hinfällig machen. Man könnte, wie das häufig geschieht, statt jener sphärischen Linse eine Cylinderlinse von der gleichen Brennweite einschalten, wenn diese nicht pro Flächeneinheit des in Verwendung kommenden Spectrums eine viel geringere Beleuchtung gäbe. Nimmt man aber

zur Beleuchtungslinse eine solche von grösserer Brennweite, welche die gleiche Apertur von 15° besitzt, so erhält man nicht nur eine dem Quadrat des Durchmessers dieser Linse proportionale stärkere Beleuchtung, sondern auch ein grösseres Sonnenbild, wodurch ein längeres Stück des äusseren Spaltes intensiv beleuchtet wird und infolge dessen das Spectrum den ganzen Websky'schen Spalt überdeckt. Die Annahme, dass die Beleuchtung dem Quadrat des Durchmessers der Linse trotz der grösseren Brennfläche proportional sei, bezieht sich auf jenes Quantum Licht, welches auf den Websky'schen Spalt fällt. Sehr grosse Beleuchtungslinsen erfordern grosse und, bei dem niedrigen Stande der Sonne in unseren Breiten, vor Allem sehr lange Heliostatspiegel, so dass die Handhabung derselben bald unbequem wird. Je grösser die Brennweite dieser Linse ist, desto schneller wandert das Sonnenbildchen über den Spalt, was in Ermanglung eines guten Heliostaten ebenfalls störend wirken kann. Aus diesem letzteren Grunde wurde dem äusseren Collimator die vorliegende kurze Form gegeben, wodurch es möglich ist, mit einem Heliostaten ohne Uhrwerk, den man von Zeit zu Zeit mit der Hand verstellt, zu arbeiten. Die kurze Form des Collimators bringt auch noch den Vortheil mit sich, dem Instrument nicht zuviel Uebergewicht nach aussen zu geben. Bei meinen Messungen habe ich bis jetzt eine Beleuchtungslinse von 74 Millimeter Durchmesser und 290 Millimeter Brennweite verwendet; diese Linse hat also eine Apertur von 15° und entwirft ein Sonnenbild von etwa 3 Millimeter Durchmesser.

Diese Concentration des Sonnenlichtes ist von grosser Wichtigkeit; deswegen wurde der ganze Beleuchtungsapparat, obgleich derselbe nichts wesentlich Neues enthält, ebenfalls auf Taf. I, Fig. 1, abgebildet. Der Heliostatspiegel wird durch die beiden am Ende mit Knöpfen versehenen Stangen, welche vom Beobachter bequem zu erreichen sind, eingestellt. ¹⁾ Von dem Spiegel aus in horizontaler Richtung ins Zimmer tretend, passiert das Licht zunächst ein etwa 50 Centimeter langes Rohr, an dessen Ende die grosse Beleuchtungslinse sich befindet. Der Brennpunkt derselben liegt somit etwa 80 Centimeter vom Fenster entfernt und dieser Raum erlaubt ungehinderte

¹⁾ Ich bin bis jetzt mit dieser einfachen Vorrichtung ausgekommen und vermag nicht zu sagen, welche Vortheile ein mit Uhrwerk verbundener Heliostat bietet.

Bewegung des Beobachters. Zur Absorption der Wärmestrahlen kann in jenes dicke Rohr ein Gefäss, dessen Hals aus dem Cylinder hervorragend im Bilde zu erkennen ist, mit Alaunlösung eingeschaltet werden. Zwischen der grossen Linse und dem Spalt befindet sich ein Blechconus, um alles störende Nebenlicht abzuschliessen. Ein kleiner schwarzer Tuchlappen, der über das Ende dieses Conus und den kurzen Collimator gelegt wird, sorgt für vollständige Dunkelheit.

Das Spectrum wird bereits sehr intensiv, wenn der äussere Spalt bis auf eine Breite von 0.01 Millimeter geöffnet ist. Das Licht, welches alsdann durch sehr kleine oder stark absorbirende Prismen in's Auge fällt, lässt sich auch in den helleren Theilen des Spectrums noch gut ertragen; unmöglich aber vermag das Auge bei dieser Lichtstärke die Einstellung der Fraunhofer'schen Linien mittelst der einzuschaltenden Loupe auszuführen. Zu diesem Zwecke bewegt man entweder den von der Beleuchtungslinse kommenden Lichtkegel durch eine kleine Bewegung des Heliostatspiegels ein wenig zur Seite oder man schaltet ein Gefäss mit Indigolösung ein. Diese Lösung absorbirt bei passender Concentration hauptsächlich die mittleren, das Auge blendenden Farben des Spectrums, nämlich Orange, Gelb und Grün, während Roth, Blau, Indigo und Violett wenig oder gar nicht absorbirt werden. Durch das Einschalten einer solchen Lösung wird das Einstellen der Linien ausserordentlich erleichtert, vor Allem wird das bei einem so kleinen concentrirten Spectrum sehr störende, durch unregelmässige Zerstreung an den Glasoberflächen entstehende Licht grösstentheils vernichtet und es hat keine Schwierigkeiten, sowohl die *A*-Linie im äussersten Roth, wie auch die *H*-Linie im äussersten Violett deutlich zu sehen.

Zu Probemessungen, um die Brauchbarkeit des Apparates zu beweisen, wähle ich den Quarz, den Diamant und den Eisenglanz.

1. Messungen am Quarz.

Die Beobachtungen am Quarz sollen die Richtigkeit der mit dem Instrumente auszuführenden Messungen darthun, und zwar soll besonders gezeigt werden, dass die Einstellung der Spectrallinien selbst bei der nur $7\frac{1}{2}$ Millimeter betragenden Länge des Spectrums mit einer Präcision erfolgt, welche der Ablesungsgenauigkeit des Oculars $\frac{1}{2}$ entspricht. Zunächst möge unter Colonne I in nachfolgender Tabelle die allererste, vor $1\frac{1}{2}$ Jahren ausgeführte Messung mitge-

Lichtart	Winkel der Minimalablenkung		Brechungs-exponenten nach		Macé de Lépinay	Differenz von II und III		
	I	II	I	II	III			
Ordentlicher Strahl ω	A	40° 38·3'		1·53915	1·53919	±0·8	-4	
	a		40° 43·7'		1·54015	1·54017	±0·4	-2
	B	40° 47·5'	40° 47·8'	1·54089	1·54091	1·54100	±0·6	-9
	C	40° 52·2'	40° 52·7'	1·54176	1·54182	1·54190	±0·8	-8
	D	41° 4·5'	41° 5·5'	1·54404	1·54418	1·54425	±0·6	-7
	E	41° 21·0'	41° 21·5'	1·54709	1·54714	1·54717	±0·4	-3
	b_1		41° 24·3'		1·54765	1·54766	±0·4	-1
	F	41° 35·0'	41° 34·8'	1·54966	1·54959	1·54969	±0·4	-10
	G' ¹⁾		41° 59·2'		1·55406	1·55413	±0·8	-7
	G	42° 1·5'	42° 0·2'	1·55452	1·55425			
	h		42° 12·3'		1·55646	1·55650	±0·7	-4
	H_1		42° 21·5'		1·55814	1·55816	±1·7	-2
	$H_2 = K$		42° 24·3'		1·55865	1·55861	±1·3	+4
	Ausserordentlicher Strahl ϵ	A		41° 27·0'		1·54815	1·54813	±1·2
a			41° 32·0'		1·54910	1·54915	±0·9	-5
B		41° 36·5'	41° 36·5'	1·54994	1·54990	1·55000	±0·7	-10
C		41° 41·0'	41° 42·0'	1·55077	1·55091	1·55093	±1·0	-2
D		41° 54·3'	41° 55·0'	1·55321	1·55329	1·55336	±0·5	-7
E		42° 11·0'	42° 11·5'	1·55626	1·55631	1·55640	±0·8	-9
b_1			42° 14·7'		1·55690	1·55689	±0·4	+1
F		42° 25·8'	42° 25·7'	1·55896	1·55890	1·55899	±0·5	-9
G' ¹⁾			42° 51·2'		1·56354	1·56357	±0·7	-3
G		42° 53·0'	42° 52·0'	1·56391	1·56368			
h			43° 5·2'		1·56607	1·56604	±0·5	+3
H_1			43° 14·0'		1·56766	1·56775	±0·4	-9
$H_2 = K$			43° 16·7'		1·56815	1·56821	±0·7	-6

Prismen-
winkel 60° 0·2' 60° 0·4'

theilt werden, um nachzuweisen, dass die Einstellung auch ohne jegliche Uebung sehr genau ausgeführt werden kann. Was die Ablesung in Bezug auf die G-Linie betrifft, so erinnere ich mich, zu weit nach der violetten Seite des Spectrums, nämlich auf die Mitte des

¹⁾ Linie, deren Wellenlänge 4326 Milliontelmillimeter beträgt.

ganzen Bündels der bei *G* befindlichen Linien eingestellt zu haben; daher hier die grössere Abweichung. Linien jenseits *B* waren damals nicht zu sehen und jenseits *G* nur undeutlich wahrzunehmen, weil ich die Verwendung der Indigolösung noch nicht kannte. Unter Colonne II ist eine neue Messungsreihe aufgeführt, die sich auf alle jene Linien erstreckt, in Bezug auf welche Macé de Lepinay das Brechungsvermögen des Quarzes sehr genau untersucht hat.¹⁾ Jede Messung der Minimalablenkung ist sowohl bei I wie bei II nur ein einziges Mal ausgeführt, da es hier nicht darauf ankommen soll, die Brechung des Quarzes zu bestimmen, sondern es vielmehr mein Bestreben ist, die Brauchbarkeit des Instrumentes nachzuweisen. Der Winkel des Prismas wurde je dreimal gemessen, und zwar ergaben frühere Beobachtungen $60^{\circ} 0' 2''$, neuere Beobachtungen $60^{\circ} 0' 4''$; man darf annehmen, dass dieser Winkel bis auf $0' 2''$ richtig gefunden ist. Bei den unter II aufgeführten Werten für die Minimalablenkung dürfte sich im ungünstigsten Falle ein Fehler von $0' 5''$ eingeschlichen haben. Aus diesen möglichen Abweichungen ergibt sich für die Brechungsexponenten ein Fehler von höchstens 0.00013. Zur Messung dienten die natürlichen Prismenflächen eines Quarzkrystals von Herkimer Co., N. Y., welche eine Höhe von 2 Millimeter und eine Breite von 3 Millimeter hatten. Die Werte, welche Macé de Lepinay fand, sind unter III aufgezeichnet, daneben befinden sich die von ihm angegebenen wahrscheinlichen Fehler ausgedrückt in Einheiten der fünften Decimale. Die letzte Colonne enthält die Abweichungen zwischen meinen und Macé de Lepinay's Messungen, ebenfalls ausgedrückt in Einheiten der fünften Decimale. Man sieht, dass diese Abweichungen sich vollständig innerhalb der zulässigen Fehlergrenze bewegen.

2. Messungen am Diamant.

Während die Messungen am Quarz zeigen sollten, wie weit die Genauigkeit bei der Einstellung der Spectrallinien mittelst der Vorschlagloupe ausgeführt werden konnte, mögen die folgenden Messungen am Diamant ein Beweis dafür sein, dass auch kleine und sehr kleine Prismen mit starker Dispersion eine weitgehende Bestimmung auszuführen gestatten. Ich gehe hier auf diese Messungen

¹⁾ Indices du quartz dans le spectre visible. Journal de physique. 1887 (2) 6. pag. 194.

etwas näher ein, weil merkwürdigerweise eine genaue Dispersionsbestimmung des Diamanten nur für das Licht der *Li*-, *Na*- und *Tl*-Flamme vorliegt; merkwürdig insofern, als der Diamant immer als typisches Beispiel einer das Licht stark dispergirenden Substanz bezeichnet wird.

Das Brechungsvermögen des Diamanten wurde bisher — soweit ältere Literatur ausser Acht gelassen ist — von folgenden Autoren bestimmt:

1860 von Schrauf¹⁾ an einem Prisma von $30^{\circ} 4'$ brechendem Winkel. Er fand:

	<i>B</i>	2·46062
nabe an	<i>C</i>	2·46534
<i>n</i> für die Linien	<i>D</i>	2·46986
	<i>E</i>	2·47902
nahe an	<i>F</i>	2·49017

und berechnete mittelst der Cauchy'schen Dispersionsformel

<i>n</i> für die Linie	<i>H</i>	2·51425
------------------------	----------	-----------	---------

1867 von Descloizeaux²⁾ an zwei Prismen von $32^{\circ} 54'$ und $23^{\circ} 21'$ brechendem Winkel. Er fand für:

roth	2·4135
<i>n</i> gelb	2·4195
grün	2·4278

Die grösste Abweichung zwischen den Bestimmungen an beiden Prismen betrug eine Einheit der dritten Decimale.

1877 von Becquerel³⁾ Er fand:

<i>n</i>	<i>Na</i>	2·4200
----------	-----------	-----------	--------

1884 von Schrauf⁴⁾ an zwei Prismen ein und desselben Steins mit den brechenden Winkeln $15^{\circ} 45' 37''$ und $44^{\circ} 23' 13''$. Er fand:

	<i>Li</i>	2·408449
<i>n</i> für	<i>Na</i>	2·417227 und 2·417024
	<i>Tl</i>	2·425487

¹⁾ Sitzungsberichte der Wiener Akademie, 1860, Bd. XLI, pag. 775.

²⁾ Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux etc. Paris 1867. pag. 7. Extrait du tome XVIII des mémoires présentés par divers savants à l'institut impérial de France.

³⁾ Annales de chimie et de physique. 1877, (5), Bd. XII, pag. 34.

⁴⁾ Wiedemann's Annalen, 1884, Bd. XXII, pag. 425.

Ausserdem hat noch Fizeau das Lichtbrechungsvermögen des Diamanten für Natriumlicht (wie ich vermuthe) zu 2·4168 bestimmt, was ich der letzteren Arbeit von Schrauf entnehme. Die Originalarbeit habe ich nicht finden können.

Die unten folgenden Messungen wurden an 4 Diamanten ausgeführt, welche alle die Form von dreifach geschliffenen Brillanten besitzen. An die grosse achtseitige Fläche, welche die „Krone“ nach oben begrenzt, schliessen sich zunächst 8 kleine Dreiecke. Zwischen und unterhalb von derselben liegen 8 Flächen, welche oben zwei kürzere und unten zwei längere Seiten besitzen, zwischen welchen letzteren der Raum bis zur Rundiste durch 16 dreieckige Flächen ausgefüllt ist. Unterhalb der Rundiste folgen zunächst wieder 16 Dreiecke, welche gerade unter den vorigen liegen und an diese schliessen sich endlich 8 schmale Vierecke, von zwei längeren und zwei kürzeren Seiten begrenzt, welche den „Pavillon“ nach unten hin umschliessen und in der kleinen achtseitigen Kalette zusammenstossen. Die Rundiste ist 16eckig oder eigentlich kreisrund, da die zweimal 16 Dreiecke nicht vollständig zum Schnitt kommen.

Die Grösse und das Gewicht der Steine ist wie folgt:

	Gewicht in Karat	Höhe in Millimeter	Breite in Millimeter
Stein I	1 ² / ₆₄	4·2	6·3
„ II	60 ⁰ / ₆₄	3·7	6·4
„ III	20 ⁰ / ₆₄	3·2	4·5
„ IV	18 ⁰ / ₆₄	2·7	4·1

Die Qualität der Steine ist eine vorzügliche; besonders zeigt Stein I eine aussergewöhnliche Reinheit des Wassers. Da aber die Unterschiede in den oberen Qualitäten der Brillanten nur einem sehr geübten Auge verständlich werden, so bat ich Herrn Hofjuwelier Ed. Foehr in Stuttgart, die vorliegenden Steine genauer zu qualificiren. Er hatte die Güte, mir folgende Angaben zu machen:

Stein I. „Dieser Stoff ist hochfein; doch gibt es immer noch weissere Brillanten; er scheint aus Jagersfontaine zu stammen.“

Stein II. „Rein, aber etwas hängend, bezw. zuckend. Im Handel nennt man diesen ganz leichten Stich in's Gelbliche erstes Beiwasser.“

Stein III. „Blauweisser Stoff, aber etwas milchig, wie meist bei dieser Farbe. Diese Farbe war bis vor Kurzem bevorzugt und deshalb im Preise etwas höher. Neuerdings ist aber dieser Stoff

nicht mehr so sehr beliebt, weil andere Steine bei künstlicher Beleuchtung mehr Feuer geben.“

Stein IV. „Dieser Stoff steht in Qualität zwischen Stein I und II.“

Ein nicht geübtes Auge würde wohl alle 4 Steine für gleich gut halten und ihre Qualität als von „erstem Wasser“ bezeichnen, während ein etwas geübterer Blick nicht lange zögert, den ersten Stein von den 3 übrigen zu sondern und für besser zu erklären. Aber auch bei den 3 letzten Steinen jene feinen, von Herrn F o e h r angegebenen Unterschiede herauszufinden, dazu bedarf es schon eines sehr geübten Auges.

Die Prismen, an welchen die Minimalablenkung der Lichtstrahlen gemessen worden ist, wurden einerseits von der oberen grossen achtseitigen Fläche, anderseits von einer der langen schmalen vierseitigen Facetten, welche in der Kalette zusammenstossen, gebildet. Diese beiden Flächen müssen bei richtig ausgeführtem Brillantschliff einen Winkel von ungefähr 40° einschliessen. Der Grenzwinkel bei Diamant beträgt 48° ; also können richtig geschliffene Brillanten unmittelbar zur Messung verwendet werden. Auch die Lage dieser langen, schmalen Facetten gegen die obere grosse Fläche ist denkbar günstig, weil die Lichtstrahlen bei symmetrischem Durchgang jene schmalen Flächen an der breitesten Stelle passiren. Diese breiteste Stelle beträgt bei

Stein I	0·8	Millimeter
„ II	0·8	„
„ III	0·6	„
„ IV	0·5	„

Diese Zahlen stellen also die grösste Ausdehnung des an dem Brillant zur Verwendung kommenden prismatischen Körpers in einer Richtung vor, während in der dazu senkrechten Richtung die Ausdehnung etwas grösser ist und infolge dessen die Bilder keine Beugungserscheinungen zeigen.

Der brechende Winkel jedes Prismas wurde mindestens dreimal gemessen, die Fehler der Mittelwerte betragen höchstens $0\cdot2'$. Die Winkel der Minimalablenkung sind bei Stein I aus je 4 Ableesungen gewonnen, die Fehler betragen im äussersten Fall $1\cdot1'$. Bei Stein II, III und IV beruhen die mitgetheilten Werte auf je einer Messungsreihe.

Von allen Messungen weicht die für die *A*-Linie bei Stein II gefundene ein wenig von den übrigen Werten ab. Eliminirt man diese Grösse, so erhält man für die Brechungsexponenten des Diamanten folgende Zahlen:

	<i>A</i>	2·4024
	<i>B</i>	2·4076
	<i>C</i>	2·4103
	<i>D</i>	2·4175
<i>n</i>	<i>E</i>	2·4269
	<i>F</i>	2·4354
	<i>G</i>	2·4513
	<i>h</i>	2·4592
	<i>H</i> ₁	2·4652

Die Fehler dürften eine Einheit der vierten Decimale kaum übersteigen.

Lichtart	Winkel der Minimalablenkung bei Prisma			
	I	II	III	IV
<i>A</i>	79° 24·7'	62° 14·6'	73° 32·0'	71° 33·0'
<i>B</i>	79° 52·4'	62° 30·3'	73° 54·7'	71° 54·4'
<i>C</i>	80° 5·9'	62° 39·8'	74° 7·7'	72° 6·3'
<i>D</i>	80° 44·2'	63° 3·8'	74° 39·7'	72° 36·8'
<i>E</i>	81° 33·8'	63° 35·5'	75° 23·2'	73° 17·3'
<i>F</i>	82° 19·8'	64° 4·8'	76° 1·9'	73° 54·1'
<i>G</i>	83° 46·4'	64° 59·7'	77° 15·4'	75° 4·5'
<i>h</i>	84° 31·4'	65° 26·7'	77° 53·0'	75° 39·8'
<i>H</i> ₁	85° 5·7'	65° 46·8'	78° 21·2'	76° 6·9'
Brechender Winkel	42° 43·8'	36° 57·1'	40° 59·6'	40° 20·7'

Lichtart	Brechungsexponenten nach den Messungen an Prisma			
	I	II	III	IV
<i>A</i>	2·4024	2·4030	2·4023	2·4026
<i>B</i>	2·4077	2·4076	2·4074	2·4076
<i>C</i>	2·4103	2·4104	2·4102	2·4104
<i>D</i>	2·4176	2·4175	2·4174	2·4175
<i>E</i>	2·4269	2·4269	2·4269	2·4269
<i>F</i>	2·4354	2·4354	2·4354	2·4354
<i>G</i>	2·4512	2·4514	2·4512	2·4514
<i>h</i>	2·4592	2·4590	2·4592	2·4593
<i>H</i> ₁	2·4653	2·4650	2·4651	2·4653

Man ersieht aus der Grösse der Abweichungen der einzelnen Bestimmungsreihen untereinander, dass auch hier, selbst bei diesen kleinen Prismen, die Genauigkeit etwas grösser ist, als anfänglich erwartet wurde. Der Unterschied der Brechungsexponenten beträgt für die Linien A und H_1 0.0628. Wenn diese Zahlen bis auf ± 0.0001 richtig gefunden wurden, wie das augenscheinlich der Fall ist, so ist also bis auf den 314. Theil des Spectrums richtig eingestellt und abgelesen worden.

Ogleich wir sehr gute Bestimmungen über das specifische Gewicht des Diamanten von E. H. v. Baumhauer besitzen¹⁾, habe ich es doch für zweckmässig gehalten, diese Grösse gerade an den Steinen, welche zu diesen optischen Bestimmungen dienten, noch einmal zu ermitteln. Die Untersuchung wurde nach der von H. Rosenbusch angegebenen und von J. W. Retgers verbesserten Methode²⁾ mit Hilfe von Glasschwimmern unter Anwendung Thoulet'scher Lösung für jeden der 4 Steine zweimal ausgeführt. Die Dichtebestimmungen der Lösungen geschahen mittelst einer Westphal'schen Wage, welche auf ihre Richtigkeit geprüft war. Die Temperatur schwankte während aller Beobachtungen nur von 17—19°, so dass man die Resultate wohl auf eine mittlere Temperatur von 18° beziehen darf.

Wenn g = Gewicht des Schwimmers,
 g_1 = " " Diamanten,
 d = specifisches Gewicht des Schwimmers,
 d_1 = " " " Diamanten,
 D = " " der Lösung, in welcher Diamant
 + Schwimmer schweben.

so ist bekanntlich:

$$d_1 = \frac{g_1 D}{g + g_1 - \frac{Dg}{d}}$$

Die einzelnen Werte hatten nun folgende Grösse:

	g_1	g	D	Temperatur	d	Temperatur
Stein I . . .	0.21220	0.36025	2.796	17°	2.493	17°
		0.38595	2.782	18°	2.4925	19°
" II . . .	0.19185	0.38595	2.762	18°	2.4925	17°
" III . . .	0.08200	0.22220	2.706	19°	2.4925	19°
" IV . . .	0.05880	0.12990	2.7435	19°	2.492	19°

¹⁾ Wiedemann's Annalen. 1877, Bd. I, pag. 465—467.

²⁾ Zeitschr. f. physik. Chemie. 1889, Bd. IV, pag. 189.

Die Wage gab bei dieser kleinen Belastung noch deutlich $\frac{1}{30}$ Milligramm an, und wiederholte Bestimmungen der einzelnen Gewichte zeigten nie eine grössere Abweichung als 0·00005 Milligramm. Die Genauigkeit der Bestimmung mittelst der Westphal'schen Wage ergibt sich aus den in der obigen Tabelle angeführten Zahlen für d : der Mittelwert für diese Grösse ist 2·4925, demselben kann höchstens ein Fehler von 0·0005 zugeschrieben werden. Auch die wiederholte Ermittlung des specifischen Gewichtes der vereinigten Körper liess nie eine grössere Abweichung als 0·0005 von obigen Werten erkennen. Der grösste Einfluss dieser Fehler auf das Endresultat findet statt, wenn g , g_1 und D in einem Sinne, d in anderem Sinne angenommen wird; alsdann erhält man eine mögliche Fehlergrenze von 4 Einheiten der dritten Decimale.

d_1 berechnet sich bei

Stein I	zu	3·525
" I	"	3·527
" II	"	3·530
" III	"	3·524
" IV	"	3·528

Der Mittelwert aus diesen Zahlen weicht höchstens 0·003 von den Einzelwerten ab; man darf daraus schliessen, dass jene ungünstigste Combination der Fehler nicht eingetroffen ist und dass also das specifische Gewicht der Diamanten bei 18°

$$3\cdot527 \pm 0\cdot003$$

beträgt.

Auf Wasser von 4° bezogen, würde man

$$3\cdot522 \pm 0\cdot003$$

erhalten.

Baumhauer fand für das specifische Gewicht des Diamanten, auf Wasser von 4° bezogen, 3·51835.

Die Abweichung der Einzelbestimmungen beträgt 0·002, so dass also seine Angabe eigentlich

$$3\cdot518 \pm 0\cdot002$$

lauten sollte.

Diese letztere Zahl steht mit der von mir gefundenen in keinem Widerspruch. Nach Baumhauer's und meinen Zahlen würde man das spezifische Gewicht des Diamanten zu

$$3.520 \pm 0.002 \text{ bei } 4^\circ$$

anzunehmen haben.

3. Messungen am Eisenglanz.

Diese hier folgenden Messungen am Eisenglanz mögen zur Illustration der Lichtstärke des Instrumentes dienen.

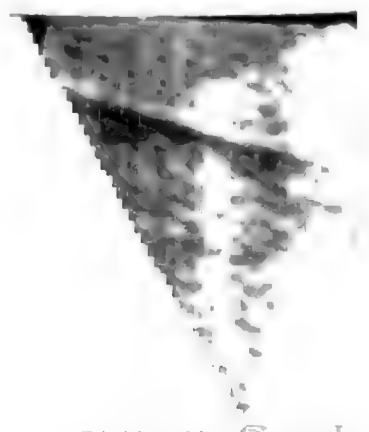
Wenn ich auch hier etwas näher auf die angestellten Beobachtungen eingehe, so geschieht es, weil das Resultat der Untersuchung an und für sich von Interesse sein dürfte; haben doch diese Messungen ergeben, dass der Durchschnittsbrechungsindex des Eisenglanzes $\frac{2\omega + \epsilon}{3}$ nicht 1.98, wie man aus dem sogenannten Gladstone'schen Gesetz glaubte berechnen zu dürfen, sondern

2.834	für die	A-Linie	
2.874	"	"	a- "
2.916	"	"	B- "
2.964	"	"	C- " beträgt.

Ueber die optischen Eigenschaften des Eisenglanzes liegen Angaben von L. Michel vor¹⁾, welcher an künstlichen Krystallen den Charakter der Doppelbrechung als negativ bestimmte, und von F. Rinne²⁾, welcher an den im Oligoklas von Tvedestrand und im Carnallit von Stassfurth eingewachsenen mikroskopischen Kryställchen zeigte, dass der ordentliche Strahl stärker absorbirt wird, wie der ausserordentliche Strahl. Die Absorptionsfarben wurden für den ersteren Strahl als braunroth, für den letzteren als gelbroth bestimmt. In der That sind die beiden Absorptionsspectra nach der ultrarothten Seite des Spectrums weniger verschieden begrenzt als nach der anderen Seite. Das Maximum der Helligkeit liegt zwischen den Linien A und B, also im Braunroth. Im Orange und besonders zwischen den Linien C und α wird der ausserordentliche Strahl nicht so stark absorbirt wie der ordentliche; daher ist der Gesamteindruck der vom ausserordentlichen Strahl durchgelassenen Lichtarten eine gelbrothe Farbe, vom

¹⁾ Bulletin de la société française de minéralogie. 1890, Bd. XIII, pag. 159.

²⁾ Neues Jahrb. f. Min. etc. 1890, I, pag. 193.



ordentlichen Strahl eine mehr dunkelrothe bis braunrothe Farbe. Der Charakter der Doppelbrechung wurde von mir ebenfalls negativ gefunden, so dass die Beobachtungen beider Forscher mit den meinigen, welche sich auf die schönen Krystalle des bekannten Elbaner Vorkommens beziehen, übereinstimmen.

Die Genauigkeit der Messungen darf keineswegs mit den am Quarz und am Diamant ausgeführten verglichen werden, weil erstens wegen der sehr starken Absorption Prismen mit sehr kleinen brechenden Winkeln (6° — 10°) angewendet werden mussten und auch dann nur ein ganz schmaler Streifen an der äussersten Kante durchsichtig wurde, so dass die Schärfe der Bilder schon unter den bekannten Beugungserscheinungen zu leiden hatte, und weil zweitens die Dispersion bei diesem Mineral ganz ausserordentlich stark ist. Für den ordentlichen Strahl ist diese Dispersion, soweit dieselbe untersucht werden konnte — nämlich zwischen den Fraunhofer'schen Linien *A* und *C* — etwa 17mal und für den ausserordentlichen Strahl etwa 13mal stärker als beim Diamant. Bei einer so starken Dispersion macht sich eine nur geringe fehlerhafte Einstellung der Spectrallinien schon recht erheblich in der Grösse der Minimalablenkung bemerkbar. Was nun die Form und Herstellung der Prismen anbetrifft, so kam es darauf an, die brechende Kante möglichst scharf zu erhalten. Die Herren Dr. Steeg und Reuter in Homburg v. d. H. haben diese Prismen mit der bekannten Geschicklichkeit in ihrem Institut ausführen lassen. Die brechende Kante hatte an der feinsten Stelle eine Dicke von 0.03 Millimeter und kam also der Stärke eines guten Dünnschliffes gleich. Die brauchbare Länge dieser Kante betrug etwa 1 Centimeter. Schon in einer Entfernung von nur $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ Millimeter vom äussersten Ende wurden die Prismen auch bei der stärksten Beleuchtung, welche der Apparat anzuwenden gestattete, völlig undurchsichtig. An dieser Stelle hat der Körper eine Dicke von $\frac{1}{10}$ Millimeter.¹⁾ Die Orientirung der Prismen geschah auf die Weise, dass die Lage der an die Krystalle anzuschleifenden Fläche mit

¹⁾ Da bei einem Prisma von 10° das 0.03 Millimeter breite Ende auf einem Kreis von 0.17 Millimeter Radius und bei einem Prisma von 6° und der gleichen Endstärke auf einem Kreis von 0.29 Millimeter Radius liegt, so befinden sich jene Stellen, bei welchen die Prismen undurchsichtig werden, auf Kreisen mit den Radien 0.67 und 1.04 Millimeter. Die Prismen müssen hier eine Dicke von etwa $\frac{1}{10}$ Millimeter haben.

weisser Farbe möglichst scharf angegeben wurde. An Prisma I waren die Krystallflächen noch theilweise erhalten, so dass die Lage der brechenden Kante controlirt werden konnte. Nennen wir die Flächen dieses Prismas F_1 und F_2 , so bilden dieselben mit den Pyramidenflächen $22\bar{4}3$ und $22\bar{4}\bar{3}$ folgende Winkel:

$F_1 : 22\bar{4}3$	89° 52'
$F_1 : 22\bar{4}\bar{3}$	90° 8'
$F_2 : 22\bar{4}3$	98° 52'
$F_2 : 22\bar{4}\bar{3}$	98° 44'
$F_1 : F_2$	10° 3·3'
$22\bar{4}3 : 22\bar{4}\bar{3}$	57° 28' (sollte sein 57° 34')

Hieraus berechnet sich, dass die Fläche F_1 um 0° 17', nach oben hin und die Fläche F_2 um 0° 8' nach unten hin von der Prismenzone abweicht. Der gemeinschaftliche Zonenpunkt beider Flächen, welcher die Lage der brechenden Kante angibt, weicht alsdann um 0° 52' von der Basis ab.¹⁾ Diese fehlerhafte Orientirung hat bei der hier erreichten Genauigkeit keinen nennenswerten Einfluss auf das Endresultat. An den anderen beiden Prismen waren die Controlmessungen nicht mehr auszuführen, weil die dazu erforderlichen Krystallflächen beim Schleifen verschwunden sind. Die angestrebte Lage der brechenden Kante muss indessen auch bei diesen sehr annähernd erreicht sein, weil die Doppelbrechung innerhalb der Fehlergrenzen bei allen 3 Prismen gleich gross gefunden wurde.

Die folgenden Zahlen sind Mittelwerte aus je 3 Messungen.

	Licht- art	Prisma			Brechungsexponent nach		
		I	II	III	I	II	III
Ordentlicher Strahl ω	A . .		15° 4·9'	11° 21·2'		2·901	2·906
	a . .	19° 57·2'	15° 26·0'	11° 37·7'	2·954	2·947	2·947
	B . .	20° 30·4'	15° 46·9'	11° 51·3'	3·007	2·985	2·990
	C . .		16° 13·1'	12° 10·4'		3·038	3·045
Ausserordentlicher Strahl ϵ	A . .	17° 15·0'	13° 23·2'	10° 4·1'	2·693	2·687	2·691
	a . .	17° 37·6'	13° 40·2'	10° 17·8'	2·730	2·719	2·726
	B . .	18° 0·3'	13° 54·9'	10° 28·6'	2·766	2·755	2·757
	C . .	18° 24·4'	14° 12·6'	10° 41·5'	2·805	2·791	2·794
Brechender Winkel		10° 3·3'	7° 51·3'	5° 56·5'			

¹⁾ Die Kleinheit der Winkel erlaubt die in Betracht kommenden Dreiecke als ebene Dreiecke aufzufassen. Die fehlerhafte Lage der brechenden Kante ist dann leicht durch Construction zu finden.

Die Fehler betragen bei den brechenden Winkeln 0·2' und bei den Winkeln der Minimalablenkung weichen die Einzelwerte bis zu 2·0' von den obigen Mittelwerten ab. Hieraus berechnen sich die möglichen Fehler bei

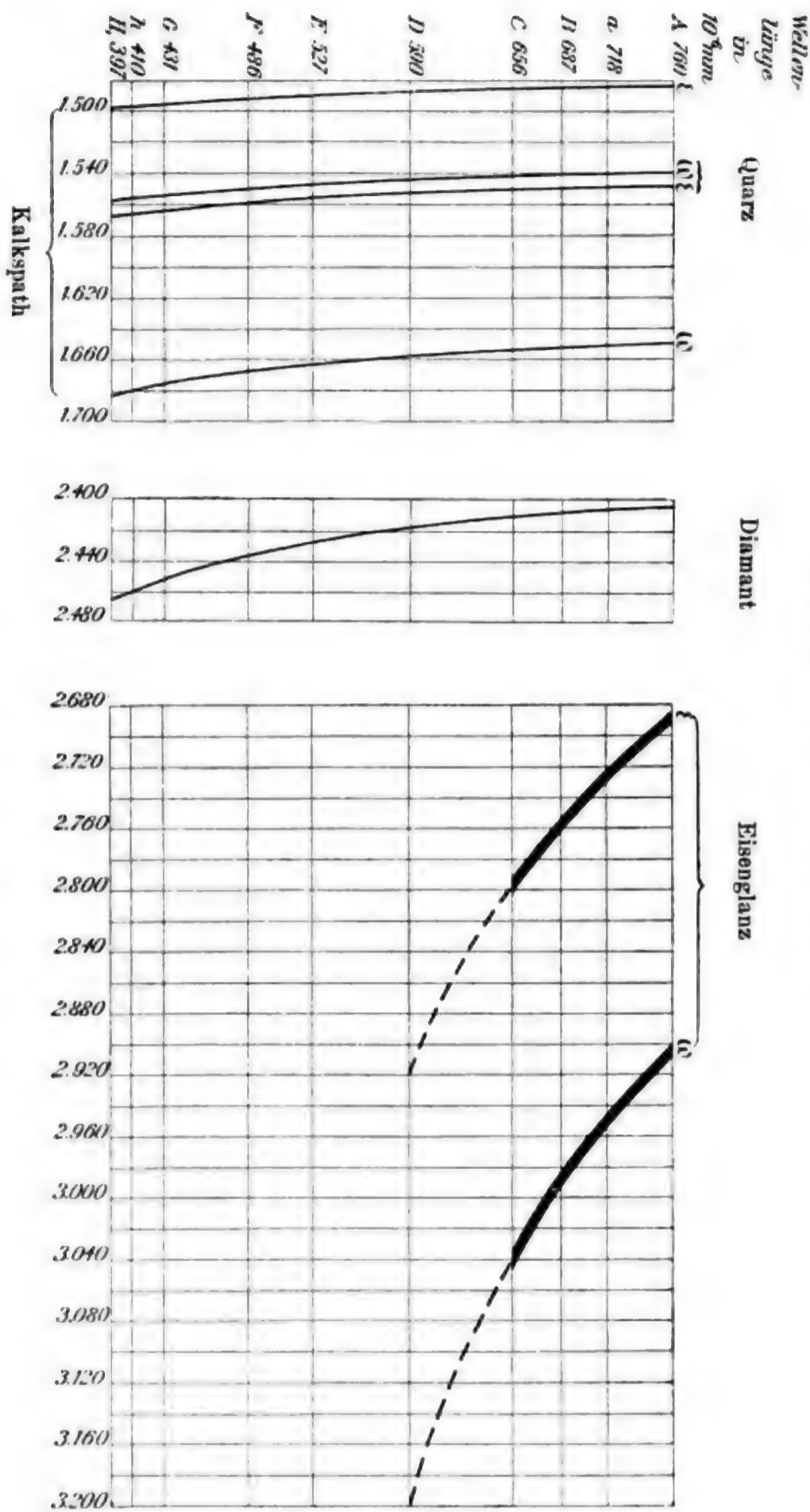
Prisma I zu	$\pm 0\cdot004$
„ II „	$\pm 0\cdot005$
„ III „	$\pm 0\cdot007$

Die grössten Abweichungen sollten hiernach zwischen I und II höchstens 0·009, zwischen I und III höchstens 0·011 und zwischen II und III höchstens 0·012 erreichen; die Messungen von II und III stimmen damit überein, während diejenigen von I in Bezug auf den Wert ω für die *B*-Linie ein wenig aus der Reihe herausfallen. Hier scheint also ein constanter Fehler sich eingeschlichen zu haben, was offenbar damit zusammenhängt, dass ein Prisma von 10° an der Grenze der Tauglichkeit für derartige Untersuchungen liegt. Wenn man diesen Wert für ω eliminirt, so erhält man für die Lichtbrechung des Eisenglanzes folgende Zahlen:

	<i>A</i>	2·904
	<i>a</i>	2·949
ω	<i>B</i>	2·988
	<i>C</i>	3·042
	<i>D</i>	[3·22]
	<i>A</i>	2·690
	<i>a</i>	2·725
ε	<i>B</i>	2·759
	<i>C</i>	2·797
	<i>D</i>	[2·94]

Abgesehen von den Werten für *D*, welche durch Construction gefunden wurden, dürften die möglichen Fehler 5 Einheiten der dritten Decimale nicht wesentlich übersteigen.

Der Eisenglanz wird von den bisher untersuchten Verbindungen in Bezug auf Lichtbrechung nur von Zinnober um ein wenig übertrffen. Um eine Vorstellung von der hohen Licht- und Doppelbrechung,



Graphische Darstellung der Lichtbrechung von Kalkspath, Quarz, Diamant und Eisenglanz.

FIG. 2.

sowie von der sehr starken Dispersion zu erhalten, sind in Fig. 2 diese Grössen für Quarz, Kalkspath, Diamant und Eisenglanz graphisch dargestellt. Die Längen der Abscissen dieser Curven stellen die Wellenlängen, die Längen der Ordinaten stellen die Brechungsexponenten vor. Je steiler die Curven sind, desto geringer, und je stärker geneigt, desto grösser ist also die Dispersion. Die Breite der ausgezogenen Linien gibt in Bezug auf den Eisenglanz die Fehlergrenze an.

Das specifische Gewicht wurde an einem Theil jenes Krystalles, von welchem Prisma I genommen war, mittelst der hydrostatischen Wage dreimal bestimmt.

Gewicht des Krystals in Luft	. . .	5.4294	±	0.00005	Gramm
" " " " Wasser	. .	4.4022			
		4.4019			} bei 14°
		4.4023			

Bei den ersten beiden Wägungen unter Wasser tauchte der 26 Centimeter lange und 0.0798 Gramm schwere Platindraht 4½ Centimeter, bei der letzten Wägung 5½ Centimeter ein. Hiernach sind die Zahlen corrigirt worden, so dass das Gewicht des verdrängten Wassers 1.0266 ± 0.0003 Gramm beträgt und das specifische Gewicht des Elbaner Eisenglanzes sich zu

$$5.289 \pm 0.002 \text{ bei } 14^\circ \text{ und zu}$$

$$5.285 \pm 0.002 \text{ „ } 4^\circ \text{ berechnet.}$$

Diese Zahl, trotzdem sie nur an einem (allerdings sehr gut ausgebildeten und compacten) Krystall bestimmt wurde, ist vielleicht deswegen als die wahrscheinlich richtigste anzusehen, weil dieselbe so hoch ausgefallen ist; denn Verunreinigungen dürften das Gewicht des Eisenglanzes nach allen Vermuthungen, die man darüber hegen kann, nur herabdrücken. Uebrigens fand R a m m e l s b e r g¹⁾, nachdem er an buntangelaufenen, sehr schwach magnetischen Krystallen die Dichte zu 5.241 gefunden hatte, dass „andere sehr scharfe, reine starkglänzende Krystalle ein specifisches Gewicht = 5.283 zeigten“.

¹⁾ Poggendorff's Annalen. 1858, Bd. CIV, pag. 530.

2. Spectralapparat für Mikroskop und Axenwinkelapparat.

Für die Bestimmung der Auslöschungsschiefe und für die Messung des Winkels der optischen Axen für die Fraunhofer'schen Linien sind von verschiedenen Forschern Spectralapparate construirt worden, die aber, mit Ausnahme des von Tutton angegebenen, kaum praktisch verwendbar sein dürften. Tutton benutzt zu diesen Messungen den gleichen grossen Spectralapparat, den er auch bei den spectrometrischen Bestimmungen verwendet. Nun aber sind die Anforderungen, welche an den Grad der Einfarbigkeit des Lichtes bei den drei verschiedenen Bestimmungen (Brechungsexponent, Auslöschungsschiefe, Axenwinkel) ein und desselben Mineralen gestellt werden, im allgemeinen sehr verschieden.

Bei dem Pyroxen von Renfrew (siehe vorige Abhandlung) beträgt die Dispersion der Bisektrix etwa 1° , die Dispersion des Winkels der optischen Axen etwa 2° und die Dispersion der gebrochenen Strahlen bei den Prismen mit grösstem brechenden Winkel etwa 1° . Diese Grössen haben eine sehr verschiedene Bedeutung, weil nach unseren bisherigen Methoden dieselben mit sehr verschiedener Genauigkeit bestimmt werden können. Bei stark gefärbten Mineralien lässt sich die Auslöschungsschiefe wohl niemals genauer als bis auf $5'$ und der Winkel der optischen Axen höchstens bis auf $10'$ richtig bestimmen; die spectrometrische Untersuchung erlaubt aber eine Genauigkeitsgrenze von etwa $\frac{1}{3}'$, darnach wäre also die Dispersion der Bisektrix und des Winkels der optischen Axen bis auf etwa 8% , die Dispersion der Brechungsexponenten bis auf 1% richtig zu bestimmen. Bei anderen Mineralien werden wieder andere Verhältnisse herrschen, so dass also die zur Erzeugung des monochromatischen Lichtes nothwendigen Spectren möglichst leicht zu variiren sein sollten. Immer wird das Bestreben darauf gerichtet sein, diese Spectra wegen der Lichtstärke so klein wie möglich zu wählen. Man könnte nun geneigt sein, diese Spectra für die ersten beiden Bestimmungen wegen der etwa 8mal geringeren Genauigkeit auch sovielmal kleiner zu wählen. Hier aber spielen noch andere Momente eine Rolle, die es im Gegentheil wenigstens bei stauroskopischen Messungen nothwendig machen, ein grösseres Spectrum anzuwenden. Man darf wohl annehmen, dass bei stark gefärbten Präparaten, deren Ausdehnung wesentlich geringer als 1 Millimeter ist, eine genaue Bestimmung der

Auslöschungsschiefe schon recht schwierig wird. Innerhalb dieses Raumes von 1 Millimeter sollte alsdann das Spectrum ziemlich monochromatisch sein, und bei einer Genauigkeit von nur 8% müsste dasselbe mindestens 12 Millimeter Ausdehnung besitzen. Mit Hilfe einer Linse liesse sich das Spectrum des früher beschriebenen Apparates leicht auf diese Grösse bringen. Es schien mir aber zweckmässiger, für diese Messungen einen zweiten grösseren Spectralapparat zur Verfügung zu haben.

Dieser grössere Spectralapparat ist in Verbindung mit Mikroskop und Axenwinkelapparat in Fig. 2 und 3 auf Taf. I abgebildet. Er enthält zwei Prismen, welche am Ende des gegen links gewendeten Rohres ein Spectrum von etwa 25 Millimeter entwerfen. Die Einstellung der Fraunhofer'schen Linien geschieht nach dem gleichen Princip wie früher; nur wurde die Loupe durch ein sehr schwach vergrösserndes Mikroskop ersetzt, weil die Anlage des Axenwinkelapparates einem Nähern des Auges an den Spalt hinderlich sein kann. Dieses Mikroskop mit kleinem, total reflectirenden Prisma am unteren Ende ist in Fig. 3 nach oben geklappt, während es sich in der für die Ablesung erforderlichen Stellung in Fig. 2 befindet.

Für die Messungen, sei es mittelst des Mikroskopes, sei es mittelst des Axenwinkelapparates, ist es nun noch nothwendig, jenen Theil des Spectrums, welcher durch den Spalt herausgeschnitten und als genügend monochromatisch angesehen wird, möglichst ungeschwächt in's Auge treten zu lassen. Wenn man dieses monochromatische Licht durch eine matte Glastafel auffängt und alsdann jenen diffus beleuchteten Theil des Glases als Lichtquelle benützt, so findet eine enorme Lichtschwächung statt. Ich habe es bei der staurosopischen Messung vorgezogen, mittelst einer Linse ein Bild des Spaltes direct in der Objectebene des Mikroskopes zu entwerfen. Zu diesem Zweck ist unterhalb, in Fig. 2 also rechts vom Polarisator, eine Linse angebracht (in der Figur nicht zu sehen), deren Brennweite 25 Millimeter beträgt. Befindet sich diese Linse in je 50 Millimeter Entfernung vom Spalt und Tisch, so wird die Spaltbreite in wirklicher Grösse auf das Object projicirt; will man das Bild des Spaltes verkleinert oder vergrössert entwerfen, so braucht man nur die Stellung von Mikroskop und Linse gegen den Spalt passend zu verschieben. Auch bei der Beleuchtung des Gesichtsfeldes des Axenwinkelapparates habe ich nicht die mattgeschliffene Glastafel verwendet, sondern das aus

dem Spalt divergent austretende Lichtbündel an jener Stelle mit einer Linse aufgefangen, an welcher es den Durchmesser der Kollimatorlinse des Axenwinkelapparates besitzt. Wählt man alsdann die Brennweite dieser Linse gleich ihrem Abstand vom Spalt, so erhält man ein monochromatisches Lichtbündel paralleler Strahlen, welche das Gesichtsfeld des Axenwinkelapparates gut beleuchten. Die Kollimatorlinse des Axenwinkelapparates hat einen Durchmesser von 7 Millimeter; diese Breite erreichen die aus dem Spectrometer divergent austretenden Strahlen bei etwa 70 Millimeter Entfernung vom Spalt, so dass die auf der rechten Seite des Kollimators befindliche Beleuchtungslinse eine Brennweite gleich dieser Entfernung besitzt.

Belege finden sich in der voranstehenden Arbeit über den Pyroxen von Renfrew.

Tübingen, den 23. Mai 1895.



Ich will nunmehr berichten, was ich sonst wichtiges an dem Vulcan während des Jahres 1894 beobachten konnte.

Ich hatte schon Gelegenheit, zu erwähnen, dass die Flanken-Eruption, die mit paroxysmalem Charakter von Juni 1891 bis Februar 1894 andauerte und von da an durch überraschende Ruhe charakterisirt war, bereits seit December 1893 eine Verminderung im Lavaausfluss verrieth. Im Jänner 1894 prägte sich diese Abnahme immer mehr aus, so dass gegen das Ende dieses Monates eine Reihe unbedeutender Ergüsse, abwechselnd mit Momenten völliger Ruhe, das Ende dieser Eruption voraussehen liessen. Am 4. Februar zeigte sich keinerlei Austritt des Magmas im Atrio del Cavallo. An der nördlichen Spalte hatte sich offenbar in den tiefsten Regionen des Einsturzkraters in Folge des langsamen Ausflusses der Lava ein Verschluss gebildet und gleichzeitig begann die Ausfüllung der Kraterhöhle mit losem Material, eine langsame und stetige Arbeit unter abwechselnder Bildung, Zerstörung und Wiederherstellung des Eruptivkegels. Es scheint mir nicht überflüssig, nochmals hervorzuheben, dass sich nach meiner Ansicht ein wahrer Eruptivgang nur in den tieferen Theilen der Spalte gebildet hat, insoferne von diesem Zustande die grosse Gebrechlichkeit der Nordflanke des Vesuvkegels resultirt, welche auf diese Eruption zurückzuführen ist.

Um nun die kurze Geschichte der Thätigkeit des Vesuvs im Jahre 1894 darzulegen, werde ich von den von Zeit zu Zeit notirten Thatsachen ausgehen und mit dem Monat Jänner beginnen.

Jänner. In diesem Monate dauerte die Flanken-Eruption im Atrio del Cavallo noch an. Der Ausfluss der Lava, zeitweilig reducirt, verminderte sich von Tag zu Tag. Am Krater bemerkte man eine ungewöhnliche Vermehrung der Thätigkeit, vielleicht noch bedeutender in den Perioden jener erwähnten Unterbrechungen. Während der Ausfluss des Magmas durch die Nordspalte noch fort dauerte, befand sich der eruptive Apparat des Kraters in dem durch Fig. 1, Taf. II dargestellten Zustand.

Februar. Am 3. hörte jeder Lavenausfluss im Atrio auf. Die letzten Ergüsse des Magmas hatten sich über die vorangegangenen Ströme hingewälzt und fanden sich noch immer auf der Oberfläche der centralen und höchsten Regionen des unteren Ausflusses, mit anderen Worten, auf dem Gipfel der neuen Lavakuppe. Während der Epoche der erwähnten Unterbrechungen gelangte das Magma zur Bil-

calen Säule, so dass das Auswurfsmaterial im Herabfallen sich rings um die Mündung anhäufte und einen sehr regelmässigen, centralen Eruptionskegel am Grunde bildete (siehe Fig. 4). Am 23. und 24. nichts besonderes. Am 25. wurden Bomben und Lavafetzen zu grösserer Höhe emporgeschleudert und fielen, die Kratermündung überschreitend, ausserhalb des Kraterrandes. Am Morgen des 26. liessen sich am vesuvischen Observatorium starke und kurze Detonationen hören, welche Nachmittags begleitet waren von Auswürfen voluminöser Schlacken, welche gegen Nord zurückfielen, und gegen Abend gefolgt wurden von einem continuirlichen Brummen, während dessen keine beträchtlichen Auswürflinge, sondern nur kleine Funken ausgeschleudert wurden. Während der Nachmittagsstunden des 27. zeigte sich der Krater in wahrem Glanz. Dämpfe fehlten fast vollständig. Zwei Mündungen hatten sich am Kraterboden gebildet, gesondert durch eine ostwestlich streichende Wand und somit beiläufig in nordsüdlicher Richtung angeordnet (siehe Fig. 5). Diese beiden Mündungen waren in lebhafter Thätigkeit und ihre Geschosse erreichten die Kratermündung.

Von einer derselben — der gegen Süd gelegenen — wurden in wechselnden Zwischenräumen Ballen von bläulichweissem Dampf ausgestossen, der sehr schwach sauer reagierte. So erhielt sich der Krater durch einige Stunden, dann erfüllte er sich wieder mit dichten, stark sauren Dämpfen.

Am Morgen des 28. bemerkte man heftige Detonationen vom Observatorium. Der eruptiven Mündungen gab es nun drei. Die zwei Mündungen vom Tag vorher hatten sich bezüglich gegen Nord und Süd verschoben und einer dritten, mittleren Platz gemacht. Daher waren statt der einen Trennungswand nunmehr zwei vorhanden (siehe Fig. 6). Diese drei Mündungen warfen grosse Schlacken aus, aber nicht gleichzeitig, obschon gleichsam mit einer gewissen regelmässigen Wechselfolge. Die begleitenden Detonationen machten ganz den Eindruck einer fortgesetzten Artillerie-Salve. Das glühende Magma stand in den drei Mündungen verschieden hoch und wogte in heftigen Stössen auf- und abwärts, wobei der tiefste Stand sich bis eine halbe Stunde lang fort erhielt. Darauf trat infolge der Erhöhung des Druckes wieder ein Ansteigen ein.

Dass das Magma in drei einander so naheliegenden Canälen (die Scheidewände zwischen jenen drei Bocchen mochten nicht mehr

als 10 oder 12 Meter Dicke haben) unabhängig ansteigen und sinken kann, dass also auch in solcher Nachbarschaft die latente Expansivkraft mit verschiedener Intensität wirken kann, scheint mir eine der grössten Aufmerksamkeit werthe Thatsache zu sein.

März. Am 1. zeigte sich eine grosse Menge Rauch, der reichlich Asche mitbrachte und von schwachem gurgelnden Geräusch begleitet war. Unbedeutende Abstürze erfolgten an der nördlichen Kraterwand. Am 2. verstärkte sich plötzlich die Thätigkeit beträchtlich. Heftige Detonationen folgten sich ohne Unterlass und jagten Allen Schrecken ein, die sich in der Nähe des Kraters befanden. An Stelle der drei Mündungen hatte sich infolge Einsturzes der Scheidewände eine einzige trichterförmige, centrale Oeffnung gebildet, von welcher eine continuirliche Garbe von relativ kleinen Schlacken ausgeworfen wurde, die keine grosse Höhe erreichten und sich regelmässig am Kraterboden anhäuften. (Siehe Fig. 7.) Nach einzelnen Pausen in dieser Thätigkeit trat eine Erhöhung derselben ein, worauf wieder das gleichmässige Stadium folgte. Die heftigsten Detonationen schienen aus enormer Tiefe zu kommen. Der Sand und die kleinen ausgeworfenen Lapilli waren alle fadenförmig. Das Kraterbassin war bereits ungefähr zur Hälfte von diesen Auswürflingen angefüllt, so dass vom 4. Februar bis 2. März die Ausfüllung 100 Meter und mehr betrug. Am 3. war der Vulcan verhältnismässig ruhig: Viel Qualm, aber kleine Auswürflinge und schwaches Getöse. Am 4. war der Krater von Rauch erfüllt und erlaubte keine Einsicht, aber die Thätigkeit schien zu dem Zustand vom 2. zurückgekehrt zu sein. Vom 5. bis 8. eher noch heftiger erregt und von Dämpfen erfüllt. Am 9. wurden zwei Mündungen am Kraterboden beobachtet, eine gegen Nordwest und eine gegen Süd (siehe Fig. 8). Die Thätigkeit war ganz auf die nordwestliche Mündung concentrirt, welche reichliche Dampfballen und Garben von voluminösen Schlacken anwarf. Die südliche Mündung, viel kleiner als die andere, war ruhig. Ein halbkreisförmiger Ring, welcher beide umging, liess erkennen, dass in den letzten Tagen eine Senkung stattgefunden habe; somit war die eruptive Mündung einheitlich. Am 10. hielt sich die Thätigkeit wie an den vorbergehenden Tagen. Die Lavafetzen flogen bis zur Kratermündung mit einer Schussrichtung gegen Nordwest. Am Morgen des 11. heftige Detonationen begleitet von hellen röthlichen Dämpfen; die Projectile flogen gegen Nordwest wie am Tag vorher.

Am 12. dicke Dämpfe, seltene aber heftige Explosionen, die Schussrichtung gegen Nord. Am 13. Dampf nicht in Ballen, sondern in einer Säule; spärlich fadenförmiger Sand. Am 17. heftigere Erregung: von der fortwährend aufkochenden Lavoberfläche wurden fadenförmige Asche und voluminöse Schlacken gegen Nord ausgestossen, begleitet von kurzen Schlägen und sehr sauren Dämpfen. Es war eine einzige Eruptionsmündung vorhanden, und die Schlackenmassen häuften sich vorzüglich gegen Nord an (siehe Fig. 9). Vom 18. bis 28. hinderten Wolken und Wind den Krater zu sehen. Am 29. war er verhältnismässig ruhig. Ab und zu mit Sand beladene Rauchwolken, schwaches Getöse, Schlacken von beschränkter Masse und sehr geringer Wurfhöhe. Es wurden indessen einige Stücke alter gebleichter Laven beobachtet. Von Anfang März bis gegen die Mitte des April lässt sich die Thätigkeit als in ständiger Abnahme befindlich ansehen.

April. Am 1. vermehrte sich unmerklich die Thätigkeit. Viel Dampf, aber Schauer von Sand, und selten Schlacken. Am 2. liessen reichliche, mit Asche beladene Dämpfe den Schlund nicht ersehen. Die Geschosse erreichten nicht die Kratermündung. Auf der Ebene der Fumarolen waren die sauren Ausströmungen vermehrt. Am 3. war die eruptive Oeffnung gut zu sehen. Sie war verkleinert, von der Form eines umgestürzten Trichters und mittelständig bezüglich des Kraterbodens; sie fuhr fort sich zu vergrössern durch Schlacken untermengt mit wenigen Bruchstücken alter Laven (siehe Fig. 10). Am 4. hielt sich die Thätigkeit unverändert. Die Eruptionsmündung hatte sich auf das Doppelte vergrössert und behielt die Trichterform bei. In den Morgenstunden des 6. hörte man am Observatorium heftige Detonationen. Eine dünne Säule weisslichen Rauches stieg senkrecht aus dem Krater. Nach Mittag schleuderten säulenförmige Explosionen Lavafetzen bis zur Mündung. Später waren einige Explosionen ungewöhnlich heftig. Die Eruptionsmündung war anstatt rund, verlängert in der Richtung Nord-Süd. Gegen 4^{1/2} Uhr stürzte auch dieser Eruptivkegel ein (siehe Fig. 11), die Oberfläche der Lava sank bedeutend, während die Thätigkeit sich merklich verminderte. Diese Thatsache ist beachtenswerth, da sie fast bei jedem Einsturz der Kraterwände beobachtet wird. Während des Ansteigens oder während des stationären Zustandes der Thätigkeit können durch den Druck, den das in ihnen enthaltene flüssige Magma ausübt,

October. Die Stufe der Thätigkeit, zu der sich der Vesuv Ende September erhoben hatte, erhielt sich bis zum 27. October. Am 28., 29. und 30. bemerkte man eine fortschreitende heftige Steigerung. Am 29. muss der Druck der Gase im Inneren sehr mächtig gewesen sein. Das Magma, plötzlich emporgehoben, überschritt die Krateröffnung des Eruptivkegels und wandte sich nach aussen, sich innerhalb des Einsturzkraters beträchtlich ausbreitend. Ueber der dünnen Decke, welche durch diesen ersten Lavaerguss gebildet wurde, füllte sich der Einsturzkrater, ebenso wie früher, mit losem Auswurfmaterial. Die Vertheilung jenes Ergusses ist in Fig. 14 dargestellt.

November. Bis zum 1. November verminderte sich die Thätigkeit in wahrnehmbarer Weise. Vom 5. bis 7. bestand im Kraterbassin ein Eruptivkegel, dessen Mündung sich etwa 50 Meter unterhalb des Kraterlandes befand, und dessen Auswürflinge bereits den kleinen Lavaerguss vom 29. October bedeckt hatten. Am 14. öffnete sich eine zweite eruptive Mündung, südlich von der ersten gelegen (siehe Fig. 15). Auch bei diesem Zustand wurde notirt — wie ich am 28. Februar bemerkte — dass die beiden Mündungen Schlacken und Dampf in ungleichen Zeiten auswarfen, als ob sie völlig unabhängig von einander gewesen wären. Die Thätigkeit erfuhr eine leichte Steigerung, die plötzlich am 16. und 17. einer Verminderung wich, welche letztere unmerklich fortschreitend den ganzen Monat hindurch anhielt.

December. Die Abschwächung hielt während der ersten Decembertage an. Am Morgen des 7. beunruhigten heftige Erdstöße das Personal der unteren Station der Drahtseilbahn. Am Krater dauerte eine ganz mässige strombolianische Thätigkeit bis zum 31. December. Gegen das Ende dieses Monats hatte der Eruptivkegel eine einzige Mündung, welche ungefähr 20 Meter unterhalb des Kraterlandes lag (siehe Fig. 16).

Wenn wir einen zusammenfassenden Blick auf den Vesuv während des Jahres 1894 werfen, sehen wir folgendes:

Der Einsturzkrater erlitt während dieses Jahres, wenigstens seit dem Aufhören der Flanken-Eruption, nur eine unbedeutende Zerstörung.

Von seiner inneren Wand, namentlich von den höheren Theilen derselben, erfolgte im ganzen Umkreis eine Entwicklung von Wasserdampf, welche sichtbarer wurde bei Südwest- und Süd-Wind, die

bereits mit Feuchtigkeit beladen sind. Diese Wasserdampf-Entwicklung rührte übrigens hier von der Feuchtigkeit, welche den Boden imprägnirte, her.

Besonders an dem Sector von Nordnordost bis Nordwest machten sich reichliche Emanationen von schwefeliger Säure bemerkbar, welche sich Bahn brachen längs Spalten, die offenbar mit den tieferen Regionen in Verbindung standen.

An der Spalte, welcher die Nordflanke des grossen Kegels durchsetzte, und die Verbindung zwischen dem Eruptivcanal und der Aussenwelt herstellte und den Lavaausfluss bestimmte, der vom 7. Juni 1891 bis 3. Februar 1894 andauerte, zeigten sich eher niedere Temperaturen. Es ist übrigens gar nicht anzunehmen, dass diese Spalte mit frischem Magma erfüllt worden sei, indem dieses vielmehr nur in den tiefen Theilen einen Gang gebildet hat. Von diesem Niveau (dem Niveau des Kraterbodens während der Eruption) aufwärts ist die Spalte lediglich mit altem, unzusammenhängendem Material ausgefüllt worden, welches abstürzte und in die Tiefe sank. Ein Blick auf die Reihe der beigegebenen Profile lässt klar erkennen, wie das flüssige Magma nicht im Stande war, in die höheren Partien der Spalte einzudringen, da der Krater sich auf Kosten von Auswurfsmaterial ausfüllte. Ich bemerke, dass man durch die fortgesetzte Beobachtung der Radialspalten und der Art, wie sich ihre Ausfüllung vollzieht, genügend gute Angaben gewinnen kann für die wahrscheinliche Orientirung späterer Risse und der daraus folgenden Orientirung der Flanken-Eruptionen. Infolge dessen, und nach dem wenigen, was mir seit 4 Jahren in jener Richtung zu beobachten vergönnt war, möchte ich der Nordflanke des Kegels eine gewisse Brüchigkeit zuschreiben.

Das Ausfüllungsmaterial des Kraters, welches seit dem 4. Februar gleichsam ohne Unterbrechung aufgeschüttet wurde, bildete immer eine mehr oder weniger tiefe Ebene, auf welcher sich aus Schlacken aufgebaute Eruptivkegel erhoben. Infolge der Brüchigkeit ihres Baues und der trichterförmigen Gestalt ihrer Mündung waren sie häufig Einstürzen unterworfen. So kam es, dass sich die Ausfüllung der Kraterhöhlung ziemlich langsam vollzog. Die Thätigkeit war ganz und gar auf diese inneren Mündungen concentrirt und bestand im allgemeinen in heftigen Auswürfen zahlreicher Schlacken, welche in kleiner Zahl auf den äusseren Abhang zurückfielen; daher gewann

der Kraterrand nur ganz wenig an Höhe. Die stärkeren Garben folgten sich mit Unterbrechungen, aber die Explosionen waren öfter zusammenhängend und von Getöse begleitet, das bisweilen am Observatorium wahrnehmbar wurde. Die Dampfballen förderten etwas Asche; Asche und Lapilli waren immer fadenförmig und charakterisirten die Periode der Ausfüllung und des im Aufbau begriffenen Kegels.

Die Einwirkung der Gase auf die Kraterwände und die Schlacken auf der Aussenseite des Kraters machten sich immer mehr fühlbar, und man bemerkte von neuem die hieraus folgenden gelben und rothen Färbungen der Umwandlungsproducte, genau wie man sie gesehen hatte, bevor die Eruption hervorbrach.

Da die Ausfüllung des Kraterbassins sich durch Explosionen vollzog und aus fragmentarem Material besteht, liegt ein Kriterium vor, dieselbe für wenig stabil zu halten und unterworfen einer leichten und nicht allzufernen Senkung.

An der neuen, im Atrio del Cavallo entstandenen Lavakuppe zeigte sich seit dem 3. Februar keine Spur einer endogenen Thätigkeit, sondern blos Ausstrahlung latenter Wärme und andere Aeusserungen einer retrospectiven Thätigkeit, welche auf den höchsten Theil der Kuppe selbst localisirt blieb, in Uebereinstimmung mit ihrer grösseren Mächtigkeit daselbst. An mehreren auf dem Gipfel des Hügels gelegenen Spalten zeigte sich stets hohe Temperatur, ebenso ferner an vier Mündungen oder alten Fumarolen. An diesen bemerkte man auch eine mehr oder weniger reichliche Entwicklung von Chlorwasserstoffgas und ein wenig Schwefelwasserstoffgas. Gegen Ende des Jahres sah man noch immer in der Tiefe mancher Spalten etwa 4–5 Meter unter der Oberfläche glühendes Magma. Die inneren Wände der vier Mündungen und der Spalten waren noch mehr oder weniger reichlich mit Chlornatrium und Chlorkalium bedeckt und von schuppigem oder erdigem Tenorit, welcher öfter die Chloride aschgrau färbte. Auch die Zersetzung der oberflächlichen Schlacken war immer auf den höheren Theil der Lavakuppe beschränkt.

Fassen wir rückblickend die Thätigkeit des Vesuv vom 4. Februar bis 31. December in wenigen Zügen zusammen, so ergibt sich folgendes¹⁾:

¹⁾ Einen grossen Theil dieser Angaben verdanke ich einem, mit den Eigenthümlichkeiten des Vesuvs sehr vertrauten lieben Freunde, welcher aber vor der

- 4.—7. Februar, mässige strombolianische Thätigkeit;
 8.—20. Februar, fortschreitende Zunahme der Thätigkeit;
 20. Februar bis 1. März, stark ausgeprägte strombolianische Thätigkeit;
 2. März, augenblickliche Steigerung;
 3.—31. März, fortschreitende Abnahme;
 1.—13. April, fortschreitende Abnahme;
 14., 15. April, strombolianische Thätigkeit ziemlich kräftig;
 16.—26. April, fortgesetzte Abnahme;
 27.—30. April, leichte Zunahme, aber beschränkte Thätigkeit;
 1.—31. Mai, andauernde, aber beschränkte Thätigkeit;
 1.—21. Juni, leichte fortschreitende Abnahme;
 22.—25. Juni, kräftige fortschreitende Steigerung;
 26.—28. Juni, starke strombolianische Thätigkeit;
 29. Juni bis 15. Juli, ziemlich starke Thätigkeit, aber in Abnahme;
 16. Juli, steigende Thätigkeit bis zum 23. Juli;
 23. Juli bis 4. August, fortschreitende Verminderung;
 4.—25. August, Steigerung;
 25. August bis 3. September, Abnahme;
 3.—19. September, fortschreitende Abnahme;
 19.—25. September, sehr merkliche Steigerung;
 26. September bis 27. October, leichte Zunahme;
 28.—30. October, starke fortschreitende Zunahme;
 31. October bis 5. November, starke Thätigkeit;
 6.—13. November, Abnahme;
 14.—15. November, leichte Zunahme;
 16. November, Abnahme;
 17.—30. November, Abnahme;
 1.—31. December, dauernde, aber schwache strombolianische Thätigkeit.

Die obige Zusammenfassung bot mir genügende Angaben zur Construction einer Curve, durch welche ich das Verhalten des Vesuv's während der Periode vom Ende der letzten Eruption bis zum Schluss des Jahres 1894 darzustellen versuchte. Die Abscissen meiner Curve geben die Zeit an, die Ordinaten den Grad der Thätigkeit (s. Taf. II).

Hand unbekannt zu bleiben wünscht. Nichtsdestoweniger will ich nicht verfehlen, einer hier dankend zu gedenken.

Wie man leicht begreift, kann eine Curve, die die vulcanische Thätigkeit ausdrücken soll, nicht mathematisch construiert werden. Während die Abscissen von einer streng exacten Grösse abhängen, indem jeder Millimeter der Dauer von 24 Stunden entspricht, bedeuten die Ordinaten nicht mehr als eine völlig individuelle Schätzung, da für diese eine bestimmte Masseinheit fehlt.

Mir scheint es, dass bei dem gegenwärtigen Stand der Vulcanologie, wo sich weder die Möglichkeit darbietet, jene innere Energie zu messen, noch ein mechanisches Aequivalent der vulcanischen Thätigkeit gefunden werden kann (eine Sache, von der wir, wenn sie überhaupt möglich ist, noch sehr weit entfernt sind), eine grössere Exactheit, als die von mir erreichte nur dadurch erzielt werden könnte, wenn es möglich wäre, Tag für Tag und mit der grössten Sorgfalt Beobachtungen anzustellen am terminalen Krater, oder wo sich im Falle von Flanken-Eruptionen die Thätigkeit stärker äussert.

Die von mir dargebotene Curve muss also als ein erster Versuch beurtheilt werden, und ich kann es daher nicht wagen, weitere Consequenzen aus derselben zu ziehen, was auf den ersten Blick als eine leichte Sache erscheinen könnte. Im übrigen wird niemand, der von vulcanischer Thätigkeit einige Kenntnis und Erfahrung hat, und die Bezeichnungen: Plinianische, strombolianische, Solfataren-Thätigkeit, Ruhe erfasst, weitere Erläuterungen nöthig haben, um zu ersehen, dass meine Curve ein beständiges Verharren des Vesuv während des Jahres 1894 in strombolianischer Thätigkeit ausdrückt mit wenig merklichen Annäherungen an plinianische Thätigkeit und ein eigentliches Solfatarenstadium.

Würde man einen grösseren Massstab anwenden, sei es für die Abscissen oder die Ordinaten (für welche letztere es erforderlich wäre, noch mehrere Abstufungen für die mittlere Thätigkeit aufzustellen), so würde man eine Curve mit viel mehr Details erhalten, die in einem so kleinen Massstab stark verwischt sind. Aber einem solchen Unternehmen hoffe ich mich in der Folge zuwenden zu können, wenn sich mir eine günstige Gelegenheit darbietet.

Gleichwohl kann ich nicht umhin, hier den Gedanken auszusprechen, dass es mir für die Vulcanologie sehr interessant erschiene, jährlich ähnliche Curven zu erhalten, aus denen man sich auf einem Blick eine Vorstellung von dem Mass der Thätigkeit eines gegebenen Vulcans bilden kann. Möchte endlich mein Bestreben nicht als zu

weit gehend befunden werden, wenn ich den Wunsch ausspreche, es möchten für alle Vulcane ähnliche Jahrescurven construirt werden, durch deren Zusammenstellung man in der Lage wäre, synthetische Curven zu erhalten, die sich auf die grossen Vulcanzonen beziehen, und schliesslich auch eine einzige Curve, die die Thätigkeit des Erdinneren darstellt.

München, Mineralogisches Institut, Winter 1895.

Bemerkung des Herausgebers.

Im März und April l. J. hatte der Herausgeber mit zwei Freunden, Prof. F. Löwl, Czernowitz und Prof. J. E. Hibsich, Liebwerdtetschen, Gelegenheit, sich einige Zeit in Neapel und Umgebung aufzuhalten. Der Vesuv war in strombolianischer Thätigkeit. Bei einem Besuch des Gipfels am 17. März schätzten wir die Tiefe des grossen Kraters von der höchsten Spitze am Nordrand bis zum ziemlich ebenen Kraterboden auf etwa 40 Meter. Es war ein lebhaft arbeitender Eruptionskegel vorhanden, der etwas gegen den südwestlichen Rand des grossen Kraters gerückt und mit ihm durch einen flachen, mit frischen schwarzen Schlacken bedeckten Sattel verbunden war.

Gegen Norden, Osten und Westen stürzte er mit sehr regelmässiger Böschung von etwa 40° gegen den Kraterboden ab. Seine Mündung war nur wenig höher als die tiefsten Theile des äusseren Kraterrandes. Der Durchmesser der Eruptionsbocca mochte etwa 15 Meter betragen.

An der nördlichen Seite befand sich im Kraterboden eine lebhaft qualmende Fumarole. Während unserer Anwesenheit am Gipfel (2—4 Uhr Nachmittags) steigerte sich die vorher ziemlich mässige Thätigkeit der Centralbocca. Unter knatterndem Geräusch wurden Garben glühender Lavafetzen ausgeworfen. Bei den schwächeren, die sich alle paar Secunden folgten, fielen die Steine wieder in den Schlund zurück. Etwa alle 20 Minuten erfolgten heftige Ausbrüche, bei denen glühende, halbweiche Lavafetzen in grosser Zahl zu be-

trächtlicher Höhe (3—4fache Höhe des Eruptionskegels, also etwa 100—150 Meter hoch) emporgeschleudert wurden und in noch weichem Zustande auf die Aussenfläche des Eruptionskegels niederfielen.

Diese Thätigkeit zeigte der Vesuv in wechselnder Intensität während der ganzen Zeit unseres Aufenthaltes. Als Tage besonders häufigen Aufglühens der Gipfelgirandole wurden notirt: Der 17., 22., dann 28. und 29. März, sowie der Abend des 5. April. Dieser fortgesetzte Schlackenauswurf bewirkte eine merkliche Erhöhung des Eruptionskegels, dessen Gipfel als schwarze Kuppe von Neapel aus Mitte April bereits deutlich den Rand des grossen Kraters überhöhte.

Der neue grosse Lavakegel im Atrium zeigte nur in seiner Gipfelregion höhere Temperatur. Am Gipfel selbst war die Lava in weitem Umkreis gebleicht. Aus mehreren Fumarolen stieg licht gefärbter, etwas nach Salzsäure riechender Dampf auf. Die Mündungen waren mit den zartesten Chlornatriumefflorescenzen bekleidet; stellenweise wurde auch Tenorit und Schwefel als Sublimationsgebilde beobachtet.

Ausser diesen Fumarolen am Gipfel beobachteten wir vom Monte Somma aus Dampfentwicklung nur noch an einigen Stellen des grossen flachen Lavakegels, welche ziemlich nahe der Sommawand und genau in der Verlängerung des Radius lagen, den man vom Vesuvkrater zum Gipfel des Lavakegels ziehen kann. Darnach hat es den Anschein, als würde die grosse Spalte, welche die letzte Eruption verursachte, noch nicht jeder Communication mit der Tiefe entbehren.

F. Becke.

VI. Ueber die metamorphen Gabbrogesteine des Allalingerbietes im Wallis zwischen Zermatt- und Saasthal.

Von Raimund William Schäfer.

(Mit 3 Textfiguren und einer geologischen Karte, Taf. II.)

Allgemeine Einleitung.

Das Allalingerbiet liegt zwischen dem Zermatt- und dem Saasthal, und ist südlich durch den Monte Rosa, nördlich durch die Mischabelgruppe begrenzt. Aus den Gletschern, welche weitaus den grössten Theil des Gebietes bedecken, ragen die Allalingerate, die Lange-Fluh, die Gletscheralp, das Mittag-, Egginer-, Strabl-, Flucht-, Rhympischhorn empor, Berge, welche aus Gabbro oder aus grünen schieferigen Gesteinen bestehen und eine Höhe bis zu 4200 Meter erreichen. Es musste deshalb zu ihrer Untersuchung ein möglichst hohes Standquartier gewählt werden und wurden die Wanderungen von Saas-Fee aus im August 1893 und 1894 unternommen. Der trockene Sommer des Jahres 1893 war besonders günstig, da Felsen, welche sonst das ganze Jahr über schneebedeckt sind, aper waren. — Die petrographische Arbeit wurde im mineral.-geol. Institut der Universität Heidelberg ausgeführt und erlaube ich mir, meinem hochverehrten Lehrer Herrn Geheimen Bergrath Rosenbusch für seinen gütigen Rath und Beistand tiefsten Dank auszusprechen. Herrn Prof. Dr. G. Steinmann bin ich für das freundlichst zur Verfügung gestellte Vergleichsmaterial zu grossem Danke verpflichtet.

Die bis jetzt über dieses Gebiet erschienene petrographische Literatur besitzt nur geringen Umfang. Einen der ältesten Berichte über das Anstehende der in der südwestlichen Schweiz erratisch verbreiteten und seit früher Zeit als geologisches Räthsel bekannten Saussuritgabbroblöcke geben uns die Schriften L. v. Buch's (Gesammelte Schriften, 1867, I, pag. 94), welcher einer unbestimmten Nachricht zufolge, die man Struve in Lausanne gegeben hatte, sich im Sommer 1802 mit diesem nach dem Saaser Thal begab.

„Aber wie erstaunten wir nicht,“ schreibt L. v. Buch, „da wir bei dem Dorfe Saas nicht einzelne Blöcke, sondern ganze Felsen und Berge von Blöcken aus Jade und grünem Smaragdit angehäuft sahen; ein wunderbarer Anblick.“ An anderer Stelle bemerkt er, dass der Gabbro auf Glimmerschiefer gelagert sei, daher in der Reihe der Gebirgsarten ihm folgen müsse, dass er wegen seiner Mächtigkeit ihm wahrscheinlich nicht untergeordnet, sondern selbständig sei, und dass er wegen seines Durcheinanderliegens mit Serpentin, diesem wahrscheinlich geognostisch verwandt sei.

H. Gerlach führt das Gabbrovorkommen am Allalinhorn in den Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz, 27. Lief., nur ganz kurz an. In der Abtheilung über die jüngeren metamorphen Schiefer bemerkt er: „Auch das Gabbrovorkommen an der Südseite des Allalinhorns findet sich in der Fortsetzung dieser Gesteine — der Talk-, Chlorit- und Hornblendeschiefer — als untergeordnete Einlagerung.“ Gerlach stellt für diese Gruppe von Schiefeln, ganz den damaligen Anschauungen entsprechend, den Satz auf: „Ohne kalkhaltiges Gestein kein Granat, keine Hornblende und selbst kein Serpentin.“ Die Entstehung dieser Gesteine aus Eruptivmassen erscheint ihm unwahrscheinlich.

Neuere Studien über das Gabbrovorkommen im Saasthal wurden von T. G. Bonney¹⁾ und Captain Marshall Hall²⁾ veröffentlicht.

Am Schlusse des petrographischen Theiles schreibt T. G. Bonney: „From these observations it follows indirectly, that Gabbro is by no means a promising subject for dynamometamorphism.“

Es folgen hierauf in seiner Arbeit einige Angaben über die früheren Gletscherverhältnisse und die grosse Verbreitung der erraticen Gabbroblöcke. Dieselben werden im Saas- und Vispthale bis 600 Meter über der Thalsohle gefunden; selbst bei Visp, am Ende des Thales, sah ich noch einige Blöcke von Saussuritgabbro, welche cubikmetergross waren und an der linken Thalwand etwa 200 Fuss

¹⁾ Petr. Notes on the Euphotide or Sauss. Smar. Gabbro of the Saasthal. Phil. Mag. for March. 1892.

²⁾ On rocks from the Saasthal and Geneva; Proc. of the Geologists Association, Vol XI, Nr. 4, 1889, 179.

über dem Flussbett lagen. Häufig sind diese Vorkommnisse nicht, denn an den Thalwänden, welche meist von schluchtenartiger Steilheit sind, konnten sich nur wenige halten. Wenige, im Verhältnis zur Menge, die den Thalboden bedeckt, besonders reichlich bei Balen und Saas-Grund. Viele der kleineren Blöcke sind wohl durch die Ausbrüche des Mattmarksees, von deren Wucht und Verheerungen die Chroniken des Thales berichten¹⁾, transportirt, für die riesigen Blöcke aber, die sich noch bis in's Rhonethal, ja bis zum Genfer See finden, ist selbstverständlich Gletschertransport anzunehmen.

Der Gegensatz zwischen der ungeheuren Masse erratischen Materiales und den wenigen Gabbrofelsen fällt Bonney auf, da er der Ansicht ist, dass die Felsen nach ihrem jetzigen Aussehen nicht viel höher hätten sein können, dass die Blöcke zu einer Zeit vertheilt wurden, in der die Gletscher weit grössere Ausdehnung hatten, dass aber, wenn man die Höhe des Firns nur um 50 Fuss vergrösserte, wenig Felsen mehr hervorragen würden.

Meiner Meinung nach widerspricht das Aussehen der Felsen nicht der Annahme, dass dieselben Erosionsrippen eines ehemals bedeutenden Massivs darstellen, auch ist die Menge der Geschiebe gerade ein Beweis hiefür. Mir erscheint die Grösse der Felsen auch heute noch so bedeutend, dass eine Erhöhung der Gletscherdicke um 50 Fuss wenig bedeuten würde. Der Allalingerat, dessen Südseite ich besichtigte, stürzt daselbst 500—800 Fuss steil ab, nur seine Nordseite, welche schwächeres Gefälle zeigt, ist schneebedeckt. Bedenkt man ferner, dass die Grundmoränen bis zur Glättung des Gletscherbodens eine gewiss nicht unbeträchtliche Masse Gestein zu Thal geschafft haben, so erscheint die Anzahl der erratischen Blöcke nicht so unbegreiflich.

Das Hauptmaterial zur Untersuchung des Gabbro lieferten die Seitenmoränen des Allalingerletschers. An den Graten selbst fanden sich fast nur stark metamorphe Gesteine.

¹⁾ Der Mattmarksee liegt 2100 Meter hoch am Ende des Saasthales in öder, hochalpiner Gegend und wird durch die Moränen des Allalingerletschers auf gefährlich Art abgedämmt. Anno 1633, 1772, 1834, 1837, 1839 und 1846 wuchs der Gletscher so stark, dass sich grössere Wassermassen stauten und schliesslich die Gletscherbarriere durchbrachen. Das Thal zeigt viele Spuren dieser Ueberschwemmungen und zahlreiche Kreuze erinnern an die Gefährlichkeit derselben. Gegenwärtig reicht der Gletscher bis zum Thalboden und berührt fast die andere Wand.

Die Grenzen des gesammten Massives sind wegen der Eisdecke nicht scharf zu bestimmen, auch sind aller Wahrscheinlichkeit nach die, in der nächsten Umgebung befindlichen, anscheinend isolirten Lager von Gabbro, Grünschiefer und Serpentin im weiteren Sinne hinzuzurechnen, so die Gabbros vom Matterhorn und Mont Collon, die Serpentine und Chloritschiefer der Riffelhorngegend, das aus Serpentin bestehende kleine Matterhorn, der Serpentin des Theodulhornes, welches von feinkörnigem Gneiss und kalkigem Glimmerschiefer überlagert wird, die Serpentineinlagerungen bei Stalden und am Monte Moro-Pass und das am Col d'Ollen oberhalb Alagna auftretende Serpentinlager, welches ¹⁾ so reich an Magnetit ist, dass die herabstürzenden Blöcke auf Eisen ausgebeutet wurden. Auch der Gipfel und die oberen Grate des Lyskamm sollen nach Engelhardt²⁾ aus Serpentin, beziehungsweise aus Hornblende- und Chloritschiefer bestehen. An dem südlich an das Allalengebiet angrenzenden Monte Rosa finden sich keine grünen Gesteine mehr; schon Schlagintweit berichtet, dass die Gipfel desselben aus Gneiss und Gneissgranit bestehen; nach Zumstein findet sich von der Zumsteinspitze bis zur Vinzenzpyramide nur Glimmerschiefer. An dem, zwischen Strahlhorn und Monte Rosa liegenden Schwarzberg-Weissthor fand ich auf der Passhöhe bereits einen an hellem Glimmer reichen Gneiss, dessen Streichen N—S, dessen Einfallen 30° westlich ist. Die Felsgrate der Gegend des Allalinhorn zeigen fast alle einen Steilabfall nach Osten oder Südosten, während die West- beziehungsweise Nordwestseite ein schwächeres Gefälle zeigt und gern schneebedeckt ist.

Die ovale Gestalt des ganzen Gebirgssystems, des Monte Rosa und der Vispthäler, veranlasste C. M. Engelhardt in seinen „Natur-schilderungen aus den höchsten Schweizer Alpen“ von einem der Buch'schen Theorie entsprechenden Erhebungskrater zu sprechen. Als das in feuerflüssiger Masse erschienene Gestein, welches „die Erhebung dieses offenbar im Umfang schon vorhandenen, dadurch auf alle Weise umgestalteten Gebirges veranlasste“, erweist sich ihm der Serpentin, der hier seinen höchsten Aufschwung nimmt.

¹⁾ S. Daubuisson *Traité d. g.*, T. 2, § 225.

²⁾ Engelhardt, *Naturschilderungen*, pag. 203.

Geologisches Auftreten.

Das Auftreten des Allalingerabbro ist das eines Kernes in einer Hülle von Amphibol-Chlorit-Serpentinschiefern eruptiven Ursprungs, die ihrerseits von Gneissen und Glimmerschiefern mit Kalklagern umgeben sind. Nur der Allalingerletscher, der von dem meist central gelegenen Theile des Gebietes herabfließt, liefert die echten Gesteine der Gabbroreihe im engeren Sinne. Bei der Betrachtung seiner Gabbroblöcke ersieht man, dass ein starkes Schwanken in der Korngrösse und im Wechsel saurer Schlieren mit basischeren herrscht, dass die Structur hier besser erhalten ist, als der ursprüngliche, mineralogische Charakter, dass structurelle Umbildung hingegen, ohne Hand in Hand gehende mineralogische Umlagerung, bei diesen Gabbros höchst selten ist und nur auf den Quetschzonen eines in der Moräne ziemlich seltenen, grobkörnigen Olivinabbros (vgl. pag. 106) vorkommt. Dieser Olivinabbro ist, abgesehen von den Gabbros des Matterhorns, anscheinend das einzige normale, seinen ursprünglichen Mineralbestand zeigende Eruptivgestein des ganzen Gebietes. Weit zahlreicher, als er selber, sind am gleichen Fundorte Geschiebe seiner Umwandlungsproducte, mit denen er sich häufig an ein und demselben Block in Verbindung und vielfach im Uebergange zeigt. Diese Metamorphose ist pag. 109 näher besprochen und ihr Endproduct ist ein grobkörniges, wesentlich aus Saussurit, Smaragdit und Talk bestehendes Gestein, welches den übrigen Saussuritgabbros als Haupttypus und wegen seiner grossen Verbreitung voransteht.

Es folgen ihm an Wichtigkeit diejenigen Gesteine der Moräne, welche nur Amphibol und Saussurit enthalten und gelegentlich in olivinarmen, normalen Gabbro übergehen (vgl. pag. 114). Als dritter Typus sind von den Saussuritgabbros die pag. 113 beschriebenen, fast ausschliesslich aus Saussurit und Talk sich aufbauenden Gesteine hervorzuheben, welche recht häufig sind und in ihrer Entstehung aus diallagarmem Olivinabbro, respective Forellenstein in jeder Phase verfolgt werden konnten. Ausser diesen zweifellos zur Gabbrofamilie gehörigen Gesteinen, treten am Allalingerletscher noch solche auf, welche nur durch gewisse, petrographische, oder geologische Beziehungen mit ihm verbunden sind und endlich

die vom Turm- und kleinen Allalinhorn stammenden Gneiss- und Glimmerschieferblöcke. Zu den mit dem Gabbros in Beziehung stehenden Gesteinen möchte ich stellen: Den vom Allalingrat stammenden Flaser-gabbro, dessen Besprechung pag. 119 folgen wird, die Moränengeschiebe mit glaukophanähnlichen Amphibol¹⁾, zum Theil Eklogite, vgl. pag. 116; dann den pag. 126 erwähnten Serpentin, der Humit und gelegentlich auch Ottrelith in grosser Menge enthält. — Während der Allalingletscher derart durch sein Moränenmaterial Anhalt zur Beurtheilung der Gesteine des Allalingrates und der ihm zugewandten Seite des Fluchthornes und Rhympischhornes gibt, ist das Gleiche beim Schwarzenberggletscher in Bezug auf das Weissthor und die Südfelsen des Strahlhorns der Fall. Der Schwarzenberggletscher, dessen Bäche den Mattmarksee speisen, ist in den letzten Jahrzehnten sehr zurückgegangen; er verfrachtet namentlich blaugrünen Serpentin, mitunter in ungeheuren, weit über hausgrossen Blöcken. Noch im Jahre 1818, als er seine letzte grosse Ausdehnung hatte, trug er einen solchen Block, genannt der „Blaue Stein“ eine Strecke weiter nach der östlichen Thalwand zu. Charpentier, dem dieser Block einen unwiderleglichen Beweis für den Ursprung der Findlinge bot, hat sich in seinem „Essai sur les Glaciers“ mit ihm beschäftigt. Neben diesem Serpentin weist die Moräne auch rutilreiche Amphibolite, Grünschiefer, Gneisse, Glimmerschiefer und den nach Gerlach triadischen Glanzschiefer vom Fusse des Fluchthorns auf.

Von einem gabbroiden, flaserigen Gestein, das mit einem solchen vom Allalingrat identisch ist, fand ich nur ein Geschiebe. Unterhalb des Fluchthorns wurde auf dem Gletscher schöner, radialstrahliger Aktinolith und Epidotfels aufgefunden.

Der Feegletscher, dessen riesige Masse sich nördlich vom Allalinhorn hinabsenkt, hat oberhalb Saas-Fee mächtige Moränen abgelagert, welche aus den Serpentin und Amphiboliten des Hinterallalingrates und des Grünen Grates, aus den Grünschiefern, Glimmerschiefern und Gneissen des Egginer- und Mittaghornes, sowie der Mischabelgruppe²⁾ bestehen. Es zeigt sich hier, wie am Allalin- und

¹⁾ Echter, mit dem der Rhympschwänge übereinstimmender Glaukophan fand sich am Allalingletscher nur an einem einzigen kleinen Geschiebe.

²⁾ Die Mischabelhörner bestehen nicht ausschliesslich aus Glimmerschiefer, wie Blatt XXIII d. schweiz. geol. Karte. angibt, sondern sie bauen sich auch aus Gneissen, kryst. Kalken, Grünschiefern und Amphiboliten auf. Amphibolit wurde am Mischabeljoch, gefunden, aus Granatamphibolit bestehen die nordwestlich vom Dome gelegenen Felsen des Festjoches. Nahe der Festhütte tritt Gneiss auf.

Schwarzenberggletscher eine Bekleidung der älteren Moränen mit Vegetation.

Der grösste Theil der erratischen Blöcke der Westflanke des oberen Saasthales wird durch gabbroide Gesteine gebildet, welche meistens — namentlich in den Endmoränen, weniger in den Seitenmoränen — vollständig abgerundet sind und denen auch im günstigsten Falle wegen ihrer ungeheuren Zähigkeit schwer beizukommen ist.

Der Allalingerat und das Allalinhorn.

Der Allalingerat, einer der mächtigsten und höchsten Felsgrate dieses Gebietes, besitzt, wie die meisten der inselgleich aus dem Eise auftauchenden Rippen, eine nordost-südwestliche Richtung. Am östlichen Ende des Grates befinden sich zwei isolirte Felspartien, welche die Fortsetzung des Grates darstellen, aber von diesem durch schneebedeckte Sättel getrennt sind. Der äusserste und grössere dieser Felsen liegt in 3150 Meter Höhe und besteht aus dem pag. 119 beschriebenen Flaser-gabbro, jedoch wurde in der Nähe desselben auch ein körniger, rutilreicher Saussuritgabbro, vgl. pag. 114, als abgestürztes Gestein aufgefunden. An dem zweiten, etwas oberhalb liegenden isolirten Felsen wurde das pag. 120 besprochene Zoisit-Amphibolgestein geschlagen, welches sich in seinem Habitus einerseits dem schon erwähnten Flaser-gabbro, anderseits einem Ottrelithführenden Zoisit-Amphibolgestein vom gleichen Fundort nähert. Es tritt an gleicher Stelle auch noch Flaser-gabbro auf. Weiter oben, etwa 1000 Meter vom Ende des Grates entfernt, wurde ein körniges Saussuritgestein, der pag. 112 erwähnte metamorphe Olivingabbro, auf dem Eise aufgefunden, ohne dass sein Verband mit dem anstehenden flaserigen Gesteinen hätte untersucht werden können. Die vertical aus dem Gletscher aufsteigenden, grob zerklüfteten Felsen des Allalingerates unterliegen, nach den häufig herabstürzenden Proben zu urtheilen, einem raschen Zerfall, der im Vereine mit dem stark zerklüfteten Gletscher meist eine Annäherung verbietet. — Der höchste Punkt des ganzen Grates ist das Allalinhorn (4034 Meter), welches leicht von Norden her erreicht werden kann. Das Gipfelgestein desselben ist ein steil gestellter Grünschiefer, dessen geologisches Verhalten weiter nicht zu beobachten war, da die Firndecke nur ganz oben an einer schmalen Stelle fehlte.

Ich hatte erwartet, die gleichen metamorph-flaserigen Gabbrogesteine, die am Grat anstehen, auch hier zu finden; der Grünschiefer jedoch, aus dem vermuthlich dieses ganze schlanke „Horn“ besteht, zeigt die gleichen Beziehungen zum Flaseriggabbro, wie die Grünschiefer des Grünen Grates und der Gletscheralp. — Parallel dem Allalingrat, durch den Hohlaubgletscher von ihm getrennt, läuft eine lange schmale Felsrippe:

Der **Hinterallalingrat**, dessen stark wechselnde Höhe und dessen Steilheit eine Begehung nur theilweise gestatteten. Von den Westabstürzen des Egginer aus, erreichte ich durch Ueberschreiten des Kessjengletschers den Hinterallalingrat am Kleinen Allalinhorn, einer unbedeutenden Erhebung, welche ungefähr auf der Linie liegt, die das Egginerhorn mit dem Ostende des Allalingrates verbindet. Das Kleine, 3280 Meter hohe Allalinhorn besteht bereits aus Gneiss, dessen Platten bis decimeterdick werden, nordsüdlich streichen und 25° W. einfallen. In der Einsattelung zwischen dem kleinen Allalinhorn und dem sich westlich anschliessenden Hinterallalinhorn befindet sich eine Contactstelle mit grünen Gesteinen. Von Mattmark, welches weiter östlich liegt, bis zu dieser Einsattlung bestehen die Felsen aus hellen krystallinischen Schiefen, welche sämmtlich, allerdings unter verschiedenem Winkel, westlich einfallen und nordsüdlich streichen. Bei Mattmark selbst steht Gneiss an. Denselben überlagert ein grauer, nur leicht nach Westen geneigter Schiefer, welcher breite, vom Thalboden aus an ihrer hellen Farbe kenntliche Kalklager enthält. Diesem folgt der steiler stehende, kalkfreie Muscovitgneiss des Kleinen Allalinhorn, und endlich erscheint die schmale, nahezu vertical stehende, im Sattel befindliche Grenzschicht, ein sehr dünnblättriger Quarz-Muscovitreicher Kalkschiefer. Infolge seiner leichten Zerstorbarkeit war hier die Erosion eine weit raschere, als bei den benachbarten Gesteinen, was auch die Thatsache verstehen lässt, dass er die niederste Stelle der Einsattlung ausmacht und durch eine Rinne vertieft ist.

Weiter nach Westen zu schliesst sich ein diallagführender Serpentin von schwacher Schieferung dem Kalkschiefer an, grenzt jedoch scharf gegen ihn ab. Der Verband mit dem weiter westlich befindlichen, pag. 115 besprochenen, körnigen Feldspath-Amphibolgestein konnte wegen Terrainschwierigkeiten nicht besichtigt werden. Seinem Aussehen nach setzt sich der Hinterallalingrat in dieser

Der nahezu 1000 Meter lange Serpentinfels der **Langen Fluh** stürzt nach Osten steil (60°) ab und besitzt an seinem südlichen Ende die höchste, 2849 Meter erreichende Erhebung. In deren Nähe, dicht beim Gletscher, am sogenannten Frühstückspatz, befindet sich ein Gneissfels, bei dem ich nicht entscheiden konnte, ob er anstehend oder erratisch sei. Seine Lagerung — nordsüdliches Streichen, 22° W. Einfallen — würde für ersteres sprechen und wäre der Serpentin der Langen Fluh das Liegende. Dieser Serpentin hat eine braungelbe Verwitterungsrinde und trägt selten eine kümmerliche Vegetation von Moos oder Gentianen, wenn auch Anfangs August dort kaum noch Schnee vorhanden ist.

Der Serpentin ist identisch mit den übrigen Serpentinien des Gebietes und enthält vereinzelte Klinochlorschieferlagen. An die Lange Fluh schliesst sich nordöstlich nach Saas-Fee zu abfallend, die Gletscheralp an, welche den Feegletscher, der an ihrer Ostseite eine mächtige Seitenmoräne abgelagert hat, zerspaltet und deren Nordende unter seiner ungeheuren Endmoräne begraben ist. Rings von Eis oder Moränen umgeben, ist sie selbst eine fruchtbare Weide. Von der Serpentinwand der Langen Fluh herabsteigend, gelangt man auf den pag. 124 beschriebenen Grünschiefer der Gletscheralp, dessen Contact mit dem Serpentin überrollt und nicht zu beobachten ist. Der Schieferungsgrad dieses Gesteines, welches dem Grünschiefer des Allalinhornes sehr ähnelt, wechselt stark und steigert sich progressiv mit der Annäherung an den krystallinen Schiefer, aus dem der untere Theil der Gletscheralp grösstentheils besteht. Mit dem Schieferungsgrad verändert sich auch die Form, Korngrösse und das Gefüge der Gemengtheile. Bis zum Steinmann der Gletscheralp zeigt das Gestein schwache Schieferung, bei feinkörniger Structur, während man, nach Saas-Fee zu weitergehend, ein Weicherwerden des Gesteines und ein Zunehmen der Schieferung bemerkt. An den Felsen unterhalb des Steinmannes befindet sich die Contactstelle mit krystallinem Schiefer und ist in der Nähe derselben das grüne Gestein ein Apatit-Klinochlorschiefer (vgl. pag. 124), der den Apatit in Form kleiner, unregelmässiger Körnchen auf den Querbruch erkennen lässt. Unmittelbar am Contact kommen im Schiefer auch Partien von stengeligem Serpentin, Asbest, Tremolit und Talk vor. Der Neigungswinkel ist daselbst 60° nordwestlich, das Streichen NO—SW. Die unterlagernden krystallinen Schiefer sind glimmer- und kalkreich und enthalten Marmorlager.

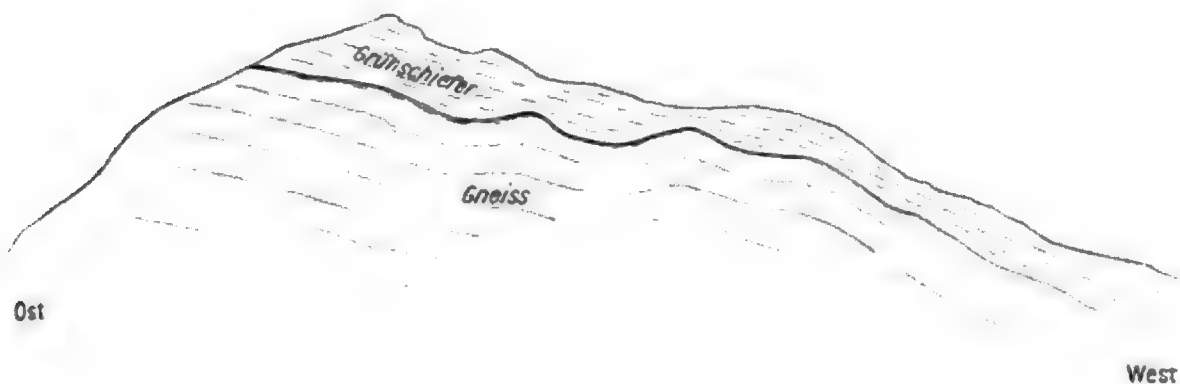
Das Mittag- und Egginerhorn.

Diese Berge erheben sich südlich von Saas-Fee zu einer Höhe von 3148, bzw. 3377 Meter und sind durch einen kilometerlangen Grat mit einander verbunden. Das Mittaghorn ist von seiner Nordseite her, der Egginer von seiner Südseite zugänglich.

Die Angaben der schweiz. geol. K., Blatt XXIII, sind insofern zu berichtigen, als der Egginer nicht aus Serpentin, sondern aus dem pag. 122 zu besprechenden, grobflaserigen Grünschiefer besteht und der, beide Berge verbindende Grat, sowie der Gipfel des Mittaghorn ebenfalls aus Grünschiefer, nicht aus Gneiss sich aufbaut.

Die Basis des Mittaghornes besteht jedoch aus Gneiss und die von Saas-Fee aus sichtbare, scharfe, wellenförmige Grenzlinie des-

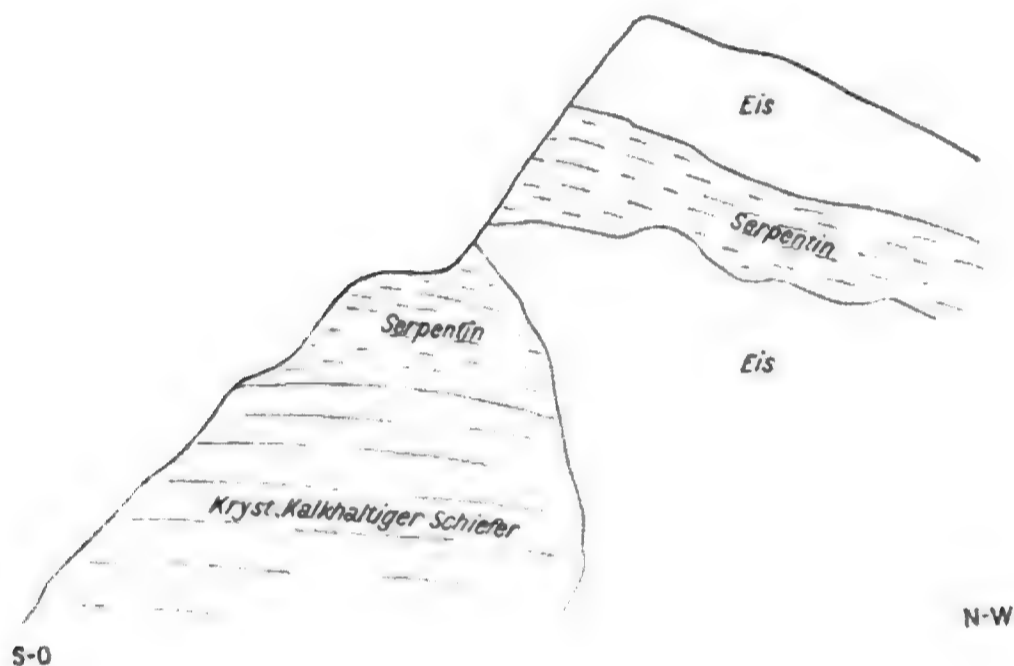
Fig. 2.



selben gegen den überlagernden Grünschiefer zeigt seine leichte Faltung. An der Nordwand, welche dem Plattje zu abfällt, verläuft dieselbe westöstlich mit einer leichten Senkung nach Westen. Bei den Messungen an Ort und Stelle schwankte das Einfallen des Gneisses und Grünschiefers und ist im Mittel etwa 20° W., bei nordsüdlichem Streichen. Am Eggingerhorn konnte in der Nähe des Gipfels gleiches Streichen und Fallen festgestellt werden. Transversale Schieferung ist dort gelegentlich sehr stark ausgeprägt und liefert stockähnliche Erosionsgebilde; am Gipfel des Mittaghorn ist die Absonderung hingegen eine plattige und nur der unterlagernde Gneiss zeigt mitunter transversale Schieferung. Dieser Gneiss besitzt eine stengelig flaserige Structur. Die mit den Quarz-Feldspathmassen alternirenden Muscovitblättchen liegen parallel der Schieferung. Er enthält häufig Schörl

und an den Kluftflächen des Gneisses findet sich Bergkrystall und Chlorit. Kennigott führt in den „Mineralien der Schweiz“ als Vorkommnisse am Mittagshorn an: Apatit, Diopsid, Epidot, Granat, Hämatit und Laumontit. Er erwähnt pag. 182, dass Laumontit auf den Klüften eines theilweise zersetzten Gesteines vorkommt, welches Albit, Strahlstein und Chlorit enthält. In dem Grünschiefer, den er hiemit meint, findet sich auch noch Zoisit, als Gesteinsgemengtheil sowohl, als auch in grösseren, reinen Partien, die aus perlgrauen Stengeln bestehen.

Fig. 3.



Während das Mittag- und Egginerhorn im Norden und Nordosten das Allalengebiet begrenzen, bilden das **Strahlhorn, Fluchthorn und die Rhympischwänge** die südlichsten Erhebungen des Saasgrates. Breit und imposant stellt sich das 4191 Meter hohe Strahlhorn unseren Blicken dar, so dass sein nördlicher Ausläufer, das 3802 Meter hohe Fluchthorn, nur mehr einen zwerghaften Eindruck macht. Wie man schon aus der Ferne erkennen kann, bestehen die Gipfel der beiden Berge aus grünen Gesteinen; um ihre Flanken schmiegt sich östlich der Allalin-, westlich der Schwarzenberggletscher. Zu ihrer Untersuchung wählte ich den westlichen Aufstieg, der vom Schwarzenberggletscher über die Felsen des Hangend-Gletscher zu-

nächst zum Innern Thurm führt. Von hier aus (3316 Meter) sah ich an den Felsen des Fluchthorns, jenseits des Hangend-Gletschers, bestehendes Profil, an dem die Ueberlagerung der grünen Gesteine über die hellen, krystallinischen Schiefer, wie sie schon an der Gletscheralp und am Mittaghorn beobachtet werden konnte, ersichtlich ist. Ich hatte diese Ueberlagerung bereits beim Hinaufsteigen bemerkt. Nachdem ich die Moräne des Schwarzenberggletschers verlassen hatte, ging ich zuerst auf dem triadischen, grauen und kalkhaltigen Schiefer, welcher Lager von Gyps und Rauchwacke enthält und der im Verband mit Glimmerschiefer und Gneissen sich bis zum Mattmarksee und Kleinen Allalinhorn erstreckt. Weiter oben, östlich vom Hangend-Gletscher, wird dieser Schiefer durch eine schmale, sich auskeilende Serpentinzunge unterbrochen. Nabe dem Innern Thurm tritt wieder Serpentin auf, welcher von Grünschiefer überlagert wird, aus dem der Gipfel selbst besteht. Die gesammte, concordant liegende Schichtenreihe zeigt nordsüdliches Streichen und 20° W. Fallen.

Die mitten im Allalingerletscher liegenden kleinen Felsen (Punkt 3368), die ich vom Inneren Thurm aus gut sehen konnte, bestehen anscheinend ebenfalls aus Grünschiefer. Der weitere Aufstieg zum Strahlhorn erfolgte über die Eis- und Schneegebänge des Fluchthorns hinweg und bot erst am Gipfel wieder etwas Felsen (6. Aug. 1894), einen tiefgrünen Schiefer, ähnlich dem des Allalin.

Wie vom Allalinhorn aus, so konnte ich auch von hier die Felsen des in wilder Kühnheit emporragenden Rhympischhornes, bei dessen Anblick man unwillkürlich an eine der Aiguilles der Montblancgruppe erinnert wird, erkennen. Es setzt sich ausschliesslich aus grünem Gestein zusammen und am Adlerpass, über welchen ich vom Strahlhorn zur Rhympischwänge hinabstieg, bestehen seine Felsen aus Serpentin. Erst auf der Höhenlinie von 3470 Meter war es wiederum möglich, sich den Felsen der Rhympischwänge zu nähern und daselbst zeigte sich Granatamphibolit, Serpentin, Chloritschiefer, Vesuvian- und Granatfels, die Muttergesteine der zahlreichen, von dort stammenden, berühmten Mineralien.

Dieses Dorado der Strahler ist jedoch durch den äusserst zerklüfteten Findelengletscher vor Ausbeutung gründlich geschützt und die meisten derselben begnügen sich mit den beschädigten Stücken der unteren Moränen

Oberhalb der tiefer liegenden Fluhalp bestehen die Felsen bis zum Gipfel des Fluhornes aus Grünschiefer, der mehr oder weniger stark geschiefert ist und weisse Flasern enthält, wodurch er dem Flaserabbro des Allalingrates sehr ähnelt. Am Gipfel des Fluhornes ist das äusserlich rothbraune Gestein stark gefaltet und besitzt merkwürdige, haufällige und gespensterhaft emporragende Erosionsformen. Das nach Zermatt zu an das Fluhorn sich anschliessende Ober- und Unterrothhorn baut sich aus Grünschiefer und glimmerreichen Kalkschichten auf, die vielfach wechsellagern und sich in einander auskeilen. Bei beiden Gesteinsarten fällt die Schieferebene jeweils mit der Gesteinsschicht zusammen. (Die gleiche Wechsellagerung wurde auch an den Gneiss- und Grünschieferschichten bei Imlerch, unterhalb des Mattmarksees und nahe beim Plattje am Mittaghorn wahrgenommen.)

Zwischen der Fluhalp und dem Stellisee befindet sich eine Serpentineinlagerung, die sich jedoch nicht, wie auf Blatt XXIII d. schweiz. geol. K. angegeben ist, bis zum Gipfel des Fluhorns fortsetzt, sondern nur geringe Ausdehnung besitzt. Wo eine Schichtung an den genannten Felsarten zu erkennen ist, überzeugte ich mich, dass dieselben NO—SW streichen und nach Nordwesten einfallen, die Schiefer unterhalb Findelen und bei Zermatt zeigen gleiche Lagerung und einen Einfallswinkel von etwa 50°.

Das Matterhorn.

Saussure war der Erste, der das Matterhorn geologisch betrachtete, als er dessen Höhe trigonometrisch mass. Dem blossen Aussehen nach schien ihm dieser wunderbare Obelisk im wesentlichen aus drei Lagen zu bestehen, die oberste aus Serpentin mit Glimmerschiefer gemengt, die mittlere aus Gneiss und Glimmerschiefer, die unterste wiederum aus Serpentin. Bei der Begehung des Berges von der Nordostseite, dem Hörnligrat her, fand ich bis zur 3298 Meter hoch gelegenen Hütte nahezu horizontal gelagerte krystalline und nicht krystalline Kalkschiefer, Serpentin-, Chlorit- und Talkschiefer in concordanter Wechsellagerung und zum grössten Theil in wenig festem, blättrigem Zustand. Das Ueberlagernde ist ein festeres Gestein, ein Gneiss, welcher den Berg bis nahe dem Gipfel zusammensetzt und nur gelegentlich von Serpentin-,

deshalb zum Entstehen steiler Wände, welche an der Nordostseite des Gipfels, obgleich dieselbe steiler und scheinbar schwieriger ist, am gangbarsten sind, da, wie schon Whymper erwähnt, die Schichtenköpfe dort austreten.

Petrographische Beschreibung.

Die Gesteine, deren Verbreitung und Vorkommen im vorigen Capitel erörtert wurde, lassen sich nach ihrer Structur in zwei Hauptgruppen eintheilen: Die körnigen und die flasrigen Gesteine.

Es finden sich jedoch Zwischenglieder, welche diese beiden Hauptgruppen mit einander verbinden und innerhalb jeder Gesteinsgruppe treten auch mehrere, wohlunterscheidbare Typen auf, die aber auch ihrerseits wiederum durch Uebergangsformen verknüpft sind. Bei vorurtheilsloser Aneinanderreihung der Gesteine entsteht in Wirklichkeit eine lange und jeweils continuirliche Reihe, deren einzelne Glieder mehr oder weniger innig verbunden sind. Nur die Serpentine nehmen eine etwas isolirte Stellung ein. Die Gesteine des Matterhorns werden gesondert betrachtet werden, da sie nicht zum eigentlichen Allalengebiet gehören.

A. Gesteine mit körniger Structur.

Normaler Olivinabbro.

Wie schon bei der Besprechung der Geschiebe erwähnt wurde, ist die Moräne des Allalingletschers die einzige Fundstätte dieses Gesteins. Dasselbe ist meist sehr grobkörnig, jedoch schwankt seine Korngrösse, gelegentlich an ein und demselben Block sogar, zwischen 15 Centimeter und wenigen Millimetern.

Auf den Quetschzonen, welche das Gestein öfters durchziehen, sind die Gemengtheile selten mehr als 0.5 Centimeter gross und bilden dieselben feinkörnige Adern in der Hauptmasse, deren grosse Krystalle gern anscheinend fluidal geordnet sind. Die Menge von Olivin und Diabas gleicht ungefähr der des Plagioklases, doch gelegentlich überwiegt das eine oder andere dieser Mineralien und so entstehen eigentliche Gabbro mit accessorischem

Olivin, beziehungsweise Forellensteine. Durch den schroffen Gegensatz zwischen dem weissen Plagioklas und den beiden dunklen Gemengtheilen erhält das Gestein ein schachbrettartiges, scheckiges Aussehen, wobei der structurelle Verband derart ist, dass er den Olivin als ältestes Mineral erkennen lässt, während Plagioklas und Diallag etwa gleiches, jüngeres Alter besitzen.

Der glas- oder wachsglänzende Plagioklas zeigt seine Zwillingsriefung schon am Handstück; nach den beträchtlichen Auslöschungsschiefen auf seinen Spaltungsflächen *P* und *M* und dem, auf letzterer Fläche im convergenten Lichte sichtbaren Axenbalken zu schliessen, gehört dieser Feldspath zur Labradorreihe.

Die an ihm häufig, aber nicht immer auftretenden Lamellensysteme entsprechen dem Albit- und Periklingesetz. Das an den nicht vollständig frischen Labradorkrystallen abnorm hohe specifische Gewicht von 2.82 ist durch Neubildungen zu erklären. Er erscheint im durchfallenden Licht voll faseriger, trüber Interpositionen, die ihn zum meist in den Richtungen seiner Spaltbarkeit durchziehen und auf den Rissen angereichert sind, was für ihren secundären Charakter spricht.

Diese Interpositionen sind wahrscheinlich Amphibol, sie sind bräunlich und von beträchtlicher Licht- und Doppelbrechung, zeigen gerade und schiefe Auslöschung und besitzen positiven Charakter der Längszone. An anderen Blöcken zeigte der Labrador durchgreifende Veränderungen, er ging in eine sehr harte, splitterige, äusserst feinkörnige Substanz über.

Das specifische Gewicht derselben schwankt an verschiedenen Proben zwischen 2.9 und 3.3 und ihre Gemengtheile waren die des Saussurites der unten beschriebenen Gabbros.

Der Olivin des Gesteines, kenntlich an seinem Pechglanz, seiner Härte und seinem Gelatiniren mit Salzsäure, tritt im Labrador, oder zwischen Diallag und Labrador, in rundlichen Krystallen auf und ist im Dünnschliff an seiner hohen Licht- und Doppelbrechung bestimmbar, sowie an den feinen, sich rechtwinkelig schneidenden, pinakoidalen Spaltrissen, die mit den Auslöschungsrichtungen zusammenfallen. Auffallenderweise beherbergen diese Spaltrisse keine Spur der gewöhnlichen Neubildungen von Magnetit und Serpentin.

Die an manchen Gabbros schon beobachteten Mäntel um den Olivin zeigt derselbe auch hier; überall, wo er gegen den Labrador, aber nie, wo er an Diallag angrenzt, wird er durch eine schmale

Zone winziger, mit ihrer Längsaxe normal auf seiner Peripherie stehender Kryställchen, unter denen sich einige als Amphibol bestimmen liessen, umgeben.

Der Diallag ist am Handstück von braunschwarzer Farbe, im Dünnschliff farblos und ohne Pleochroismus. Mantelbildung besitzt er keine und wird hiedurch, durch seine gute Spaltung nach (100) und (110), sowie durch seine bis 40° reichende Auslöschungsschiefe auf (010) leicht vom Olivin unterschieden.

Sein Uebergang in rutilreichen Smaragdit liess sich wiederholt beobachten.

Dieser Olivingabbro enthält keinen Apatit und ist bis auf vereinzelte Pyritkörnchen merkwürdigerweise gänzlich frei von Erzen. In einem von Ulrich¹⁾ am Allalingrat gefundenen Gabbro fand Wisser neben Rutil einzelne, nur mit der Lupe erkennbare Goldschluppchen.

Am Allalingletscher fand sich in wenigen Blöcken auch ein hiehergehöriges Gestein, welches ausser grossen, oft gebogenen und geknickten Diallagkrystallen, aus feinkörnigen, hellgelben Epidotmassen, aus etwas röthlichem Granat und ferner aus feinschuppigem, grünen Chlorit besteht, der stets in der Nähe des Diallages und besonders an den gequetschten Stellen desselben als Neubildung auftritt.

Die körnigen Saussuritgabbros.

Obschon sich diese Gesteine der Structur nach durchaus an den soeben besprochenen Olivingabbro anschliessen und dieser sich auch in jeder denkbaren Uebergangsstufe zu denselben vorfindet, sind sie gesondert zu betrachten, da sie sich von ihm bedeutend in mineralogischer Hinsicht unterscheiden.

An Stelle des glasglänzenden, spaltbaren, gerieften Plagioklases, wie er im Olivingabbro auftritt, findet sich hier ein mattes splittrig brechendes Mineralgemenge, ein harter, äusserst feinkörniger Saussurit, welcher in den gewöhnlichen Säuren unlöslich ist. Neben ihm findet sich in den Saussuritgabbros fast stets grüner Amphibol, der, entweder als tiefgrünes Strahlsteinaggregat oder als grasgrüner Smaragdit, in der Krystallform des Diallages auftritt.

¹⁾ M. Ulrich, Die Seitenthäler des Wallis und des Monte Rosa. 1850.

Endlich betheilt sich noch wesentlich ein in rundlichen Massen im Saussurit liegendes Talk-Aktinolith-Granatgemenge, welches häufig Reste von Olivin enthält, am Aufbau der meisten vorliegenden Saussuritgabbros. Ganz entsprechend wie im Olivinabbro durch den Wechsel in den relativen Mengen von Labrador, Diabas und Olivin sich normaler Gabbro und Forellenstein herausbilden, werden in den Saussuritgabbros durch die unterschiedlichen Mengenverhältnisse des Saussurit, des Amphibol und des Talk-Aktinolith-Granatgemenges die verschiedenen Typen bedingt. Die einzelnen Gemengtheile verschwinden, wie auch beim Olivinabbro, selten ganz, sie treten nur zurück. Der Gesteinstypus, welcher alle drei Gemengtheile reichlich enthält und für welchen demnach obige Beschreibung vollständig gilt, ist ein grobkörniges Saussurit-Smaragdit-Talkgestein, eines der verbreitetsten Geschiebe des Saasthales. Der intensiv grüne Smaragdit, welcher mit scharfer Grenze neben dem Saussurit liegt, erscheint in bis über decimetergrossen, noch die Spaltbarkeit des Diabases zeigenden Massen. Die alten (100) und (110) Spaltflächen zeigen Glasglanz und schneiden sich unter den für monokline Pyroxene charakteristischen Winkeln. Mikroskopisch erweist sich der Smaragdit als parallelfaseriger, trübgrüner Aktinolith, dem zahllose Rutilkörnchen regellos eingelagert sind. Auch graue, feinstengelige Tremolitbündel sind in ihm vorhanden und mit dem blossen Auge erkennbar.

In dem sehr harten Saussurit vom specifischen Gewicht 3.274, welcher nur Form und Farbe des früheren Plagioklases beibehalten hat, erscheint neben dem, in Säulen von wechselnder Grösse auftretenden, farblosen und vorherrschenden Zoisit nur noch unregelmässig begrenzter Amphibol und gelegentlich, besonders in schmalen, in den Smaragdit ragenden Saussuritleisten, auch Talk. An anderen Geschieben des gleichen Gesteines besitzt der Saussurit gelegentlich auch einen etwas anderen, mineralogischen Bestand; die aufbauenden Gemengtheile finden sich in wechselnden Mengenverhältnissen und sind von wechselndem Korn, das jedoch stets bei den metamorphen, aber ungeschieferten Gabbros mikroskopisch bleibt. In entsprechender Weise ändert sich auch das specifische Gewicht. In welchem geringen Betrage die Zusammensetzung dieses Saussurites

vom Saasthal schwankt, geht auch aus einigen Analysen desselben hervor, welche von F. W. Clarke und G. P. Merrill in ihrer Arbeit „Ueber Nephrit und Jadeit“ (Zeitschr. f. Kryst. XVII, pag. 415) veröffentlicht wurden. Diese Analysen ergaben:

	Saussurit, dichteste Varietät	
SiO_2	49·90	48·29
Al_2O_3	29·76	27·65
Fe_2O_3	2·52	1·45
FeO		
MnO	—	—
CaO	11·77	12·95
MgO	5·80	5·36
Na_2O	3·21	3·57
K_2O	Spur	Spur
Glühverlust	0·30	0·54
	100·26	99·81
Spec. Gew.	3·015	—

In dem Talk-Aktinolith-Granatgemenge, welches im vorliegenden Gestein auch schwarze Täfelchen eines Sprödglimmers enthält, bilden die lockeren, perlmutterglänzenden Talkschuppen die Grundmasse des Ganzen; $c = a$. Der Axenwinkel dieses Talkes ist äusserst klein. Die Blättchen geben die mikrochemische *Mg*-Reaction. Die eingelagerten Aktinolithkryställchen sind nadelförmig, tiefgrün und liegen in den Talkmassen gewöhnlich randlich, mit den Spitzen nach innen ragend. Ihre glasglänzenden, prismatischen Spaltblättchen geben eine einseitig schief austretende negative Bisectrix. $c = \text{grün}$, $b = \text{gelblich}$, $a = \text{farblos}$.

Die rosarothern Rhombendodekaëder des Granates treten im Gemenge peripherisch, an der Grenze gegen den Saussurit hin auf, woraus eine Betheiligung des früheren Labradors an ihrer Entstehung zu folgern ist. Im Dünnschliff erscheint der Granat farblos, isotrop und mit Sprüngen durchsetzt. Da er beim Schleifen zerbröckelte, konnte seine Stellung in der Granatreihe durch Bestimmung des Brechungsexponenten nicht festgestellt werden.

Ein interessanter, im Talk liegender Gemengtheil ist endlich der Ottrelith. Dieser regellos, in Form kleiner schwarzer Täfelchen eingelagerte Sprödglimmer besitzt auf seiner basischen, nicht sehr voll-

des Saasthales gemachten Funde bestätigt, welche eine, von der Peripherie des Olivins beginnende Umgestaltung in das Talk-Aktinolith-Granatgemenge in jeder Phase erkennen liessen.

Wie sich schon beim ersten Anblick der Felsart der Tiefengesteinscharakter aus dem Verbande der Hauptgemengtheile, trotz des mineralogischen Contrastes aufdrängte, so ergibt sich nunmehr aus angeführten Gründen eine Auffassung des Gesteins als metamorpher Olivingabbro. War die Ursache der Metamorphose Gebirgsdruck als Folge tektonischer Störung, so muss es jedenfalls ein allseitiger, d. h. bei tiefer Lagerung des Gesteines wirkender gewesen sein, da sonst Schieferung vorhanden wäre.

Das am Allalingrat gefundene, pag. 97 angeführte Saussurit-Smaragdit-Talk-Tremolit-Granatgestein schliesst sich hier unmittelbar an, indem es von dem Obigen nicht wesentlich, sondern nur durch Zurücktretten des Smaragdites, durch kleineres Korn und eine etwas andere Umbildung des ursprünglichen Olivines unterschieden ist. Ein Saussurit, mit den Eigenschaften des oben beschriebenen, drängt sich gleich einer Grundmasse um rosafarbene Granaten, die ihrerseits wieder einen Mantel um das Gemenge feiner Amphibolnadeln und Talk, welcher hier keinen Ottrelith enthält und überhaupt zurücktritt, bilden. Der Amphibol ist ein glasglänzender, langprismatischer Tremolit, welcher neben der prismatischen Spaltung auch eine basische Absonderung zeigt. Mehr oder weniger orthodiagonale Schmitte derselben geben bei niederen Interferenzfarben den Austritt einer Axe oder einer negativen Bisectrix, deren 2 E ziemlich gross ist. Im Uebrigen gleicht dieses Gestein durchaus dem vorigen.

Ein weiteres Saussuritgestein fügt sich seinem Charakter nach an. Beim Vergleich mit dem vorhergehenden fällt es hauptsächlich durch das Auftreten von Bastit neben Smaragdit auf.

Es ist ein Saussurit-Bastit-Smaragdit-Talk-Aktinolith-Granathaltiges Gestein, welches von Prof. Baltzer am Allalingletscher gefunden und von ihm Prof. Rosenbusch geschenkt wurde. Die Structur des Gesteines ist sehr grobkörnig, ganz ähnlich der des frischen Olivingabbro.

Der mit dem Smaragdit verwachsene oder auch selbständig, in braungrünen Individuen auftretende Bastit charakterisirt sich neben dem ersteren durch seine geringe Härte und das Verhalten brachy-

Repräsentant dieser Gruppe ist zunächst ein erratisch (vgl. pag. 95) gefundenes Gestein zu erwähnen, welches aus angenähert rechteckigen, pseudomorph nach Labrador auftretenden, weissen Saussuritmassen und einem tiefgrünen, in Diallagform erscheinenden Amphibolmenge — seltener einheitlichen Smaragditkrystallen — besteht. Die Saussurit- und Amphibolmassen werden decimeterlang und sind nicht selten durch fluidale Anordnung jeweils einander parallel.

Im Amphibol tritt ein Chloritmineral und nadelförmiger, radialstrahliger Aktinolith gegen den Saussurit hin besonders häufig auf, doch ist im Gegensatz zu dem später zu besprechenden Flaser-gabbro die Grenze zwischen Saussurit und Amphibol relativ scharf. Das spezifische Gewicht des Amphibols ist 2·986.

Der Saussurit, welcher grösstentheils aus einem wirren Aggregat langsäulenförmiger Zoisite und etwas Epidot besteht, hat das spezifische Gewicht 3·229. Der Epidot ist oft nach (100) verzwilligt und unterscheidet sich von den querabgesonderten, mitunter radial beisammenliegenden Zoisitnadeln durch seine hohe Doppelbrechung.

Unter den Blöcken dieses Gabbro fallen einige durch reichen Gehalt an Rutil und Pyrit und durch das Zurücktreten des Saussurites auf. Dieselben sind mit obigem saussuritreichen Gestein gerne verbunden und stellen basische Schlieren desselben dar. Aeusserlich unterscheiden sie sich von dem normalen Saussuritgabbro durch eine rostbraune Verwitterungsrinde, auf dem Bruch durch die allein herrschende tiefgrüne Farbe, welche nur selten durch grauweisse, an den ursprünglichen Plagioklas erinnernde Flecken unterbrochen ist. Die Amphibolmasse enthält hier ein Chloritmineral, anscheinend Klinochlor. Rutil und Pyrit, die, in Form kleiner Körner, stellenweise sehr angereichert erscheinen, bedingen das gegenüber den anderen Gabbros auffallend hohe spezifische Gewicht des Gesteines. Die braungelben, verzwilligten Rutile besitzen gelegentlich einen Leukoxenrand, der auf ihre Kosten gewachsen ist und dessen Individuen normal auf ihrer Peripherie stehen.

Ein nahe verwandtes Gestein wurde am Allalingrat (vgl. pag. 97) inmitten der Flaser-gabbros aufgefunden. Es ist ein grobkörniges Saussurit-Diallaggestein, dessen Hauptgemengtheile durch die cochenillerothen Rutilkörner und durch Granat und Pyrit von einander geschieden werden.

Die bräunlichrothen Granate reichern sich aber auch innerhalb des Diallages bisweilen derart an, dass derselbe nur noch die Zwischenräume der Rhombendodekaëder ausfüllt, wobei ein schmaler Saum von grünem Chlorit den Diallag vom Granat trennt. Der trübe, aber nicht pleochroitische Diallag ist oft mit farblosem Amphibol gesetzmässig verwachsen. In Schnitten nach (010) lässt der offenbar secundäre Amphibol 18° , der Diallag etwa $40^\circ c:c$ erkennen.

Der grünliche Saussurit hat das specifische Gewicht 3.265 und enthält, wie im vorigen Gabbro, Zoisit und Epidot. Hier war zu beobachten, dass die Axenebene des ersteren in (001) liegt.

Gesteine mit glaukophanähnlichem Amphibol,
zum Theil Eklogite.

Eines dieser Gesteine, wesentlich aus Amphibol und Feldspath bestehend, fand sich am Hinterallalingerat und wurde in seinem geologischen Auftreten pag. 98 besprochen. Es ist dunkelgrün und mit weisslichen Tupfen eines feinkörnigen Saussurites gesprenkelt. Auf der Verwitterungsrinde treten die schwarzblauen Amphibole hervor und Granat. Pyrit. Apatit sind ferner schon am Handstück erkennbar.

Der Amphibol ist der Hauptgemengtheil, er hat das specifische Gewicht 3.17 und seine Flammenreaction weist auf *Na*. Wie aus den, im Schliff sichtbaren Querschnitten seiner langprismatischen Krystalle hervorgeht, tritt 110 gegen 100 bedeutend zurück, was ihnen einen tafelförmigen Habitus verleiht. Neben der prismatischen Spaltung, welche auf (100) Schnitten nur sehr schwach sichtbar ist, tritt eine basische Querabsonderung auf. Der Pleochroismus ist:

c = graublau
 \check{b} = grasgrün
 \check{a} = gelblich.

P. Lohmann beschreibt den Amphibol eines Eklogites vom Saasthale ¹⁾ als Glaukophan; diese Deutung scheint kaum zulässig, da Lohmann selbst die Auslöschungsschiefe von $24-26^\circ$ für denselben angibt. Prismatische Spaltblättchen des Amphibols vom Hinterallalin ergaben circa 14° Schiefe. Er ist gern im Feldspath des Saussurites eingebettet und alsdann sind gewöhnlich randlich Amphi-

¹⁾ N. J. f. M. G. P., 84, 99.

bolstücke gemäss ihrer Spaltbarkeit von den Krystallen losgelöst und Feldspath hat sich dazwischen gedrängt, so dass sie in demselben schwimmend erscheinen.

Der Saussurit des Gesteines besteht hauptsächlich aus Feldspath, welcher jedoch von dem bisweilen erhaltenen Plagioklase der früheren Saussuritgesteine völlig abweicht. In gleicher Art und Weise wie hier, findet er sich in den später zu besprechenden flasrigen gabbroiden Gesteinen, in welchen seine Albitnatur erkannt wurde. Er ist sehr schwach licht- und doppelbrechend, farblos, frisch und ohne Zwillingsbildung. Einer Bestimmung seines specifischen Gewichtes stand hier die Schwierigkeit der Isolation seiner winzigen, unregelmässig geformten Körner entgegen, welche auch allenthalben die beiden anderen Gemengtheile des Saussurites, die farblosen Säulen des Zoisites und Epidotes eingelagert enthalten. Von den accessorischen Gemengtheilen des Gesteines sind die rosarothten Granate und der farblose Apatit, vom specifischen Gewicht 3.173, ziemlich dünn gesät, hingegen sind die Pyritkörner, welche einen tiefrothen Saum von Eisenglimmer besitzen und schöne Pseudomorphose von Eisenglimmer nach Pyrit zeigen, etwas häufiger.

Ausser den bis jetzt genannten Gemengtheilen, welche eine Grösse von 0.5 Centimeter erreichen können, finden sich auch noch mikroskopische, goldgelbe Rutilkörner, die gewöhnlich von Titanit derart umgeben sind, dass mit dem Kleinerwerden des Rutilkornes der Titanitkrystall in seiner Dicke wächst. Den Gehalt an glaukophanähnlichem Amphibol, Epidot, Granat und Pyrit, theilt das obige Gestein mit den Eklogiten der Allalinmoräne.

Diese Gesteine sind fein- bis mittelkörnig, besitzen hohe Härte und bedeutendes Gewicht infolge ihres Granat- und Rutilreichthumes. Sie sind durch das gänzliche Fehlen eines Feldspathes, das frische Aussehen ihrer Gemengtheile, einen raschen Wechsel in der mineralischen Zusammensetzung und mitunter durch eine leichte Schieferung ausgezeichnet.

An der einen Seite eines solchen Geschiebes bestand das Gestein aus länglichen, blauschwarzen Amphibolkrystallen, hellgrünem Pyroxen, zahlreichen braunrothen, isotropen Granaten und vielen Rutilkörnchen, welche in Zügen, gelegentlich mit Pyrit und Magnetit vergesellschaftet, das Gestein durchziehen. Hievon sind Amphibol, Pyroxen und Granat wesentlich und makroskopisch sichtbare Gemengtheile.

Die blauschwarzen, glasglänzenden Prismen des Amphibol zeigen im gewöhnlichen Licht bei Längsschnitten graublau, bei Querschnitten grüne Farben, im polarisirten Licht würde der Pleochroismus bis auf b , dem der violette Ton fehlt, mit dem des Glaukophans übereinstimmen.

c = tiefhimmelblau

b = olivengrün

a = gelbgrün.

Auch der starke Wechsel der Doppelbrechung, welche auf der durch den Mangel prismatischer Spaltrisse kenntlich gemachten (100) Fläche, entsprechend $\gamma-\beta$, besonders schwach ist, und die Na -Reaction würde diesen Amphibol in die Glaukophanreihe weisen, wenn nicht auch hier, wie beim Amphibol des vorigen Gesteines, $c:c$ einen Betrag wie bei Aktinolith erreichte.

Fast allenthalben ist eine parallele Umwachsung des hellgrünen, schwach licht- und doppelbrechenden Pyroxens (Omphacit) durch diesen Amphibol wahrnehmbar, es ist dieselbe Erscheinung, welche schon von Lüdecke an einem Glaukophan-Epidotgestein der Insel Syra beschrieben wird: „Die Glaukophane haben hier öfters Kerne von Omphacit.“¹⁾

Der Pyroxen lässt keine Krystallform erkennen, er zeigt die hohen Auslöschungsschiefen der monoklinen Pyroxene und in Basis-schnitten scharfe, sich rechtwinkelig schneidende Spaltrisse.

Epidot findet sich hier in wenigen Körnern, dagegen reichlich in einem Amphibol-Epidotgestein, in welches der Eklogit übergeht. Die andere Seite des Blockes zeichnet sich nämlich durch einen weit geringeren Granat- und Rutilgehalt aus, der Omphacit ist verschwunden und ölgrüner Epidot erscheint neben dem Amphibol als wesentlicher Gemengtheil in säulenförmigen, farblosen, sehr hoch licht- und doppelbrechenden Individuen. Auch Klinochlor nimmt am Aufbau des Gesteines Theil. Er ist in grünen und gelben Tönen pleochroitisch und seine Querschnitte lassen ein rosettenförmiges Uebereinanderliegen der Blättchen erkennen. In geringer Menge tritt neben dem Amphibol auch ein im Pleochroismus, Licht- und Doppelbrechung biotitähnlicher Glimmer auf. $c = a =$ spitze Bisectrix, $2E$ ist sehr

¹⁾ Z. d. d. geol. G., XVIII, 250.

klein. Sehr reichlich ist Magnetit vorhanden, dessen eckige Körner, in Reihen zusammenhängend, die andern Gemengtheile durchziehen.

An solchen feldspathfreien, körnigen Gesteinen ist die Allalinmoräne ziemlich reich. Der blaue Amphibol findet sich regelmässig, die übrigen Mineralien, zu denen sich gelegentlich noch Calcit und Apatit gesellen, treten in wechselnden Mengenverhältnissen auf.

B. Gesteine mit flasriger Structur.

Uebergänge von körnigen zu flasrigen Gesteinstypen.

Der Unterschied zwischen den gabbroiden Gesteinen mit körniger Structur, die im vorigen Abschnitt ihre Besprechung fanden, und den nun folgenden flasrigen Gesteinen ist kein scharfer, unvermittelter, da die unterscheidenden Merkmale nicht alle gleichzeitig auftreten.

Unter den Geschieben der Allalinmoräne sind häufig Saussuritgabbros, welche eine mehr oder weniger deutlich flasrige Anordnung der Hauptgemengtheile, namentlich des Amphiboles, besitzen und bei vielen derselben ist eine geringe Schieferung auch daran erkennbar, dass sich das Gestein in einer bestimmten Richtung leichter zerbrechen lässt. Für alle stärker geschieferten Saussuritgesteine, für Flasergabbros der Allalin- und Schwarzenbergmoränen und für die am Allaligrat anstehenden flasrigen Gesteine ist der gröber körnige, saccharoide Habitus des Saussurites, ferner die linsenförmige und unregelmässig blättrige Structur der Amphibolaggregate gegenüber den körnigen Typen charakteristisch. Einheitliche Smaragditindividuen, die in den körnigen Gabbros im allgemeinen häufiger, als die aus regellosen Fasern bestehende Amphibolmenge auftreten, sind in den Flasergabbros seltener. Bisweilen zeigen sie sich noch in der Mitte des Amphibolgemenges, durch welches sie mit fortschreitender Entwicklung der Schieferstructur anscheinend verdrängt werden, und stechen alsdann lebhaft gegen dessen trübgrüne Farbe ab. Der Reichtum des Amphiboles an Rutil ist hier derselbe wie bei den körnigen Typen.

Flasergabbroarten mit erhaltenen ursprünglichen Gemengtheilen wurden nirgends gefunden, wohl aber in grosser Häufigkeit und sogar an ein und demselben Geschiebe alle Uebergänge zum körnigen Typus

tischen Aktinolithsäulen und aus etwas Klinochlor, der jedoch hier in geringerer Menge als in den stärker geschieferten Gesteinen erscheint.

An den Grenzen des grünen Gemenges kommen beide häufig im Feldspath des Saussurites derart eingelagert vor, dass die Grenzlinie des weissen und grünen Gemenges durchaus unscharf ist und die, für die deutlich schieferigen, gabbroiden Gesteine bezeichnende Flaserstructur entsteht.

Der vorliegende Gabbro ist von den folgenden flasrigen Gesteinen nur durch seinen geringeren Schieferungsgrad und durch die Grösse seiner Amphibol- und Saussuritmassen verschieden.

Der Uebergang in das nächststehende, flasrige, unten beschriebene Zoisit-Amphibolgestein wird durch einen, am östlichen Ende des Allalingrates anstehenden Flasergabbro vermittelt, bei welchem die grünen Fläsern kleiner und klinochlorreicher sind als bei obigem Gestein, der Wechsel der zoisitreichen und der amphibolreichen Massen aber noch sehr deutlich zu erkennen ist. Die saussuritische Substanz ist etwas gröber körnig, als bei obigem Flasergabbro und enthält ausser den dort genannten Gemengtheilen auch Epidot und einzelne Titanitkörner. Der Rutil besitzt in diesem Gestein einen Leukoxenrand.

Das stark geschieferte, ziemlich feinflasrige Zoisit-Amphibolgestein, dessen geologisches Auftreten am Allalingrat pag. 97 angegeben wurde, steht in seinem Gesammthabitus zwischen dem Flasergabbro und dem grobflasrigen Grünschiefern. Es besteht aus dem weissen Gemenge von Zoisit und Albit, das wir schon beim vorangehenden Gestein kennen lernten und aus den, am Handstück und im Dünnschliff wohl von ihm unterscheidbaren, kleinen, grau-grünen Linsen von Aktinolith und Klinochlor. Alle säulenförmigen Gemengtheile folgen mit ihrer Längsaxe der Streckung, besonders der Zoisit, der hier in auffallend langen, scharf idiomorphen, sehr schwach doppelbrechenden Nadeln auftritt, deren Axenwinkel scheinbar gleich 0° ist.

Der Feldspath verhält sich, wie in den übrigen flasrigen Gesteinen, ähnlich einer Grundmasse.

Dieses Gestein ist mitunter ottrelithführend, wobei es ärmer an grünen Gemengtheilen und Feldspath, dagegen reicher an Zoisit wird. Die harte, weissgraue, feinkörnige, grösstentheils aus mikro-

skopischen Zoisitsäulchen bestehende Hauptmasse des Gesteines erscheint alsdann von spärlichen, mattgrünen Aktinolith-Klinochlorfasern gemäss der Schieferung durchzogen und enthält silberweisse, besonders in der Nähe der schwarzen Sprödglimmertäfelchen angeereicherte Glimmerblättchen. Der Zoisit zeigt sich hier im Dünnschliff in winzigen Leisten, deren Längszone parallel der mittleren Elasticität (b) liegt und welche, Fluidalstructur nachahmend, der Schieferung folgen und den Ottrelith, den Amphibol und die grösseren Glimmerblättchen umschwärmen. Kleinere Glimmerblättchen nehmen auch an diesen Schwärmen theil, indem sie sich parallel den Zoisiten stellen.

Der trübgrüne, unregelmässig begrenzte Aktinolith ist im Schliff farblos und gelegentlich voll Rutilnadeln, welche theilweise gesetzmässig gruppirt sind. Sie halbiren gern den spitzen Winkel der Amphibolspaltung und erscheinen bei schwacher Vergrösserung keil- oder spindelförmig, während sie sich unter starker Vergrösserung als reihenweis nach der Grösse geordnete Körner erweisen. Der helle Glimmer ist in diesem Gestein Margarit. Die im Querschliff sichtbaren, leistenförmigen Durchschnitte desselben fallen durch ihre bis 11° steigende Auslöschungsschiefe auf und lassen eine Zwillingsbildung an der alternirenden Auslöschung und an der verschiedenen Interferenzfarbe der verzwillingten, sich mit (001) berührenden Blättchen erkennen. Der gleiche Glimmer tritt ferner in winzigen, geldrollenähnlich aufeinander liegenden Tafeln auf, welche quer zwischen den Zwillingslamellen des Sprödglimmers eingeschaltet sind. Der regellos zerstreute Sprödglimmer besitzt ganz den gleichen Charakter und gleichen Rutilreichtum, wie der pag. 110 besprochene Ottrelith des körnigen Gabbro.

Das Gestein enthält vereinzelte, zu Brauneisen verwitternde Körner von Pyrit.

Die Grünschiefer.

Die Zusammenfassung der grünen, geschiefertten, feinkörnig bis feinflasrigen Gesteine unter obigem Namen geschieht, um dieselben als solche den grobflasrigen, erkennbar gabbroiden Gesteinen des Gebietes, welche im vorigen Abschnitte erwähnt sind, gegenüber zu stellen. Wie aber die Trennung jener Flaser-gabbros von den körnigen Typen keine scharfe war, so ist dies auch zwischen den

Flasergabbros und den Grünschiefern der Fall, welche sich durch ihre gröber struirten Glieder in unverkennbarer Weise den Flasergabbros anschliessen.

Structurell haben die meisten Grünschiefer gemeinsam, dass weissliche, kleine, linsenförmige, aus Zoisit, Feldspath und Epidot zusammengesetzte, flache Ellipsoide in einem grünen Amphibol-Klinochlorgemenge liegen, welches sich gemäss der Schieferung um dieses saussuritische Gemenge schmiegt, so dass dasselbe auf dem Hauptbruch gern verhüllt, auf dem Querbruch in Form weisser Tupfen sichtbar wird.

Die Hauptgemengtheile der Grünschiefer, Epidot, Zoisit, Amphibol und Klinochlor sind stets idiomorph gegen den meistens vorhandenen Feldspath und kommen, wie schon beim Flasergabbro, in ihm eingelagert vor. Amphibol steht mit Klinochlor in einem Wechselverhältniss, da der eine vorherrscht, wenn der andere zurücktritt und ihre Summe bei verwandten Grünschiefern ungefähr in gleicher Höhe bleibt. Heller Glimmer findet sich nicht so häufig, wie in dem Flasergabbro, auch ist seltener Rutil vorhanden, dagegen reichlich Titanit, der bei den körnigen und flasrigen Typen weniger häufig war.

Das vom Gipfel des Egginerhorns (vgl. pag. 101) genommene Gestein hat starke Schieferung nach zwei gleichlaufenden Richtungen, wodurch auffallende, meterlange, schmale, scheidförmige Absonderungsformen entstehen, welche in den Geröllfeldern durcheinander liegen oder zackig aus den Felsen ragen. Dieser Schiefer, zusammengesetzt aus schmalen, übereinanderliegenden, sich auskeilenden weissen und grünen Lagen, die auf dem Querbruch als weisse und grüne Punkte erscheinen, reiht sich folgerichtig an das Zoisit-Amphibolgestein an, welches, wegen seines geologischen Verbandes, noch dem Flasergabbro eingereiht werden musste. Die grünen Gemengtheile sind ebenfalls Aktinolith und Klinochlor, die weissen Lagen enthalten jedoch neben dem farblosen und frischen Feldspath und dem Zoisit auch recht reichlich Epidot. Derselbe tritt in dem Saussurit in breiten, gern nach 100 verzwilligten Säulen auf, welche einen leichten Pleochroismus in gelben Tönen erkennen lassen. Gegen das Centrum der Krystalle hin werden dieselben farblos und gleichzeitig sinkt die hohe Doppelbrechung derart, dass

Reicher an Granat sind die Grünschiefer vom Gipfel des Strahlhorn und des Hinterallalinhorns, die zwar hiehergehören, jedoch ärmer an hellen Gemengtheilen sind. Das Gestein vom oberen Ende des pag. 99 besprochenen Grünen Grates ist etwas gröber körnig, als dasjenige des Allalinhornes und bei vorherrschendem Klinochlor erscheint der Amphibol desselben etwas zurückgedrängt, sonst wäre es vollkommen identisch.

Einige geringfügige Abweichungen zeigt der Grünschiefer der Gletscheralp. Er ist schwächer geschiefert und allenthalben, besonders deutlich auf dem Querbruch, erblickt man schon mit unbewaffnetem Auge die in der grünen, vorwiegenden Masse liegenden weisslichen Körnchen, welche, mit der Annäherung des Gesteines an die pag. 100 erwähnte Contactstelle der hellen krystallinischen Schiefer, immer mehr aus dem Gestein verschwinden. Gleichzeitig reichert sich das Klinochlor auf Kosten des Aktinolithes ausserordentlich an, während er in einiger Entfernung vom Contact, etwa in der Nähe des Steinmannes, nur in wenigen Blättchen vorhanden ist. An dieser Stelle zeigt der Grünschiefer die grösste Aehnlichkeit mit dem des Allalinhornes, näher beim Contact wird er mehr und mehr ein reiner Klinochlorschiefer und lässt dicht bei demselben auf dem Querbruch nur winzige, glasglänzende Apatitkörnchen erkennen. Dieser Apatit, dessen Merkmale die beträchtliche Licht- und die schwache Doppelbrechung, die Löslichkeit in Säuren und die Phosphorsäure-Reaction sind, liegt in unregelmässigen Individuen von schwacher basischer Spaltbarkeit im Klinochlor eingebettet. Die leicht grün gefärbten Klinochlorblättchen sind stets nach (001) als Berührungsflächen verzwillingt, zeigen negative Längszone und liegen in langen Reihen oder rosettenförmig geordnet nebeneinander. Zahlreiche Magnetitkörnchen treten in parallel der Schieferung laufenden Zügen auf und vereinzelt derselben sind von Talkblättchen umhüllt. Talk kommt gelegentlich auch angereichert im Gestein vor.

Durch das Fehlen des Apatites ist der, im Serpentin der Langen Fluh in schmalen Bändern auftretende Klinochlorschiefer von obigem verschieden. Dieses Gestein enthält ausser dem Chlorit-mineral nur noch etwas Magnetit und besitzt graugrüne Farbe, geringe Härte, starke Schieferung, parallel welcher die Blattebene des Klinochlors liegt. Die Bisectrix desselben steht normal auf (001), der scheinbare Axenwinkel ist sehr klein, die Längszone negativ

gebirges, diese Mitth. XII, 49, 1891), dass wahrscheinlich Olivinfels das Muttergestein jenes Chloritschiefers gewesen ist. Die langstengeligen, grünen, glasglänzenden, durch (110) und (010) begrenzten, accessorischen Tremolitkrystalle liegen meist quer zur Schieferung. Ihr Grössenverhältnis ist 3 Centimeter Länge, 2 Millimeter Dicke. Die vereinzelt liegenden Rhomboëder des Braunspath besitzen eine gleichbleibende Grösse von 2—3 Millimeter und sind durch ausgeschiedenen Limonit braun gefärbt. Körner desselben lösen sich in erwärmter, verdünnter Salzsäure. Der Magnetit tritt in wohlausgebildeten, bis 5 Millimeter grossen Oktaëdern auf, oder in Körnchen, welche durch die Chloritblättchen geradlinig begrenzt werden und mitunter in einer Reihe liegen.

Die humitführenden Serpentine.

Im Allalengebiet erscheinen die an früherer Stelle in ihrem geologischen Charakter im Einzelnen besprochenen Serpentine am Rhympischhorn, Fluchthorn, Grünen Grat, an der Langen Fluh und am Hinterallalengrat.

Sie befinden sich jeweils im Verbande mit Grünschiefern; gegen die hellen, krystallinischen Schiefer zeigen sie äusserst scharfe Grenzen. Der Serpentin all dieser Vorkommnisse ist ein zähes, schwarzgrünes, kantendurchscheinendes Gestein, das sich auch in den entsprechenden Moränen findet. Er kommt sowohl massig, als auch geschiefert — in diesem Fall gewöhnlich steil gestellt — vor, und bereits Gerlach¹⁾ beobachtete, „dass derselbe auf vielfältige Weise mit massigem Serpentin, Eklogit und Chlorit-Talk-Strahlsteinschiefern verwachsen ist“. Mit den von Duparc und Mrazec beschriebenen als ursprüngliche Pikrite und Lherzolite aufgefassten Serpentin vom Rothorn im Binnenthal²⁾, hat dieser Serpentin gemein, dass Olivinreste bis jetzt noch nicht in ihm nachgewiesen werden konnten, und dass häufig eine scheinbar isotrope Grundmasse auftritt. Beim mikroskopischen Studium dieser „matière colloïde“ ergibt sich, dass dieselbe gleiche Lichtbrechung und Farbe, wie der in ihr eingelagerte Hauptgemengtheil, der Serpentin, besitzt, der durch seine geringe Licht- und Doppelbrechung, durch seine schwach gelbgrüne Färbung,

¹⁾ Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. XXVII, Lief. 88.

²⁾ Bull. d. l. S. fr. d. min. 1893, Nr. 8.

seine Längszone, welcher die Axe der kleinsten Elasticität parallel liegt und seine bald faserige, bald blättrige Form charakterisirt ist. Selten und nur untergeordnet treten parallelstengelige, asbestähnliche Serpentinmassen auf.

Pyrit und besonders Magnetit sind im Serpentin ziemlich allenthalben, aber nicht sehr reichlich vorhanden. Diallag wurde in dem Serpentin des Hinterallalingerates aufgefunden. Er tritt daselbst in trüben, von Serpentin durchsetzten Körnern auf, in deren Nähe sich winzige Magnetitkörnchen besonders angehäuft finden. Dass Diallag und gelegentlich auch Schillerspath in diesen Serpentinmassen auftreten, wird bereits von Gerlach erwähnt. Eigenthümlich sind die, besonders im Serpentin des Feegletschers und des Rhympischhornes erscheinenden, unregelmässigen Einlagerungen von sogenanntem Schweizerit, hellgelben, dichten und homogenen Serpentinmassen, welche gelegentlich Olivinformen, analog den Pseudomorphosen von Snarum zeigen und bezüglich der Genese des Gesteines von Bedeutung sind. Von allen anderen, mir durch zugängliche Literatur bekannten Serpentinmassen, weicht derjenige dieses Gebietes durch seinen allgemeinen und reichlichen Gehalt an zwei monoklinen Mineralien der Humitfamilie ab. In den meisten Fällen ist ihr Auftreten derart, dass sie als braunrothe, granatähnliche, beziehungsweise als hellgelbe, nahezu farblose Gemengtheile, in derben, körnigen, bis nussgrossen Massen, oder in Form kleiner Körner, gewöhnlich vergesellschaftet, in regelloser Vertheilung dem Serpentin unmittelbar eingelagert sind. Alsdann werden sie gern durch die Stengel des eindringenden Serpentin in eckige, noch gemeinsam auslöschende, also gleichartig orientirte Körner getrennt. In andern Fällen treten die beiden Mineralien in centimetergrossen, säulenförmigen, gerundeten Krystallen, welche andeutungsweise eine sechsseitige Begrenzung ihrer Längszone erkennen lassen, in den knauerförmigen Massen von körnigem krystallinem Kalk auf, die ihrerseits dem Serpentin eingelagert sind. Diese Knauern, welche namentlich im Serpentin des Schwarzenberggletschers auftreten, erreichen Faustgrösse und darüber, und enthalten in gleicher Weise gerundete Magnetitkrystalle, ferner grüne, nadelförmige Tremolitkrystalle, welche besonders gern an der Peripherie dieser Marmoreinlagerungen dem Serpentin aufsitzen und mit den Spitzen nach innen ragen, ferner weisse, bündelförmige Massen von sehr feinstengeligem Tremolit, die gelegentlich die Humite schalig um-

hüllen. Der Calcit zeigt unter dem Mikroskop die Zwillingslamellen nach $-\frac{1}{2}$ R. Nach der Auflösung desselben mittelst Essigsäure wird die Structur der eingebetteten Mineralien besonders deutlich und es ergibt sich, dass die Humit- und Magnetitkrystalle bald vollständig schwebend auftreten, bald randlich dem Serpentin aufsitzen, welcher sie stets auch in der zuerst erwähnten Weise enthält. Die beiden Humite besitzen auf dem Bruch Fettglanz und auf der nach der Basis gehenden Spaltfläche einen schwachen Glasglanz. An den in den Marmoreinschlüssen eingewachsenen Exemplaren wird diese Spaltbarkeit häufig als Querabsonderung der prismatischen Längszone sichtbar, während sie sich im Schliff durch die undeutlichen, parallel gehenden Risse documentirt, welche ausser der unregelmässigen Zerklüftung bei geeigneter Schnittlage sichtbar werden.

An den Krystallen tritt häufig eine polysynthetische Zwillingsbildung nach der Basis, als Verwachsungs- und Zwillingsebene, auf.

Dieselbe ist leicht zu beobachten, da je zwei benachbarte Lamellen verschiedene Interferenzfarbe und Auslöschung aufweisen und schon im gewöhnlichen polarisirten Licht die Farbe der beiden Lamellen in Folge des Pleochroismus bei den braunen Krystallen bisweilen eine unterschiedliche ist. Während der hellgelbe Humit im Dünnschliff farblos erscheint, zeigen die braunen Krystalle folgenden Pleochroismus:

- a = hellgelblich,
- b = rostbraun (röthlichgelb),
- c = hellgelblich.

Die Ebene der optischen Axen liegt im Orthopinakoid und wird in klinopinakoidalen Querschnitten, welche Auslöschungsschiefern von etwa 30° zeigen, die spitze, negative Bisectrix sichtbar.

Der Winkel der optischen Axen ist gross und gehen dieselben nicht in's Gesichtsfeld. Die Licht- und Doppelbrechung ist bei beiden Mineralien gleich und jeweils um einiges schwächer als die Licht- und Doppelbrechung des Olivines. Bei der Behandlung mit Salzsäure verhalten sich beide in gleicher Weise wie Olivin, mit welchem besonders das hellgelbe Mineral eine scheinbare Aehnlichkeit besitzt. Eine gegenseitige Durchdringung beider Humite ist nicht selten und findet unter gleichartiger Orientirung der Krystalle statt. Demgemäss wird sie nur durch die verschiedene Färbung der Mineralien kenntlich, die Durchschnitte zeigen röthlichgelbe und wasserhelle, unregelmässig begrenzte Flecken, welche dem braunen, beziehungsweise dem hellgelben Humit

entsprechen. Der Härtegrad ist 6–5. Das specifische Gewicht der braunen Krystalle beträgt 3·17 bis 3·18. Es schwankt etwas, da dieselben reichlich winzige Magnetitkörnchen, in regelloser Vertheilung enthalten. Die Anziehung durch den Elektromagneten ist bei ihnen, vielleicht aus dem gleichen Grunde, stärker als bei den hellgelben Krystallen, deren specifisches Gewicht nur 3·165 ist, und welche keinen Magnetit enthalten.

Eine qualitative Prüfung des mit Benutzung von Scheideflüssigkeiten und des Elektromagneten gewonnenen Materials bestätigte die Zugehörigkeit zur Humitfamilie in allem, ausser in der Reaction auf Fluor. Es ergab sich kein Fluorgehalt, aber ziemlich viel Wasser, worauf die Vermuthung nahe lag, dass *Fl* durch *OH* vertreten sei. Dieser Umstand, sowie die ungewöhnliche Paragenesis liessen eine genaue, chemische Untersuchung als wünschenswert erscheinen und Herr Prof. P. J a n n a s c h und Herr James L o c k e übernahmen dieselbe gütigst. Von den genannten Herren wurde das Fehlen des Fluors bestätigt und der Nachweis für das Vorhandensein einer nicht unbeträchtlichen Menge Beryllerde dargethan. Die beim erstmaligen Besuch des Saasthales gemachten Funde, welche zu den Analysen benutzt wurden, gaben mir die beiden Humite nur in der schwer zu isolirenden, unmittelbar im Serpentin eingewachsenen und feinkörnig vertheilten Erscheinungsweise.

Beide Mineralien und besonders der hellgelbe Humit waren auch durch eingelagerten Aktinolith derart verunreinigt, dass sie trotz aller angewandten Mühe kein sehr günstiges Material für die Analysen boten. Die Resultate derselben, welche bereits in der Zeitschrift für anorganische Chemie, 1894, VII, 92, veröffentlicht wurden, sind die folgenden:

	I. Weisses Mineral		II. Braunes Mineral				
					Gramm		
<i>SiO</i> ₂ . . .	30·20	33·03	36·14	37·80	<i>Si</i> 0·6305	— 0·6305	<i>Si</i>
<i>FeO</i> . . .	3·46	3·78	5·44	5·70	<i>Fe</i> 0·0793	} —1·4111 <i>R</i> ^{II}	
<i>BeO</i> . . .	1·60	1·75	1·01	1·06	<i>Be</i> 0·0420		
<i>CaO</i> . . .	6·40	7·00	0·10	0·10	<i>Ca</i> 0·0017		
<i>MnO</i> . . .	0·73	0·80	0·72	0·76	<i>Mn</i> 0·0108		
<i>MgO</i> . . .	45·86	50·16	48·60	50·88	<i>Mg</i> 1·2720		
<i>Na</i> ₂ <i>O</i> . . .	0·50	0·55	0·34	0·36	<i>Na</i> ₂ 0·0063		
<i>H</i> ₂ <i>O</i> . . .	2·68	2·93	3·18	3·34	<i>OH</i> 0·3720	— 0·3720	<i>OH</i>
Gangart . . .	8·70	—	4·89	—	<i>O</i> 2·4346	— 2·4346	<i>O</i>
	100·13	100·00	100·42	100·00			

Die vielen Procente an Aktinolith, welche die Analyse des hellfarbigen Minerals ergab, stehen leider einer genauen Berechnung seiner Formel hinderlich im Wege, die nach obigen Zahlen $Mg_7(Mg \cdot OH)_2Si_3O_{15}$ sein würde. In dem braunen, etwas reineren Mineral hingegen findet man die Verhältnisse

R_2	3.52	7
OH	0.93	2
Si	1.56	3
O	6.09	12

woraus sich die Formel



ableiten lässt.

Nach einer Anzahl neuester Analysen des Humits durch Penfield und Howe¹⁾ besitzt dieses fluorhaltige Mineral die Zusammensetzung $Mg_6[Mg \cdot F \cdot (OH)]_2(SiO_4)_3$. Darnach wäre also das untersuchte Silicat ein Humit, in welchem das Fluor vollständig durch Hydroxyl ersetzt ist.

Aus der Untersuchung der Gesteine, welche den Complex des Allalingerbietes ausmachen, ergibt sich ein geologischer und petrographischer Gegensatz zu den umgebenden und unterlagernden Gneisen, Glimmerschiefern und Kalken, mit denen sie nur die tektonische Störung und die gleichzeitig erlittene Druckwirkung gemein haben. Entsprechenderweise sind sie concordant eingeschaltet und besitzen ziemlich übereinstimmendes Nordsüdstreichen und westliches Einfallen, eine Lagerung, wie sie in diesem ganzen Alpen-theil die herrschende ist. Sie stellen eine Gruppe basischer, nunmehr metamorpher Eruptivgesteine dar, deren grobkörnige Glieder eine centrale Lage im Massiv einnehmen und nur zum Theil eine Schieferung, wohl aber fast alle eine mineralogische Umgestaltung erfahren haben. Der Verband zwischen normalem Gabbro, körnigem Saussuritgabbro, flasrigem Saussuritgabbro, grobflasrigem und feinflasrigem Grünschiefer, ist ein enger petrographischer und mit der Aufeinanderfolge der Gesteine an Ort und Stelle harmonischer.

¹⁾ Zeitschr. f. Krystallogr. 23. 78.

Der **Matterhorn-Gabbro** ist ein sehr grobkörniges Gestein, welches bei der scheinbar allerdings selteneren, durchaus normalen Ausbildung aus weissen, glasglänzenden, idiomorph ausgebildeten Plagioklaskrystallen und aus schwarzen, glasglänzenden, unregelmässig begrenzten Diallagindividuen besteht. In weitaus der Mehrzahl der Fälle ist jedoch der Plagioklas in eine weisse, sehr feinkörnige, harte, matte, splittrig brechende Substanz, in Saussurit, umgewandelt.

Diese Erscheinung wird auch von einer tiefgreifenden Veränderung des Diallags begleitet, doch bewahrt dieser weit häufiger seine Frische als der Plagioklas. Wie jener behält er seine Form vollständig, wird jedoch weicher, bedeutend heller und mit Erhaltung spärlicher, schwarzer Reste mattgrün gefärbt. Er wird hiebei schwächer doppelbrechend und gibt im Kölbchen H_2O . Die Veränderung des Diallags ist demnach hier eine andere als beim Allalin-Gabbro, auch sind beim Matterhorn-Gabbro gerade die Mittelglieder zwischen frischem und metamorphem Gestein die häufigsten. Charakteristisch gegenüber dem Allalin-Gabbro ist ferner das häufige Auftreten saurer (Eurit-)Gänge, welche aus kleinen Körnern von Feldspath und Quarz bestehen und von Aplit-ähnlichem Aussehen und Auftreten sind. Sie erscheinen in sehr wechselnder Breite und zeigen scharfe Grenzen gegen den Gabbro.

Von viel feinerem Korn und frei von diesen Gängen ist der **Olivingabbro** des Matterhorns. Es ist dies ein frisches, mittelkörniges, aus schwarzen und weissen Gemengtheilen bestehendes Gestein, dessen pechglänzende Olivine, dessen schwarze, glasglänzende Pyroxene und weisse Plagioklase schon mit blossem Auge eine hypidiomorph-körnige Structur und ein Ueberwiegen der erstgenannten dunklen Gemengtheile, zu denen sich untergeordnet auch eine braune und grüne Hornblende gesellen, erkennen lassen. Im Dünnschliff zeigt der Olivin gern geradlinige, und zwar sechsseitige Begrenzung, sowie centrale Lage gegenüber den andern Gemengtheilen. Dieselben legen sich, ausgenommen den Plagioklas, gern in schmalen, concentrischen Zonen um ihn, deren innere meist aus rhombischem Pyroxen, seltener Diallag, deren äussere aus grüner Hornblende, und zwar jeweils aus einheitlichen Krystallen besteht. Ausser dem Olivin lässt der Plagioklas als zweitältester Gemengtheil einen hohen Grad des Idiomorphismus erkennen. Seine leisten-

förmigen Durchschnitte zeigen Zwillinglamellen, welche dem Auftreten des Albit- und Periklingesetzes entsprechen. Zwischen ihm und den Pyroxenen bildet gewöhnlich die braune Hornblende eine schmale Grenzzone, indem sie letztere umrandet.¹⁾

Diese, in braunen Tönen pleochroitische Hornblende, in welcher gelegentlich grüne Spinelle eingelagert sind, der im Dünnschliff farblose Diallag und der rhombische Pyroxen sind stets unregelmässig geformt, da sie nur die Räume zwischen dem Olivin und Plagioklas ausfüllen.

An den Pyroxenen dieses Gesteins war keine Umbildung zu beobachten, wohl aber am Plagioklas der erste Beginn einer Sausuritisirung. Auf den Rissen und Rändern des Olivins zeigten sich als Neubildungen Magnetit und ein schwach licht- und hoch doppelbrechendes talkähnliches Mineral, dessen Durchschnitte Leistenform, gerade Auslöschung und positive Längszone, oder die Form winziger Blättchen erkennen lassen. Den Mangel an Apatit und primären Erzen hat dieser Olivingabbro mit dem des Allalingerbietes gemein.

Die grünen Gipfelsteine des Matterhorn zeigen äusserlich die Glaströpfchen eines grünlichen oder schwärzlichen Fulgurites und besitzen keinen vollständig übereinstimmenden Charakter, indem bei den einen auf dem Querbruch zur Schieferung analog den Grünschiefern des Allalingerbietes grüne und weisse Tupfen wohl unterscheidbar sind, während die andern, die Mehrzahl, aus einer dichten, scheinbar homogenen, tiefgrünen, zähen, aber ziemlich weichen Gesteinsmasse bestehen, welche trotz ihrer undeutlichen Schieferung dem unbewaffneten Auge schon an ihren zahlreichen Rutschflächen ein stark gepresstes Aussehen verräth.

Ob sie nun geschiefert sind oder massig, so ist der Bestand dieser Gesteine im wesentlichen aktinolithischer Amphibol, Klinochlor, der in den geschieferten häufiger ist, sowie Zoisit und spärliche Reste von Plagioklas. Die ausgefaserten, unregelmässig geformten Säulchen und Körner des hauptsächlich die Grundmasse aufbauenden farblosen Amphibols waren sowohl an ihrer beträcht-

¹⁾ In den von J. Romberg untersuchten argentinischen Olivingabbros finden diese Erscheinungen anscheinend ein vollständiges Analogon. Vergl. IX. Beilage-Band des Neuen Jahrb. f. Min. etc. 322.

lichen Licht- und Doppelbrechung, ihrer bis zu $20^{\circ} c : c$ steigenden Auslöschungsschiefe und an ihren, den Amphibolspaltwinkel zeigenden 001 Schnitten zu bestimmen, als auch an ihren Beziehungen zu den grösseren, wohl bestimmbar, scheinbar gleich Einsprenglingen auftretenden Krystallen desselben Gemengtheils. Von dem an seiner geringen Licht- und Doppelbrechung kenntlichen Feldspath des Gesteins, welchen seine gelegentlich sichtbaren Zwillingslamellen zu den Plagioklasen stellen, sind nur noch verschwindende, allotriomorphe Reste vorhanden, da ein als Neubildung in ihm eingelagerter Zoisit ihn nahezu vollständig verdrängt. Die winzigen Säulen oder Körner des Zoisites haben tiefblaue Interferenzfarbe und liegen gewöhnlich in dichten Haufen beisammen, die infolge der hohen Lichtbrechung des Minerals im durchfallenden Licht undurchsichtig erscheinen. Während im geschieferten Gestein diese Haufen ziemlich regellos geformt sind, erscheinen sie im massigen scharf und geradlinig gegen die zwischen ihnen liegenden Amphibolmassen abgegrenzt und lassen öfters die ursprüngliche Feldspathform erkennen.

Vereinzelte, durch hohe Doppelbrechung und gerade Auslöschung der Querschnitte charakterisirte Blättchen von Talk oder Alkaliglimmer finden sich gelegentlich in der Nähe des Zoisites. Calcit ist in kleinen Mengen hier und da im Gestein ausgeschieden. Zu dem zwischen den Zoisitmassen befindlichen Amphibol gesellt sich als wesentlicher Gemengtheil geru Klinochlor, dessen leistenförmige Durchschnitte öfters die spiralige Anordnung der Blättchen aufweisen und dessen Merkmale gerade Auslöschung, negative Längszone und die schwache Licht- und Doppelbrechung sind. Diallag wurde bis jetzt nicht sicher in diesem Gestein beobachtet, und ist es demnach, so wie es vorliegt, als plagioklas- und klinochlorführender Zoisitamphibolit zu definiren.

Tschermak'schen Gesetzes. Das Interesse, welches die Plagioklase im allgemeinen und der Albit im besonderen bei den Mineralogen und Petrographen der ganzen Welt erweckt haben, kann man am besten ermessen an der regen Thätigkeit, womit die Naturforscher sich dem Studium dieser Minerale widmeten.

Diese Thätigkeit vermittelte manchen Fortschritt in der Beobachtungsmethode und in der Kenntnis der Thatsachen; sie führte unter Anderem zum Nachweis, dass die sauren Plagioklase und besonders die Albite eine viel grössere Verbreitung in den Gesteinen haben, als man früher annahm. Der Albit ist in den krystallinischen Schiefen, in den Graniten und in den jungen Eruptivgesteinen verbreitet; er ist ein für die secundäre Bildung in Diabasen und Gabbrogesteinen charakteristisches Mineral etc. Und bei einer solchen Verbreitung ist es nicht zu verwundern, wenn die Mineralogie heute eine anschnliche Zahl von Arbeiten und Studien über den Albit zu verzeichnen hat, welche in den letzten zehn Jahren veröffentlicht worden sind. Es genügt, die Aufmerksamkeit auf die Literatur, welche J. D. Dana¹⁾ in der letzten Auflage seines unvergleichlichen Handbuches der Mineralogie gibt: zu lenken, sowie auf die Arbeiten von des Cloizeaux²⁾, Fouqué³⁾, A. Frank und H. Forir⁴⁾, F. v. Sandberger⁵⁾, A. Sauer⁶⁾, Lacroix⁷⁾, H. v. Foullon⁸⁾ und Andere mehr.

Trotz dieser stattlichen Reihe von Vorkommnissen von Albit, die man heute kennt, wird eine neue und vollständige Studie über Albit von einem bis jetzt unbekanntem Orte, so hoffe ich wenigstens, mit Interesse aufgenommen werden, umsomehr, da es sich um typischen Albit handelt.

Der Albit, mit dem ich hier den Leser bekannt machen möchte, stammt von der Insel Kreta; er wurde der mineralogischen Samm-

¹⁾ J. D. Dana, The System of Mineralogy. London 1892. pag. 332.

²⁾ Bull. Soc. Min. Fr. 1883, VI, 92—121.

³⁾ Bull. Soc. Min. Fr. 1894, VII, VIII.

⁴⁾ Ann. Soc. Min. Belg. Tom. XV, 3^e liv. CLXVII und Bull. Acad. Roy. Belg. 61^{me} An., 3^{me} Série, Tom. XXI. 1891.

⁵⁾ Zeitschr. f. Krystall. XVIII, 666.

⁶⁾ Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. 1888, 40, 138.

⁷⁾ Bull. Soc. Min. Fr. 11, 70, 148.

⁸⁾ H. v. Foullon, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. 1891, 100, 144.

die Fläche $\bar{1}50$ entwickelt. Die zwei Flächen $0\bar{1}0$ und 010 sind gestreift und 001 , $00\bar{1}$ sind in Vicinalfelder getheilt, welche an Linien, die mit den Flächen $\bar{1}30$ und respective 130 parallel sind, zusammenstossen. Nur die Spaltung 001 ($00\bar{1}$) ist deutlich erkennbar, dagegen ist 010 nicht angedeutet. Man beobachtet darin Risse parallel zu 110 ($1\bar{1}0$).

Nur die fast durchsichtigen und wasserhellen Albite der ersten Abtheilung sind zur krystallographischen und chemischen Bestimmung verwendet worden. Wir wollen sie nun in derselben Ordnung vornehmen, wie sie numerirt sind.

Der Habitus dieser Albite geht ziemlich klar aus den Figuren der beigegebenen Tafel hervor:

Nr. 1. Durchsichtiger Krystall mit einigen weissen Flecken im Innern.

Massverhältnisse:				
18	Millimeter in der <i>a</i> -Axe			
6	"	"	"	<i>b</i> - "
7	"	"	"	<i>c</i> - "

Er ist ein Zwillingkrystall von zwei Hauptindividuen, dessen rechtes sehr klein ist im Verhältnis zu dem linken. Zwischen die Hauptindividuen schieben sich etliche dünne, polysynthetische, unter sich nach demselben Gesetze vereinigte Lamellen, welche in die Flächen 100 , 130 und zum Theil auch in $1\bar{1}0$ fallen, so dass diese infolge davon gestreift erscheinen. Die Spaltungsebene 001 (und respective $00\bar{1}$) ist deutlich bemerkbar oben, unten und inmitten des Krystalles. Die zwei Flächen $0\bar{1}0$ und 010 sind nicht eben wegen der Streifen und der krummen Felder.

Spiegelglänzend und eben ist die Fläche $1\bar{1}0$ aussen in der Nähe der Kante $1\bar{1}0.110$. An Stelle der Flächen $\bar{1}30$ nimmt man verschiedene aufeinanderfolgende Bilder wahr, welche sowohl mit der Fläche $\bar{1}30$ als auch mit $\bar{1}50$ übereinstimmen. Die Kante $1\bar{1}0.1\bar{3}0$ ist von einer schmalen und spiegelglänzenden Fläche abgeschnitten, die mit $2\bar{3}0$ übereinstimmen muss, da der Winkel $1\bar{1}0.2\bar{3}0 = 11^\circ 47'$ ist. Die Flächen 110 und 110 treffen sich genau in der Verbindungsebene der zwei Zwillinge; sie sind eben und glänzend. Auch die Fläche $\bar{1}30$ gibt ein vollständiges Spiegelbild. Die Flächen $10\bar{1}$ und $\bar{1}01$ sind matt und durch die Spiegelung nicht bestimmbar. Die Kante $1\bar{1}0.110$ ist in der Mitte von einem kleinen, von zwei

mit 101 und 001 übereinstimmenden Dreiecken gebildeten Einschnitte unterbrochen.

Die beobachteten Winkel sind folgende:

$$\begin{array}{ll}
 0\bar{1}0 \cdot 1\bar{5}0 = 21^\circ 2\frac{1}{2}' & \bar{1}10 \cdot \bar{1}30 = 31^\circ 7\frac{1}{2}' \\
 0\bar{1}0 \cdot \bar{1}30 = 29^\circ 10' & \bar{1}\bar{1}0 \cdot 001 = \begin{array}{l} 69^\circ 12\frac{1}{4}' \\ 69^\circ 12' \end{array} \\
 \bar{1}\bar{3}0 \cdot \bar{1}\bar{1}0 = 30^\circ 0' & 0\bar{1}0 \cdot 001 = 93^\circ 22\frac{1}{2}' \\
 2\bar{3}0 \cdot \bar{1}\bar{1}0 = 11^\circ 47' & 010 \cdot 00\bar{1} = 93^\circ 24' \\
 \bar{1}\bar{1}0 \cdot 110 = 59^\circ 14\frac{1}{2}' & 001 \cdot 001 = 7^\circ 6\frac{1}{2}' \\
 110 \cdot \bar{1}10 = 0^\circ 8' &
 \end{array}$$

Nr. 2, Fig. 1. Durchsichtig wasserheller Krystall mit einigen grünlichen Flecken in der Mitte.

Massverhältnisse:

$$\begin{array}{l}
 9 \text{ Millimeter in der } a\text{-Axe} \\
 3\frac{1}{2} \quad " \quad " \quad " \quad b- \quad " \\
 4 \quad " \quad " \quad " \quad c- \quad "
 \end{array}$$

Von zwei nach dem Albitgesetze verbundenen Individuen gebildet, dessen linkes entwickelter ist als das rechte. Die Fläche $0\bar{1}0$ ist gerippt, und aus den sich ergebenden Spiegelbildern entnimmt man, dass diese Streifen durch die Wiederholung einer Fläche, welche $1 \cdot \bar{2}0 \cdot 0$ sein muss, gebildet werden. Die Fläche 010 ist glänzend und fast eben oder doch kaum unregelmässig. Die Flächen $\bar{1}\bar{1}0$ und 110 sind ebenfalls eben und glänzend; sie zeigen jedoch Streifen wegen der polysynthetischen Lamellen, welche bei jenen Flächen beginnen und sich dann im Innern auskeilen. Der Fläche 110 schliesst sich die glänzende und ebene Fläche $\bar{1}\bar{1}0$ des zweiten Individuums an. Auch die Flächen $\bar{1}\bar{3}0$ und $\bar{1}30$ sind zu Messungen brauchbar, obwohl sie Zwillingsriefung zeigen. Die Kanten $0\bar{1}0 \cdot \bar{1}30$ und $010 \cdot \bar{1}30$ sind durch ganz schmale symmetrische Flächen $1\bar{5}0$ und $\bar{1}50$ abgeschnitten. Die Kante $0\bar{1}0 \cdot \bar{1}30$ wird von den schon in Nr. 1 beobachteten Flächen $2\bar{3}0$ abgestumpft; die hintere Fläche $\bar{1}\bar{1}0$ ist unregelmässig. Die Fläche 001 ist glänzend, aber nicht eben wie $00\bar{1}$, da sie durch Vicinalfelder unterbrochen wird, welche in einer Zone liegen, welche 35° mit der Zone $[100]$ macht. In dieser selben Zone findet man die ebene und glänzende Fläche $0\bar{2}1$. Die glänzende Fläche $\bar{1}\bar{1}1$ bietet viele Krümmungen dar. Kaum angedeutet und matt ist die Fläche 101 . In der Zone $[101]$ zeigt sich eine ganz schmale, unregelmässige Fläche, die die Kante $0\bar{1}0 \cdot \bar{1}\bar{1}1$ abschneidet.

Die zwei Flächen $\bar{2}01$ und respective 201 sind gestreift und matt; die Streifen sind parallel mit der Fläche $1\bar{1}0$ und respective 110 und bilden die Kante $\bar{2}01 \cdot 201$ keilförmig vorspringend. Nur die Spaltbarkeit 001 (**001**) ist deutlich erkennbar.

Die beobachteten Winkel sind folgende:

$$\begin{array}{ll}
 0\bar{1}0 \cdot 1\bar{5}0 = 19^\circ 10\frac{1}{2}' & 001 \cdot 00\bar{1} = 7^\circ 9\frac{1}{2}' \\
 0\bar{1}0 \cdot 1\bar{3}0 = 30^\circ 0' & \\
 1\bar{3}0 \cdot 1\bar{1}0 = 30^\circ 28\frac{1}{2}' & 001 \cdot 1\bar{1}1 = \begin{cases} 54^\circ 22' \\ 56^\circ 13' \\ 59^\circ 4' \end{cases} \\
 2\bar{3}0 \cdot 1\bar{1}0 = 10^\circ 4' & \\
 1\bar{1}0 \cdot 110 = 59^\circ 9' & \\
 110 \cdot 1\bar{1}0 = 0^\circ 9\frac{1}{2}' & 1\bar{1}1 \cdot 1\bar{3}1 = \begin{cases} 28^\circ 16' \\ 30^\circ 5' \\ 32^\circ 20' \end{cases} \\
 1\bar{1}0 \cdot 130 = 30^\circ 25' & \\
 010 \cdot 1\bar{1}0 = 69^\circ 37\frac{1}{2}' & 001 \cdot 1\bar{1}0 = 68^\circ 54' \\
 0\bar{1}0 \cdot 0\bar{2}1 = 47^\circ 5' & 001 \cdot 110 = 64^\circ 5' \\
 0\bar{1}0 \cdot 001 = 93^\circ 16\frac{1}{2}' &
 \end{array}$$

Nr. 3. Wasserheller, durchsichtiger Krystall mit etlichen weissen Flecken in der Mitte.

Massverhältnisse:

10 Millimeter in der a -Axe

5 " " " b - "

$5\frac{1}{2}$ " " " c - "

Er ist aus zwei nach dem Albitgesetz verbundenen Individuen zusammengesetzt; beide sind in gleichem Masse ausgebildet und zeigen einige polysynthetische Lamellen. Die Zone $[001]$ ist fast vollständig. Die Flächen $0\bar{1}0$ und 010 sind eben und glänzend mit wenigen unregelmässigen Streifen. Die Fläche $1\bar{1}0$ ist vollständig eben; 110 ist sehr schmal und kann kaum für die Messungen verwendet werden; dagegen ist die Fläche 110 vollkommen. Die Flächen $1\bar{3}0$ und 130 sind leicht gestreift durch die Wiederholung von $1\bar{5}0$ und respective 150 . Die zwei Kanten $1\bar{3}0 \cdot 1\bar{1}0$ und $130 \cdot 110$ werden von den Flächen $1\bar{2}0$ und respective 120 abgestumpft, welche eben und glänzend sind. Die fast ebenen Flächen 001 und $00\bar{1}$ sind in Vicinalfelder getheilt, die der Zone $[1\bar{1}1]$ angehören. Die Flächen 101 und $10\bar{1}$ sind eben, während die kleine Fläche $\bar{2}01$ von einem ganz kleinen spiegelglänzenden Dreieck gebildet wird. Die Fläche $1\bar{1}1$ ist unregelmässig wie auch $1\bar{1}0$. Nur die vollkommene Spaltbarkeit 001 (respective **001**) ist sichtbar.

Die beobachteten Winkel sind folgende:

$0\bar{1}0 . \bar{1}30 = 29^\circ 4\frac{1}{2}'$	$0\bar{1}0 . 001 = 93^\circ 15'$
$\bar{1}30 . \bar{1}50 = 11^\circ 7'$	$001 . 00\bar{1} = 7^\circ 8'$
$\bar{1}30 . \bar{1}20 = 11^\circ 10\frac{1}{2}'$	$0\bar{1}0 . \bar{1}\bar{1}0 = 60^\circ 47\frac{1}{2}'$
$\bar{1}30 . \bar{1}\bar{1}0 = 30^\circ 53\frac{1}{2}'$	$00\bar{1} . \bar{1}\bar{1}0 = 93^\circ 51'$
$\bar{1}\bar{1}0 . \bar{1}10 = 60^\circ 1'$	$00\bar{1} . 10\bar{1} = 51^\circ 26'$
$\bar{1}10 . \bar{1}\bar{1}0 = - 10\frac{1}{2}'$	$00\bar{1} . \bar{1}0\bar{1} = 51^\circ 4'$
$\bar{1}10 . \bar{1}20 = 19^\circ 6'$	$00\bar{1} . 20\bar{1} = 81^\circ 5'$
$\bar{1}10 . \bar{1}30 = 30^\circ 49'$	$00\bar{1} . \bar{1}\bar{1}\bar{1} = 56^\circ 11\frac{1}{2}'$
$\bar{1}30 . 010 = 29^\circ 3'$	$00\bar{1} . \bar{1}\bar{1}0 = 112^\circ 58'$
$\bar{1}50 . 010 = 19^\circ 18'$	

Nr. 4, Fig. 2. Durchsichtiger, theilweise kaolinisirter Krystall.

Massverhältnisse:

17 Millimeter in der <i>a</i> -Axe	
$4\frac{1}{2}$ " " <i>b</i> - "	
$5\frac{1}{2}$ " " <i>c</i> - "	

Er ist aus zwei nach dem Albitgesetze verbundenen Zwillingsindividuen gebildet, deren linkes 1 Millimeter und deren rechtes $3\frac{1}{2}$ Millimeter in der *b*-Axe misst. Die zwei Flächen 001 und 00 $\bar{1}$ sind Spaltflächen.

Die Fläche 0 $\bar{1}0$ bietet unregelmässige Streifen, während die entgegengesetzte 010 von einer grossen Anzahl kleiner Flächen 1.20.0 unterbrochen wird. Beide Individuen dieses Zwillingskrystalls haben vorne viele polysynthetische Lamellen, welche aber im Innern verschwinden. In der Zone 001 erscheinen $\bar{1}30$, $\bar{1}\bar{1}0$, $\bar{1}\bar{1}0$, $\bar{1}10$ und $\bar{1}30$. — Auf dieser letzteren sind zwei ganz kleine Zwillingskrystalle aufgewachsen, die verschieden von dem grossen Krystalle orientirt sind. Die unregelmässige und unebene Fläche 101 wird übrigens noch durch zahlreiche Flächen 201 unterbrochen. Auch findet sich ein Rudiment der Fläche 111 vor.

Ausser der vollkommenen Spaltung 001 und respective 00 $\bar{1}$ sind die durch Risse angedeuteten Spaltbarkeiten 110 und respective $\bar{1}\bar{1}0$ deutlich sichtbar.

Die beobachteten Winkel sind folgende:

schmale polysynthetische Lamellen wahr. Die Fläche 001 ist eben und glänzend, $00\bar{1}$ ist ein wenig matt; die analogen unteren Flächen sind zerstört und an ihrer Stelle sind Spaltungsebenen. Auch die Flächen $0\bar{1}0$ und 010 sind eben und geben gute Spiegelbilder. Von den Flächen $\bar{1}30$, $\bar{1}\bar{1}0$, 110 , $\bar{1}\bar{1}0$ werden ebenfalls ziemlich gute Bilder gespiegelt. Die Fläche $\bar{1}30$ ist leicht gekrümmt. Wenig entwickelt ist die Fläche $0\bar{2}1$ und die Fläche 021 kaum angedeutet. Eben und glänzend sind die Flächen $\bar{1}10$ und $11\bar{1}$, diese letztere jedoch nur in der Nähe der Fläche 001 .

Die beobachteten Winkel sind folgende:

$010 . 130 = 29^\circ 45'$	$0\bar{2}1 . 001 = 46^\circ 51'$
$0\bar{1}0 . \bar{1}30 = 29^\circ 15\frac{1}{2}'$	$0\bar{1}0 . 0\bar{2}1 = 46^\circ 55'$
$\bar{1}30 . \bar{1}\bar{1}0 = 30^\circ 26\frac{1}{2}'$	$001 . 00\bar{1} = 7^\circ 16'$
$110 . 130 = 30^\circ 54'$	$001 . 110 = 64^\circ 57'$
$\bar{1}\bar{1}0 . 110 = 60^\circ 35'$	$00\bar{1} . \bar{1}10 = 69^\circ 6\frac{1}{2}'$
$110 . 110 = 0^\circ 13'$	$001 . \bar{1}\bar{1}1 = 58^\circ 4\frac{1}{2}'$

Nr. 8, Fig. 3. Wasserheller, durchsichtiger Krystall mit einem leichten weissen Flecke im Innern.

Massverhältnisse:

20 Millimeter in der a -Axe

5	"	"	"	b -	"
$4\frac{1}{2}$	"	"	"	c -	"

Aus einem einzigen Individuum gebildet, hat er nur an einem Ende polysynthetische Lamellen. Die Zone 001 ist reich entwickelt. In ihr sind die Flächen ausserordentlich glänzend und glatt. An diesem Krystalle sind nur die hinteren Flächen $\bar{1}30$, $\bar{1}\bar{1}0$, 110 und $\bar{1}30$ entwickelt. Die Fläche $0\bar{1}0$ ist ein wenig krumm und unterbrochen von $1\bar{2}00$. Sehr schön ist die kleine Fläche $\bar{2}01$, die einen kleinen, dreieckigen Spiegel bildet. Vorn wiederholen sich aufeinanderfolgend die Flächen $1\bar{2}0\bar{1}$, $1\bar{8}\bar{1}$ und $0\bar{1}0$.

Nur die Spaltbarkeit 001 ist deutlich wahrnehmbar.

Die beobachteten Winkel sind folgende:

$0\bar{1}0 . \bar{1}30 = 29^\circ 43'$	$0\bar{1}0 . 1 . \bar{2}0 . 0 = 6^\circ 18'$
$010 . \bar{1}\bar{1}0 = 60^\circ 16\frac{1}{2}'$	$0\bar{1}0 . 1 . \bar{2}0 . 1 = 6^\circ 3'$
$\bar{1}10 . \bar{1}30 = 30^\circ 19\frac{1}{2}'$	$0\bar{1}0 . 1\bar{8}\bar{1} = 14^\circ 1'$
$110 . 110 = 59^\circ 22'$	$0\bar{1}0 . 001 = 93^\circ 45'$

Nr. 9, Fig. 6. Halbdurchsichtiger Krystall, der ein klein wenig in's Grüne neigt wegen der darin vorkommenden Einschlüsse.

Massverhältnisse:

8 $\frac{1}{2}$	Millimeter	in der	<i>a</i> -Axe	
5 $\frac{1}{2}$	"	"	"	<i>b</i> - "
9	"	"	"	<i>c</i> - "

Er ist aus zwei nach dem Albitgesetze verbundenen Individuen zusammengesetzt, deren linkes 1 $\frac{1}{2}$ Millimeter auf der *b*-Axe und deren rechtes 4 Millimeter misst. Zwischen beide schieben sich polysynthetische Lamellen. Die Flächen der Zone [001] sind flach und glänzend und geben sehr reine Spiegelbilder, aber die Fläche 010 ist aus Vicinalfeldern zusammengesetzt. Der Ort von 010 gibt ebenfalls die gleichen Bilder wie 150. Auch auf den zwei Flächen 001̄ und 001 zeigen sich Vicinalfelder, die abgegrenzt sind von mit 110 und respective 110 parallelen Linien. Die von 201̄ und 101̄ erzeugten Bilder sind undeutlich; 101̄ ist krumm und matt. Für die Messungen verwendbar ist die Fläche 111. — Die Kante 110 . 110 wird in der Mitte von zwei dreieckigen Flächen 101̄ und 001 unterbrochen. Die Spaltung 001 in den zwei Individuen wird durch Risse im Innern angedeutet. Der Krystall ist hinten abgerissen, parallel zu 110 und 110. Die Spaltbarkeit 010 ist darin nicht sichtbar.

Die beobachteten Winkel sind folgende:

010 . 150 = 19° 5'	010 . 130 = 30° 20 $\frac{1}{2}$ '
010 . 130 = 29° 35'	130 . 110 = 30° 21'
130 . 110 = 30° 49'	010 . 001 = 94° 19'
110 . 110 = 59° 12'	010 . 001̄ = 93° 27'
110 . 110 = 0° 11 $\frac{1}{2}$ '	001 . 001̄ = 7° 16'
110 . 130 = 30° 15'	010 . 111 = 66° 43'

Nr. 10, Fig. 7. Durchsichtiger Krystall mit leichter Kaolinisation in der Mitte.

Massverhältnisse:

12	Millimeter	in der	<i>a</i> -Axe	
4	"	"	"	<i>b</i> - "
11	"	"	"	<i>c</i> - "

Er scheint ein Zwillingskrystall zu sein, dessen zwei Individuen in der Ebene 010 nach dem Albitgesetze verbunden sind, aber in Wirklichkeit ist jeder derselben wieder von polysynthetischen Lamellen in der Nähe der Verbindungsebene gebildet. Die Zone [001]

ist vollständig, worin die Flächen eben und glänzend ausgebildet sind. Die Flächen 001 und $00\bar{1}$ sind ebenfalls glänzend, aber in Felder getheilt, deren Zone ungefähr parallel ist mit den Flächen $1\bar{3}0$ und 130 . Die Flächen $0\bar{2}1$, $02\bar{1}$ und 112 , $1\bar{1}2$ sind eben und glänzend und bieten deutliche Bilder dar. Die Flächen 101 , $10\bar{1}$ und 221 sind krumm und matt, überdies wiederholt sich diese letztere treppenartig mit der Fläche 110 dazwischen. Die Fläche 130 ist unterbrochen durch die aufeinanderfolgende Wiederholung der Fläche 120 . Der Krystall zeigt vollkommen die Spaltbarkeit 001 (respective $00\bar{1}$). Hinten ist er parallel zu 110 und respective $1\bar{1}0$ zerrissen. — Die Spaltbarkeit 010 ist nicht sichtbar. — Man bemerkt grüne Einschlüsse darin.

Die beobachteten Winkel sind folgende:

$010 . 130 = 29^{\circ} 5'$	$010 . 00\bar{1} = 93^{\circ} 51'$
$130 . 120 = 12^{\circ} 3'$	$001 . 00\bar{1} = 7^{\circ} 13\frac{1}{2}'$
$130 . 1\bar{1}0 = 31^{\circ} 7'$	$010 . 0\bar{2}1 = 46^{\circ} 36'$
$110 . 110 = 59^{\circ} 41'$	$112 . 00\bar{1} = 30^{\circ} 41'$
$1\bar{1}0 . 1\bar{3}0 = 39^{\circ} 29'$	$1\bar{1}2 . 001 = 30^{\circ} 25'$
$010 . 02\bar{1} = 46^{\circ} 27'$	$112 . 221 = 51^{\circ} 57'$

Nr. 11, Fig. 5. Durchsichtiger Krystall mit grünen Einschlüssen.

Massverhältnisse:

9	Millimeter	in der	a -	Axe
$3\frac{1}{2}$	"	"	"	b -
7	"	"	"	c -

Er besteht aus zwei nach dem Albitgesetz in 010 verbundenen Zwillingen. Da die Flächen $1\bar{3}0$ und 130 entwickelter sind als die Flächen 010 , 110 und $1\bar{1}0$, ist der Krystall keilförmig. Die Zone $[001]$ ist fast vollständig. Die Flächen 010 , 010 , 130 , 130 , 130 , 110 und 110 sind glatt und glänzend. Hinten am Krystall bemerkt man einen zu 110 und $1\bar{1}0$ parallelen Bruch. Der Bruch 110 ist sehr merkwürdig, da er in keinem der anderen Individuen zu finden ist und noch nicht beobachtet worden ist. Die zwei Flächen 001 und $00\bar{1}$ sind ebenfalls eben und glänzend. Ausser der oben genannten Spaltbarkeit ist die nach 001 und $00\bar{1}$ vollkommen deutlich. Dagegen ist die Spaltbarkeit 010 am Krystall nicht bemerkbar.

Viola		Klockmann		Descloizeaux	
	beobachtet	berechnet	berechnet	berechnet	
010 . 130	30° 11' 30"	30° 5' 30"	30° 25' 28"	—	
010 . 110	60° 25' 0"	60° 25' 0"	60° 26' 32"	60° 27' 0"	
010 . 110	119° 45' 0"	119° 45' 0"	119° 37' 20"	119° 40' 0"	
010 . 230*	131° 1' 30"	130° 36' 33"	—	—	
010 . 120	139° 18' 0"	—	138° 39' 15"	—	
010 . 130	150° 24' 40"	150° 10' 7"	149° 35' 51"	149° 38' 0"	
010 . 150	160° 18' 48"	—	160° 36' 8"	—	
010 . 1.20.0	174° 26' 30"	—	174° 58' 3"	—	
110 . 110	59° 38' 0"	59° 30' 0"	59° 10' 48"	59° 13' 0"	
110 . 110	0° 10' 7"	0° 10' 0"	—	—	
110 . 110	59° 12' 0"	59° 9' 0"	—	—	
130 . 130	—	120° 31' 3"	119° 13' 0"	—	
010 . 021	—	43° 14' 39"	43° 18' 50"	43° 14' 0"	
010 . 001	86° 24' 0"	86° 24' 0"	86° 22' 15"	86° 24' 0"	
010 . 021	133° 9' 0"	133° 9' 0"	133° 2' 23"	133° 10' 0"	
001 . 001	7° 12' 17"	7° 12' 0"	7° 15' 30"	7° 12' 0"	
010 . 111	—	60° 22' 40"	—	59° 49' 0"	
010 . 101	—	86° 16' 33"	—	86° 21' 0"	
101 . 101	—	7° 26' 54"	—	7° 18' 0"	
010 . 110	113° 35' 0"	113° 40' 39"	—	113° 41' 0"	
111 . 131*	30° 13' 0"	31° 38' 55"	—	—	
010 . 131*	—	145° 19' 34"	—	—	
010 . 221	—	56° 28' 22"	—	—	
010 . 201	87° 56' 0"	87° 59' 53"	87° 39' 48"	87° 39' 30"	

010 . 221	=	121° 17' 0"	120° 54' 0"	—	120° 28' 0"
201 . 201	=	—	4° 0' 4"	—	4° 41' 0"
001 . 101	=	51° 15' 0"	52° 9' 38"	52° 8' 40"	52° 17' 0"
001 . 201	=	81° 51' 30"	82° 3' 26"	82° 2' 10"	82° 16' 0"
110 . 001	=	64° 31' 0"	65° 15' 0"	65° 14' 55"	64° 42' 0"
001 . 112	=	30° 33' 0"	—	—	—
112 . 111	=	—	122° 58' 8"	122° 56' 8"	122° 6' 0"
110 . 221	=	—	150° 30' 35"	—	—
001 . 111	=	57° 23' 0"	57° 43' 8"	—	57° 48' 0"
001 . 110	=	112° 58' 0"	114° 45' 0"	—	114° 42' 0"
111 . 221	=	26° 43' 30"	27° 32' 27"	—	37° 3' (?)
110 . 001	=	69° 9' 13"	69° 9' 13"	69° 9' 0"	69° 10' 0"
110 . 111	=	—	124° 57' 54"	124° 54' 29"	125° 3' 0"
110 . 221	=	—	150° 21' 59"	—	—
130 . 021	=	—	38° 38' 50"	38° 30' 49"	38° 29' 0"
130 . 112	=	—	73° 21' 53"	73° 9' 32"	73° 17' 0"
130 . 111	=	—	123° 24' 11"	123° 10' 11"	—
130 . 001	=	—	73° 52' 10"	73° 43' 51"	—
130 . 131*	=	—	143° 49' 0"	—	—
230 . 021	=	—	46° 10' 13"	—	—
110 . 021	=	—	51° 31' 1"	51° 37' 0"	51° 36' 0"
110 . 111	=	—	98° 23' 58"	98° 30' 27"	98° 33' 0"
110 . 201	=	—	137° 28' 21"	136° 52' 58"	137° 33' 0"
110 . 021	=	—	51° 15' 43"	51° 17' 41"	51° 19' 0"
110 . 111	=	—	94° 50' 17"	94° 57' 10"	—
110 . 201	=	—	134° 19' 14"	134° 10' 36"	—

Die daraus berechneten Fundamentalwinkel sind:

$$\alpha = 94^{\circ} 14' 30''$$

$$\beta = 116^{\circ} 31' 45''$$

$$\gamma = 88^{\circ} 5' 1''$$

und die Verhältnisse der Axen verglichen mit denjenigen der anderen Beobachter sind:

$$a : b : c =$$

$$0.635 : 1 : 0.557 \text{ Viola,}$$

$$0.633 : 1 : 0.557 \text{ Groth } ^1),$$

$$0.633 : 1 : 0.551 \text{ Klockmann } ^2),$$

$$0.633 : 1 : 0.557 \text{ Bauer } ^3),$$

$$0.638 : 1 : 0.565 \text{ Franck. } ^4)$$

IV. Optische Constanten.

Zur Bestimmung der Lage der optischen Axen wende ich die Methode an, die von mir schon vorgeschlagen wurde, wenn die Axenpole ausserhalb des Gesichtsfeldes liegen, und wenn nur ein gewöhnliches Mikroskop mit Klein'schem Ocular zur Verfügung steht.⁵⁾

Ich benütze dazu einen Dünnschliff, der parallel zur Spaltungsebene 010 geschnitten ist.

Der Auslöschungswinkel mit der Trace 001 beträgt $21^{\circ} 30'$.

In convergentem Lichte zeigen sich zwei gekreuzte Balken und ihr Schnittpunkt ist 5° und 7° in der Luft von dem Objectivcentrum entfernt. Anstatt des Klein'schen Oculars bediene ich mich zweier übereinander gelegener Oculare und als Objectiv dient mir Nr. 9 Fuess.

Indem ich das Präparat nach rechts drehe, wie der Pfeil der Fig. 1 angibt, öffnen sich nach und nach die in convergentem Lichte sich bildenden Hyperbeln gegen die Peripherie des Gesichtsfeldes, da die Axenpole die Bewegung mit dem Präparate mitmachen. Wenn man sich jede einzelne Hyperbel construirt denkt, wie sie sich nach und nach bildet, aber um den Winkel zurück-

¹⁾ P. Groth, Tabellarische Uebersicht der Mineralien etc. Braunschweig 1882, pag. 110.

²⁾ Klockmann, Zeitschr. d. d. geolog. Gesellsch. **34**, 373.

³⁾ Bauer, Lehrbuch der Mineralogie. 186, 286.

⁴⁾ Op. c.

⁵⁾ C. Viola, Giornale di Miner. etc. F. Sansoni. 1893, Bd. IV, Heft 3.

gebracht, als der Mikroskopisch jedesmal gedreht worden ist, so erhält man eine Darstellung, wie in der Fig. 2 auf folgender Seite veranschaulicht ist, weil dann die Axenpole fest bleiben. Dasselbe würde man übrigens erreichen, wenn man anstatt des Mikroskopisches

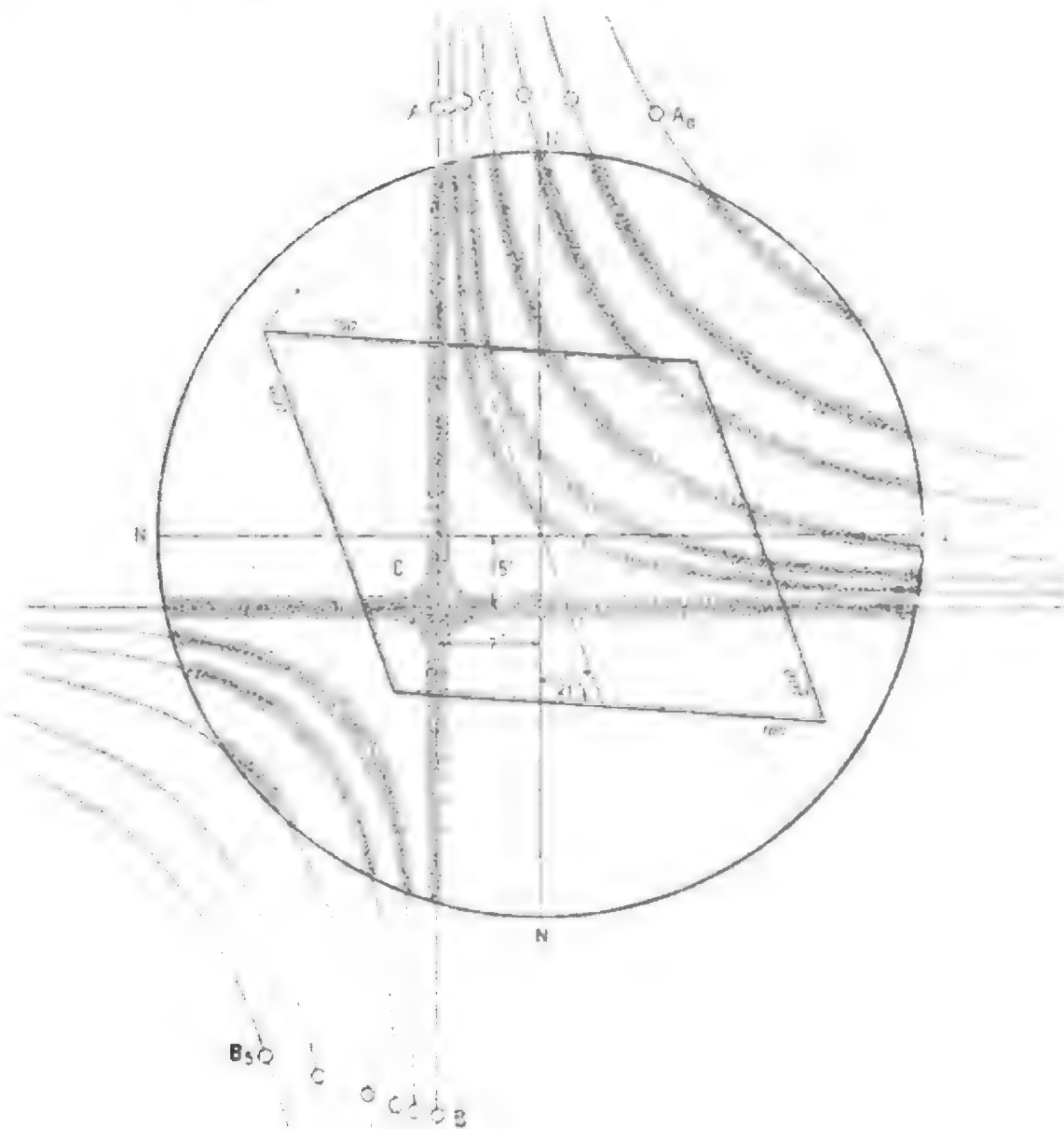


Fig. 1.

die zwei Nicols gleichzeitig drehen würde wie in dem neuen Mikroskop von Fuess.

Es handelt sich nun darum, eine Hyperbel zu bestimmen und zu construiren, da in dem Durchschnittspunkte des einen der zwei gekreuzten Balken sich die Pole der optischen Axen vorfinden. Zu diesem Zwecke mache ich von einer kleinen Glasscheibe Gebrauch,

die in der Fadenkreuzebene des oberen Oculars verschoben werden kann.

Diese mir ebenfalls von Fuess in Berlin angefertigte Glasscheibe ist mit verschiedenen concentrischen Kreisen versehen,

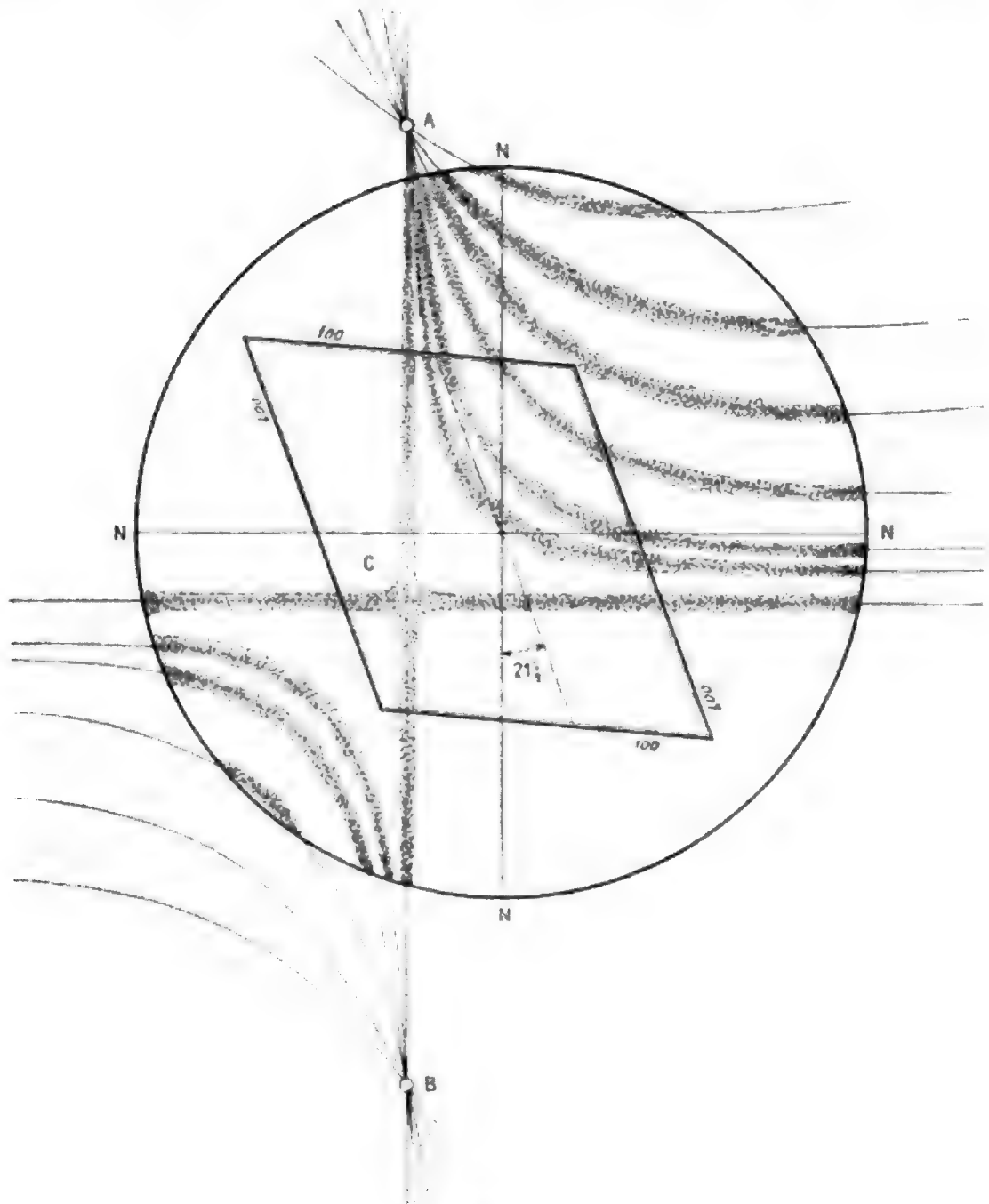


Fig. 2.

welche von 5° zu 5° graduirt sind. Wenn ich mittelst Umdrehung des Mikroskoptisches eine passende Hyperbel bekommen habe, bringe ich den Mittelpunkt der Scheibe in die Hyperbel selbst, oder vielmehr, ich halte die Scheibe ausserhalb des Ocularmittel-

wo

$$\operatorname{tang} \varphi = \operatorname{tang} \gamma_1 \cdot \operatorname{tang} \gamma_2 \cdot \operatorname{tang} \frac{\gamma_1 + \gamma_2}{2},$$

und überdies

$$\frac{AC}{R} = \sqrt{\frac{\sin 2\varphi}{\sin 2\omega}}.$$

Im vorliegenden Falle habe ich gehabt

$$\omega = 8^\circ, \gamma_1 = 60^\circ, \gamma_2 = 195^\circ$$

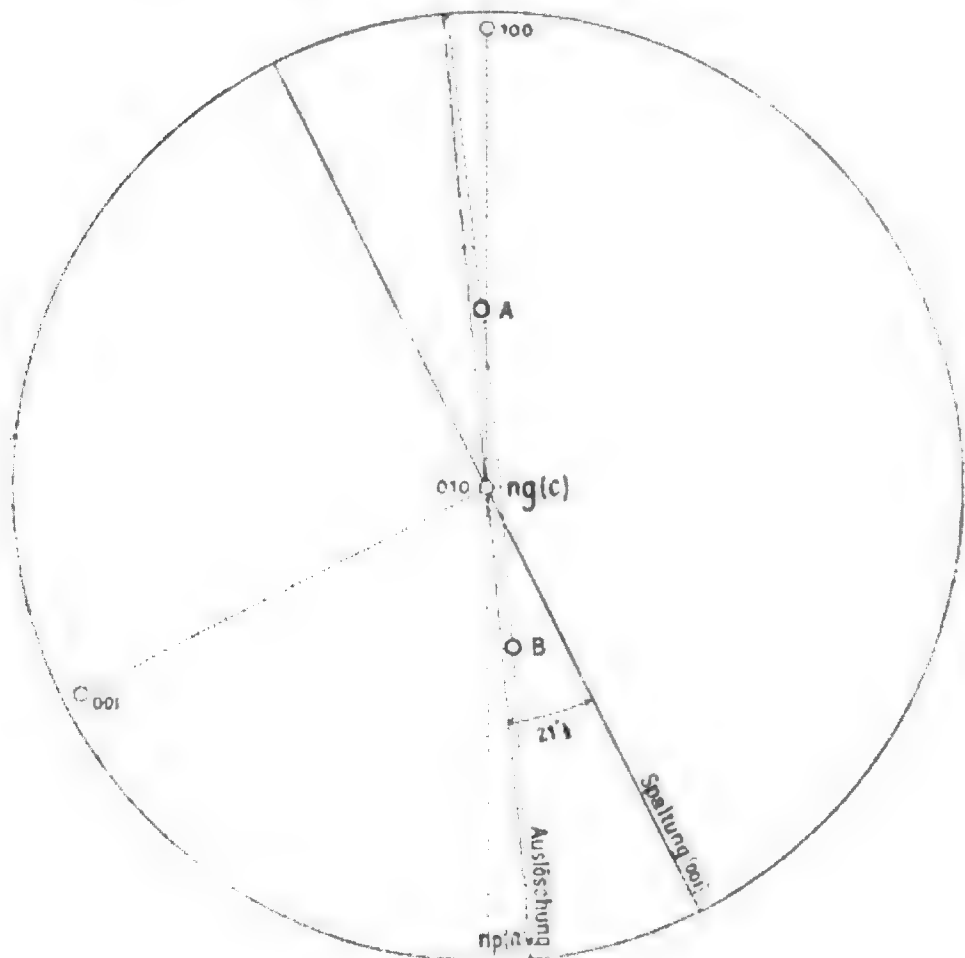


Fig. 4.

und

$$\log \operatorname{tang} \gamma_1 = 9.923814$$

$$\log \operatorname{tang} \gamma_2 = 9.428052$$

$$\log \operatorname{tang} \frac{\gamma_1 + \gamma_2}{2} = 0.283523$$

$$\log \operatorname{tang} \varphi = 9.635389$$

$$\varphi = -23^\circ 21\frac{1}{2}'$$

$$\gamma_1 + \varphi = 16^\circ 36\frac{1}{2}'.$$

Daraus erhält man

$$\log \frac{R}{\varrho} = 0.235370,$$

ferner

$$\log \frac{AC}{R} = 0.210888,$$

also

$$\log \frac{AC}{\varrho} = 0.446258$$

und

$$\frac{AC'}{\varrho} = 2.8.$$

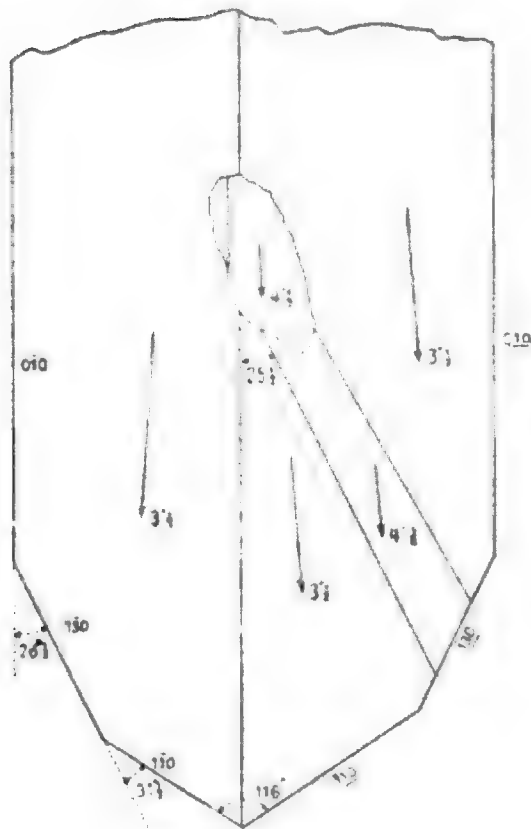


Fig. 5.

Die Grösse von ϱ habe ich mit Hilfe eines Muscovitblättchens gefunden, nämlich $\varrho = 22^\circ$ in der Luft. Daraus folgt

$$AC = 61^\circ 6'$$

und

$$2AC = 2E = 123^\circ 2'$$

und wenn man

$$\beta(n_m) = 1.534$$

annimmt, hat man ungefähr

$$2V = + 80^\circ.$$

Diese letztere Folgerung ist natürlich gültig, da der Mittelpunkt der Hyperbel sehr nahe dem Mittelpunkte des Gesichtsfeldes ist.

Die Lage der Axen ist im Diagramme, Fig. 4, angegeben.

Die Auslöschungsschiefe in der Ebene 001 ist $3\frac{1}{2}^\circ$.

Als ich jedoch die zu 001 parallelen Schnitte prüfte, nahm ich wahr, dass beide Zwillinge oder auch nur einer derselben in Felder getheilt sind, welche ungefähr parallel sind zu $\bar{1}30$ und respective $\bar{1}30$. Diese Felder löschen das Licht unter $4\frac{1}{2}^\circ$ aus, d. h. unter einem grösseren Winkel als das Hauptindividuum. Ich habe ferner festgestellt, dass diese Felder denjenigen auf den Flächen 001 und 001 von vielen der geprüften Exemplare entsprechen. So sind die Vicinalflächen, welche sich neben 001 zeigen, nicht nur äussere Anomalien, sondern deuten Verschiebungen der Albitmasse längs der ganzen Verticalaxe an.

In der Fig. 5 ist ein solcher Schnitt dargestellt mit der Verschiebung eines Feldes, welches von der Fläche $\bar{1}30$ bis zur Verbindungslinie der Zwillinge reicht. Leider war es mir nicht möglich festzustellen, ob diese Veränderung des Auslöschungswinkels sich auch in den verticalen Schnitten wiederhole.

V. Einschlüsse in Albit.

Man hat schon oben bemerkt, dass einige Krystalle grasgrün durchsichtig sind, andere dunkel und endlich einige undurchsichtig erscheinen.

Diese Färbung rührt von den Einschlüssen her, welche in einigen Albiten ausserordentlich häufig, in anderen aber kaum vorhanden sind.

Die grasgrüne Färbung rührt von feinen länglichen, geraden oder krummen Kryställchen her, welche in allen Richtungen in der Albitmasse vertheilt sind. In Dünnschliffen und in polarisirtem Lichte sind diese Krystallnadeln lebhaft pleochroitisch, nämlich:

$\gamma (n_g) =$ bläulichgrün,

$\beta (n_m) =$ gelbgrün,

$\alpha (n_p) =$ grasgrün.

Die Spaltungen sind genau dieselben wie bei der Hornblende.

Die Auslöschungsschiefe theilt den Winkel der Spaltbarkeit, der in einigen transversalen Schnitten 120° beträgt, in die Hälfte. In den Längsschnitten ist der grösste Auslöschungswinkel:

$$\gamma : c = 10-12^\circ.$$

Diese Eigenschaften stimmen mit strahlsteinartiger Hornblende gut überein.

In den durchsichtigen Krystallen fehlen die Hornblende-Einschlüsse und man erklärt sich dadurch, dass man in der chemischen Analyse gar keine Spur von CaO gefunden hat.

Die anderen Einschlüsse, welche dem Albit eine grasgrüne oder vielmehr in's Schmutziggrün übergehende Farbe geben, sind ebenfalls pleochroitisch, und zwar:

γ (n_g) = strohgelb,

β (n_m) = grasgrün,

α (n_p) = grasgrün.

In den Dünnschliffen zeigen sich hexagonale oder auch dünne Blättchen, die fächerförmig angeordnet sind. Die Auslöschungsschiefe dieser Lamellen in Bezug auf die Spaltungsrichtung ist $0-2^\circ$. — Der Winkel der optischen Axen ist sehr klein, das Mineral ist fast optisch einaxig, und der optische Charakter ist positiv.

Es handelt sich also um einen Orthochlorit (Tschermak's), der wahrscheinlich zwischen Pennin und Klinochlor liegt, da er überdies in Salzsäure schwer löslich ist.

Man nimmt ferner im Albit unregelmässig vertheilte Gasbläschen und Eisenglimmer wahr.

VI. Chemische Analyse

des Albits von Lakous (Insel Kreta). Von E. Mattiolo in Rom.

Einige an dem Albit der Insel Kreta vorgenommene Proben ergaben, dass keine Spur von Kalk, und Kali nur in sehr kleiner Menge vorhanden ist. Ich hielt es daher für angezeigt, eine quantitative Analyse vorzunehmen angesichts der Seltenheit des äussersten Natriumgliedes in der Plagioklasreihe.

Das Material zu dem Studium dieses Albits bestand in mehreren Krystallen, die man nicht zerstören sollte, weil sie zu krystallographischen Studien bestimmt waren; ich musste mich also darauf beschränken, einige Splitter von Krystallen abzutrennen in der Weise, dass die Theile, welche für die Entwicklung der Flächen am interessantesten erschienen, möglichst unverletzt blieben.

Wie sorgfältig ich auch diese Splitter mit der Lupe ausgewählt habe, konnte ich doch nicht erreichen, dass alle absolut wasserhell und farblos waren. Einige waren zum Theil weisslich, etwas trübe. So boten mehrere scheinbar ganz wasserhelle Bruchstückchen, mit dem Mikroskope gesehen, wenige ganz kleine, grüne Lamellen eines

chloritischen Mineralen, das sich nicht vollständig ausscheiden liess, indem ich das Pulver mit Salzsäure behandelte.

Es ist daher anzunehmen, dass man die Spuren von Magnesia, Eisen und Mangan den Einschlüssen, sowie den Glühverlust, welchen ich dann auch im Verlauf der Analyse nachweisen konnte, den theilweisen Verwitterungsanfängen des angewendeten Materiales zuzuschreiben hat.

Der untersuchte Albit bietet die gewöhnlichen und bekannten diagnostischen Eigenschaften des Albitmineralen dar.

Sein bei der Temperatur von 15° C. gemessenes specifisches Gewicht ist 2·621.

Aus den Angaben der Analyse ergibt sich folgende Zusammensetzung, welche ich vergleichen möchte mit derjenigen des Albits von Kasbek ¹⁾ und Amelia. ²⁾

	Insel Kreta	Kasbek	Amelia
SiO_2	68·51	68·75	68·44
Al_2O_3	19·83	19·73	19·35
Na_2O	11·74	12·29	11·67
K_2O	0·16	—	0·43
Glühverlust	0·15	—	—
	100·39	100·77	99·89

Und wenn man von dem Glühverluste und von dem Analysefehler absieht, möchte ich noch den Albit von der Insel Kreta mit dem theoretisch der Formel $NaAlSi_3O_8$ entsprechenden vergleichen:

	Insel Kreta	$NaAlSi_3O_8$
SiO_2	68·35	68·70
Al_2O_3	19·78	19·47
Na_2O	11·71	11·83
K_2O	0·16	—

Ein Blick auf diese Zusammenstellung genügt, uns zu zeigen, dass wir es mit einem der reinsten, das heisst normalen bekannten Albite zu thun haben.

¹⁾ Bärwald, Zeitschr. für Kryst. 8, 48. — M. Schuster, Tschermak's Min. Mittheilungen. 7, 373.

²⁾ Musgrave, Ch. News. 46, 204.

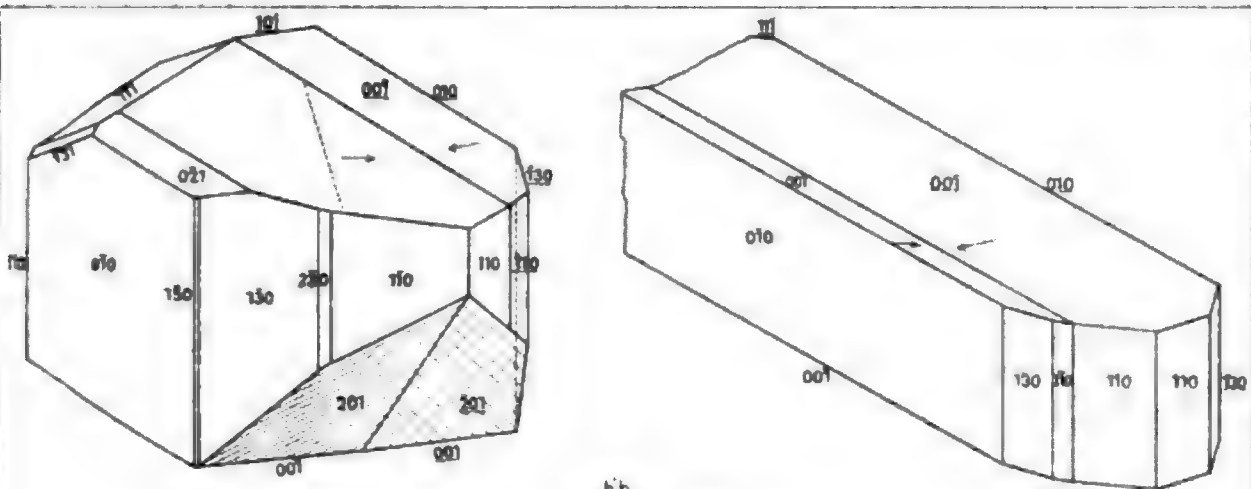


Fig. 1.

Fig. 2.

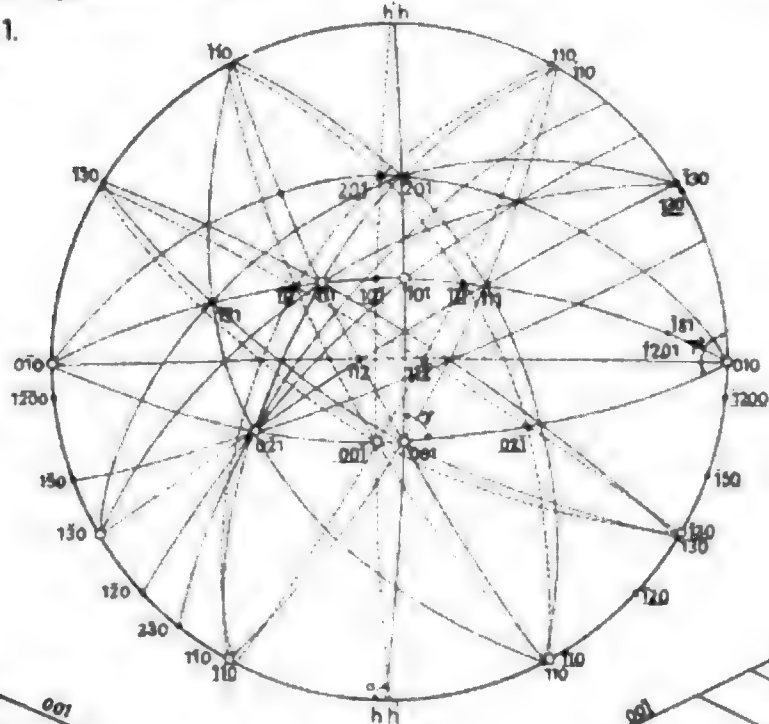


Fig. 8.

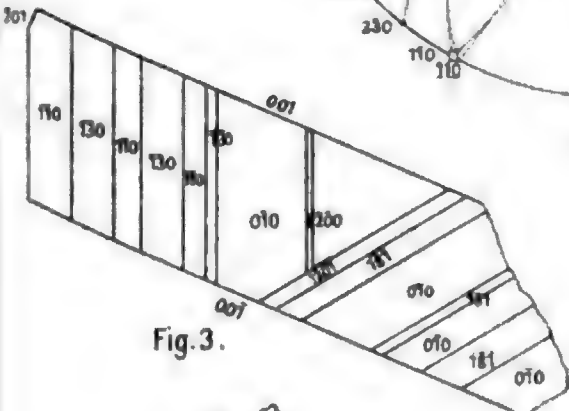


Fig. 3.

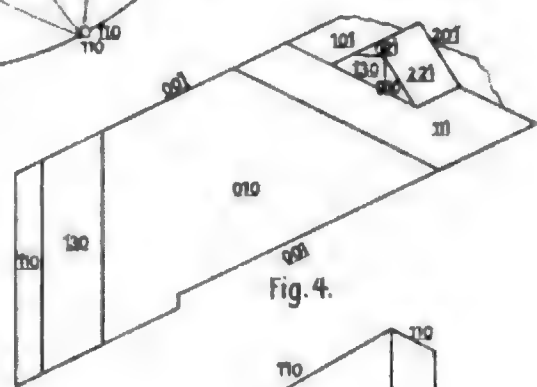


Fig. 4.

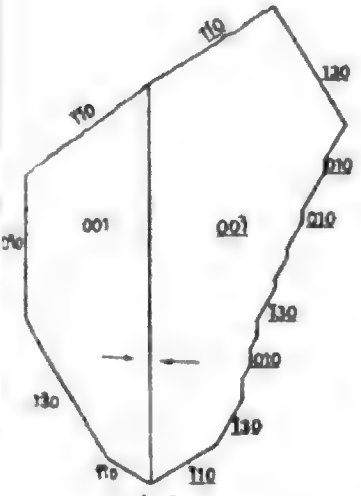


Fig. 5.

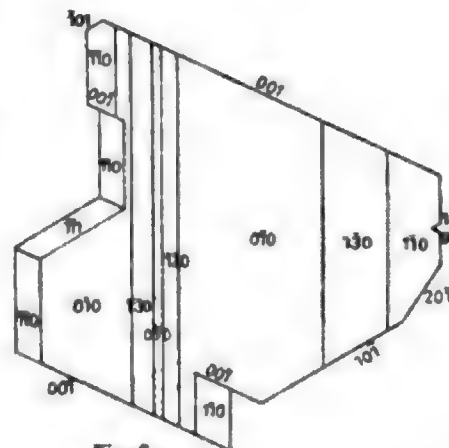


Fig. 6.

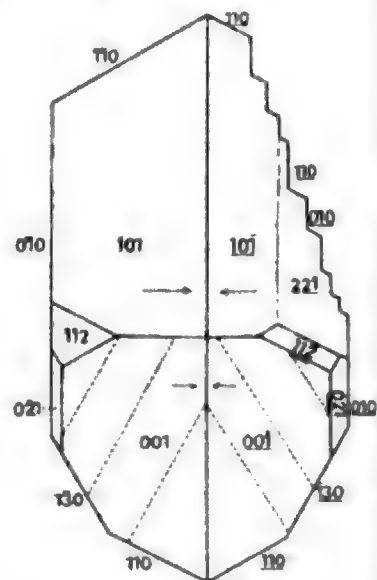


Fig. 7.

Lith. v. Freytag & Berndt, Wien.

VIII. Ueber die Contactmineralien der Adamellogruppe.

Von Wilhelm Salomon in Pavia.

I. Wernerit¹⁾ (Dipyr) von Breno.

Als Arnold Escher von der Linth als erster Geologe in einige Thäler der westlichen Adamellogruppe eindrang, fand er in der Nähe von Breno am Ausgang der Val di Fa einen schwach südfallenden schwarzen Kalkstein, der von $\frac{1}{2}$ —2 Zoll langen Nadeln eines gleichfalls schwarzen Mineralen erfüllt war, das er für Hornblende hielt. Sein Reisebericht ist in Studer's Geologie der Schweiz²⁾ wiedergegeben. Er bemerkt noch, dass „der Kalk, nach dem schwachen Aufbrausen zu schliessen, wahrscheinlich auch mit Thon- oder Kieselerde gemengt ist“. Keiner der späteren Besucher der Adamellogruppe erwähnt Escher's Beachtung, obwohl die Localität nur eine halbe Stunde von Breno, dem Hauptorte der mittleren Val Camonica, entfernt und leicht auf guten Wegen zu erreichen ist. Ich selbst suchte sie im Jahre 1891 auf, um die Contactmetamorphose der Trias zu untersuchen, und sammelte bei dieser Gelegenheit ein reiches Material des von Escher erwähnten Mineralen. Ich ging von Breno am Berg- hang entlang in der Richtung nach Niardo. Am Ausgange der Val di Fa trifft man Bänke von schwarzem Kalkstein, die mitunter mit hellerem Kalkstein wechsellagern. Sie streichen N. 65—70° O. und fallen mit 50—55° nach Südosten ein. Sie werden von seltenen, weissen Kalkspathadern durchzogen und enthalten in den dunklen wie in den hellen Lagen bald reichliche, bald spärliche, meist dunkle Prismen unseres Mineralen. Mitunter finden sich sehr thonreiche, schieferige Lagen, die man als Kalkmergel bezeichnen kann. Diese sind ebenso wie die Kalke ganz von dem Minerale erfüllt, ja eher noch reicher

¹⁾ Im Sinne und in der Begrenzung von Dana. Descriptive Mineralogy. Sechste Auflage, London 1892, pag. 469.

²⁾ Bern und Zürich 1851. Bd. I, pag. 293.

daran als die thonärmeren Kalksteine. Am rechten Ufer des Baches steht eine kleine Capelle mit dem Bilde des heiligen Maurizio. Dort ist gleichfalls ein Aufschluss in mineralreichen schwarzen, dünn-schichtigen Kalken, die N. 70° O. streichen und mit 45° südlich fallen.

Von Niardo aus führt ein gepflasterter Weg in nordöstlicher Richtung zu den Häusern von La Nes, die ungefähr 150 Meter höher als Niardo am Bergabhänge liegen. Unmittelbar hinter den letzten Häusern von Niardo ist schwarzer Kalk in etwa 2 Decimeter mächtigen Schichten aufgeschlossen. Sie streichen N. 60° O. und fallen mit 43° nach Südosten ein. Dann überschreitet man den Bach und erreicht neue Aufschlüsse von Kalkstein, der hier von einem 2½ Meter mächtigen Gange von Porphyrit¹⁾ durchsetzt wird. Bald darauf erreicht man die Case della Nes.

Bis hieher gehören offenbar alle angetroffenen Schichten einem einzigen N. 60—70° O. streichenden und 43—55° nach Südosten fallenden Systeme an. Unmittelbar nach den Case della Nes folgen aber neue Aufschlüsse in meist schon etwas helleren, marmorähnlicheren Kalksteinen, die bei N. 65° O. Streichen mit 68° nach Nordwest fallen. Dieselben geologischen Richtungen zeigen auch alle anderen Aufschlüsse, die man gegen Osten ansteigend bis fast nach Mignone trifft. Ich mass an weit von einander entfernten Stellen N. 60° O. Streichen und 68° Nordwest-Fallen, N. 65° O. Streichen und 75° Nordwest-Fallen, N. 60° O. Streichen bei 75° Nordwest-Fallen und endlich N. 45° O. Streichen bei steilem Nordwest-Fallen. Die beiden letzten Messungen wurden bereits in vesuvianreichen, nicht mehr sehr weit vom Tonalit entfernten Schichten ausgeführt. — An allen übrigen Stellen enthält der Kalkstein Prismen des hier zu beschreibenden Minerals.

Aus den angeführten Daten geht zur Genüge hervor, dass die Kalksteinschichten der Gegend von Niardo eine Antiklinale bilden, deren Axe N. 60—70° O. gerichtet ist, zwischen Niardo und den Häusern von La Nes in Nordnordost-Richtung durchstreicht und südöstlich von Mignone gegen den Tonalit stösst. Da nun in dieser Gegend die Tonalitgrenze ungefähr SSW.—NNO. verläuft²⁾, so hat man hier die seltene Gelegenheit, die Schichten im Streichen gegen die Grenze eines plutonischen Gesteines, des Tonalites, ver-

¹⁾ Dieses Gestein wird demnächst von meinem Freunde, Herrn Dr. Karl Riva, in einer Monographie der Adamello-Porphyrigänge beschrieben werden.

²⁾ Finkelstein, Zeitschr. des D. u. Oe. Alpenvereins, 1889, pag. 314.

folgen zu können, und zwar gilt das sowohl für den nordwestlich fallenden Nordflügel wie für den südöstlich fallenden Südflügel der Antiklinale.

Das Alter der mineralführenden Kalksteine von Niardo ist nicht zweifelhaft, obwohl es mir nicht gelang, in ihnen Fossilien aufzufinden. Sie lassen sich nach Süden allmählich über Astrio und Prestine bis nach Cividate verfolgen, von wo Tommasi¹⁾ jüngst von Cozzaglio²⁾ entdeckte Stücke mit den für den oberen „alpinen Muschelkalk“ charakteristischen Fossilien *Ptychites gibbus* Ben. sp. und *Halobia Sturi* Ben. beschrieb. Da der petrographische Charakter der Kalksteine auf dieser kurzen Strecke im wesentlichen unverändert bleibt, so ist schon dadurch ihre Zugehörigkeit zum „alpinen Muschelkalk“ gesichert. Ein anderer Beweis wird durch die stratigraphischen Verhältnisse der Umgegend von Breno gegeben, da dort einerseits der weissgraue gastropodenführende Esinokalk über unseren schwarzen Kalken, der wohl mit Recht zu dem Röth, bez. dem untersten Muschelkalk gerechnete Zellendolomit aber unter ihnen lagert. Da nun der Esinokalk, wie ich kürzlich nachweisen konnte³⁾, mit Sicherheit wenigstens ungefähr dem oberen deutschen Muschelkalk entspricht, so muss der „alpine Muschelkalk“ und somit auch der schwarze Kalkstein von Niardo mit dem unteren und mittleren deutschen Muschelkalk parallelisirt werden.

Ausser den von den beschriebenen Localitäten herrührenden Stücken fand ich andere, von Herrn A. Cozzaglio gesammelte in Pavia im Gabinetto mineralogico della R. Università vor. Sie stammen aus der südöstlich von Breno gelegenen Val di Degna, und zwar von dem „Santello di Degna“.⁴⁾ Sie stimmen petrographisch völlig mit den Gesteinen von Niardo überein und sind gleichfalls von zahlreichen dunklen Prismen unseres Minerals durchspickt.

Es ist meine Pflicht, bei dieser Gelegenheit hervorzuheben, dass Herr Prof. Artini, dem als meinem Vorgänger im Amte dieses Material zugänglich gewesen war, bereits angefangen hatte, es zu

¹⁾ La fauna del calcare conchigliare (Muschelkalk) di Lombardia. Pavia 1894, pag. 39.

²⁾ Note esplicative sopra alcuni rilievi geologici in Val Camonica. Giornale di Mineralogia ecc. Vol. V, Pavia 1894, pag. 34.

³⁾ Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontographica. Bd. 42, Stuttgart 1894.

⁴⁾ l. c. pag. 21 (des Sonderabdruckes).

studiren. Da er aber bei meiner Ankunft in Pavia (October 1893) hörte, dass ich mich schon seit längerer Zeit mit demselben Minerale beschäftigte, so trat er mir in liebenswürdiger Weise sein Material ab. Ich spreche ihm dafür auch an dieser Stelle meinen Dank aus.

Das Santello di Degna ist ungefähr $2\frac{1}{2}$ Kilometer von Breno entfernt. Es liegt in demselben Muschelkalkzuge wie die Fundorte von Niardo, nur dass die Schichten hier nach Nordost einfallen und von Cozzaglio¹⁾ infolge dessen als Südflügel einer grossen Synklinale angesehen werden, für deren Nordflügel er die Schichten von Niardo und Paspardo erklärt.²⁾

Betrachten wir nun zunächst unser Mineral, so wie es sich in den Schichten des Santello di Degna und der Fundorte von Niardo findet, ohne auf seine später zu besprechende Genesis einzugehen, so ist zu constatiren, dass es in zwei verschiedenen Varietäten auftritt. Es bildet nämlich in den schwarzen oder dunkelgrauen thonreichen oder thonarmen Kalksteinen schwärzliche, meist regelmässig vier- oder achtseitige Prismen von matter Oberfläche. Oder aber es findet sich in farblosen, glasglänzenden, unregelmässig geformten Prismen, die äusserlich dem Tremolit nicht unähnlich sind. Diese Varietät ist aber seltener und findet sich nur in einem hell-weissgrauen Kalkstein oder besser gesagt sehr feinkörnigem Marmor am Ausgange der Val di Fa.

Ich untersuchte zuerst die dunkle Varietät und isolirte mit Hilfe von Salzsäure und Thoulet'scher Lösung³⁾ eine grössere Menge von Prismen. Es liess sich an diesen feststellen, dass je nach dem Gestein bald fast nur vierseitige, bald fast nur achtseitige Prismen, bald auch mehr unregelmässig geformte Gebilde vorliegen. Nicht selten sind Formen, die an grosse Gerstenkörner erinnern, indem die Prismen in der Mitte anschwellen und sich abrunden.

Es gelang an einem kleinen achtseitigen Prisma mit matt leuchtenden Flächen mit Hilfe der das Bild verkleinernden Vorschlagslupe einige goniometrische Messungen auszuführen.

¹⁾ l. c. pag. 25.

²⁾ Eine kurze, aber übersichtliche und ganz vortreffliche geologische Schilderung des hier behandelten Gebietes gab H. Finkelstein in „Zeitschr. des D. u. Oe. Alpenvereines“, 1889, pag. 306 ff.

³⁾ Bei allen im folgenden aufgeführten Isolationen und Bestimmungen von specifischen Gewichten bediente ich mich des von mir im N. J. f. Min. 1891, Bd. II, pag. 214—220 beschriebenen Apparates.

Fünf Flächen geben Bilder, und zwar die erste, zweite, dritte, fünfte und sechste. Die gemessenen Winkel sind:

I : II	44° 41'
II : III	45° 2'
III : V	90° 22'
V : VI	45° 4'
VI : I	134° 51'

Es geht schon daraus mit genügender Sicherheit hervor, dass unser Mineral tetragonal ist. Ausserdem ergab es sich aber auch in zahlreichen Dünnschliffen als optisch einaxig, und zwar negativ. Das spezifische Gewicht der isolirten Prismen schwankt etwas. Ich fand es zwischen 2·678 und 2·666. Der beste Wert ist 2·668. Die Schmelzbarkeit ist mittel, und zwar schmilzt das Mineral vor dem Löthrohr unter schwachem Aufschäumen zu einem weissen Glase.

An der weissen Varietät, die gleichfalls erst mit Salzsäure, dann mit Thoulet'scher Lösung isolirt wurde, waren die Winkel nicht messbar. Doch ergab auch hier die Untersuchung von Dünnschliffen im convergenten Lichte, dass das Mineral optisch einaxig, und zwar negativ ist. War schon dadurch die Uebereinstimmung mit der dunklen Varietät wahrscheinlich gemacht, so ergab die Bestimmung des spezifischen Gewichtes als Grenzwerte 2·676 und 2·694, also nur eine geringe Abweichung in der zweiten Decimale, die, wie die mikroskopische Untersuchung beweist, durch Einschlüsse von Calcit bedingt ist. An den weissen Prismen liess sich auch die Härte bestimmen. Sie ist grösser als 5, aber wohl nur unbedeutend kleiner als 6. Das Verhalten vor dem Löthrohr ist identisch. Beide Varietäten haben im Dünnschliff nur ein schwaches Relief, also niedrigen Brechungscoefficienten, aber lebhaftere Interferenzfarben und demnach nicht unbeträchtliche Stärke der Doppelbrechung.

Alle diese Charaktere im Verein mit der fast völligen Unangreifbarkeit des Mineralen durch Salzsäure beweisen, dass es sich um ein saures Glied der Skapolithreihe handelt. Doch liess sich aus ihnen noch nicht mit Sicherheit erschliessen, ob es ein relativ saurer Wernerit¹⁾ oder ein relativ basischer Mizzonit¹⁾ sei, da das spezifische Gewicht etwa in der Mitte zwischen den Gewichten dieser

¹⁾ Im Sinne und in der Begrenzung von E. S. Dana, Descript. Mineralogy. London 1892, pag. 469.

Mineralreihen steht und von beiden erreicht werden kann. Es wurde daher nöthig, eine quantitative Analyse auszuführen. Obwohl es nun für diesen Zweck wünschenswert gewesen wäre die farblose Varietät zu benutzen, so war ich doch einerseits durch Mangel an Material, andererseits durch ihre Erfüllung mit winzig kleinen Calciteinschlüssen dazu gezwungen, die dunklere Varietät zu nehmen. Ich behandelte eine grössere Gesteinsmenge mit verdünnter Salzsäure, pulverisirte grob die aus dem Skapolith, thonigen und kohligen Massen bestehenden Residua und versuchte sie mit Hilfe der Thoulet'schen Lösung zu trennen. Leider misslangen aber diese Versuche stets, und ich musste mich darauf beschränken, thonärmere Kalksteine mit Salzsäure zu behandeln und aus den Rückständen ohne Zerkleinerung die Prismen selbst theils mit Hilfe der Thoulet'schen Lösung, theils ohne diese mechanisch abzusondern. Dadurch blieb die für die Analyse verfügbare Menge reiner Substanz kleiner als wünschenswert war. Im ganzen erhielt ich nur etwa 0·7 Gramm reiner feinpulverisirter Substanz. Von diesen verwendete ich 0·2 Gramm für die Kieselsäure-Bestimmung, 0·5 Gramm für die Bestimmung aller Basen. Denn obwohl ja bei dem Aufschliessen mit Flussäure und Schwefelsäure ein kleiner Theil des Kalkes mit der Thonerde gewogen zu werden pflegt, die Menge des ersteren also etwas zu klein, die der letzteren etwas zu gross ausfällt, so lag doch viel gerade an der genauen Bestimmung der Alkalien. Und da der relativ grosse Procentsatz an Kieselsäure die Verwendung einer kleinen Menge für die Kieselsäurebestimmung gestattet, so zog ich es vor, den grössten Theil für die Alkalienbestimmung zurückzubehalten. Die Analyse ergab:

SiO_2	52·74
Al_2O_3	23·98
Fe_2O_3 ¹⁾	0·40
CaO	7·43
MgO	2·77
K_2O	1·86
Na_2O	9·00
Glühverlust ²⁾	1·18

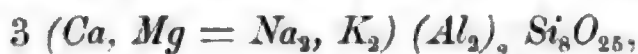
99·36 Procent.

¹⁾ Als Fe_2O_3 berechnet, obwohl es auch FeO sein könnte.

²⁾ Mangel an Substanz verhinderte die Ausführung einer Chlor-, Schwefelsäure- und Kohlensäure-Bestimmung.

Wollte man hieraus unter Vernachlässigung der Tschermak'schen Theorie ¹⁾ über die chemische Zusammensetzung der Skapolithe und ohne Berücksichtigung des wahrscheinlich zum Theil auch Chlor, beziehungsweise schon Kohlensäure repräsentirenden Glühverlustes das Verhältnis von SiO_2 zu Al_2O_3 (Fe_2O_3) und den Basen von der Form $R''O$, bezw. $R'O$ berechnen, so gelangt man zu den Zahlen 7.98 SiO_2 : 2.16 Al_2O_3 : 3.15 $R'O$ ($R''O$), wobei $R''O : R'O = 12 : 11$.

Dies Verhältnis würde aber zu der Formel führen



also genau zu der von Goldschmidt ²⁾ auf Grund von Schulze's Analyse für den Dipyr von Pouzac erschlossenen Formel. Ich führe dies indessen nur an, um zu zeigen, dass die Zusammensetzung des Minerals von Breno sehr gut derjenigen des typischen Dipyrs entspricht. Denn es ist selbstverständlich, dass bei dem ausserordentlich hohen Grade von Wahrscheinlichkeit, den die Tschermak'sche Theorie hat, eine solche Berechnung unter Vernachlässigung eines eventuellen Chlor-, beziehungsweise Schwefelsäuregehaltes nicht den Anspruch machen kann, die wahre Constitution des Mineralen auszudrücken. Auf der anderen Seite ist es aber doch bemerkenswert, dass die aus dem Jahre 1889 stammende Analyse eines farblosen, anscheinend frischen chilenischen „Dipyr“ von Jannetaz ³⁾ trotz eines Glühverlustes von 3,41 Procent weder Schwefelsäure, noch Fluor, noch wägbare Mengen von Chlor und auch keine Kohlensäure ergeben haben soll.

Aus den nachstehenden Tabellen geht hervor, dass man als Dipyr, beziehungsweise Couzeranit sehr verschieden zusammengesetzte Skapolithe bezeichnet hat, auch wenn wir die veraltete Analyse von Vauquelin und die zweifellos von verunreinigtem Material herrührende Analyse von Grandeau ausser Acht lassen. Es ist daher vor allen Dingen zu erörtern, was man eigentlich als Dipyr aufzufassen hat, und da zu diesem Zwecke eine Besprechung der meisten den Dipyr behandelnden Arbeiten nöthig ist, so will ich der Raumersparnis

¹⁾ Neues Jahrb. f. Min. 1881, Beilage-Bd. I, pag. 217—228.

²⁾ Sitz.-Ber. d. Wiener Ak., 1883, pag. 1142 und diese Mittheilungen, VII, 1886, pag. 400 ff.

³⁾ Ed. Jannetaz, Note sur une Wernérite (dipyre) du Chili. — Bull. Soc. franç. Min. 1889, pag. 445—446.

Analysen von nicht aus Eruptivgesteinen stammenden Dipyrvorkommenen.

		Nach dem Kieselsäuregehalt geordnet						
Name d. Analytikers	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	
Varietät	Vauquelin Dipyr	Pisani Couseranit	Jannetaz Dipyr	Pisani Dipyr	Damour Dipyr	Delesse Dipyr	Schulze Dipyr	
Fundort	Mauléon	Pouzac	Llanca (Chile)	Pouzac	Pouzac	Libarens	Pouzac	
Bemerkungen	Ungenau	Ganz zer- setzt	Anschein. frisch	Anschein. frisch	Anschein. frisch	Anschein. frisch	Frisch	
Specificisches Gewicht	2.63	??	2.6	2.62	2.65	2.646	2.613	
SiO_2	60	58.33	57.40	56.69	56.22	55.50	53.97	
Al_2O_3	24	20.20	19.60	22.68	23.05	24.80	23.68	
Fe_2O_3	—	—	3.40	—	—	—	—	
FeO	—	1.90	—	39 ²⁾	—	—	—	
CaO	10	99	6.20	6.85	9.44	9.60	8.76	
MgO	—	7.20	40	49	Spuren	—	1.40	
Na_2O	—	76	8.80	8.65	7.68	9.40	3.55 ³⁾	
K_2O	—	8.82	Spuren	78	90	70	6.43 ³⁾	
Glühverlust	2	2.35	3.41 ¹⁾	4.55	2.41	—	91	
Summe	96	100.55	99.21	101.03	99.70	100.00	98.77	

¹⁾ Weder Cl, noch SO_2 , Fl, CO_2 , — ²⁾ MnO , — ³⁾ In nur 0.26 Gramm bestimmt.

Analysen von nicht aus Eruptivgesteinen stammenden Dipyrvorkommen.

Name d. Analytikers Varietät Fundort Bemerkungen Specificisches Gewicht	Nach dem Kieselsäuregehalt geordnet				Analysen anderer Skapolithe zum Vergleich		
	8. Salomon Dipyr Breno Nicht ab- solut frisch 2·668	9. Dufrénoy Couseranit Dept. Ariège Nicht ganz frisch 2·69	10. Pisani Couseranit Pouzac Etwas zer- setzt 2·76	11. Grandeau Couseranit Saleix Ver- unreinigt? 2·70	v. Rath Mizzonit Somma — 2·623	v. Rath Wernerit Gouverneur — 2·633	Sipöcz Wernerit Arendal — 2·676
SiO ₂	52·74	52·37	52·20	44·08	54·70	52·25	52·57
Al ₂ O ₃	23·98	24·02	22·25	32·85	23·80	23·97	24·24
Fe ₃ O ₃	40 ¹⁾	—	—	—	—	Spuren	—
FeO	—	—	3·46	—	—	—	26
CaO	7·43	11·85	10·73	9·17	8·77	9·86	11·57
MgO	2·77	1·40	2·44	1·18	22	78	—
Na ₂ O	9·00	3·96	4·27	4·43	9·83	8·70	7·19
K ₂ O	1·86	5·52	1·12	2·68	2·14	1·73	42
Glühverlust . . .	1·18	—	4·50	6·20	13	1·20	3·61 ²⁾
Summe	99·36	99·12	100·97	100·59	99·59	98·49	99·86

¹⁾ Nicht sicher ob 0·40 Fe₂O₃ oder 0·36 FeO. — ²⁾ 1·63 Cl, 0·90 SO₃, 0·39 CO₂, 0·69 H₂O.

halber ein Verzeichnis der wichtigeren, mir bekannten Literatur dieses Minerals geben, um im folgenden in den Citaten nur den Namen des Autors und die Jahreszahl der Arbeit anführen zu müssen.

Verzeichnis der wichtigeren Literatur über Dipyr.¹⁾

1792. (?) Delaméthrie. — *Théorie de la terre*. 2. Aufl., Bd. II, pag. 275. „Leucolithe de Mauléon.“ (Entdeckt von Lelièvre u. Gillet-Laumont 1786.)
1801. Haüy. — *Traité de Minéralogie*. Bd. III, pag. 242—245. Paris. (Gibt den Namen Dipyr.)
1823. Charpentier, J. de. — *Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées*, Paris, pag. 224—226, 337—344. (Beschreibt die schwarze Varietät als Couseranit.)
1828. Dufrénoy. — *Sur la Couseranite*. *Annales de Chimie et Phys.* Vol. 38, pag. 280—287.
1833. Itier, J. — *Annales de Chimie et Phys.* Vol. 54, pag. 384—391.
1841. Coquand. — *Bull. Soc. géol. de France*. Vol. 12, pag. 322 ff.
1843. Delesse, A. — *Note sur le Dipyre*. *Annales des Mines*. Serie 4, Bd. 4, pag. 609—616. (Abgedruckt auch in „*Comptes rendus*“, 1844, Vol. 18, pag. 944—949.)
1846. Durocher. — *Bull. Soc. géol. de France*. Serie 2, Bd. 3, pag. 548 u. 631. (Citirt nach Zirkel.)
1852. Sillem. — *Bericht über eine Sammlung von Pseudomorphosen*. *Neues Jahrb. f. Min.*, pag. 522. (Pseudomorphose von Talk nach Dipyr.)
1856. (?) Kenngott. — *Mineral. Notizen*. XIII, pag. 16 ff. (Citirt nach *Neues Jahrb. f. Min.* 1856, pag. 46—47; vergl. darüber Zirkel, *Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.*, 1867, pag. 180.)
1862. Damour. — *L'Institut*. Paris. Vol. 30, Sect. 1. pag. 21—22.
1862. Des Cloizeaux. — *Manuel de Minéralogie*. Paris. Bd. I, pag. 225 (Analyse von Pisani); pag. 226—230 (Analysen von Pisani u. Grandeau); pag. 232 bis 234 (dritte Analyse Pisani's); pag. 236—237 (Dipyr? von Zimapan in Mexico); pag. 539 (lithiumhaltiger Dipyr von Saleix).
1867. Zirkel, F. — *Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.*, pag. 113, 180, 201—207, 209 bis 214. (Beweist die Identität von Dipyr und Couseranit.)
1871. Fischer. — *Kritische, mikroskop-mineral. Studien*. I. Fortsetzung. Freiburg i. Br., pag. 52.
1872. Lasaulx, v. — *Beiträge zur Mikromineralogie*. *Neues Jahrb. f. Min.*, pag. 848 bis 849. (Beschreibt die mikroskop. Structur des Dipyrs von Angoumer.)
1879. Penck, A. — *Ueber einige Contactgesteine des Christiania-Silurbeckens*. *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne*. Christiania. Bd. 25, pag. 74—75.
1880. Zaccagna, D. — *Osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Castelpoggio (Alpi Apuane)*. *Boll. Com. Geol. Roma* 1880, pag. 147.
1880. Lotti, B. — *Studi stratigrafici sulle formazioni liassiche e cretacee dei dintorni di Camajone e Pescaglia (Alpi Apuane)*. *Ibidem*, pag. 335.

¹⁾ Macht keinen Anspruch auf absolute Vollständigkeit.

1881. Goldschmidt, V. — Ueber Verwendbarkeit einer Kaliumquecksilberjodidlösung bei mineralogischen und petrographischen Untersuchungen. Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Band I, pag. 217—228. (Analyse von Schulze.)
1881. Lasaulx, A. v. — Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. Bonn. (Couseraut von St. Béat, optisch untersucht.)
1883. Sjögren, H. J. — Om de norska apatitförekomsterna och sannolikheten att anträffa apatit i Sverige. Geol. Fören. i Stockholm. Förh. Bd. VI, Nr. 11, pag. 447—488. (Beschreibt „Dipyr“-Diorite und -Diabase mit secundärem „Dipyr“.)
- 1884—1885. Arzruni. — I. Schlesische und amerikanische Mineralien; II. Ueber eine Suite amerikanischer Mineralien. Berichte über die Sitzungen der naturwiss. Sect. d. schlesischen Ges. f. vaterländ. Cultur am 23. Februar und 2. April 1884 (vergl. Neues Jahrb. f. Min., 1886, Bd. I, pag. 401) u. 22. Jahresbericht ders. Ges. für 1884. Breslau 1885, pag. 228 ff. (vergl. Neues Jahrb. f. Min., 1887, Bd. II, 9); beschreibt Dipyr von Canaan, Connecticut.
1886. (?) Lotti, B. — Correlazione di giacitura fra il porfido quarzifero e la trachite quarzifera nei dintorni di Campiglia Marittima e di Castagneto in provincia di Pisa. — Atti Società Toscana Scienze nat. Vol. VII, pag. 5 des Sonderabdruckes.
1887. Dalmer, K. — Die Quarztrachyte von Campiglia und deren Beziehungen zu granitporphyrtartigen und granitischen Gesteinen. Neues Jahrb. f. Min., Bd. II, pag. 208.
1887. Mac-Pherson. — Bull. Soc. géol. de France, pag. 36. (Citirt nach Frossard.)
1888. Nason, F. L. — Some New York Minerals and their Localities. Bulletin N. Y. State Museum of Nat. Hist. Nr. 4. August 1888. (Dipyr von Newcomb, Essex Co.)
1888. Roussel. — Bulletin Soc. géol. de France, pag. 827. } (Citirt nach Frossard.)
 ? Boubée, N. — Bulletin Hist. nat. de France. 6^e sect. }
1888. Adams, Frank D. — On some Canadian Rocks containing Scapolite (etc.). Canadian Rec. of Science. Nov. 1888, pag. 185—201. ¹⁾
1889. Jannetaz, Ed. — Note sur une Wernérite (dipyre) du Chili — Bull. Soc. franç. de Minéral. Vol. 12, pag. 445—446.
1889. Frossard, Ch.-L. — Dipyre de la Serre de Pouzac. Ibidem, pag. 9—10.
1889. Idem. — Sur les terrains éruptifs de Pouzac, Hautes Pyrénées. Bull. Soc. géol. de France. Sér. 3, XVII, pag. 318.
1890. Idem. — Sur le Dipyre et la Couseranite des Pyrénées. Bull. Soc. min. franç., Vol. 13, pag. 187—188.
1890. Idem. — Gisements de dipyre dans les Pyrénées françaises. Ibidem, pag. 321—323. ²⁾

¹⁾ Ausser dieser und der Sjögren'schen Abhandlung wurde keine der den „Dipyr“ in Eruptivgesteinen beschreibenden Arbeiten in das Verzeichnis aufgenommen. Sie sind citirt bei Zirkel, Petrographie, 2. Aufl., Bd. II, pag. 782—783. (Vergl. auch Lacroix, Bull. Soc. franç. Minér., 1891, pag. 16.)

²⁾ Merkwürdiger Weise ist hier keiner der deutschen Autoren citirt.

1890. Idem. — Sur les roches métamorphiques de Pouzac. Comptes rendus, 110, pag. 1013.
 1890. Lacroix. — Sur les phénomènes de contact de la syénite ééolithique de Pouzac (Hautes Pyrénées). Ibidem, pag. 1011.

Im Jahre 1786 entdeckten Lelièvre und Gillet-Laumont auf dem rechten Ufer des Wildbaches (gave) von Mauléon in den französischen Pyrenäen (Département des Basses-Pyrénées) den Dipyr. Lelièvre constatirte seine Schmelzbarkeit und wies dadurch nach, dass er keine Varietät des „Pyknits“ sein könne. Delamétherie führte ihn als „Leucolithe de Mauléon“ an. Haüy (1801) gibt ihm den Namen Dipyr auf Grund der doppelten Wirkung des Feuers (Schmelzbarkeit und Phosphorescenz), erwähnt als wesentlichen Charakter die Spaltbarkeit nach den Prismenflächen, erkannte den Bruch als muschelrig und publicirte Vauquelin's Analyse. Charpentier (1823) findet den Dipyr ausser an der Localität bei Mauléon noch an drei verschiedenen Punkten des Département de l'Arriège in der Umgebung von Angoumer (pag. 337). Er beschrieb ihn als „weissgrau, röthlich, perlgrau, rauchgrau oder hell ockergelb und hebt seinen Glasglanz, seine Durchsichtigkeit, Härte und leichte Schmelzbarkeit hervor. Ausserdem entdeckte er an anderen nicht weit entfernten Localitäten, bei Saleix, am Col de la Trappe, am Picou de Geu, am Pont de la Taule (nach Zirkel [1867], richtiger Taoulo) und zwischen Senterax und Seix ein schwarzgraues, opakes, gleichfalls glasglänzendes und ebenso wie der Dipyr das Glas ritzendes Mineral, das nach ihm vor dem Löthrohr unschmelzbar war (pag. 225). Diese Eigenschaft, wie die dunkle Farbe des Minerals, dürften der Hauptgrund gewesen sein, weshalb er dieses von ihm nach dem alten Namen der Landschaft Couzerans¹⁾ Couzeranit benannte Mineral von dem Dipyr trennte. Aber schon Dufrénoy (1828), der bald nach Charpentier die von diesem bezeichneten Fundorte besuchte und am „Pont de la Taule“ und am „Port de Lertz“ schöne Krystalle sammelte (pag. 282), fand, dass auch der Couzeranit schmelzbar sei und traf ausser der schwarzen und einer schon von Charpentier erwähnten dunkel-indigoblauen Varietät, auch hellgraue Krystalle in einem weissen

¹⁾ Richtiger „Couzerans“ und demnach „Couzeranit“ (vergl. Zirkel, 1867, pag. 202). Doch schreibt Charpentier selbst „Couzeranit“ und „Couzerans“.

Marmor. Da er aber das specifische Gewicht zu 2.69 fand, also erheblich höher als das von Hauy für den Dipyr bestimmte (2.6306) da er ferner das Krystallsystem verkannte und bei der Analyse Resultate erhielt, die von denen Vauquelin's ganz verschieden waren, so liess auch er sich täuschen und behielt die Trennung der beiden Mineralien bei. Seine Krystalle scheinen aber nicht ganz frisch gewesen zu sein. Denn er selbst hält seine Winkelmessungen für unsicher, weil „les faces de cette substance, en général peu lisses, n'étant pas miroitantes; leur peu de netteté naturelle est encore augmentée par l'action de l'acide nitrique que j'ai employé pour dégager les cristaux de couzeranite du calcaire qui les empâte“ (pag. 281). Itier (1833) fand „Dipyr“ auch als secundären Gemengtheil in dem Ophit, aber weder er noch Coquand (1841) erweiterten die Kenntnis seiner mineralogischen Charaktere. Erst Delesse (1843) beschrieb den Dipyr von neuem ausführlich und gab die erste zuverlässige Analyse, zu der er Krystalle von Libarens benutzte. Da indessen nach dieser der Dipyr noch immer in manchen Punkten von der chemischen Zusammensetzung des Couseranits abzuweichen schien, so discutirte man zwar viel die eventuelle Zugehörigkeit des Dipyrs wie des Couseranits zu der Feldspathgruppe¹⁾, trennte sie aber nach wie vor von einander. Damour (1862) analysirte den Dipyr von Pouzac und erhielt Resultate, die gut mit denen von Delesse übereinstimmen. Des Cloizeaux (1862) publicirte drei Analysen Pisani's, sowie eine von Grandeau herrührende, wies nach, dass auch der Couseranit tetragonal sei, reihte ihn und den Dipyr den Skapolithen ein, hielt aber dennoch ihre Trennung aufrecht. Erst Zirkel (1867) führte den Beweis, dass beide wirklich identisch sind, gab einen vortrefflichen Ueberblick über die Geschichte der beiden „Mineralien“, beschrieb zahlreiche Fundorte und schilderte in klarer und übersichtlicher Weise die geologischen Verhältnisse der Gegend. Er wies nach, dass der Dipyr der Pyrenäen, wenn man von dem secundär in den Eruptivgesteinen aus Plagioklas gebildeten Skapolith (Itier, 1833) absieht, nur als Contactmineral auftritt. Er, so-

¹⁾ Delesse war gegen die Zurechnung des Dipyrs zu den Feldspathen; R. Herrmann aber (vergl. Neues Jahrb. f. Min., 1851, pag. 444), Scheerer (Handwörterbuch der Chemie, Braunschweig 1853) und viele Andere führten den Couseranit als Glied der Feldspathfamilie auf.

wie Fischer (1871) und v. Lasaulx (1872) gaben die ersten mikroskopischen Beschreibungen des Dipyr. Obwohl nun seit der Zirker'schen Arbeit der Name Couseranit als der später gegebene der Synonymik angehört, so ist er doch von verschiedenen Seiten theils statt des älteren Namens Dipyr weitergebraucht worden, theils schlug man vor (Frossard, Bull. Soc. franç. min., 1890, pag. 188), ihn für die zersetzten Dipyrkrystalle zu verwenden, da in der That sowohl die Dufrénoy'sche wie die Pisani'schen Couseranitanalysen von nicht ganz frischem Dipyr herrühren dürften. Wenn sich Frossard dabei darauf stützt, dass man ja auch „Kaolin“ für zersetzten Feldspath sage, so ist das nicht ganz correct. Denn Kaolin ist eine mineralogisch wohl definirte Substanz, während zum Couseranit in seinem Sinne alle beliebigen Zersetzungsproducte des Dipyr gehören könnten, z. B. Talk nach Sillem (1852). Agalmatholith nach Dana (l. c. pag. 472) u. s. w.

Weitere Untersuchungen des Dipyr der Pyrenäen lieferten Goldschmidt (1881), Schulze (in Goldschmidt's Arbeit), v. Lasaulx (1881), Mac-Pherson (1887), Roussel (1888), Boubée, Lacroix (1890) und namentlich Frossard, der zahlreiche wertvolle Beiträge zur Kenntnis der Fundorte und der Entstehungsweise des Dipyr publicirte.

Aus anderen Gegenden ist der „Dipyr“ nur selten beschrieben worden. Penck (1879) bestimmte als Dipyr ein tetragonales Mineral im contactmetamorphen Marmor von Tonsenaas in Norwegen; doch scheint der Dipyr dort sehr selten zu sein, da ihn Brögger offenbar nicht wiedergefunden hat und in seiner berühmten Monographie der silurischen Etagen 2 und 3 von optisch einaxigen Mineralien nur Apatit und Vesuvian aus den Marmorlagern citirt.¹⁾ Freilich wird die Bestimmung des Apatites nur mit Vorbehalt gemacht.

In Toscana wurde Dipyr von Pilla und Antonio d'Achiardi aus der Gegend von Campiglia kurz beschrieben.²⁾ Doch gibt freilich d'Achiardi an, dass die Bestimmung keine absolut sichere ist und sich im wesentlichen nur auf den prismatischen Habitus und die Schmelzbarkeit des Minerals stützt.

Von späteren Abhandlungen, die sich auf den „Dipyr“ dieser Localität beziehen, sind mir nur die Lotti'sche (1886?) und Dal-

¹⁾ Christiania 1882, pag. 349, 350 u. 354.

²⁾ Vergl. d'Achiardi. Mineralogia della Toscana. 1873, Bd. II, pag. 64—65.

mer'sche (1887) bekannt, in denen die Bestimmung wohl einfach von d'Achiardi ohne neue Untersuchungen übernommen ist. Wichtig ist es aber, dass Lotti nach Dalmer (l. c. pag. 208) festgestellt hat, dass das als Dipyr bestimmte Mineral ein Product der von einem kleinen Granitstock auf die umgebenden Liaskalke ausgeübten Contactmetamorphose ist.

Auch von einer zweiten Gegend Toscanas wird „Couseranit“ citirt. Schon Savi und Meneghini fanden im rhätischen schwarzen Kalke der Alpi Apuane eigenthümliche weisse Körper, die auf der Bruchfläche gleichsam eine porphyrische Structur erzeugen. Zaccagna (1880) bezieht sich auf ihre Beobachtungen und beschreibt diese von Capellini und anderen für Fossilien gehaltenen Reste sehr genau. Hinsichtlich der geologischen Verbreitung des diese Körper enthaltenden Kalkes sagt er (l. c.): „Il calcare nero così singolarmente macchiato è sviluppatissimo nella serie infraliasica della Tecchia, ripetendosi in tre strati successivi di 2 a 3 metri di potenza, separati da schisti e calcari neri fossiliferi.“ Nach ihm, aber noch in demselben Jahre, machte dann wieder Lotti über dieselben Gebilde die folgende Angabe (1880, pag. 355). „Quivi presso (zwischen Sassorosso und Pescaglia) poco più in basso, vengono escavati nell' infralias grossi banchi di un bel calcare nero talvolta brecciforme o venato di giallo come il portoro, talvolta cosperso di piccoli corpi bianchi, a sezioni rettangolari, frequenti nell' infralias, che sembrano residui di couzeranite.“ Wäre diese Bestimmung richtig, so würde man es hier offenbar mit druckmetamorphem Dipyr zu thun haben, was für die Frage nach der Entstehung und Natur dieses Mineralen von grosser Wichtigkeit wäre. Ich verdanke aber der Güte meines verehrten Freundes, Prof. Torquato Taramelli, einige Stückchen dieses von ihm selbst an Ort und Stelle gesammelten „Dipyr“-Kalkes und habe feststellen können, dass wenigstens die mir vorliegenden Gebilde kein Dipyr sind. Bei dem Versuche der Isolirung der Körper mit verdünnter Salzsäure lösten sich diese nämlich ebenso wie die ganze Gesteinsmasse mit Hinterlassung geringer Verunreinigungen vollständig auf. Ausserdem sind die Conturen im Dünnschliffe gewöhnlich keineswegs geradlinig, sondern rundlich. Die zusammensetzende Masse ist zum grössten Theil sicher Kalkspath. Es ist mir daher gar nicht unwahrscheinlich, dass die fraglichen Gebilde wirklich Reste von Fossilien sein können. Um Dipyr handelt es sich aber sicher nicht.

Arzruni (1884 und 1885) beschreibt „Dipyr“ von Canaan (Conn.) in Nordamerika. Die Winkel stimmen aber mehr mit denen des Meionits von der Somma als mit denen des Dipyrs von Pouzac überein. Eine Analyse liegt nicht vor. Das Mineral ist zusammen mit Tremolit in zuckerkörnigen Dolomit eingewachsen. Auch Nason (1888) beschreibt „Dipyr“ von einer nordamerikanischen Localität, und zwar von Newcomb (Essex Co.) im Staate New-York. Es findet sich dort zusammen mit Tremolit, Pyroxen, Pyrit, Albit, Wernerit, Muscovit, Quarz, Zirkon, Apatit, Sphen, Graphit in durchsichtigem Kalkspath, der „pockets“ (Taschen?) in undurchsichtigem Kalkstein bildet.¹⁾ Es enthält Sphen und Kalkspath als Einschlüsse. Eine Analyse ist nicht bekannt, falls sich nicht etwa die von Dana (l. c. pag. 472) publicirte Analyse Sperry's eines Skapolithes aus der Mizzonitreihe von Macomb im Staate New-York auf dasselbe Vorkommnis bezieht.

Diese in der voranstehenden Tabelle nicht angeführte Analyse ergab bei einem specifischen Gewicht von 2·601 die folgenden Procentzahlen.

<i>SiO₂</i>	57·59
<i>Al₂O₃</i>	21·27
<i>FeO</i>	0·27
<i>CaO</i>	5·59
<i>MgO</i>	0·29
<i>Na₂O</i>	10·48
<i>K₂O</i>	0·40
<i>Cl</i>	3·02
<i>H₂O</i>	0·76
<i>CO₂</i>	1·06
	100·73%

Sie stimmt in Kieselsäure-, Kalk- und Natrongehalt ziemlich gut mit der Jannetaz'schen Analyse²⁾ eines chilenischen „Dipyr“ überein, weicht aber hinsichtlich der Natur der flüchtigen Bestandtheile ganz von dieser ab. Von dem chilenischen Vorkommnis endlich ist nur bekannt, dass es aus der Umgebung des Hauptganges

¹⁾ Vergl. Neues Jahrb. f. Min., 1889, Bd. II, pag. 17.

²⁾ Jannetaz, 1889, pag. 446.

der Kupfermine Llanca im District La Higuera (Département Coquimbo) stammt.

Dies sind, soweit mir bekannt, alle bisher publicirten Fundorte von nicht in Eruptivgesteinen secundär gebildetem „Dipyr“; denn der „Dipyre du Mexique“¹⁾ von Zimapan ist etwas zweifelhafter Natur; der „Couseranit“²⁾ vom Nufenenpass in der Schweiz aber ist nach Marignac, von Fritsch und C. Schmidt Zoisit.³⁾

Untersuchen wir nun, mit welchem Recht man all diese als Dipyr beschriebenen Mineralien mit einem besonderen Namen bezeichnet und so von den übrigen Skapolithen getrennt hat, so finden wir, dass sie in den krystallographischen und physikalischen Eigenschaften nicht mehr untereinander übereinstimmen, als mit dem Wernerit und dem Mizzonit, also zwei der vier Haupttypen der ganzen Skapolithreihe.

Nun könnte man erwarten, dass sie vielleicht einem einzigen chemischen Typus entsprächen; aber auch das ist, wie wir gleich sehen werden, keineswegs der Fall. Von den 11 in der Tabelle auf pag. 166—167, aufgeführten Analysen sind die Vauquelin'sche, Grandeau'sche und erste Pisani'sche Analyse (Nr. 2 der Tabelle) von jeder Discussion auszuschliessen, die ersten beiden aus schon erwähnten Gründen, die Pisani'sche Analyse aber, weil sie absichtlich ganz zersetztes Material benützt hatte. Vergleichen wir die übrigen mit den von Tschermak berechneten⁴⁾ theoretischen Zusammensetzungen der Meionit-Marialith-Mischungen, betrachten wir die von Pisani als Eisenoxydul⁵⁾, von Jannetaz als Eisenoxyd bezeichneten Eisen-Mengen als Vertreter der Thonerde, die Magnesia als den Kalk und das Kali als das Natron ersetzend und berücksichtigen wir endlich, dass bei der Zersetzung die flüchtigen Be-

¹⁾ Des Cloizeaux, 1862, pag. 236—237.

²⁾ Naumann-Zirkel, Elemente der Mineralogie. 12. Auflage, Leipzig 1885, pag. 605.

³⁾ Ich verdanke diese Mittheilung der Freundlichkeit des Herrn Prof. U. Grubenmann in Zürich.

⁴⁾ Diese Mittheilungen, VII, 1886, pag. 414, 415.

⁵⁾ Wenn Pisani, was mir nicht bekannt ist, wirklich den Nachweis erbracht hätte, dass das Eisen seines Dipyrs Eisenoxydul war, so wäre es natürlich ausgeschlossen, dass es die Thonerde vertreten könne. In diesem Falle würde aber die Pisani'sche Analyse (10) ganz allein dastehen und jedenfalls nicht einer Skapolithmischung entsprechen.

standtheile bald zu-, bald abzunehmen scheinen, so entsprechen die Analysen 3—10 mehr oder minder gut verschiedenen Mischungen des Marialith- und Meionitmolecüls.

Ich reproducire zum Vergleiche Tschermak's Berechnungen.

	<i>MeMa</i>	<i>Me₅Ma₇</i>	<i>MeMa₂</i>	<i>MeMa₃</i>
<i>SiO₂</i> .	51·73	53·72	55·70	57·71
<i>H₂O₃</i> .	26·65	25·29	23·91	22·52
<i>CaO</i> .	12·88	10·78	8·67	6·53
<i>Na₂O</i> .	7·13	8·36	9·59	10·84
<i>Cl</i> . .	2·04	2·39	2·75	3·10
Summe . .	100·46	100·54	100·62	100·70

Die Analysen von Pisani (4), Jannetaz (3) und Sperry (pag. 174) entsprechen ungefähr, die letztere sogar genau, der sauersten angeführten Mischung *MeMa₃*, die Analysen von Damour (5) und Delesse (6) der Mischung *MeMa₂*, die von Schulze (7)¹⁾ und mir (8) der Mischung *Me₅Ma₇*, während die letzten beiden Analysen (Dufrénoy 9, Pisani 10) der Mischung *MeMa* nahe kommen. Ich verkenne dabei natürlich nicht, dass bei dieser Vergleichung alle etwaigen Analysenfehler, Verunreinigungen und von den Analytikern nicht genügend gewürdigten Zersetzungserscheinungen ihres Materials zu Täuschungen führen können, und dass einzelne Bestimmungen der Analysen schwer erklärlich sind. So ist es z. B. auffallend, dass Schulze in nach Goldschmidt's Angabe frischem Materiale von Pouzac nur 3·55% *Na₂O*, aber 6·43% *K₂O* fand, während die anderen Analysen von frischem Materiale von Pouzac (Pisani 4, Damour), 8·65% bez. 7·68% *Na₂O* und nur ganz kleine Mengen von *K₂O* ergaben. Da es nun auf der anderen Seite feststeht, dass bei der Zersetzung die *Mg*- und *K*-Mengen zunehmen, während die *Ca*- und *Na*-Mengen sich vermindern, so liegt die Vermuthung nahe, dass ausser der Analyse 2 (Pisani), die absichtlich vorgenommen wurde, um die chemische Zusammensetzung des Zersetzungsproductes zu prüfen, auch noch die Analysen 7—10 mit zum wenigsten nicht

¹⁾ Wenn diese Analyse richtig ist, woran zu zweifeln ja kein Grund vorliegt, so wird man nicht umhin können, auch für Pouzac ebenso wie für den Vesuv und die Localitäten von Gouverneur, Malsjö, Pargas und Arendal die Existenz mehrerer verschieden zusammengesetzter Skapolithe anzunehmen. Vergl. Tschermak in diesen Mittheilungen, VII, 1886. pag. 416.

frischem Materiale ausgeführt sein können. Da es nun ferner gerade diese Analysen sind, welche niedrige, 54% nicht erreichende Kieselsäuremengen ergeben haben, so könnte man bei flüchtiger Betrachtung geneigt sein, auch diese Abweichung nur als eine Zersetzungserscheinung aufzufassen. Das verbietet aber das Resultat der Analyse 2 (Pisani), die in völlig zersetztem Materiale 58.33% Kieselsäure bestimmte. Da nun die Analysen 7—10 in den SiO_2 , Al_2O_3 , $CaO + MgO$ und $Na_2O + K_2O$ Mengen ganz vortrefflich auch mit den empirisch gefundenen Werten für die Wernerite von Gouverneur¹⁾ und Arendal¹⁾ übereinstimmen, oder zwischen diesen und den Werten der Analyse des Mizzonits von der Somma¹⁾ (v. Rath) stehen, so repräsentirt der „Dipyr“ zweifellos theils zur Wernerit-, theils zur Mizzonit-Reihe gehörige Glieder²⁾ der Marialith-Meionitmischungen, ist also auch chemisch kein bestimmter Typus. Es ist daher unrichtig, wenn Dana (l. c. pag. 471) den Dipyr nur als Varietät des Mizzonits und nicht auch des Wernerits aufführt.

Will man also den Namen „Dipyr“ noch ferner beibehalten, so kann man das nur thun, indem man ihn auf Glieder der Wernerit- und Mizzonit-Reihe von bestimmtem Habitus beschränkt, indem man nämlich als Dipyr diejenigen Wernerite und Mizzonite bezeichnet, die wie der Dipyr von Mauléon dünne, selten terminal begrenzte und meist undurchsichtige Prismen in Kalksteinen, Dolomiten, Mergeln und Schiefeln bilden.

In diesem Sinne habe ich denn auch im Titel dieser Arbeit hinter „Wernerit“ die Bezeichnung „Dipyr“ in Parenthese hinzugefügt, obwohl ich mir nicht verbehle, dass man ebenso gut auf diesen Varietätsnamen verzichten könnte. Selbstverständlich fällt damit aber jeder Grund fort, die in Eruptivgesteinen secundär aus Plagioklas entstandenen und chemisch dem Mizzonit angehörigen Skapolithe³⁾ anders als „Mizzonit“ nennen zu wollen.

Nach diesen Erörterungen können wir nun in der Beschreibung des Wernerits (Dipyr) von Breno fortfahren. Von seinen mikrosko-

¹⁾ Vgl. die Tabelle.

²⁾ Falls man nicht die Grenzen innerhalb der Skapolithreihe anders ziehen will, als dies Tschermak und nach seinem Vorgange Dana und die meisten anderen Mineralogen gethan haben.

³⁾ Hierher gehört wohl auch der schwedische „Prehnitoid“, ferner der Skapolith der norwegischen, canadischen und pyrenäischen Diorite, Diabase und Gabbros (vergl. das Literaturverzeichnis).

pischen Charakteren wurden die lebhaften Interferenzfarben¹⁾ und das auf einen mittleren Brechungsexponenten deutende Relief bereits erwähnt. Die Längsschnitte löschen parallel den Seiten aus. Die Querschnitte zeigen im convergenten Licht das Interferenzbild der optisch einaxigen Krystalle. Sie sind vier- oder achtseitig. Im letzteren Falle ist das eine Prisma stärker entwickelt als das andere, das nur eben die Kanten des ersten abstumpft. Die selten beobachteten Spalt- risse schienen meist den Seiten des stärker entwickelten Prismas parallel zu gehen. Aber auch diese Wahrnehmung kann nicht zur Bestimmung der Ordnung der Prismen dienen, da die vollkommenere Spaltbarkeit des Dipyrs von verschiedenen Autoren bald parallel (100), bald parallel (110) angegeben wird.²⁾ Von Einschlüssen enthält der Dipyr Kalkspath und winzig kleine Partikel der schwarzen Substanz, die die meisten Kalksteine der Gegend erfüllt, in Salzsäure unlöslich und wohl mit Sicherheit als Kohle anzusehen ist. Die Mengen der Einschlüsse wechseln je nach dem Fundort. So sind z. B. die weissen Prismen aus dem Marmor der Val di Fa ganz mit Kalk- spath erfüllt, aber frei von Kohle, umgekehrt enthalten die Prismen des Santello di Degna nur wenig Kalkspath und mehr kohlige Sub- stanz. Ganz selten findet man auch winzige Blättchen eines weissen, lebhaft doppelbrechenden Minerals vom Habitus der Glimmer, wohl Muscovit, im Gestein und als Einschluss des Dipyrs.

Interessant ist die Vertheilung der Einschlüsse. Der Kalkspath bildet gern lange, stengelige Individuen, wahrscheinlich schief verlängerte Rhomboëder, die sämmtlich mit ihrer Längs- richtung parallel der Vertical-Achse des Dipyrs eingelagert sind. Sie sind ferner meist central gehäuft und lassen dann eine breite äussere Zone ganz frei, so dass man schon mit blossem Auge in den Dünnschliffen ihre Vertheilung erkennt. Seltener ist die Wahrnehmung, dass in den Schnitten Kalkspathadern die Dipyre parallel der Basis durchsetzen, also parallel einer von verschiedenen Autoren angeführten Spaltbarkeits-, bez. Absonderungsfläche.

¹⁾ Diese wie das Relief stimmen sehr gut mit denen des Dipyrs im Schiefer von Angoumer überein, wie ich an einem von Fuess gelieferten, ungefähr gleich dicken Schliff constatiren konnte.

²⁾ Vergl. Naumann-Zirkel, Elemente der Mineralogie. 12. Auflage, 1885, pag. 605.

Die kohligen Partikel sind in dem Dipyr vieler von mir mikroskopisch untersuchter Gesteinsvarietäten nicht unregelmässig vertheilt, sondern häufen sich in bestimmten Zonen mehr oder weniger an, so dass nicht selten eine ganz evidente Zonarstructur entsteht. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass es auch bei Breno gelingen wird, central von Kohlenstäubchen erfüllte, den Chiastolithen analoge Dipyre aufzufinden, wie sie Zirkel¹⁾ aus den Pyrenäen beschrieben hat. Doch ist in den von mir untersuchten Varietäten der Kern der Krystalle gewöhnlich ganz frei von Kohle.

Was die Dimensionen der Dipyr-Individuen betrifft, so finden sich neben den grossen, oft mehrere Centimeter langen Prismen alle Grössenabstufungen bis hinunter zu selbst mikroskopisch kaum noch diagnostischen Kryställchen.

Fast immer sind sie in der verticalen Zone gut begrenzt; terminale Flächen fehlen gänzlich. In wenigen Gesteinsstücken wies das Mikroskop unregelmässig begrenzte und dann meist sehr einschlussreiche Körner nach, deren optisches Verhalten bewies, dass sie gleichfalls dem Dipyr angehören. Häufig sind Prismen mit gleichsam eingekerbten Seitenflächen, die in ihren Schnitten an amphiöle Fischwirbel erinnern. Ich hatte sie schon bei der Isolation gar nicht selten erhalten und constatirte bei der mikroskopischen Untersuchung, dass die concaven Räume dieser „ausgehöhlten“ Prismen durchwegs von wesentlich grösseren Calcitkörnern ausgefüllt werden, als sich in der übrigen Gesteinsmasse zu finden pflegen. Selbstverständlich sind die Prismen nicht etwa nachträglich ausgehöhlt worden, sondern haben ihre eigenthümliche Gestalt schon bei der Krystallisation durch schnelleres Wachsen der Kanten erhalten, wie das ja an vielen Mineralien beobachtet worden ist.

Ueber die petrographische Beschaffenheit der Dipyrgesteine ist wenig zu sagen. Die Hauptmasse wird stets von kleinen Calcitkörnern gebildet, zwischen denen grössere oder geringere Mengen von kohligen und thonigen Stäubchen vertheilt liegen. Grob wird das Korn dieser Kalksteine niemals. In dem grobkörnigsten dipyrführender Marmor, den ich fand, erreicht der Durchmesser der Körner selten 0.1 Millimeter. In den meisten Gesteinsvarietäten bleibt er aber unter 0.01 Millimeter. Accessorisch fand ich Magnetitkörner in einem weissen Marmor am Ausgang der Val di Fa,

¹⁾ 1867, pag. 203.

Pyrit, der in Limonit übergeht, in einem schwarzen Kalkstein oberhalb la Nes, Magnetkies in einem grauen Marmor an der Umbiegung des Weges hinter la Nes gegen Mignone. Ich bestimmte diesen letzteren so auf Grund seiner Farbe, und weil er, mit Salzsäure behandelt, Schwefelwasserstoff entwickelt. Auch ein schwarzer Kalkstein aus der Nähe des Porphyritganges oberhalb Niardo führt in sehr kleiner Quantität ein Erz, das entweder Pyrit oder Magnetkies ist. Wahrscheinlich zum *Muscovit* gehörige Schüppchen wurden schon vorher als seltener accessorischer Gemengtheil einzelner Kalksteine erwähnt. Endlich fand ich in einem Schliffe eines schwarzen Kalksteines der Val di Fa kleine, bald sechsseitige, bald längliche Schnitte eines doppeltbrechenden Minerals von mittlerer Licht- und Doppelbrechung. Die sechsseitigen Schnitte geben im convergenten Lichte nur Axenbalken und löschen im parallelen Lichte parallel den beiden kürzesten Seiten aus, während die wenigen und nicht ganz geradlinig begrenzten Längsschnitte zum Theil schiefe Auslöschung zu haben scheinen. Da auch die Winkel der Hexagone an Hornblende-schnitte erinnern, so würde die Vermuthung nahe liegen, dass es sich um *Tremolit* handle. Die schwache Doppelbrechung schliesst aber diese Deutung aus; und da Spaltrisse fehlen und das Mineral zu sehr von Einschlüssen erfüllt ist, als dass man andere optische Bestimmungen vornehmen könnte, so konnte ich zu keinem Resultat kommen und bemerke nur, dass auch *Wollastonit* nach der Form der Querschnitte und ihrer geraden Auslöschung zu urtheilen ausgeschlossen ist.

Organische Gebilde fehlen meist gänzlich; doch beobachtete ich in einem Dipyrkalkstein aus der Nähe des Porphyritganges von Niardo schlecht erhaltene Reste von Mollusken-Schalen.¹⁾

Die weissen Adern, die die Kalksteine durchziehen, bestehen meist ganz aus grobkörnigem Calcit; nur in einem schwarzen Kalkstein oberhalb la Nes fand ich auch Dipyrkörner in einem solchen Kalkspath-Trum. Sie sind unregelmässig begrenzt und enthalten Kalkspath-Einschlüsse.

Wollen wir nun auf die Genesis unseres Dipyrs eingehen, so ist es von Wichtigkeit, festzustellen, dass dieselben Muschel-

¹⁾ Charpentier (1823, pag. 340 und 344) und Zirkel (l. c. pag. 204) beschreiben Bivalven, Belemniten, Korallen und Crinoiden aus pyrenäischen Dipyrkalken.

kalkschichten, die bei Niardo und am Santello di Degna Dipyr führen, bei grösserer Annäherung an den Tonalit, z. B. gegen Mignone hin in grobkörnige Marmorbänke umgewandelt sind, die keinen Dipyr führen, sondern erfüllt sind von Granat¹⁾, Vesuvian¹⁾ und anderen Silicaten¹⁾ der plutonischen Contactmetamorphose.

Entfernen wir uns aber von dem Tonalit, so verliert sich allmählich der Dipyr, die Marmorbänke verschwinden ganz, und wir gelangen in das Gebiet des normalen lombardischen Muschelkalkes.

Es geht daraus mit Sicherheit zweierlei hervor, 1. dass der Dipyr von Breno ein Contactproduct des Tonalites ist, 2. dass er auf die äussere Contactzone beschränkt ist.

Die mir bekannten Fundorte des Dipyrs von Breno sind zum Theil wenig mehr als 700, zum Theil kaum weniger als 1500 Meter von der Tonalitgrenze entfernt. Es geht daraus hervor, dass die Zone der eigentlichen sogenannten „Kalksilicathornfelse“ wahrscheinlich geringeren Durchmesser hat als die Zone der Dipyrkalke. Genauere Bestimmungen ihrer Mächtigkeiten werde ich aber erst im nächsten Winter nach weiteren geologischen Untersuchungen an Ort und Stelle mittheilen können.

Vergleichen wir nun diese Resultate mit den für andere Dipyrlocalitäten erhaltenen, so muss ich zu meinem Bedauern darauf verzichten, die 3 (bezw. 4) amerikanischen Localitäten²⁾ heranzuziehen, da mir über die geologischen Verhältnisse der dortigen Dipyr-Lagerstätten gar nichts bekannt ist. Nur soviel steht fest, dass in Canaan der Dipyr nach Arzruni in zuckerkörnigem Dolomit, in Newcomb nach Nason in Kalkstein auftritt. Der von Penck bestimmte Dipyr von Tonsenaas in Norwegen ist in Marmor eingewachsen. Er ist zweifellos ein Product der Contactmetamorphose, die dort von zahlreichen mächtigen Granitgängen in den silurischen Schichten hervorgerufen wird.

Hinsichtlich des toscanischen Dipyrs wurde bereits vorher erwähnt, dass er nach Lotti der inneren Contactzone eines kleinen in Liaskalke eingedrungenen Granitstockes angehört.

¹⁾ Diese Mineralien, von denen ich ein reiches Material gesammelt habe, werden in den Fortsetzungen des vorliegenden Aufsatzes beschrieben werden.

²⁾ Vergl. pag 174 dieser Arbeit.

In den Pyrenäen verdankt der Dipyr¹⁾ gleichfalls der Contactmetamorphose seine Entstehung. Das metamorphosierende Gestein ist an zahlreichen Stellen Granit, an anderen Ophit, vielleicht mitunter auch Lherzolith, bei Pouzac Eläolithsyenit (Goldschmidt 1881). Die metamorphosirten Schichten, in denen der Dipyr gebildet worden ist, gehören dem Jura und der Kreide an.

Was die übrigen geologischen Verhältnisse der Dipyrlagerstätten betrifft, so weiss man sehr wenig. Von dem norwegischen Dipyr ist nicht bekannt, in welcher Entfernung er sich von dem metamorphosierenden Gestein befindet und ob er nur auf eine Zone beschränkt ist oder nicht. Hinsichtlich des Dipyrs der Pyrenäen steht fest, dass er in unmittelbarer Nähe der plutonischen Gesteine auftritt. Hinsichtlich seiner horizontalen Verbreitung gibt Zirkel mehrere Angaben; pag. 113 sagt er: „Hier finden sich in der unmittelbaren Nähe des Granits ausgezeichnete schwarze, säulenförmige Krystalle von Couseranit in dem Kalkstein.“ Pag. 206 heisst es: „An der Ophitgrenze²⁾ ist der Kalkstein mit mehreren Mineralien imprägnirt, und namentlich finden sich hier jene skapolithartig quadratischen Krystalle, welche man Dipyr und Couseranit zu benennen pflegt.“ Pag. 218.: „Die Imprägnation mit diesen Mineralien scheint aber nicht gar grossen Umfang zu haben und nur wenige Schritte anzuhalten, die Marmorisirung des Kalksteins erstreckt sich jedoch bis in beträchtliche Entfernung.“ Damit im Widerspruch ist die auf dieselbe Localität (Pouzac) bezügliche Mittheilung Lacroix's (1890, pag. 1012): „L'action de la syénite ne semble pas s'être exercée au delà de 3 m ou 4 m, während Frossard (ebenda, pag. 1013) ausdrücklich die Breite der Contactzone auf 300 Meter schätzt. Die Combination dieser beiden Angaben bestätigt also vollständig Zirkel's Beobachtungen, nur dass Lacroix als Contactzone nur die mit Silicaten imprägnirte schmale Zone ansieht. Jedenfalls steht also fest, dass der Dipyr in den Pyrenäen der inneren Contactzone angehört, während er sich in der Adamellogruppe gerade in der äusseren findet.

Wir finden also den Dipyr, wo man seinen Ursprung kennt, immer als Contactmineral, gebildet in kalkreichen Sedimentschichten

¹⁾ Vergl. Zirkel, 1867, pag. 204.

²⁾ Der hier erwähnte und schon von Zirkel als Syenit erkannte „Ophit“ ist eben der Eläolithsyenit Goldschmidt's.

aller möglichen geologischen Formationen durch die von den verschiedenartigsten plutonischen Gesteinen ausgehende Contactmetamorphose.

Die folgende kleine Tabelle gibt einen Ueberblick über die geologischen Verhältnisse der Dipyrlagerstätten.

Fundort	Metamorphosirendes Gestein	Metamorphosirtes Gestein	Horizontale Verbreitung
Breno (Alpen)	Tonalit (Diorit)	Trias-Kalk und -Kalkmergel	Aeusserer Contactzone
Tonsenaas (Norwegen)	Granit	Silurkalk	?
Pyrenäen (Frankreich)	Granit, Eläolithsyenit, Ophit (Diabas), Lherzolith?	Kalke, Mergel und Schiefer. Jura und Kreide	Innere Contactzone
Campiglia marittima (Toscana)	Granit (tertiärer)	Liaskalke	Innere Contactzone

Der Unterschied in der Verbreitung des Dipyrs in den Pyrenäen, in Toscana und in der Adamellogruppe kann nur von der verschiedenen Stärke der metamorphosirenden Kraft herrühren und zwingt daher zu dem Schlusse, dass diese in der Adamellogruppe erheblich grösser war als in den plutonischen Massiven der Pyrenäen und Toscanas, die Dipyr im Contacte erzeugt haben. Und diese Thatsache scheint ganz einfach von den geringeren Dimensionen dieser letzteren abzuhängen. Denn auch aus den voranstehenden Betrachtungen und Untersuchungen geht mit Sicherheit hervor, dass die Art der Contactmetamorphose nicht von der petrographischen Natur der umwandelnden plutonischen Gesteine, sondern von der der umgewandelten Gesteine bedingt wird.

IX. Chemische Untersuchungen des Eisenglanzes von Elba.

Von **Dr. B. Rohrer**,

Assistent am chem. Laboratorium der Universität Tübingen.

Das aus schönen und reinen Krystallen bestehende Material wurde mir von Herrn Dr. Wülfing zur Untersuchung anvertraut und entstammt der gleichen Stufe, deren Krystalle zu optischen Bestimmungen gedient hatten.¹⁾

A. Qualitative Untersuchung.

Etwa 29 Gramm dieses fein pulverisirten und gebeutelten Minerals lösten sich zwar schwer, aber dennoch vollständig nach 24stündigem Digeriren mit concentrirter rauchender Salzsäure auf einem staubfreien Wasserbade, bei einer Temperatur von 50° bis 60°, unter Zurücklassung eines weissen flockigen Niederschlages. In der Lösung wurden Eisen, Calcium und Magnesium, letztere beide in geringen Mengen, nach den üblichen Untersuchungsmethoden qualitativ nachgewiesen.

Der weisse Kieselsäure enthaltende Niederschlag wurde sammt Filter verascht, mit Fluorwasserstoffsäure zum Verjagen der Kieselsäure in einem Platintiegel abgeraucht. Der hiebei zurückgebliebene kleine Rückstand wurde mit saurem schwefelsauren Kalium geschmolzen, die Schmelze in Wasser aufgenommen, filtrirt und im Kohlensäurestrom 2 Stunden im Kochen erhalten.

Die klar gebliebene Lösung wurde mit Ammoniak in geringem Ueberschuss versetzt und zum Sieden erhitzt, die Lösung blieb vollständig klar. Der Niederschlag bestand auf Grund dieser Untersuchung nur aus Kieselsäure, und enthielt keine Titansäure.

¹⁾ Diese Zeitschrift, Bd. XV, pag. 49.

B. Quantitative Untersuchung.

Die fein gepulverte und gebeutelte Substanz wurde bei 100° getrocknet und wegen deren Schwerlöslichkeit, im Wasserstoffstrom reducirt.

I. Analyse:

0.4950 Gramm der getrockneten Substanz wurden in einem Porzellanschiffchen sorgfältig in eine schwerschmelzbare Verbrennungsröhre gebracht und unter gleichzeitigem Durchleiten von trockener Luft in einem Glaser'schen Verbrennungsofen leicht geglüht. Nach dem Erkalten in diesem trockenen Luftstrom wurde die Substanz gewogen und zeigte keine Gewichtsabnahme.

Hierauf wurde das Porzellanschiffchen mit Substanz in derselben Verbrennungsröhre in einem langsamen Strom reinen trockenen Wasserstoffs etwa 4 Stunden geglüht, bis sich kein Wasser mehr bildete. Nach dem Erkalten der Substanz im Wasserstoffstrom wurde dieselbe gewogen und ergab eine Abnahme von 0.1430 Gramm = 28.89 Procent Sauerstoff.

Die auf diese Weise reducirte Substanz wurde in einem bedeckten Becherglas in möglichst wenig Salzsäure in der Wärme gelöst; der ungelöst gebliebene weisse Rückstand wog 0.0025 Gramm = 0.51 Procent und besteht nach der qualitativen Prüfung aus Kieselsäure.

Um im Filtrate das Eisen von etwa vorhandenem Mangan zu trennen, wurde die Acetatmethode angewandt. Der gut ausgewaschene Niederschlag von basisch essigsaurem Eisenoxyd wurde in verdünnter Salzsäure gelöst, in einer Porzellanschale zum Sieden erhitzt und mit Ammoniak in geringem Ueberschuss versetzt.

Ich erhielt Eisenoxyd 0.4880 Gramm = 98.58 Procent.

Das essigsaure Filtrat wurde durch Eindampfen concentrirt, in einem Becherglas mit schwach gelbem Schwefelammonium versetzt, und auf einem Drahtnetze zum Kochen erhitzt. Nach 10 Minuten langem Kochen und nachherigem Erkalten wurde nochmals etwas Schwefelammonium zugesetzt. Es entstand kein Niederschlag.

Diese Flüssigkeit wurde nun mit Salzsäure erwärmt, das Ganze etwas eingeeengt, vom abgeschiedenen Schwefel abfiltrirt und das Filtrat mit Ammoniak und oxalsaurem Ammoniak versetzt. Nach 10 Minuten entstand ein geringer Niederschlag von oxalsaurem Kalk;

derselbe wurde 24 Stunden bei gelinder Wärme stehen gelassen und als CaO gewogen: CaO 0·002 Gramm = 0·38 Procent.

Das Filtrat wurde in einer Platinschale eingedampft, von den überschüssigen Ammoniaksalzen durch gelindes Glühen befreit, in wenig salzsäurehaltigem Wasser aufgenommen, und mit Ammoniak und phosphorsaurem Natron bei gelinder Wärme gefällt.

Nach 24stündigem Stehen wurde der Niederschlag auf einem Filter gesammelt, gut ausgewaschen, getrocknet, geglüht und als $Mg_2P_2O_7$ gewogen: $Mg_2P_2O_7$ 0·0100 = 0·0036 Gramm MgO = 0·73 Procent.

Zur Beruhigung, dass nicht Eisen als Eisenoxydul vorhanden war, wurden 0·256 Gramm der feinst pulverisirten Substanz mit 50 Cubikcentimeter concentrirter rauchender Salzsäure in einem vor Luftzutritt ¹⁾ geschützten 250 Cubikcentimeter haltenden Messkolben auf dem Wasserbade solange erwärmt, bis mit Ausnahme des weissen flockigen Rückstandes vollständige Lösung erfolgt war.

Von dieser Eisenlösung wurden 50 Cubikcentimeter in einen Litermesskolben, der $\frac{3}{4}$ mit verdünnter Schwefelsäure angefüllt war, gebracht, und mit Chamäleonlösung (TFe 0·0045) bis zur schwachen Rosafärbung versetzt, dann wieder 50 Cubikcentimeter Eisenlösung zugesetzt, abermals mit Chamäleonlösung titirt und diese Manipulation so oft wiederholt, bis übereinstimmende Resultate erzielt wurden. ²⁾

Die ersten 50 Cubikcentimeter Eisenlösung beanspruchten 0·15 Cubikcentimeter Chamäleonlösung, während die darauffolgenden Versuche mit je 50 Cubikcentimeter Eisenlösung sofort Rosafärbung erzeugten.

Ein Vergleich ergab, dass die mit Schwefelsäure versetzten 750 Cubikcentimeter Wasser ohne Eisenlösung genau 0·15 Cubikcentimeter Chamäleonlösung verbrauchten. Eisenoxydul war folglich nicht vorhanden.

II. Analyse:

Zur Controle wurde eine zweite Analyse in genau derselben Weise ausgeführt und dabei folgendes Resultat erhalten.

Angewandte Substanz 0·5130 Gramm.

¹⁾ Geissler's Titirmethoden. 1884, pag. 64, Fig. 32.

²⁾ Fresenius, Quant. Analyse. I, pag. 281.

- a) Differenz nach dem Glühen im Wasserstoffstrom 0·1490
= 29·07 Procent Sauerstoff;
- b) Rückstand nach dem Auflösen in concentrirter rauchender
Salzsäure 0·0024 Gramm = 0·47 Procent Kieselsäure;
- c) Eisenoxyd 0·5060 = 98·63 Procent;
- d) Kalk 0·0023 = 0·45 Procent;
- e) Magnesiumpyrophosphat 0·0105 = 0·00378 *MgO*
= 0·74 Procent.

Da die Werte beider Analysen, wie aus folgender Zusammenstellung ersichtlich ist, nahezu übereinstimmen, so dürfte das arithmetische Mittel der Zusammensetzung des Eisenglanzes entsprechen.

Gefunden in Procenten	I. Analyse	II. Analyse	Das arithmetische Mittel
Kieselsäure . . .	0·51 %	0·47 %	0·49 %
Eisenoxyd . . .	98·58 "	98·63 "	98·60 "
Kalk	0·38 "	0·45 "	0·42 "
Magnesia	0·73 "	0·74 "	0·74 "
Summa	100·20 %	100·29 %	100·25 %

Tübingen, 6. Juni 1895.

X. Dolerit von Rongstock.

Von H. O. Lang.

Der Dolerit von Rongstock, dessen Bekanntschaft unsere Fachkreise Herrn Prof. Dr. Hibs ch zu verdanken haben, hat für mich noch das besondere Interesse, dass er allein von allen mir bekannten Gesteinen (von unverwittertem Bestande!) sich der von mir in diesen Mittheilungen, XIII, 1892, pag. 122 entwickelten Lehre von den Relationen zwischen chemischem und mineralogischem Bestande der Eruptivgesteine nicht fügen würde, falls die von Herrn Hibs ch ebenda, XIV, 1894, pag. 99, mitgetheilte Pfohl'sche Analyse richtig wäre; nun ist ja, wie ich schon mehrorts ausgesprochen, auf vereinzelte Analysen kein entscheidendes Gewicht zu legen, trotzdem wollte ich doch gerne diesen Ausnahmefall aufgeheilt sehen und erlaubte mir deshalb, die Freundlichkeit des genannten Herrn auszunützen und mir Material von dem bereits untersuchten und analysirten Gesteinsanbruche zu erbitten.

Dieses Material unterwarf ich zunächst der mikroskopischen Untersuchung, um mich zu vergewissern, dass das Gestein keinen Gemengtheil aus der Gruppe der Feldspathvertreter enthalte, der etwa der Achtsamkeit bislang entgangen sein könnte oder verkannt worden wäre. Aber ich kann nach mikroskopischer Prüfung nur die von Herrn Hibs ch gegebene Kennzeichnung des Gesteins als dem Dolerit von der Löwenburg in der ganzen Erscheinungsweise ungewein ähnlich bestätigen und aussagen, dass auch ich nichts gefunden habe, was auf eine aus der chemischen Analyse zu schliessende reichliche Gegenwart von „Feldspathvertretern“ hindeute. Nur über die Natur einer in untergeordneter Masse auftretenden Substanz konnte ich trotz Anwendung von Säurebeizung und Tinction Sicherheit nicht erlangen, zumal meine Ausrüstung mit Instrumenten und Apparaten sehr viel zu wünschen lässt, und wandte ich mich deshalb mit der Bitte um Controlprüfungen an Herrn Prof. Dr. E.

Cohen in Greifswald. Dieser willfahrte mir, wodurch er mich zu grosser Dankbarkeit verpflichtete, und theilte mir später mit:

„Im Dünnschliff beobachtet man unter den farblosen Gemengtheilen neben stark vorherrschendem Plagioklas in verhältnismässig geringer Menge Partien von unregelmässiger Begrenzung, welche schwach auf polarisirtes Licht einwirken und wohl Nephelin sein könnten; es sind dies solche Stellen, welche, wie Sie angeben, „griesige Verwitterungsproducte auf den Fugen eingelagert zeigen“; aber ich habe keinen isotropen Schnitt auffinden können, welcher gestattete, die Substanz als optisch einaxig zu bestimmen. Eine längere Behandlung des Dünnschliffs mit kalter concentrirter Salzsäure blieb auch erfolglos: einzelne kleine Partien lösten sich vollständig auf (wohl Apatit), einige Feldspathe wurden leicht angegriffen, aber keine Partien wurden in der Weise zersetzt, wie es bei Nephelin der Fall ist, und jedenfalls schied sich keine Kieselsäure aus, welche sich tingiren liess. Schliesslich wurde das Pulver mit Salzsäure digerirt und die Lösung nach Ausfällung von Eisen, Thonerde und Kalk eingedampft; dieselbe lieferte recht reichlich Chlornatriumwürfel. Da jedoch Nephelin auf keinem andern Wege sicher nachgewiesen werden konnte, möchte ich das Natrium eher auf einen basischen Plagioklas zurückführen; schon Labradorit wird im Pulver (nicht im Dünnschliff) durch Digestion mit Salzsäure angegriffen. Sollte Nephelin vorhanden sein, so kann es jedenfalls nicht in irgend erheblicher Menge der Fall sein“; und nach einer Wiederholung des Tingirungsversuchs unter etwas veränderten Bedingungen: „auch der neue Aetzversuch hat keine Resultate ergeben; abgesehen vom Glimmer, welcher durch Salzsäure zersetzt wird und sich dann tingiren lässt, kommen nur sehr kleine zersetzte Partien vor, welche das analytische Resultat kaum wesentlich beeinflussen können. In dem von mir untersuchten Material kann Nephelin — wenn überhaupt — nur in minimaler Menge vorkommen; doch könnte ja immerhin seine Vertheilung sehr ungleichförmig sein.“

Es blieb also die Richtigkeit der Pfohl'schen Analyse zu prüfen; aus den von mir in diesen Mittheilungen, XIII, 1893, pag. 502 ff. entwickelten Gründen wäre es, wie ich auch Herrn Hirsch nicht verhehlt habe, meines Erachtens vorzuziehen gewesen, von dem Rongstocker (und dem durch Anal. VIII und XV a. a. O. repräsentirten) Gesteine mehrere Analysen ausführen zu lassen und dafür auf alle

anderen in genannter Abhandlung angeführten zu verzichten, weil diese alle vermuthen lassen, dass sie an durch Verwitterung veränderten Materiale ausgeführt sind; vereinzelte Analysen von verwitterten Gesteinen erscheinen mir eben nicht des Aufwandes werth und zwar dies nicht etwa nur aus theoretischen Rücksichten. Erwünscht wäre ferner gewesen, wenn Herr Pfohl auch die beim Analysiren gefundenen Mengen mitgetheilt, dadurch den Gang der Analyse der Kritik unterbreitet und eine Controle der Berechnungen (denn wer ist vor Rechen-, Schreib- oder Druckfehlern sicher?!) ermöglicht hätte; dieser Wunsch, der leider auch bei der weiterhin angeführten neuen Analyse nicht erfüllt worden ist, möchte allen Analytikern an's Herz zu legen sein.

Der Freundschaft des Herrn Prof. Dr. P. Jannasch in Heidelberg verdanke ich nun, neue Analysen-Ergebnisse mittheilen zu können; die Analyse wurde von einem „zuverlässigen“ Praktikanten ausgeführt und durch die Arbeiten eines anderen Praktikanten, die nur unwesentliche Differenzen ergaben, controlirt. Prof. Jannasch selbst hält darauf hin die Analyse für „gut“, erklärt jedoch: „trotz alledem darf man nicht auf die absolute Richtigkeit einer jeden Bestimmung schwören“. Diese Erklärung nimmt natürlicher Weise jeder an die Analyse zu knüpfenden Schlussfolgerung die nöthige Kraft, und deshalb muss auch die Frage, derentwegen die Ausführung einer neuen Analyse angeregt wurde, noch offen belassen werden. Die wesentlichen Differenzen, welche die neuen Analysenwerte gegenüber den Pfohl'schen, der Vergleichung halber daneben gestellten aufweisen, können eben nur die letzteren sehr verdächtig machen, aber welche von beiden Analysen der Wahrheit am nächsten komme, werden erst noch fernere, zuverlässige und hoffentlich gleich in der Mehrzahl ausgeführte Analysen erkennen lassen. Inzwischen sei es mir gestattet, darauf hinzuweisen, dass, während nach der Pfohl'schen Analyse trotz deren 50·5 Procent Kieselsäure es doch noch 10·05 Procent derselben bedarf zur Sättigung der Feldspathbasen, die neue Analyse mit nur 46·9 Procent Kieselsäure nur noch 3·16 Procent solcher dazu verlangt, und dass diese also, zumal wenn man einen, wenn auch nur ganz untergeordneten Gehalt an Feldspathvertretern dem Gesteine zuspricht, meiner Theorie nicht in dem Masse widerspricht wie die Pfohl'sche Analyse.

	Nach Pfohl Neue Analyse	
SiO_2	50·50	46·93
TiO_2	1·91	—
P_2O_5	0·92	—
Al_2O_3	17·64	24·19
Fe_2O_3	5·41	5·89
FeO	4·02	4·42
MnO	—	0·61
MgO	3·33	2·42
CaO	7·91	8·54
Na_2O	5·52	2·47
K_2O	3·02	4·56
H_2O	0·45	0·88
	100·63	100·91

Herr Hibsich, dem ich von Vorstehendem zunächst Mittheilung machte, erklärt dagegen, dass „an der Richtigkeit der Pfohl'schen Analyse nicht zu zweifeln sei. Wohl aber zweifle ich an der Verwendbarkeit der Jannasch'schen Analyse, weil dieselbe kein Durchschnittsresultat darstellt, da für dieselbe doch nur ein kleiner Gesteinsbrocken verwendet werden konnte. — Das Rongstocker Gestein ist sehr schlierig. Eine Analyse, von kleinen Gesteinsbröckchen hergestellt, kann deshalb leicht zu falschen Auffassungen verleiten, weil sie ein unrichtiges Bild des chemischen Aufbaues liefert. Ich werde noch eine oder die andere Analyse herstellen lassen.“

Dieser Entschluss ist lebhaft zu begrüßen; die neuen Analysen werden dann voraussichtlich die erwünschte Klärung bringen.

XI. Notizen.

Schwefelsinter aus Warasdin-Töplitz in Croatien.

Die daselbst zu Tage tretende, circa 40.000 Hektoliter Wasser pro Tag liefernde Schwefeltherme wird eine beträchtliche Strecke durch die aus Steinplatten hergestellten und mit grossen Steinplatten gedeckten Canäle theils in die Bäder, theils in die Kühlbassins geleitet. Diese Canäle sind zur Hälfte mit dem Thermalwasser gefüllt; an dem oberen, nicht vom Wasser bespülten Theile setzen sich prachtvolle, die Canalwände vollständig auskleidende Drusen von Schwefelkrystallen an. An mitgebrachten Exemplaren gemessen, erreichen die Drusen eine Höhe bis 13 Centimeter. Die Schwefelkrystalle lösen sich unter Rücklassung minimaler Verunreinigungen von Gyps und Kieselsäure vollständig in Schwefelkohlenstoff. Unter der Schwefelschichte befindet sich an den dem Wasserspiegel zunächst liegenden Partien eine Lage von Gyps, an der Decke des Canals unterhalb der ausgebildeten Krystalle eine Schichte von kleinen Schwefelkrystallen, welche Schichte beim Trocknen an der Luft in ein feines Mehl zerfällt. Dieses Mehl ist gleichfalls in Schwefelkohlenstoff leicht löslich.

Die krystallographische Untersuchung, welche mein Freund, Dr. Pelikan, vorzunehmen die Güte hatte, ergab, dass die Krystalle ausschliesslich die Grundpyramide repräsentiren. Es ergab nämlich die Messung der beiden Polkantenwinkel der Pyramide die Werte $94^{\circ} 50' 20''$ und $73^{\circ} 37' 15''$. An den vorzüglich ausgebildeten Krystallen von Allechar in Macedonien¹⁾ wurde gefunden: $94^{\circ} 50' 20''$ und $73^{\circ} 36' 38''$. Gut ausgebildete Krystalle kommen nicht vor. Die circa 1 Centimeter langen, 1—2 Millimeter dicken spießförmigen Bildungen sind nur an den Enden mit messbaren Krystallflächen besetzt, woselbst man deutlich die Form der Pyramide — und nur diese — erkennen kann. Diese Spiesse sind in der verschiedensten Weise mit einander verwachsen, zuweilen gewinnt man aber den Eindruck, als ob die Verwachsung nach einem bestimmten Gesetze erfolge.

Wien, Mai 1895.

Dr. R. v. Zeynek.

Chloritschiefer (Pseudophit Wartha) von Gurtipohl in Vorarlberg.

Ein nur sehr kleiner Aufschluss dieses Gesteins befindet sich eine kleine Stunde von St. Gallenkirch im Montafon auf der linken Illseite, mitten im Walde gelegen; die Gegend in der Nähe heisst Grandan. Nach Koch berichtet Wartha über den Fundort dieses Gesteins und seine Verwertung bei den Thalbewohnern (Koch, Garnerathal und Plattenspitze, Zeitschr. des deutsch-österr. Alpenvereines,

¹⁾ Pelikan, Schwefel von Allechar in Macedonien. Diese Mittheilungen, Bd. XII, 344.

1883, 3; Wartha, Mineralien der Serpentin-Chloritgruppe, Földtani Közlöny, 1886, 1-2). Wartha beschreibt das Gestein als durchscheinend und steatitisch dicht. Die chemische Analyse, welche er durch Szilassi vornehmen liess, ergab: SiO_2 29.45, FeO 5.60, Fe_2O_3 2.00, Al_2O_3 20.98, MgO 30.31, H_2O 12.29; Summe 100.63. — Specificsches Gewicht 2.722. Von einer mikroskopischen Prüfung ist in den Angaben Wartha's nichts enthalten.

Auf Grund der Analyse hält Wartha dieses Gestein für identisch mit dem Pseudophit Kennigott's vom Zdjär-Berg. Aber abgesehen davon, dass der „Pseudophit“ von Gurtipohl $5\frac{1}{2}$ Procent Thonerde mehr enthält als der vom Zdjär Berg, wäre doch vor dieser Gleichstellung eine mikroskopische Untersuchung des Gurtipohler Gesteins nöthig gewesen, um sich von der Homogenität des Gesteins und dadurch von der nöthigen Reinheit des zur Analyse verwendeten Materials zu überzeugen.

Untersuchungen, welche ich am Gurtipohler Gestein vornahm, ergaben tatsächlich, dass dasselbe fast ein vollständig homogenes genannt werden kann. Dünnschliffe zeigten von fremden Einschlüssen nur sehr wenige, scharf umschriebene Kryställchen, während die ganze andere Masse aus sehr kleinen Schuppen eines der Chloritgruppe angehörigen Minerals gebildet wird.

Die Einschlüsse waren von dreierlei Art. Im Dünnschliff war der Zirkon an seiner hohen Lichtbrechung und seinem optischen Charakter bereits zu erkennen; ebenfalls Rutil in der Sagenitform; für einige andere, sehr schwarze, undurchsichtige Kryställchen liess eine Zwillingsgestalt auf Rutil in der als Nigrin bezeichneten Ausbildung schliessen. Sicherem Aufschluss darüber gab die Isolirung der Einschlüsse dadurch, dass eine ziemliche Menge Gesteinspulver mit Säuren behandelt wurde. Mit dem Rückstand gelang es einerseits mittelst der Phosphorsalzperle die Titanreaction zu erhalten, andererseits unter dem Mikroskop neben den etwas angegriffenen Zirkonkryställchen die schwarzen unversehrten Rutilkrystalle, darunter einige kleine Zwillinge, wahrzunehmen.

Der sehr geringe Rückstand, welcher nach der Säurebehandlung verblieb, zeigte in gleicher Weise wie die Dünnschliffe, dass das Gestein fast ein einheitliches genannt werden muss. Dass Zirkon und Rutil relativ nur in sehr geringer Menge vorhanden sind, geht auch aus der Analyse hervor, in der von Zirkon und Titan nichts berichtet wird. Die Analyse kann mithin angesehen werden als die des der Chloritgruppe angehörenden Hauptbestandtheiles, eine kleine Modification würden die Werte von SiO_2 und Fe_2O_3 erleiden.

Die Individuen dieses Hauptbestandtheiles sind ausgebildet als sehr kleine Schuppen, welche oft wirt durcheinander liegen, meist aber von einem gemeinschaftlichen Punkt in einen Halbkreis ausstrahlen nach Art radialfaseriger Bildungen. Die Prüfung des optischen Charakters wurde bei der Kleinheit der Individuen und ihrer ungünstigen verfilzten Lagerung meist ohne Erfolg versucht. Nur einmal gelang es mir, ein einigermaßen befriedigendes Axenbild zu erhalten. Dadurch charakterisirte sich das Mineral als optisch einaxig oder zweiaxig mit sehr kleinem Axenwinkel; der Charakter der Doppelbrechung war positiv. Letzterer stimmt mit dem durch die chemische Analyse verlangten überein, das Mineral dürfte sich also ohne Schwierigkeit in die Reihe der Tschermak'schen Orthochlorite einfügen lassen, und zwar

ungefähr an der Grenze zwischen Klinochlor und Prochlorit. Dass die Stellung zu den Orthochloriten im Sinne Tschermak's berechtigt ist, ergibt sich aus den Resultaten der nach Tschermak ausgeführten Rechnungen (vergl. Tschermak, Die Chloritgruppe, II. Theil, pag. 24 und ff. des Separat-Abdr.). Rechnet man Fe_2O_3 in die entsprechende Menge Al_2O_3 um, ähnlich FeO in MgO , so erhält man als reducirte Analyse SiO_2 30.43 Procent, Al_2O_3 22.98 Procent, MgO 34.62 Procent, H_2O 12.70 Procent; diese Werte stimmen ungefähr mit Analyse Nr. 19 Tschermak's überein, noch genauer mit den theoretisch berechneten Werten desjenigen Minerals, das sich als isomorphe Mischung von 40 Procent Serpentinsubstanz und von 60 Procent Amesitsubstanz ergeben würde. Aus den Werten der reducirten Analyse ergeben sich

$$s = 5.07$$

$$a = 2.25$$

$$m = 8.63$$

$$h = 7.06$$

und es ist

$$(s + a) : (a + m) : h = 7.32 : 10.88 : 7.01 = 2 : 2.79 : 1.93$$

welches Verhältnis dem für die Orthochlorite postulirten

$$(s + a) : (a + m) : h = 2 : 3 : 2$$

mit wünschenswerter Genauigkeit entspricht (cf. Tschermak, l. c.).

Schliesslich sei noch bemerkt, dass das behandelte Gestein auf der durch die k. k. geolog. Reichsanstalt colorirten Specialkarte von Oesterreich-Ungarn (1 : 75.000), Zone 18, Col. II unter der Bezeichnung „Talkig chloritische Lagen“ eingetragen ist. Von Talk habe ich darin nichts wahrgenommen. Ueber die Genesis des Gesteins lässt sich aus den Beobachtungen an Dünnschliffen keinerlei Vermuthung aufstellen.

Prag, 3. März 1895.

Rompel.

Nachtrag zu der Mittheilung über eine nördlich von Pretoria im Granit gelegene Salzpflanze.

In meiner Mittheilung über eine nördlich von Pretoria im Granit gelegene Salzpflanze findet sich die Angabe, dass ich leider versäumt habe, eine Probe der concentrirten Soole mitzunehmen. Dies beruht auf einem Irrthum! Bei einer zufälligen Durchsicht älterer Notizen fand ich, dass ich thatsächlich eine Flasche der Soole mitgebracht habe, welche bald nach meiner Rückkehr von Herrn H. Hopmann im Bunsen'schen Laboratorium analysirt worden ist. Derselbe bestimmte das specifische Gewicht des Wassers zu 1.179 und fand in 100 Theilen 21.14 Theile Salze von der unter I. folgenden Zusammensetzung; auf K_2O , Li_2O , MgO , CaO , BaO , FeO , Al_2O_3 wurde mit negativem Erfolg geprüft.

	I.	II.
Na_2CO_3	5·64	27·25
$NaCl$	15·05	72·70
Na_2SO_4	0·01	0·05
Na_2O	0·44	—
Bo_2O_3	Spur	—
	21·14	100·00

Vernachlässigt man den Ueberschuss von 0·44 Procent Natron und berechnet auf 100, so erhält man die unter II. stehenden Zahlen. Die Salzpflanze gehört also zu den verhältnismässig spärlichen Natronseen und zeichnet sich durch auffallend geringen Gehalt an Natriumsulfat aus, welches nach den von Roth zusammengestellten Analysen ¹⁾ nur dem Natronsee von Theben in Aegypten ganz fehlen soll, in allen übrigen zum mindesten $4\frac{1}{3}$ Procent ausmacht. E. Cohen.

¹⁾ Allgemeine und chemische Geologie, I, 487, Berlin 1879.

XII. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

- Bäckström H.: Krystallographische Untersuchung einiger Naphtalinderivate. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXIV, 3.
- Derselbe: Bestimmungen der Ausdehnung durch die Wärme und des elektrischen Leitungsvermögens des Eisenglanzes. — Öfversigt af kongl. Vetenskap. Akad. Förhandl. Stockholm 1894, Nr. 10.
- Baumhauer H.: Die Krystalstructure des Anatas. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXIV, 6.
- Busz H.: Krystallformen einiger organischer Verbindungen. — Neues Jahrb. f. Min. etc., 1894, Beil.-Bd. IX.
- Fedorow E. v.: Theorie der Krystalstructure. Einleitung: Regelmässige Punktsysteme. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXIV, 3.
- Derselbe: Theorie der Krystalstructure. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXIV, 3.
- Hamberg A.: Etsförsök på Kalkspat. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1895, Bd. XVII, H. 1.
- Krentz F.: Steinsalz und Fluorit, ihre Farbe, Fluorescenz und Phosphorescenz. — Anzeiger d. Akad. d. Wissensch., Krakau, April 1895.
- Lemberg J.: Zur mikrochemischen Untersuchung einiger Minerale aus der Gruppe der Lamprite (Kiese, Glanze, Blenden). — Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Jahrg. 1894.
- Michel-Lévy A.: Recherches des Axes optiques dans un Minéral. Application aux Plagioclases etc. — Bull. de la Soc. franç. de Min. XVIII, 1895.
- Mügge O.: Ueber regelmässige Verwachsungen von Barytocalcit und Witherit mit einer besonderen Varietät des Baryt. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Jahrg. 1895, Bd. I.
- Derselbe: Zur Kenntnis der optischen Eigenschaften des Syngenit. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Jahrg. 1895, Bd. I.
- Panobianco R.: Nota sul Cristalli del Giallume. — Riv. di Min. e Crist. Ital. Vol. XIV.
- Derselbe: Nota sulla birifrangenza della seta. — Riv. di Min. e Crist. Ital. Vol. XV.
- Derselbe: Un richiamo sul pleocroismo dell'emina. — Riv. di Min. e Crist. Ital. Vol. XV.
- Retgers J. W.: Beiträge zur Kenntnis des Isomorphismus. XI. — Zeitschr. f. phys. Chemie XVI, 4, 1895.
- Riecke E.: Ueber die Zustandsgleichung von Clausius. — Annal. d. Physik u. Chemie, N. F., Bd. LIV, 1895.
- Derselbe: Ueber das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformirten Körper und einer flüssigen Phase, insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung. — Annal. d. Physik u. Chemie, N. F., Bd. LIV, 1895.

- Rinne F.: Die Krystallformen chemisch einfacher Körper. Nebst einigen Bemerkungen über Ausführungen des Herrn Retgers. — Zeitschr. f. phys. Chemie. XVI, 3.
- Thugutt S. J.: Zur Chemie einiger Alumosilicate. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. IX.
- Vater H.: Ueber den Einfluss der Lösungsgenossen auf die Krystallisation des Calciumcarbonates. Theil III u. IV. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXIV, 4. H.
- Viola C.: Ueber die gleiche Beleuchtung und die Bestimmung der Feldspathe in den Dünnschliffen. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXIV, 5.
- Winkler E.: Krystallographische Untersuchung des Pyrazols und einiger seiner Abkömmlinge. — Inaugural-Dissertation der Univ. Jena. Leipzig 1895.
- Wülfing E. A.: Tabellarische Uebersicht der einfachen Formen der 32 krystallographischen Symmetriegruppen. Stuttgart 1895.
- Wulff L.: Die Bedeutung der Krystallogene für Mineralogie, Chemie und Physik. Derselbe: Abriss meiner Bestrebungen für Krystallogene nebst Publicationsliste. — Flugschrift.

Mineralogie.

- Baumhauer H.: Ueber den Skleroklas von Binn. — Kgl. preuss. Akad. d. Wissensch. Berlin. XII, 1895.
- Bergeat A.: Ueber einige bemerkenswerte Rutilvorkommnisse aus der Umgebung Freibergs. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Jahrg. 1895, Bd. I.
- Bücking H.: Neue Mineralfunde von Westeregeln. — Kgl. preuss. Akad. d. Wissensch. Berlin. XXVIII, 1895.
- Busz H.: Mittheilungen über Caledonit, Hamarezit, Breithauptit u. Magnetkies. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Jahrg. 1895, Bd. I.
- Fouqué F.: Contribution à l'étude des Feldspathes des Roches Volcaniques. Paris 1894. Bull. soc. franç. de Min. XVII.
- Kohlmann W.: Beobachtungen am Zinnstein. — Min. Institut d. kgl. techn. Hochsch. Aachen 1895.
- Luedecke O.: Ueber ein alpines Mineralvorkommen im Harz am Ramberg. — Abh. d. Naturf.-Ges. Halle. XX. Bd. (Jubiläums-Festschrift)
- Matthew W. D.: Monazite and Orthoclase from South Lyme, Conn. — School of Min. Quart. Vol. XVI. (Min. Dep. of Columbia Coll.)
- Osann A.: Ueber Datolith vom Lake Superior und die ihn begleitenden Mineralien. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXIV, 6.
- Sjögren H.: Bidrag till Sveriges Mineralogi: I. Några ordom Långbanit. Bd. XIII, H. 3. II. Astachit, en ny led af Amfibolgruppen. Bd. XIII, H. 6. III. Adelit, ett basiskt Arseniat från Nordmarken och Långban. Bd. XIII, H. 7. IV. Svabit, ett Mineral af Apatitgruppen från Harstigsgrufvan. Bd. XIII, H. 7. V. Undersökning af Några Mineral från Vermländska Grufvefält. Bd. XIV, H. 3, 1892. VI. Preliminärt Meddelande om Humitgruppens Mineral från Nordmarken. Bd. XIV, H. 5. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.
- Zimányi H.: Mineralogische Mittheilungen. — Földtani Közlöny. Bd. XXIV

Petrographie, Geologie, Paläontologia

- Barrois Ch.: Le Bassin du Menez-Bélaïr. — Lille, Impr. Liégeois-Six, 1895.
- Bergt W.: Die Gesteine der Ruinenstätte von Tiabuanaco im alten Peru. — Ges. Isis in Dresden, 1894.
- Bergeat A.: Cordierit und granatführender Andesit von der Insel Lipari. — Neues Jahrb. f. Mineralogie etc., 1895, Bd. II.
- Berwerth F.: Die beiden Detunaten. — Jahrb. d. Siebenb. Karpathenvereines, XIII. Jahrg., 1893.
- Derselbe: Ueber vulcanische Bomben von den canarischen Inseln nebst Betrachtungen über deren Entstehung — Annal. d. k. k. naturh. Hofmuseums. Wien 1894, XI, 3.—4. Heft.
- Bittner A.: Zur definitiven Feststellung des Begriffes „norisch“ in der alpinen Trias. — Wien 1895, Selbstverlag.
- Canaval R.: Das Kiesvorkommen von Hallwang in Obersteier und der darauf bestandene Bergbau. — Mitth. d. naturw. Ver. f. Steiermark, Jahrg. 1894.
- Credner H.: Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns und die norddeutschen Phosphoritzone. — Abh. d. kgl. sächs. Akad. d. Wissensch., Math.-physik. Cl., Bd. XXII, Nr. 1.
- Doelter C.: Ueber den Granit des Bachergebirges. — Mitth. d. naturw. Ver. f. Steiermark, Jahrg. 1894.
- Duparc L. et Vallot J.: Constitution pétrographique de la partie centrale du massif du Mont Blanc. — Archives des Sciences physiques et naturelles. Troisième Pér., Tome XXXII.
- Franchi S.: Relazione sui principali risultati del Rilevamento Geologico nelle Alpi Marittime eseguito nelle Campagne 1891—92—93. — R. Comit. geol., anno 1894, n. 3.
- Derselbe: Sulla presenza della „Structure Vermiculée“ (M. Lévy) nello Gneiss Centrale. — Soc. Geol. Italiana, Adunanza del 1^o Aprile 1894.
- Ippen J. A.: Die chemische Zusammensetzung des Dolomites des Grazer Schlossberges. — Mitth. d. naturw. Ver. f. Steiermark, Jahrg. 1894.
- Kemp J. F.: Crystalline Limestones, Opicalcites and associated Schists of the Eastern Adirondacks. — Bull. of the Geol. Soc. America, Vol. VI.
- Kunz G. F. and Weinschenk E.: Farmington, Washington Co., Kansas Aerolite. — Amer. Journ. of Science, Vol. XLIII, January 1892.
- Laacroix M. A.: Les Phénomènes de Contact de la Lherzolite et de quelques Ophites de Pyrénées. — Bull. des Serv. de la Carte Géol. de la France, Nr. 42, Tome VI, 1894—95.
- Matthew W. D.: The Effusive and Dyke Rocks near M. John, N. B. — Trans. from the N. York Acad. sc., XIV, 187.
- Matthew G. F.: The Protolenus Fauna. — Trans. N. York Acad. of Science, XIV, pag. 101—153.
- Melion J.: Mährens und Oesterr.-Schlesiens Gebirgsmassen und ihre Verwendung mit Rücksicht auf deren Mineralien. — Brünn 1895, Selbstverlag d. V.

- Michel Lévy A. et Lacroix A.: Lencotephrite à Pyroxène de la Base du Culm du Maconnais. — Bull. des Services de la Carte Géol. de la France, Nr 45, Tome VII, 1895—96.
- Mrazec L. et Duparc L.: Le Mont Chétif et la Montagne de la Saxe. — Arch. des Sciences. Phys. et natur., Troisième Période, Tome XXXII.
- Muntche H.: Om Biologisk Undersökning af Lebror O. S. V. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XVI. Bd., 1. Heft, 1894.
- Novarese V.: Studio petrografico sulle rocce silicatiche che accompagnano i giacimenti metalliferi nel Massetano (Toscana). — Memori descr. della Carta geol. d'Italia, Vol. VIII, 1893.
- Derselbe und Stella A.: Relazioni sui Rilevamenti geologici eseguiti nell'anno 1893 nelle Alpi Occidentali (Valli dell'Orco e della Soana). — Boll. del R. Comit. geol., anno 1894, n. 3.
- Derselbe: Dioriti Granitoidi e Gneissiche della Valsavaronche (Alpi Graje). — Boll. del R. Comit. geol., anno 1894, n. 3.
- Petersen J.: Die Reisen des „Jason“ und der „Hertha“ in das antarktische Meer 1893/94 etc. nebst einer Originalkarte des Diuk Gherritz-Archipels mit Begleittrasten von L. Friederichsen. — Mitth. d. geogr. Ges. Hamburg, 1892—93, 2. Heft.
- Raimann E. und Berwerth F.: Petrographische Mittheilungen (Analyse des Alnöit von Alnö. Dacittuff-Concretionen in Dacittuff). — Annal. d. k. k. naturh. Hofmuseums, Wien 1895, Bd. X, 1. Heft.
- Rosiwal A.: Ueber neue Massnahmen zum Schutze der Karlsbader Thermen. — Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, 1894, Bd. XLIV, 4. Heft.
- Rothpletz A.: Ueber das Alter der Bündner Schiefer. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., Jahrg. 1895, 1. Heft.
- Sabatini V.: Descrizione geologica delle Isole Pontine. — Boll. del R. Comit. geol., anno 1893, n. 3—4.
- Sjögren H.: Preliminära Meddelanden från de Kaukasiska Naftafälten. I. Oefversigt af Apscherons Geologi, Bd. XIII, 2.—3. Heft. II. De Tektoniska Förhållandena på Halfön Apscheron, Bd. XIV, 5. Heft. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.
- Derselbe: Om de Svenska Jernmalmslagrens Genesis. — Geol. Fören i Stockholm Förhandl., Bd. XIII, 4. Heft.
- Derselbe: En ny Jernalmstyp representerad af Routivare Malmberg. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. XV, 1. Heft, 1893.
- Derselbe: Om Vatskeinneslutningar i Gips från Sicilien. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., Bd. XV, 3. Heft, 1893.
- Derselbe: Om Sulitelmakisernas Geologi (Redogörelse för Undersökningarne Sommaren 1893). — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. XVI, 5. Heft, 1894.
- Smyth C. H.: Crystalline Limestones and associated Rocks of the Northwestern Adirondack Region. — Bull. of the Geol. Soc. of America, Vol. VI, March 1895.
- Suess F. E.: Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1894, Bd. XLIV, 4. Heft.
- Viola C.: Le rocce eruttive della Punta delle pietre nere in provincia di Foggia. — Boll. del R. Comit. geol., anno 1894, n. 4.

- Veed V. H. and Pirsson L. V.: Highwood Mountains of Montana. — Bull. Geol. Soc. of America, Vol. VI, 1895.
- Weidmann S.: On the Quartz keratophyre and associated Rocks of the North Range of the Baraboo Bluffs. — Bull. of the Univ. of Wisconsin, Science Ser., Vol. I, Nr. 2, January 1895.
- Weinschenk E.: Zur Kenntnis der Entstehung der Gesteine und Minerallagerstätten der östlichen Centralalpen. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Bd. I, 1895.
-

- Berendt: Karl August Lossen Nachruf — Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt f. 1893.
- Iddings J. P., George Huntington Williams. Nachruf.
-

XIII. Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des böhmischen Mittelgebirges.

Blatt I (Umgebung von Tetschen).

Von J. E. Hibschr.

Hiezu eine Karte in Farbendruck (Taf. V).

Vorliegende Karte bildet das erste Blatt der geologischen Specialkarte des böhmischen Mittelgebirges. Weitere Kartenblätter dürften in Zwischenräumen von je ein bis zwei Jahren erscheinen. Die geologischen Aufnahmen, sowie die Bearbeitung des gesammelten Materials wurden mit Unterstützung seitens der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen durchgeführt. Dadurch allein war es möglich, die grosse Anzahl chemischer Gesteinsanalysen auszuführen. Auch die Drucklegung der Karte ist nur mittelst einer Unterstützung durch die genannte Gesellschaft möglich geworden.

Uebersicht.

Das erste Blatt der geologischen Specialkarte des böhmischen Mittelgebirges (Umgebung von Tetschen) umfasst einen Theil des nördlichsten Mittelgebirges und einen Theil vom Südrande des Elbe-Sandsteingebirges. Auf der Karte tritt die Art der Verbindung dieser beiden, in ihrem geologischen Aufbau total verschiedenen Gebiete gut hervor. Zwischen beide Gebiete schieben sich am West- und am Ostrande der Karte zwei Becken ein (das von Tetschen und das bei Alt-Ohlsch), welche vorzugsweise mit Diluvialgebilden erfüllt sind. Das westliche dieser Becken wird bei Tetschen von der Elbe durchströmt, welche von Osten her einen Zufluss, die Polzen, aufnimmt.

Aus dem Becken bei Tetschen tritt die Elbe, an klippenförmig isolierten Sandsteinpartien vorüberfliessend, in ein enges Felsthal ein, welches cañonartig in die Quader-Sandsteinplatte eingesägt ist. Unter der Quaderplatte schneidet dieses Thal am Nordrande der Karte ein älteres Grundgebirge an, welches aus Thonschiefern und Grauwacken mit Granit- und Diabas-Durchbrüchen besteht.

Das Mittelgebirge breitet sich über ein grosses Senkungsfeld aus, welches von verschiedenen gerichteten Verwerfungs- und Bruchlinien durchzogen ist, während das nördlich angrenzende Quader-Sandsteingebiet eine fast ungestörte Lagerung besitzt. Zwischen beiden Gebieten ist eine Zone vorhanden, die besonders gestörte Lagerungsverhältnisse aufweist. Sie tritt von Westen her in das Gebiet der Karte ein und durchzieht mit einer Querausdehnung von etwa 3 Kilometern die ganze Karte zuerst in nordöstlicher, dann in östlicher Richtung. Es ist diese Zone die östliche Fortsetzung jener grossen nordböhmischen Bruchregion, welche das Erzgebirge südlich abschneidet. Deshalb ist sie auch „Erzgebirgs-Bruchzone“ genannt worden.

In der Bruchzone tritt eine Reihe von parallel gerichteten Verwerfungen auf, die in Bezug auf das südlich gelegene Senkungsfeld als Tangential-Verwerfungen aufgefasst werden müssen. Neben diesen gibt es auch noch radial und anders gerichtete Verwerfungslinien. Unter den Tangential-Verwerfungen tritt besonders eine hervor, entlang welcher die grösste Verticalbewegung stattfand. Sie mag in Folgendem die Haupt-Verwerfungslinie der Erzgebirgs-Bruchzone genannt werden. Sie schneidet die Quaderplatte ab und verleiht ihr einen scharfen Südrand. Gleichzeitig ist in ihr für das Mittelgebirge ein ebenso scharfer Nordrand gegeben.

Während die Quaderplatte sich aus cenomanen, unter- und mittel-turonen Sandsteinen zusammensetzt, treten südlich der Hauptverwerfung keine Kreidesandsteine mehr auf, wohl aber ein oberturonen Thonmergel. Sowie die Kreidesandsteine die Hauptverwerfung in südlicher Richtung nicht überschreiten, gilt ein Gleiches für die Thonmergel in umgekehrter Richtung: nördlich der Hauptverwerfung sind nirgends Thonmergel zu finden. Die Thonmergel gehören nicht der Quaderplatte, sondern dem Mittelgebirge an.

Auf den oberturonen Thonmergeln lagern concordant oligocäne Süsswassergebilde: Sandsteine, Sande und Schotter mit untergeord-

neten Einlagerungen von Thon. Innerhalb des Kartengebietes sind in denselben nirgends Petrefacten gefunden worden. Man ist aber berechtigt, dem Vorgange von A. E. Reuss, B. v. Cotta, J. Jokély und D. Stur zu folgen und dieses System von Sanden, Sandsteinen und Thonen dem Oligocän einzureihen. Im Hangenden dieser Sedimente folgen die ausserordentlich mannigfaltigen Eruptivmassen, welche dem böhmischen Mittelgebirge seinen Charakter aufprägen.

Die Eruptivgebilde, welche den centralen und südlichen Theil des Kartengebietes bedecken, beginnen mit geschichteten „Tuffiten“ von rother oder grünlichgrauer Färbung. Sie überlagern, so scheint es, concordant die vorhin genannten Sande und Sandsteine. In der Kolmer Scheibe treten Braunkohlen in Verbindung mit Tuffit auf. Ausserhalb des Kartengebietes sind in Braunkohlen des gleichen Horizontes Anthracotherium-Reste aufgefunden worden.

Im Horizonte der Tuffite, sowie zwischen den, einem höheren Horizonte angehörenden Lagen von Brockentuff finden sich in Form kleiner, nicht mächtiger Lager Diatomeenschiefer an einzelnen Orten des Kartengebietes.

Ueber diesen genannten Gebilden folgen gewaltige Massen von nur undeutlich geschichteten oder ganz ungeschichteten Tuffen, welche abgerundete oder scharfkantige Brocken von verschiedenen Tephriten und Basalten umschliessen. Sie sollen „Brockentuffe“ genannt werden. Dem System von Brockentuffen sind an seiner Basis deckenförmige Ströme von Basalt, in höheren Lagen jedoch Tephritdecken eingeschaltet. Während die Mächtigkeit der Decken 10 Meter selten überschreitet, häufig unter dieser Zahl bleibt, erreichen die zwischen den Decken vorhandenen Brockentufflagen die Mächtigkeit von 20—50, ja bis 100 Meter.

Tephritdecken und Brockentufflagen folgen abwechselnd übereinander, am Hutberge östlich von Birkigt kann man sechs Decken übereinander, getrennt durch Tufflagen, zählen. Die Gesamtmächtigkeit dieses Tephritsystems überschreitet 200 Meter. Die steilen Gehänge des Elbthales an der Kolmer Scheibe, des Polzenthales an der Steinwand, am Hut- und Eichberge, ferner am Schichenberge und am Falkenberge sind aus diesem System von Eruptivmassen aufgebaut.

Die Oberflächenformen dieser Eruptivmassen sind die von Plateaux. Die gleichen langgezogenen Horizontallinien, mit welchen



Abtrag erfahren. Sie ist seit dem Oligocän beinahe um 300 Meter erniedrigt worden. Sämmtliche lose vulcanische Auswurfsmassen sind während dieser Periode vom Mittelgebirge verschwunden.

Die Absätze, welche die Quartärperiode im Kartengebiet lieferte, sind mannigfaltiger Art. In den Flussthälern und Thalbecken finden sich Flussanschwemmungen, während an den Gehängen und Hochflächen Sande und Lehme, zum Theil äolischen Ursprungs, deponirt wurden.

Die diluvialen Anschwemmungen der Flüsse in den Thälern gliedern sich nach ihrer Lage über dem heutigen Flusspiegel und nach dem Material, aus dem sie bestehen, in: 1. Hochterrasse, hochgelegene Flusschotter mit oder ohne nordischem Material, bis 200 Meter Meereshöhe; 2. Mittelterrasse, Flusschotter und Sande, bis 170 Meter Meereshöhe; 3. Niederterrasse, Schotter und Sande, bis 140 Meter Meereshöhe reichend.

Diese fluviatilen Bildungen beweisen durch die Art ihres Vorkommens, dass unsere Flussthäler schon zur ältesten Diluvialzeit, allerdings nicht in der heutigen Form, vorhanden waren.

Den diluvialen Bildungen schliessen sich die Alluvionen eng an. Sie bestehen aus Sedimenten der heutigen Flüsse und Bäche (Schotter, Sande, Aulehm) und aus Kalktuff.

Demnach betheiligen sich am Aufbau des auf der Karte dargestellten Gebietes folgende Formationen und Formationsglieder:

I. Aelteres Gebirge im Elbthale.

A. Thonschiefer und Grauwackenschiefer (wahrscheinlich cambrisch).

B. Aeltere Eruptivgesteine.

1. Lagergänge von Diabas.
2. Granitdurchbrüche.

II. Obere Kreideformation.

1. Cenoman.

2. Turon.

a) Unterturon. Sandsteine der Stufe des *Inoceramus labiatus*.

b) Mittelturon. Sandsteine der Stufe des *Inoceramus Brongniarti*.

c) Oberturon. Thonmergel der Stufe des *Inoceramus Cuvieri* (Bakuliten-Schichten).



In einer dem Granititstock angrenzenden Zone sind Thonschiefer und Diabas contactmetamorphisch beeinflusst. Der Granititstock fällt ausserhalb des Kartenblattes. In das Kartengebiet fallen nur am rechten Ufer die den Thonschiefer durchbrechenden Granitit-Apophysen. Ebenso reicht von Norden nur der äusserste Rand der Contactzone im Thonschiefer in das Gebiet der Karte herein, so dass auf diese Contactzone in der Folge keine weitere Rücksicht genommen ist. An der Südgrenze des Systems älteren Gebirges ist durch dynamische Vorgänge, die mit dem Mittelgebirgseinbruch im Zusammenhang stehen, die Umwandlung von Granitit in Sericitgesteine angebahnt worden.

Thonschiefer und Diabaslagergänge besitzen eine südöstliche bis westöstliche Streichrichtung bei nordöstlichem bis nördlichem, steilem (60—80°) Einfallen.

Unser altes Gebirge, rings von Quader umgeben, stellt ein isolirtes Gebiet dar. Es ist aber kein Zweifel vorhanden, dass sich dasselbe unter der Quaderbedeckung nach Nordwest und nach Nordost fortsetzt und so in Verbindung steht mit dem Gebirge gleicher Art im Babra- und Müglitzthale in Sachsen und in der Lausitz. Desgleichen ist in südöstlicher Richtung unter dem Mittelgebirge eine Verbindung mit dem Jeschkengebirge anzunehmen.

Da die Gesteine dieses alten Gebietes in ihrer Gesamtheit früher schon ausführlich beschrieben worden sind (J. E. Hibsch, Die Insel älteren Gebirges im Elbthale nördlich von Tetschen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1891, XLI, pag. 235—286), so soll in Folgendem nur jener Theil dieses Gebietes, welcher auf das Kartenblatt fällt, in Kürze geschildert werden.

In diesem Theile gewinnen Thonschiefer und Grauwackenschiefer die grösste Verbreitung. Besonders ist dies am rechten Ufer der Elbe der Fall, wo der anprallende Stromstrich des Flusses eine steilere Böschung an der Thallehne geschaffen hat, auf welcher sich im Gegensatze zum schuttbedeckten linken Ufer kein Schutt zu halten vermochte.

Die Thonschiefer stellen dünn-schieferige Gesteine dar von grünlichgrauer Färbung. Neben dieser Hauptfarbe treten stellenweise violette Flecke auf. Auf dem Hauptbruche erscheinen sie matt oder schwach glänzend. Sie bestehen aus trübem Quarz und Plagioklas, wohl allothigenen Ursprungs, aus Magnesiaglimmer und untergeordnet Kaliglimmer. Viele rothe Eisenoxydblättchen und Eisenkieskörnchen sind eingestreut. Die chemische Zusammensetzung ist nach einer von L. J e s s e r ausgeführten Analyse folgende:

SiO_2	62·94
Al_2O_3	17·49
Fe_2O_3	8·08
CaO	1·21
MgO	2·54
K_2O	3·53
Na_2O	1·26
H_2O	3·46
Summe	100·51
Specificisches Gewicht	2·68

In Wechsellagerung mit den Thonschiefern finden sich Grauwackenschiefer vor. Diese stellen harte, feste, im Gegensatze zu den dichten Thonschiefern feinkörnige Gesteinsbänke dar, 20 bis 25 Centimeter mächtig, die sich zu Complexen bis 50 Meter Mächtigkeit gruppieren. Die Grauwackenschiefer sind dunkel schwarzgrau gefärbt und aus Quarz- und Plagioklaskörnern, wenig Orthoklas, aus Glimmerblättchen, vorwiegend Biotit, selten Muscovit, aufgebaut. Accessorisch betheiligen sich abgerundete Apatite, Hämatit, Zirkon, Pyrit. Die dem blossen Auge feinkörnig erscheinenden Gesteine erweisen sich bei mikroskopischer Untersuchung als annähernd flaserig struirt.

Ihre chemische Zusammensetzung (Analyse von L. Jesser) ist folgende:

SiO_2	72·56
Al_2O_3	11·45
Fe_2O_3	5·98
CaO	2·46
MgO	0·50
K_2O	3·26
Na_2O	1·99
H_2O	1·44
Summe	99·64
Specificisches Gewicht	2·69

Die beiden bereits erwähnten Diabasgänge des Kartengebietes setzen sich fast ganz aus dünnschieferigen, graugrünen Gesteinen zusammen, auf deren Schieferungsflächen bis zollange Chloritflatschen hervortreten. Nur in dem etwa 40 Meter Mächtigkeit erreichenden Gange des linken Ufers ist eine schmale Zone in flaserig-schieferiger Gesteinsausbildung aufgeschlossen. Diese Gesteine bestehen dormalen aus Plagioklas (zum Theil Albit) und Chlorit; accessorisch treten

Pyrit, Titaneisen und zierliche Anataskryställchen auf. Calcit ist recht häufig. — An manchen Stellen dieser Plagioklas-Chloritschiefer ist die divergent-strahlige Diabas-Structur noch erkennbar, zumeist aber ist sie durch metamorphe Vorgänge verwischt. Unter Berücksichtigung der Thatsachen, die sich aus dem Studium der übrigen, ausserhalb der Karte auftretenden Diabasgänge dieses Gebietes ergaben, müssen unsere grünen Schiefergesteine als metamorphe Diabasfacies angesehen werden, vorzugsweise durch dynamo-metamorphe Ereignisse aus ursprünglichem Diabas hervorgegangen. (Ausführlicheres hierüber in: J. E. H i b s c h, Insel älteren Gebirges u. s. w., l. c. pag. 250--257.)

In Verbindung mit dem Diabasschiefer des rechten Ufers treten zwischen den nördlichsten Häusern der Ortschaft Laube Kalkschiefer und körniger Kalk auf. Letzterer ist weiss, röthlichgrau bis dunkelgrau gefärbt und enthält an Carbonaten 75 Procent.

Das Gestein der auf dem rechten Elbe-Ufer auftretenden Granitapophysen ist ein durch Gebirgsdruck mehr oder weniger veränderter Granitit. Die grösste Veränderung, durch dynamische Vorgänge eingeleitet, hat der Granit an der Südgrenze des Gebietes erlitten. Er ist allda in ein körnig-flaseriges, aus Quarz, Albit und Sericit bestehendes Gestein, einen Sericitalbitgneiss (Gts), umgewandelt. Seine chemische Zusammensetzung ist durch Analyse I gegeben, während Analyse II die vom unveränderten Granitit des Adalbertusfelsens (ausserhalb des Kartengebietes gelegen) darstellt. Der mit Kaliumquecksilberjodid aus dem Sericitalbitgneiss isolirte Sericit hat die Zusammensetzung III und IV, im Mittel V.

	I.	II.	III.	IV.	V.
	Sericitalbit- gneiss	Granitit vom Adal- bertusfelsens	Sericit		Mittel aus III und IV
SiO ₂ . . .	71·86	68·58	47·97	47·73	47·85
P ₂ O ₅ . . .	—	0·40	—	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	18·08	15·67	35·95	35·78	35·86
Fe ₂ O ₃ . . .	2·22	2·95	3·13	3·11	3·12
CaO . . .	1·60	2·10	0·55	0·55	0·55
MgO . . .	0·17	1·17	0·25	0·25	0·25
K ₂ O . . .	4·16	5·01	8·58	8·54	8·56
Na ₂ O . . .	1·11	2·36	0·54	0·54	0·54
H ₂ O . . .	1·89	1·30	4·53	4·50	0·51
Summe .	101·09	99·54	101·50	101·00	101·24

II. Obere Kreideformation.

Dieser Formation gehören die Gebilde an, welche als die tiefsten Ablagerungen in dem auf der Karte dargestellten Mittelgebirgstheile bekannt sind und welche ferner das Quadersandsteingebiet aufbauen. Ausschliesslich Meeresabsätze, und zwar terrigenen Ursprungs, sind sie als Conglomerate, fein- und mittelkörnige Quarzsandsteine, dann als Thonmergel entwickelt. Ausserhalb des Kartengebietes treten noch Kalkmergel hinzu. Es gehören unsere Kreideablagerungen den oberen Abtheilungen Cenoman und Turon dieser Formation mit folgender Gliederung an.

		Benennung nach Krejčí
Turon	Ober-Turon	Stufe des <i>Inoceramus Cuvieri</i> (Bakuliten-Schichten): Thonmergel Priesener Schichten
		Stufe des <i>Scaphites Geinitzi</i> ¹⁾ : Kalkmergel Teplitzer Schichten
	Mittel-Turon	Stufe des <i>Inoceramus Brongniarti</i> : Mittel- und feinkörniger Quadersandstein Iser-Schichten
	Unter-Turon	Stufe des <i>Inoceramus labiatus</i> : Mittelkörniger Quadersandstein Weissenberger Schichten
Cenoman		Stufe der <i>Ostrea carinata</i> : Feinkörniger Sandstein Korytzaner Schichten
		Grobkörnige Sandsteine, Grundconglomerate

Die Entwicklung der Kreideformation ist im Kartengebiet eine zweifache. Von Norden her reichen Sandsteine in Form einer mächt-

¹⁾ Diese Stufe ist im Gebiete der Karte nicht vertreten.

tigen Platte in das Gebiet bis zu der Hauptverwerfungslinie der Erzgebirgs-Bruchzone. Südlich dieser Linie herrschen keine Kreidesandsteine mehr vor, an ihre Stelle treten Thonmergel.

Die Quader-Sandsteinplatte baut sich aus den cenomanen, aus den unterturonen und mittelturonen Sandsteinen auf. Während die cenomanen Ablagerungen nur in Gestalt von schmalen Streifen auf beiden Seiten des Elbthales und seiner Seitenschluchten über dem älteren Gebirge daselbst auftreten, bilden die turonen Sandsteine die hoch aufragenden Steilwände des Elbthales und die Plateaux, welche sich westlich und östlich von der Elbthalfurche ausbreiten.

Oberturone Thonmergel der Stufe des *Inoceramus Cuvieri* bilden den Untergrund von der Stadt Tetschen mit Ausnahme der später anzuführenden Sandsteinpartien. Ferner bilden sie südlich der Hauptverwerfungslinie der Erzgebirgs-Bruchzone die Grundlage für das Mittelgebirge im Gebiete der Karte. Sie treten im südlichen Kartentheile überall dort zu Tage, wo sie von den jüngeren Ueberlagerungen befreit sind. Kalkmergel der Stufe des *Scaphites Geinitzi* sind im Gebiete nicht beobachtet worden. Sie müssten das Liegende der Cuvieri-Mergel bilden.

I. Cenoman (cs).

Ueber dem älteren Gebirge im Elbthale treten cenomane Ablagerungen in Gestalt von schmalen Zonen auf beiden Thallehnen auf. Dieselben überlagern das System alter Thonschiefer discordant. Zu unterst besteht das Cenoman aus 10 bis 15 Meter mächtigen Conglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen, über welchen mit einer Mächtigkeit von 30 bis 50 Meter feinkörnige Sandsteine folgen. Während die Conglomerate versteinerungsleer sind, wurden in den feinkörnigen, licht getärbten Sandsteinen Reste folgender Thiere gefunden:

- Cidaris vesiculosa* Goldf.
- Serpula* sp.
- Cardium* sp.
- Protocardium hillanum* Sow.
- Arca glabra* Park.
- Pinna* sp.
- Avicula* sp. (cf. *Boxellana* d'Orb.).



Von organischen Resten findet sich besonders häufig *Inoceramus labiatus* Gein. vor. In der Umgebung der Brücke der Oesterreichischen Nordwestbahn am rechten Elbe-Ufer sind im Niveau von etwa 130 Meter Meereshöhe ganze Bänke dicht gedrängter Steinkerne dieser Muschel aufgedeckt worden. Zwischen dieser Brücke und der „Bohemia“ fanden sich in einem etwas höheren Niveau (135–140 Meter) neben vereinzelt Steinkernen von

Inoceramus labiatus Geinitz, auch Reste von

Exogyra columba Sow.,

Stellaster Schulzei Cotta & Reich und

Catopygus albensis Gein. Von anderen Orten des Elbthales ist

Pinna decussata Goldf. bekannt geworden.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Turonstufe beträgt rund 100 Meter. In ihren Lagerungsverhältnissen schmiegt sie sich den cenomanen Ablagerungen an. Die Tektonik der Turonablagerungen soll später beschrieben werden.

Recht charakteristisch für die Sandsteine der Stufe des *Inoceramus labiatus* ist, wie R. Beck nachgewiesen hat, das constante Auftreten von einer nach West bis Nordwest einfallenden discordanten Parallelstructur. Den übrigen Sandsteinstufen des Gebietes fehlt dieses Merkmal gänzlich.

b) Mittelturon (Stufe des *Inoceramus Brongniarti*) (tbs).

Ueber den Sandsteinen des Unterturon folgen in vollkommen gleichförmiger Ueberlagerung weitere Sandsteincomplexe, die sich durch petrographische Merkmale von den Labiatus-Quadern unterscheiden und wegen ihrer Petrefactenführung der Stufe des *Inoceramus Brongniarti* zugewiesen werden müssen. Unmittelbar über dem Labiatusquader treten in dieser Stufe sehr hell (gelblich oder weisslichgelb) gefärbte, feinkörnige Quarzsandsteine auf, die durch ihre Korngrösse und Färbung an die cenomanen Sandsteine der Carinatenstufe erinnern. In höheren Lagen besitzen die Brongniarti-Sandsteine hingegen ein gröberes Korn. Das Bindemittel ist im allgemeinen ein thoniges, an einigen Orten wird es jedoch durch ein kieseliges Bindemittel ersetzt.

Ein mittelkörniger Sandstein aus der Laubenschlucht nordöstlich von Tetschen besitzt nach den Analysen von F. Ullik folgende Bestandtheile: Die Quarzkörner bestehen aus: SiO_2 99·477 Pro-

cent; *CaO* Spuren; *MgO* Spuren; *K₂O* 0·025 Procent; *Na₂O* 0·018 Procent; *Fe₂O₃* + *Al₂O₃* 0·48 Procent. Das von den Quarzkörnern abgeschlemmte Bindemittel hat folgende Zusammensetzung: *SiO₂* 52·04; *CaO* 0·5; *MgO* Spur; *K₂O* 0·222; *Na₂O* 0·034; *Fe₂O₃* + *Al₂O₃* 34·95; *H₂O* 12·76. Der gesammte Sandstein gibt an concentrirte Salzsäure ab: *CaO* 0·006 Procent; *MgO* Spuren; *K₂O* 0·0036 Procent; *Na₂O* 0·0044 Procent; *Fe₂O₃* + *Al₂O₃* 0·0232 Procent; *SO₃* 0·0014 Procent.

Organische Reste sind im Brongniarti-Quader in auffallend geringer Anzahl vorhanden. Im Gebiete der Karte und den nächst angrenzenden Regionen sind nur folgende Arten bekannt geworden:

Inoceramus Brongniarti Sow.

Lima canalifera Goldf.

Pecten quadricostatus Sow.

Exogyra columba Lamk.

Pinna cretacea Schloth.

Die Sandsteine dieser Stufe bilden im Quadergebiete nördlich von Tetschen allenthalben die obersten Lagen auf dem Sandsteinplateau beiderseits der Elbe. Dann treten sie auf bei Loosdorf, am Quaderberg und an der Leopoldshöhe bei Tetschen, welche Plateaux ausschliesslich aus Brongniarti-Quader bestehen, in der Laubenschlucht u. s. w.

Die innerhalb der Stadt Tetschen klippenförmig aufragenden Sandsteinpartien an der neuen Schützenhausstrasse, bei den Schulgebäuden, in der Kirch- und Bräuhausgasse, endlich der Tetschener Schlossfelsen bestehen gleichfalls aus Brongniarti-Quader.

Die Erzgebirgsbruchzone und die Hauptverwerfung.

Die Sandsteincomplexe der verschiedenen Kreidestufen, welche die Quaderplatte aufbauen, lagern concordant übereinander. Das gesammte System dieser Sandsteine besitzt im allgemeinen eine schwebende bis schwach nach Nord oder Nordost geneigte Lagerung. In ungestörter Weise hält diese Lagerung im Elbthale aufwärts an bis zum Rosenkamm. Südlich des Rosenkammes beginnt in einer wechselnden Breite von 1·5—3 Kilometer die Erzgebirgsbruchzone, welche das ganze Kartenblatt in nordöstlicher Richtung durchschneidet. Innerhalb der Erzgebirgsbruchzone sind die Kreidesedimente in viele Schollen zerbrochen und die Schollen gegenseitig verworfen. Die hervortretendsten Brüche sind durch schwarze Linien auf der Karte hervorgehoben.

Innerhalb der Erzgebirgsbruchzone setzen in den Quadersandsteinen häufig Gänge von Baryt an.

Die Kluft, entlang welcher die bedeutendste Verwerfung stattfand, die Hauptverwerfungskluft, tritt vom Westen her mit entschieden nordöstlicher Richtung in das Kartengebiet ein. Den Elblauf querend, verläuft sie am Südrande des Tetschener Schlossfelsens und löst sich östlich vom Schlossfelsen, zwischen diesem und dem Quaderberg im Stadtgebiete von Tetschen, in eine Reihe sich schneidender Brüche von geringerer Sprunghöhe auf. Erst am Süd- und Ostabbruche des Quaderberges und in nordöstlicher Richtung bis nach Loosdorf kommt sie wieder einheitlich zur Geltung. In Loosdorf wiederholt sich die Auflösung der einen grossen Kluft in ein System sich schaarender Klüfte neuerlich. Nordöstlich von Loosdorf tritt sie wieder einheitlich auf und schlägt eine rein östliche Richtung ein, die sie am Südrande des Vogelsteins entlang bis nach Alt-Ohlisch und auch über den Kartenrand bis nach Böhmischem-Kamnitz einhält. Erst östlich von letztgenannter Stadt nimmt sie eine südöstliche Richtung, parallel der Lausitzer Hauptverwerfung, an. Die Erzgebirgsrichtung der Hauptverwerfungskluft hat allda ihr östliches Ende erreicht.

Entlang der Hauptverwerfung steigt in Tetschen, Schulgasse. Thermalwasser von 17.5° C. auf.

c) Ober-Turon (Stufe des *Inoceramus Cuvieri*) (tcm).

Diese Stufe wird im Kartengebiet durch Thonmergel vertreten, mit denen dünne Sandsteinbänke wechsellagern. Von der Hauptbruchlinie der Erzgebirgsbruchzone ab nach Süden lassen sich Ablagerungen dieser Stufe durch das ganze übrige Kartenblatt verfolgen. Nördlich von genannter Linie sind oberturone Ablagerungen nicht bekannt. Die Gesamtmächtigkeit dieses Schichtencomplexes beträgt mindestens 200 Meter. Bis zu dieser Mächtigkeit ist er durch eine in Theresienan bei Tetschen ausgeführte Tiefbohrung aufgeschlossen, ohne dass das Liegende erreicht worden wäre.

Den Hauptantheil am Aufbau dieser Stufe bilden graue Thonmergel, welche der Hauptsache nach aus Thon bestehen und nur 15—20 Procent $CaCO_3$ enthalten. Eine Mergelprobe aus der Umgebung des Tetschener Schützenhauses enthielt 17.36 Procent $CaCO_3$. Beim Schlemmen des Mergels behufs Isolirung der mikroskopischen

[The text in this section is extremely blurry and illegible. It appears to be a large block of text, possibly a list or a series of paragraphs, but the individual characters and words cannot be discerned.]



- Pflanzen: *Eucalyptus Geinitzi* Heer.
Conospermites hakeaefolius Ett.
- Thiere: *Oxyrrhina angustidens* Reuss.
Ammonites (*Phylloceras*) *bizonatus* Fr.
 " (*Schlönbachia*) *subtricarinatus* d'Orb.
 " (*Acanthoceras*) *dentatocarinatus* F. Roem.
Scaphites Geinitzi d'Orb.
Hamites bohemicus Fr.
Baculites Faujassi Lam.
 cf. *Glyphitheutis* sp.
Natica vulgaris Reuss.
 " *Genti* Sow.
Trochus amatus d'Orb.
Cerithium cf. *binodosum* Röm.
Fasciolaria (*Mitra*) *Roemeri* d'Orb.
Acteon elongatus Sow.
Avellana Humboldti Müller.
Dentalium polyganum Reuss.
Nucula semilunaris v. Buch.
 " *ovata* Mantell.
 " *transiens* Fr.
Leda siliqua Goldf. sp.
 " *tenuirostris* Reuss.
Pectunculus insculptus Reuss.
Area pygmaea Reuss.
Teredo ornatissimus Fr.
Venus pentagona Reuss.
Avicula pectinoides Reuss.
Inoceramus Cuvieri Sow.
 " sp. Ein Wirbel eines Riesen-Inoceramus.
Lima cf. *granulata* Sow.
Pecten Nilssoni Goldf.
Spondylus cf. *latus*.
Exogyra lateralis Reuss.
Ostrea Proteus Reuss.
 cf. *Polynemidium pustulosum* Reuss. Fragment des
 Cephalothorax.
Stenocheles sp. Schwanzflosse.



Marginulina bullata Reuss.

Vaginulina sp.

" *Laubæi* Mat. n. sp.

" *costulata* Roemer.

Cristellaria cultrata Montfort.

" *triangularis* d'Orb.

" spec.

" *intermedia* Reuss.

" *lobata* Reuss.

" *lobata* Reuss var. *subangulata* Matousch.

" *navicula* d'Orb.

" *ovalis* Reuss.

" *rotulata* d'Orb.

" *complanata* Reuss.

Flabellina elliptica Nilson.

" *rugosa* d'Orb.

Polymorphina lactea Walter et Jacob.

" *globosa* v. Münster.

" *elliptica* Reuss.

" *horrida* Reuss.

" *damacornis* Reuss.

Globigerina cretacea d'Orb.

" *marginata* Reuss.

Anomalina ammonoides Reuss.

" *polyrraphes* Reuss.

Rotalia lenticola Reuss.

" *beccarii* Linné.

" *umbilicata* d'Orb. var. *intida* Reuss.

Calcarina Spengleri Linné.

Ostracoden.

Cytherella ovata Roemer.

" *Münsteri* Roemer.

" *Williamsoniana* Jon.

Cythere ornatissima Reuss.

(?) " *Geinitzii* Reuss.

" *reticulata* Kafka.

" *concentrica* Reuss.

Cethere semiplicata Reuss.

Cyterideis laevigata Roemer.

Bairdia subdeltoidea v. Münster.

„ *arcuata* var. *fabae* Reuss.

(?) „ *modesta* Reuss.

Lagerungsverhältnisse. Im südlichen Theile des Kartengebietes bis zur Hauptbruchlinie der Erzgebirgsbruchzone bilden die Thonmergel der Cuvieri-Stufe das bekannte Liegendste für alle übrigen Gebilde. Entlang der genannten Linie stossen sie an den Sandsteinen der Labiatus-, respective Brongniarti-Stufe jäh ab.

Soweit die unzureichenden Aufschlüsse einen Schluss auf die Art der Lagerung zulassen, scheinen die Mergelschichten im südlichsten Theile des Kartenblattes (südlich des Polzenthales) schwebend zu lagern oder doch nur um wenig von der horizontalen Lagerung abzuweichen. Nördlich des Polzenthales, im Bereich der vielfach genannten Bruchzone, weisen jedoch unsere Mergel sehr gestörte Lagerung auf. Während am rechten Polzenufer ihre hangende Oberfläche in rund 140 Meter Meereshöhe liegt, erreichen sie auf dem Sattel der Loosdorf—Güntersdorfer Strasse südlich vom Poppenberge die Höhe von 430 Meter. Oestlich von diesem Punkte fällt die hangende Oberfläche nordöstlich ein bis zur Quadersandsteingrenze. Ebenso fällt dieselbe westlich vom genannten Sattel, etwa bis zum Polzenthale, im allgemeinen nach Südwest. Da jedoch der gesammte Mergel in einzelne Schollen zerbrochen ist, so findet man vielfach einen raschen Wechsel in der Art der Lagerung. So wurde in der Umgebung des Schützenhauses in Tetschen südöstliches Streichen mit einem Verflachen mit 15—20° nach West bis Südwest beobachtet, während am Nordwestbahnhofe Tetschen nordöstliches Streichen und ein Einfallen mit 15—20° nach Südost gefunden wurde. Ein von Nordnordost nach Südsüdwest gerichteter Bruch tritt aus dem Sandsteingebiete westlich am Quaderberge aus und setzt sich im südlich angrenzenden Mergel fort. Auch an anderen Orten lassen sich Störungen in der Lagerung constatiren, sobald bessere und umfangreichere Aufschlüsse vorhanden sind. Westlich vom Gomplitzbach, zwischen dem Bachbett und der Loosdorfer Strasse, muss eine nordnordöstlich gerichtete Verwerfungskluft angenommen werden. Dergleichen durchzieht eine solche Verwerfung das Dorf Falkendorf in

nordsüdlicher Richtung. Endlich scheint ein grosser Bruch dem Polzenthale zu folgen, dessen Richtung eine westnordwestliche ist.

Wasserführung über dem Thonmergel der Cuvieri-Stufe.

Der Thonmergel dieser Stufe ist für das Auftreten von Grundwasser von Wichtigkeit. Allenthalben sammelt sich über dem eminent wasserundurchlässigen Mergel Grundwasser an, sobald derselbe von wasserdurchlässigem Material in grösserer Mächtigkeit bedeckt ist. So findet sich Grundwasser über diesem Mergel in den diluvialen Sanden und Kiesen der Elbweiterung bei Altstadt und in Tetschen, sowohl im Gebiete der Stadt als auch am Westabhange der Fockschen Höhe. Hingegen ist das Polzenthal und das Thal des Gomplitzbaches frei von grösseren Grundwassermengen, weil allda der Thonmergel der Erdoberfläche so nahe kommt und sie stellenweise auch erreicht, so dass erheblichere Quantitäten von Wasser sich nicht ansammeln können. Und ähnlich liegen die Wasserverhältnisse überall, wo der Thonmergel wirklich oder doch fast zu Tage tritt. Deshalb war auch ein Abteufen von Brunnen mit geringer Tiefe in diesem Mergel allerorts erfolglos. Man müsste, um Wasser zu erhalten, den Mergel in seiner Gesamtmächtigkeit, die mindestens an 200 Meter beträgt, durchstossen. Im Liegenden des Mergels würde wahrscheinlich wasserführender Sandstein zu erwarten sein.

Innerhalb der Erzgebirgsbruchzone mit ihren zahlreichen Verwerfungsklüften kann die Wasserführung von der beschriebenen abweichen. Auf mancher der Klüftflächen bewegt sich Wasser entweder in seitlicher Richtung oder von unten aufsteigend. Unter dem Fundamente des dem Schlossermeister Luft in Tetschen (Schulgasse) gehörenden Hauses steigt z. B. eine sehr starke Quelle von 17.7° Celsius in einer Kluft zwischen Mergel und Sandstein empor. Und diejenigen Wasser, welche im Quaderberg-Tunnel der Oesterr. Nordwestbahn auftreten, werden wohl nur auf Klüften innerhalb des Cuvieri-Mergels zugeführt.

Bodenverhältnisse. Die Thonmergel der Cuvieri-Stufe zerfallen an der Luft sehr rasch in ein Haufwerk blätteriger Scherben. Wenige Wochen oder Monate reichen hiezu aus. Aus den Scherben löst das kohlenensäurehaltende Regenwasser bald soviel vom festigen-

den Kalk auf, dass aus dem Haufen loser Scherben oft schon binnen Jahresfrist eine zusammenhängende zähe Thonmasse („Letten“) geworden ist. Deshalb bedeckt sich der Cuvieri-Mergel allenthalben mit einem sehr schweren, zähen, sterilen Thonboden, welcher nur äusserst langsam austrocknet, immer kalt bleibt, beim Austrocknen aufreißt, eine Menge von weit klaffenden Rissen bildet und endlich im trockenen Zustande steinhart wird. Eine wirksame Aufbesserung solchen Bodens ist nur durch Erneuerung der Ackerkrume möglich, verbunden mit einer Art Dammcultur und Auffahren von nicht zu feinkörnigem Sand und sandreichem Compost. Auch ein Brennen der oberflächlichen Bodenlagen in einfachsten Feldöfen und nachheriges Ausbreiten der gebrannten Erde würde, billiges Brennmaterial vorausgesetzt, den Boden wesentlich aufbessern. So lange nicht eine genügend tiefe Schicht Culturboden geschaffen ist, muss man ein Tiefpflügen vermeiden, um nicht das sterile Untergrund-Material an die Oberfläche zu befördern.

Die Verwitterungsthone des Cuvieri-Mergels geben in geneigter Lage häufig Veranlassung zu Rutschungen. Südlich von Altstadt an der Oesterreichischen Nordwestbahn, südlich vom Quaderberge bei Tetschen, nördlich von Falkendorf, an vielen Punkten der Umgebung von Loosdorf, an der Strasse von Güntersdorf nach Alt-Ohlisch, in Alt-Ohlisch selbst sind grössere Erdbewegungen auf unserem Mergel sehr bekannte und gefürchtete Erscheinungen. Die Verwitterungsthone saugen sich voll Wasser, dadurch wird ihr Gewicht erhöht, der Zusammenhalt aber gelockert und die breiförmige Thonmasse bewegt sich nach abwärts. In manchen Fällen kann zur Rutschung auch eine der im Mergel vorhandenen Sandsteinbänke Veranlassung geben, sobald sich entlang der hangenden Oberfläche der Sandsteinbank grössere Wassermassen bewegen. Auf der schlüpfrig gewordenen Felsbank gleitet alles Hangende bergab. Zur Zeit der Schneeschmelze im Frühling, in besonders niederschlagreichen Sommer- und Herbstmonaten gerathen gewöhnlich die Rutschterrains in Bewegung. Auf der niedergehenden Bodenmasse wurzelnde Bäume wandern hie und da in lothrechter Stellung ihrer Stämme nach unten, häufiger jedoch gerathen sie in schiefe Lagen. Die Rutschgebiete besitzen fast durchwegs eine wellenförmige Oberfläche. Auch bereits zur Ruhe gekommene Rutschterrains sind an der charakteristischen Oberflächenform zu erkennen.

Die unmittelbare Veranlassung zum Beginn der Rutschung kann durch sehr verschiedene Ursachen gegeben werden. Ein Bach reisst die Basis der Rutschlehne etwas stärker an, oder ein künstlicher Einschnitt für Wege, Strassen, Eisenbahnen an einer Lehne, endlich eine Ueberlastung infolge von Strassenbau, Hausbau u. s. w. stört das Gleichgewicht und die Rutschung beginnt bei genügender Wasserzufuhr. Bewaldung der Rutschlehne hält die Rutschung nicht auf, wenn die Rutschflächen tiefer liegen, als die Baumwurzeln reichen. Ja es kann der Wald mit seicht wurzelnden Bäumen (z. B. Fichten) sogar infolge Ueberlastung eine Rutschung herbeiführen.

Um Rutschungen über dem Thonmergel der Cuvieri-Stufe zum Stehen zu bringen oder hintanzuhalten, müssen die gefährdeten Stellen entsprechend entwässert werden. Die Entwässerungsanlage muss bis unter die Fläche reichen, auf welcher die Rutschung sich vollzieht, und muss alles dem Rutschgebiete zuströmende Wasser ableiten. Zu beachten ist hiebei, dass das Erdmaterial, welches bei der Entwässerungsanlage ausgeworfen wird, nicht auf der zur Rutschung neigenden Fläche abgelagert werden darf. Es kann sonst leicht eine Ueberlastung herbeigeführt und durch die Arbeit selbst die Rutschungsgefahr erhöht werden. Stets muss eben die natürliche Gleichgewichtslage der Massen wieder hergestellt werden.

III. Oligocän.

An vielen Orten des Kartengebietes folgt über dem Thonmergel der Cuvieri-Stufe unmittelbar ein System von weichen, hell gefärbten Sandsteinen, die häufig in lose Quarzsande von weisser bis gelber Färbung übergehen. Weisse oder graue Thonlagen sind Sandsteinen und Sanden eingeschaltet. Hie und da treten glatte Quarzgeschiebe oder Quarzconglomerate auf. Ganz vereinzelt liegen auf dem Cuvieri-Mergel unregelmässig gestaltete Blöcke von „Braunkohlenquarzit“.

Im Hangenden dieses Systemes tritt entweder Diatomeenschiefer oder rother bis rothbrauner Tuffit auf. Mit dem Tuffit stehen in enger Verbindung schwache Braunkohlenflötze. Der Tuffit wird von echten Basalt- und Tephrit-Tuffen überlagert. Dieselben sind entweder von feinstem Korn, aus vulcanischer Asche durch Verkittung entstanden, oder ihre Bestandtheile erreichen die Grösse von Sandkörnern. Am

häufigsten jedoch bestehen die Tuffe aus verschieden grossen (nuss- bis kopfgrossen) scharfkantigen oder abgerundeten Bruchstücken eines Gesteines oder verschiedener Eruptivgesteine, welche durch feineres Material verkittet sind. Die letzteren Tuffe sollen in Folgendem Brockentuffe genannt werden. Diese verschiedenartigen Tuffe treten regellos verbunden auf. Zwischen die Tufflagen sind Decken von Basalten und Tephriten eingeschaltet.

An allen Aufschlusspunkten erwiesen sich die Sande, Sandsteine und Thone frei von jedweder Petrefactenführung. Da aber diese Gebilde vom Nordrande des Mittelgebirges sich nach Süden durch das ganze Mittelgebirge continuirlich bis an dessen Südrand verfolgen lassen, allwo sie im Pfarrbusch bei Schüttenitz eine reiche mitteloligocäne Flora einschliessen, so müssen auch unsere petrefactenlosen Ablagerungen gleichfalls dem Oligocän eingereiht werden. Ferner entsprechen die Blöcke von Braunkohlenquarzit den Knollensteinen der Braunkohlenformation von Halle und Leipzig. In den verschiedenen Tuffen des Kartengebietes sind vielfach Reste von oberoligocänen Pflanzen aufgefunden worden. Aus diesen Gründen müssen die oligocänen Ablagerungen des Kartengebietes in folgender Weise gegliedert werden:

Oligocän	Ober- Oligocän	Basaltströme. Tuffe mit Tephrit- und Basalt-Decken. Tuffit. Braunkohlenflötze. Diatomeenschiefer.
	Mittel- und Unter- Oligocän	Sandstein. Sande. Thon. Quarz- geschiebe. Conglomerate. Braunkohlenquarzit.

Es sind in unserem Gebiete keinerlei eocäne Ablagerungen vorhanden: auf die Cuvieri-Mergel der oberen Kreide folgen direct oligocäne Sande. In unserem Mittelgebirge herrschen sonach ähnliche Verhältnisse wie bei dem in mehrfacher Hinsicht verwandten, norddeutschen Tertiär, dem auch eocäne Sedimente fehlen. Nur sind dem nordböhmischen Tertiär keine marinen Absätze eingeschaltet; die gesammten Tertiärgebilde müssen als terrestre Bildungen, die Sande, Sandsteine, Thone u. dergl. als Süsswasser-Sedimente angesehen werden.

I. Unter- und Mittel-Oligocän.

Diese Stufen sind durch eine vorläufig nicht weiter trennbare Serie von weichen Quarzsandsteinen, Sanden, grösseren Quarzgeschieben und Conglomeraten mit Einlagerungen von plastischem Thon vertreten. Vereinzelt tritt „Braunkohlenquarzit“ auf. Dieser Horizont mit Braunkohlenquarzit entspricht der Knollensteinstufe der Braunkohlenformation von Halle und Leipzig.

a) Der Sandstein (os), ein mittelkörniger Quarzsandstein, besitzt ein thoniges Bindemittel. Deshalb bleibt er immer weich. Er bildet Bänke von 0·1 Meter, 0·2—0·5 Meter Mächtigkeit. Zwischen den Sandsteinbänken treten schwache Lagen von grauem Thon (1 Centimeter bis 10 Centimeter mächtig) auf. Vielfach geht er in losen Quarzsand über. Dieser ist reich an weissen Glimmerblättchen. Auch zwischen den Sandlagen stellen sich schwache Lagen von Thon ein. An vielen Orten ist der Sand äusserst feinkörnig. Dann wird er im nassen Zustande schmierig. Solcher Sand mit feinstem Korn hält das Wasser an sich beinahe wie Thon, so dass er an allen Orten seines Auftretens zum Quellenhorizont wird: am Klinsborn (Kolmer Scheibe Nord); in Ober-Bachelsdorf; auf der Süd- und Westseite des Herrnberges (Schichenberges), allda entspringen die Herrnbergquelle, der Schichenborn, die Franzensquelle, die Arzquelle; an der West- und Nordseite des Falkenberges, am Poppenberge Nord, West und Süd (Quellen für die neue Loosdorfer Wasserleitung), Parlosa Nordost. Der Volksmund nennt diesen Sand wegen seines Verhaltens auch „Letten“ wie das Verwitterungs- und Entkalkungsproduct des Cuvieri-Mergels. An zu steil geböschten und wasserreichen Lehnen gibt dieser schmierige Sand leicht Veranlassung zu grösseren Terrain-Abrutschungen. Die Rutschungen in der Dobranka, im Graben beim Liebwerder Dörrhaus, im Schindergraben und im Lettenbüschel bei Falkendorf, ferner entlang der Bezirksstrasse knapp östlich beim Dorfe Ober-Birkigt, dann nördlich am Natternstein vollziehen sich über solchen durch Wasserzufluss aufgeweichten Sand. Eine entsprechende Entwässerung würde auch hier Ruhe schaffen.

Wenn der Quarzsand auch hier und da eine rein weisse Färbung besitzt, so ist er doch für gewöhnlich gelb bis braun gefärbt. Eine schwarzgraue, durch organische Substanzen bedingte Färbung zeigt

er am Dorfbach-Graben südlich von Oberbirkigt bei 195 Meter Meereshöhe. Er wird durch Glühen vollständig entfärbt. Nicht selten treten Imprägnationen von Psilomelan auf. Dieselben bedingen eine Schwarzfärbung des Sandes. Da, wo vulcanisches Material ihn beeinflusste, hat er eine intensiv braunrothe Lateritfarbe erhalten, die wohl auf Infiltration von Eisenoxyd-Silicat beruht. Durch allmähliche Beimengung von vulcanischem Material geht solcher Sand dann in Tuffit über.

b) Einlagerungen von Thon (oth). Wenn auch schwache Lagen von Thon zwischen den Sanden und Sandsteinen recht häufig auftreten, so sind mächtigere Einlagerungen von Thon im Gebiete des Kartenblattes nur im Nordwesten der Kolmer Scheibe bei 270 Meter Meereshöhe und am Fabriksanal für die Papierfabrik von Jordan & Söhne in Birkigt bekannt. Der Thon ist grau von Farbe. Quarzkörner sind reichlich beigemengt, besonders bei dem letztgenannten Vorkommen. Der Verband mit dem Quarzsand ist im Hangenden dieses Vorkommens gut aufgeschlossen, während an der Kolmer Scheibe schlechtere Aufschlüsse vorhanden sind.

c) Quarzgeschiebe und Conglomerate. Diese Gebilde sind nur an wenigen Punkten gefunden worden: Conglomerat und Quarzgeschiebe in einer aufgelassenen Schottergrube westlich der Strasse, welche von Altstadt nach Kolmen führt, in etwa 200 Meter Meereshöhe; Quarzgeschiebe im Hohlwege östlich vom Güntersdorfer Pfarrbusch, Güntersdorf West; auf den Feldern neben der Güntersdorfer Höhe (427 Meter) westlich von Güntersdorf und vielfach entlang des Baches, welcher von da nach Loosdorf rinnt, hier auch Blöcke von Conglomerat; in der Lösche nordöstlich von Parlosa bei 430 Meter; Liebwerd Nordost 230 Meter. Endlich fand man Quarzschotter und als deren Liegendes Sand beim Abteufen eines Brunnens in Parlosa nach dem Durchsinken der Brockentuffe in etwa 430 Meter Meereshöhe.

Geschiebe von Kiesel-Gesteinen, bis nussgross, sind vereinzelt den mittel- bis feinkörnigen Sanden des Dobrankathales beigemengt. Man konnte grauen Quarzit, schwarzen Kieselschiefer, rothen Eisenkiesel häufig, selten Chalcedon auffinden, Gesteine, welche dem Rothliegenden und dem Silur Ost- und Mittellböhmens entstammen dürften. Es hätte demnach wahrscheinlich schon im Oligocän ein Transport, respective ein Abfluss aus dem Osten und Süden des Landes in unser Kartengebiet stattgefunden.

d) Braunkohlenquarzit (osk). Einzelne Blöcke, bis Cubikmeter gross, von unregelmässiger Gestalt, mit glatter Oberfläche, liegen zerstreut über dem Cuvieri-Mergel bei Tetschen (Umgebung der Turnhalle und zwischen der Loosdorfer und der Bensener Strasse östlich vom Mauthause) und bei Güntersdorf in 380 Meter Meereshöhe an dem Feldwege, der von der Strasse an die Ostseite des Poppenberges führt. Das quarzitähnliche Gestein dieser Blöcke ist ein sehr fester Quarzsandstein mit quarzigem Bindemittel. Seine Färbung ist weiss bis gelblich. Einige dieser Blöcke weisen Windschliffflächen auf.

Lagerungsverhältnisse der unter- und mitteloligocänen Sedimente.

Alle Ablagerungen der unteren und mittleren Oligocänstufen im Bereiche des böhmischen Mittelgebirges wurden in einem Becken abgesetzt, das seit der oberen Kreide in Nordböhmen vorhanden war, durch ober- und nach-oligocäne Einbrüche jedoch weiter vertieft wurde. Carl Friedrich Naumann nannte es das Teplitzer Becken.¹⁾ Im Innern des Beckens erreichten die Sedimente die grösste Mächtigkeit, gegen die Ränder keilen sie sich aus. Unser Kartenblatt umfasst nur einen Theil des nördlichen Randes der im Becken abgesetzten Gebilde. Die Zunahme der Mächtigkeit von Nord nach Süd ist innerhalb des Kartengebietes eine höchst auffällige: Von 20—30 Meter am äussersten Beckenrande bei Güntersdorf schwillt die Mächtigkeit der Sande südlich des Polzenthales an der Kolmer Scheibe auf 100 Meter an.

Die Ablagerungen dieser Stufen überschreiten in der Nachbarschaft des böhmischen Mittelgebirges nirgends die Erzgebirgsbruchzone in nördlicher Richtung. Ein Gleiches gilt, wie schon erwähnt, von den Cuvieri-Mergeln. Die nördlich vom böhmischen Mittelgebirge und nördlich von der Erzgebirgsbruchzone vorhandenen Basaltdecken lagern direct auf Brongniarti-Quader; in ihrem Liegenden fehlen alle Ablagerungen der Stufe des Inoceramus Cuvieri, sowie auch alle tertiären Gebilde. Das Teplitzer Becken musste demnach schon vor Ablagerung der oligocänen Sedimente vorgebildet sein.

¹⁾ Carl Friedr. Naumann, Lehrbuch der Geognosie, 2. Aufl., III. Bd., pag. 142 (1866).

In späteren Zeiten (ober- und nacholigocän) sind Cuvier-Mergel und oligocäne Ablagerungen in viele einzelne Schollen zerbrochen und gegenseitig verworfen worden. Innerhalb der Erzgebirgsbruchzone fand vielfach Aufrichtung der Schichten statt. An der Kolmer Scheibe finden wir im allgemeinen schwebende Lagerung aller Absätze dieser Stufen, welche bis 300 Meter Meereshöhe ansteigen, während am Nordfusse der benachbarten Steinwand (Kolmer Scheibe Ost) diese Absätze ihre hangende Oberfläche in 180 Meter haben bei schwachem nördlichen Verfläichen. Am Westrande des Dobrankathales ist ein annähernd östliches Streichen (ONO 75°) und ein südliches Einfallen (SSO 160°) mit 20—30° zu beobachten. Südlich von Falkendorf streichen dieselben Schichten nordsüdlich mit einem sehr schwachen Verfläichen (7—8°) nach West. Endlich besitzen die quellenreichen Oligocänsande westlich am Poppenberge ein nordsüdliches Streichen und ein östliches Einfallen mit 20°.

2. Ober-Oligocän.

Zu Ende des mitteloligocänen Zeitabschnittes wurde die bisher ganz ruhige Sedimentation durch den Beginn grossartiger vulcanischer Eruptionen unterbrochen. Das Süsswasserbecken Nordböhmens bildete den Schauplatz intensiver vulcanischer Thätigkeit. Alle vorhandenen Sedimente zerbrachen in einzelne Tafeln, welche gegen einander verworfen wurden. Aus den geöffneten Spalten brachen Eruptivmassen hervor, die sich in Gestalt von Decken und Strömen oberflächlich ausbreiteten, sobald sie nicht in Form von Gängen, Stöcken oder von Schlotausfüllungen in den Sedimenten oder älteren Eruptivgebilden stecken blieben. Noch grössere Massen vulcanischen Materials wurden jedoch in loser Form ausgeworfen und lieferten das Material für die verschiedenen Tuffe.

Die mit den Eruptionen infolge von Senkungen verbundenen Dislocationen und die angehäuften Eruptivmassen verlegten allmählich die bisherigen Zuleitungswege für die Sedimente in das Gebiet des böhmischen Mittelgebirges. Man findet deshalb in den untersten Horizonten des Oberoligocän eine Beimischung von vulcanischem Material unter den sonst sandigen Sedimenten. Das vulcanische Material tritt entweder in einzelnen schmalen Schmitzen auf, die mit Lagen von Quarzsand wechsellagern, oder der ganze Absatz

besteht aus einem gleichmässigen Gemenge von Quarzsand und vulcanischem Material, aus Tuffit. Durch die gleichen Vorgänge waren anfänglich viele kleinere Wasserbecken von einander isolirt worden, welche der Versumpfung unterlagen und zur Bildung von Braunkohlenflützen Veranlassung gaben. In einzelnen dieser Wasserbecken konnten sich Schalen von Diatomeen anhäufen, die heute die Lager von Diatomeenschiefer bilden. Bei erhöhter vulcanischer Thätigkeit wurde schliesslich das ganze Gebiet mit Eruptivproducten überschüttet. Die ehemals losen Eruptivproducte sind zu den verschiedenen Tuffen (Brocken-, Sand- und Aschentuff) erhärtet, denen Decken von compacten Eruptivgesteinen eingeschaltet sind. Tufflagen und compacte Eruptivgesteine wurden später von gang- und stockförmigen Eruptivgesteinen durchsetzt.

a) Tuffit (oTt). Uebe den Sanden des Mitteloligocän folgt eine bis 30 Meter mächtige Lage eines zumeist lebhaft rothbraun gefärbten, nicht sehr harten, gewöhnlich dünngeschichteten Gesteins, das aus einem Gemenge von Quarzsand und mehr oder weniger zersetztem vulcanischen Material besteht. Da die beiden Componenten an Menge sehr wechseln, das vulcanische Material in verschiedenem Grade der Zersetzung vorhanden ist, so haben die Tuffite unseres Gebietes einen sehr wechselnden Charakter. Häufig befinden sie sich in einem vorgeschrittenen Grade der Zersetzung; dann stellen sie eine dichte, rothbraune, schwer definirbare Sache dar.

Der Tuffit, wie er im Dobrankathale bei 230 Meter auftritt, besitzt eine lebhaft rothbraune Färbung. Auf dem Querbruche heben sich kleine, gelblichbraune Knötchen von Thon und sehr häufig schwarze Kryställchen von Augit und Hornblende von einer völlig dichten, rothbraunen Füllmasse ab. Letztere besteht wesentlich aus feinsten Quarzkörnchen und rothbraun gefärbtem Thon. An manchen Stellen treten die schwarzen Kryställchen zurück, die rothbraune Füllmasse bildet dann grössere Flecken oder sie durchzieht netz- oder aderförmig das Gestein. Durch Kochen mit *HCl* wird die Substanz der Füllmasse leicht entfärbt. In der Nähe des Teiches bei der Zeisebkenmühle im Dobrankathale (205 Meter) ist der Tuffit leicht zerreibbar, braunroth gefärbt, fast dicht erscheinend. Mit der Lupe erkennt man schwarze Krystallfragmente von Augit und Hornblende, Körner von Quarz, eingebettet in einer dichten Füllmasse, die aus roth gefärbtem Thon und feinsten Splintern der genannten gröbereu

Gemengtheile besteht. Im Tuffit östlich vom Maschkenberge bei Zautig (240 Meter) treten unregelmässig begrenzte Flecke und Schmitzen einer ganz feinkörnigen, gelblichgrauen Substanz in einem rothbraunen Gestein der gleichen Art wie in der Dobranka auf. Das ganze Gestein lässt sich zwischen den Fingern, wenn auch schwer, zerreiben. Ursprünglich waren wohl alle Tuffite grau gefärbt; die rothe Farbe, welche sie jetzt besitzen, ist secundär.

Im feuchten Zustande liefern die stärker zersetzten Tuffite eine zähe, schmierige Masse, die das Wasser aufsaugt und an sich hält. Der Volksmund nennt sie gleichfalls „Letten“.

Tuffite finden sich an folgenden Orten des Kartengebietes: Südlich vom Dorfe Kolmen in 400 Meter; nördlich von diesem Dorfe an der Strasse nach Altstadt in 320 Meter und dann in 210 Meter am Beginn des Promenadenweges zur Elisabethgalerie; Kolmer Scheibe Nord über den gelben Sanden in 300 bis 320 Meter; beim Klinshorn; am Westabhange der Kolmer Scheibe; an mehreren Stellen bei dem Dorfe Stabigt, in Ober-Birkigt, in der Dobranka von 200 bis 300 Meter, nördlich und östlich vom Maschkenberge bei Zautig in 240 Meter Meereshöhe.

Von besonderem Interesse ist das Auftreten von weichem Sandstein zwischen Lagen von Brockentuff, also von oberoligocänem oder „interbasaltischem“ Sandstein, nördlich von Dobern. Anlässlich des Abteufens eines Brunnenschachtes beim Hause Nr. 188, Dobern Nord, wurden folgende Gesteine durchsunken:

Meereshöhe 425 Meter.

1·2 Meter Gehängelehm.

1 Meter Verwitterter Brockentuff („Letten“ im Volksmunde genannt).

7 Meter Brockentuff, wechsellagernd mit feinem, grauem Aschentuff. Letzterer bildet Lagen bis 0·5 Meter mächtig und wird „Bachseife“ genannt.

0·3 Meter Weicher Sandstein mit thonigem Bindemittel, feinkörnig, glimmerreich, dünn geschichtet, gelblich bis gelblichweiss gefärbt, wasserführend.

Meereshöhe 415 Meter „Brockentuff“ im Liegenden des Sandsteins.“

b) Braunkohlenflötze. Im Gebiete der Karte sind Braunkohlenflötze nur vom Nordrande der Kolmer Scheibe (Klinsborn) 310 bis 320 Meter und vom westlichen Ende des Dorfes Kolmen (Haus Nr. 1). 328 Meter Meereshöhe, bekannt. Sie stehen in inniger Verbindung mit dem Tuffit daselbst. Die Flötze bestehen aus schwarzer Pechglanzkohle. Leider ist deren Mächtigkeit nur eine geringe, 30 bis 50 Centimeter. Auch sind an beiden Orten die Kohlenflötze arg gestört und verworfen. J. Jókély fand im Jahre 1857 das Kohlenwerk am Klinsborn noch im Betrieb. Er berichtet darüber im Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1858, IX, pag. 426: „Die der Gemeinde Altstadt gehörige Zeche baut im sogenannten Klinsborn, blos mit einem in Südwest getriebenen Stollen, von dessen Mundloch man das 1—2 Fuss mächtige Flötz in der 5. Klafter erreicht hat. Die Braunkohle hat eine ganz ausgezeichnete . . . Beschaffenheit (Glanzkohle) und lagert in einem grauen, lettigen Tuff bei 0—10° Fallen in Süd-Südosten. In einer Tiefe von 6—8 Fuss findet sich darunter ein zweites 6—8 zölliges Glanzkohlenflötz. Durch diese Flötze setzt ungefähr in der 28. Klafter vom Mundloch, ein 2—3 Fuss mächtiger Basaltgang durch, bei einem Streichen Stunde 9 und steilem südwestlichen Fallen, und durch ihn sowohl, wie noch durch andere ähnliche Basaltgänge werden sie stellenweise bis über 2 Klafter verworfen.“ Heute ist kaum noch die Halde vor dem ehemaligen Stollen zu erkennen. Der Stollen selbst ist total verdrückt.

Beim Hause Nr. 1 am Westende des Dorfes Kolmen gelangte man im Jahre 1875 anlässlich des Abteufens eines Brunnenschachtes auf das gleiche Kohlenflötz. Der Tagkranz des Brunnenschachtes liegt in 340 Meter. Bei einer Tiefe von 11·5 Meter, also in 328·5 Meter Meereshöhe, wurde das auch hier nur 30—60 Centimeter mächtige Flötz von Glanzkohle erreicht. Auch dieses Flötz zeigte sich bei weiterer Untersuchung als sehr verdrückt; im allgemeinen konnte ein flaches, südwestliches Einfallen constatirt werden.

c) Diatomeenschiefer(od). Das sehr dünnschieferige, graulich weisse, weiche und abfärbende Gestein findet sich in 10—20 Centimeter mächtigen Lagern in den untersten Horizonten des Oberoligocän. seltener in höheren Horizonten dieser Stufe. Es setzt sich fast ganz aus den Kieselpanzern von *Melosira* (*Gallionella*) *distans* Ktz. zusammen. Das Gestein ist am verbreitetsten an der Basis der Steinwand bei Bachelsdorf, wo es südlich der Polzen an mehreren Stellen in

180 Meter Meereshöhe über dem mitteloligocänen Sande zum Vorschein kommt. Auch südlich vom Natternstein tritt es in 240 Meter in Verbindung mit basaltischem Tuff auf. Westlich bei Güntersdorf wurde es durch einen Schurfversuch auf Braunkohlen in 410 Meter Meereshöhe, und in Parlosa bei dem Abteufen eines Brunnenschachtes in circa 460 Meter Meereshöhe, zwischen Brockentuff eingelagert, gleichfalls gefunden. Recht häufig finden sich Pflanzenreste in ihm vor; aus dem Bachelsdorfer Polirschiefer ist *Acer trilobatum* Stbg. sp., aus dem von Parlosa *Ficus tiliaefolia* Al. Br. sp. bekannt geworden. Im Polirschiefer südlich vom Natternstein wurden gefunden: *Cladophora tertiaria* Egh., *Libocedrus salicornioides* Ung. sp., *Pinus rigos* Ung. sp., *Phragmites oeningensis* Al. Br., *Myrica acutiloba* Stbg. sp., *M. hakeaefolia* Ung. sp., *M. laevigata* Heer, *M. lignitum* Ung. sp., *Cinnamomum Rossmässleri* Heer, *Myrsine celastroides* Ett., *Vaccinium acheronticum* Ung., *Tilia gigantea* Ett., *Berchemia multinervis* Al. Br. sp., *Rhamnus Graeffi* Heer, *Diospyros paradisiaca* Ett., *Eucalyptus grandifolia* Ett., *Cassia ambigua* Ung. Die Bestimmung aller dieser Pflanzenreste wurde von H. Engelhardt durchgeführt.¹⁾

Tertiäre Eruptivgesteine und deren Tuffe.

Die Eruptivmassen des Kartengebietes zeigen eine grosse Mannigfaltigkeit ihrer Natur. Auch treten sie in den unterschiedlichsten Formen auf. Die grösste Masse von den Eruptionsproducten fällt den verschiedenen Tuffen zu, während compacte Eruptivgesteine der Quantität nach zurückstehen. Letztere treten in Form von Decken und Strömen, seltener gangförmig oder Schlote ausfüllend zwischen und neben den mächtigen Tuff-Lagen auf.

Infolge des Vorherrschens der Tuffe gegenüber den compacten Eruptivgesteinen bilden die Eruptivmassen vorzugsweise tafelförmige Plateaux, in den äusseren Umrissen den Tafelbergen des Quadersandsteins ähnlich.

Da die Eruptionen im Inneren und Tiefsten des Tertiär-Beckens zuerst begannen und erst später auch am Beckenrande auftraten, nachdem das Becken-Innere mit vulcanischen Producten zum Theil

¹⁾ Man vergl. Hermann Engelhardt, Fossile Pflanzenreste aus dem Polirschiefer von Natternstein bei Zautig. Beitr. z. Pal. d. böhm. Mittelgebirges. „Lotos“ XVI. Prag 1896.

erfüllt war, so nimmt sowohl die Gesamtmächtigkeit, als auch die Mannigfaltigkeit der Eruptivmassen aus dem Innern des Beckens gegen den Rand, im Kartengebiete von Süd nach Nord, ab.

Für die einzelnen Eruptivgesteine liess sich folgende Altersfolge feststellen:

1. Camptonitische Ganggesteine.
2. Aeltere Basalte (Feldspathbasalt).
3. Hauyn-Tephrit.
4. Nephelin-Tephrit. Andesitischer Tephrit. Augitit.
5. Leucit-Tephrit.
6. Jüngere Basalte (Leucit-, Nephelin-, Feldspath-Basalt).

Von den compacten Eruptivgesteinen gewinnen Leucit-Tephrite die mächtigste Entwicklung und grösste Verbreitung.

Die verschiedenen Tuffe allein boten einen Anhaltspunkt zur Altersbestimmung der Gesamtheit der Eruptivgebilde. Deshalb und weil sie die grösste Masse von Eruptionsproducten bilden, soll die Beschreibung derselben der Schilderung der compacten Eruptivgesteine vorangehen.

Tuffe (OBT).

Es wurde schon hervorgehoben, dass es unmöglich ist, die verschiedenen Tuffe bestimmten Eruptivgesteinen zuzuweisen. Man muss die Tuffe, in denen eben tephritisches und basaltisches Material vielfach gemengt auftritt, einheitlich behandeln.

Die Tuffe besitzen je nach der Korngrösse der sie aufbauenden Gesteinstrümmer und Mineralsplitter ein sehr wechselndes Aussehen. Die aus feinsten vulcanischen Asche hervorgegangenen Tuffe sehen dicht aus; ihre Farbe ist grau, seltener braunroth. Vulcanische Sande gaben oft recht grobkörnigen Tuffen Entstehung, in denen regelmässig grössere Krystalle von basaltischen Augiten und Hornblenden sehr auffallen. Am verbreitetsten treten jedoch Tuffe auf, die einen brecciösen Charakter tragen: Grössere Bruchstücke von Eruptivgesteinen, nussgross bis über kopfgross, scharfkantig oder abgerundet, werden durch eine fein- bis grobkörnige Füllmasse zusammengehalten. Die kantigen Bruchstücke stehen oft auf der scharfen Kante. Die Füllmasse gleicht häufig einer der beiden erstgenannten Tuffarten. Diese Tuffe sollen in folgendem als Aschentuffe, Sandtuffe und Brockentuffe unterschieden werden.

Alle drei Tuffarten sind räumlich nicht getrennt, sondern treten mit einander auf. Die Brockentuffe bilden in der Regel Bänke, 0,5—1—2 Meter mächtig. Dazwischen können unvermittelt, ohne jede Regel, Tuffe mit feinerem Korn auftreten. In manchen Fällen lassen sich jedoch allmählich Uebergänge aus Brockentuffen in Sand- oder Aschentuff verfolgen. Sand- und Aschentuffe sind häufig geschichtet, in manchen Fällen sind die Schichtenlagen sehr schwach, in anderen Fällen wird die Mächtigkeit grösser.

Die Brockentuffe entsprechen den „Schlackenagglomeraten“ aus dem Gebiete der Rhön, sowie den „Agglomeraten“ des Kaiserstuhls.

Alle Tuffarten des Gebietes sind aus ursprünglich losen vulcanischen Auswurfsmassen durch deren Verkittung entstanden. Lose Auswurfsmassen selbst sind nirgends mehr vorhanden. Ursprünglich mochten die einzelnen Auswürflinge wohl vielfach nur mechanisch an einander haften. Später traten secundär gebildete Minerale, Zeolithe, Carbonate, Brauneisen, Opal, Thon u. a. als Kitt hinzu. Vorläufig muss unentschieden bleiben, ob die Tuffe unter Wasser oder an der Luft zum Absatz gelangten.

In den Sand- und Aschentuffen ist basaltischer Augit der überwiegende Gemengtheil. Er tritt in Krystallen und Krystallsplittern auf. Untergeordnet findet sich Magnetit und ein Plagioklas vor. Neben diesen gut definirbaren Bestandtheilen tritt glasige Gesteinsmasse, Brauneisen und ein Zeolith auf. Das Gesteinsglas bildet entweder abgerundete oder verzerrte und unregelmässig begrenzte Körnchen. Sehr häufig aber hängt glasige Gesteinsmasse den oben genannten mineralischen Bestandtheilen ringsum als Saum oder als einseitiger Tropfen an. Das Glas ist gelbbraun bis dunkelbraun. Bei letzterer Färbung wird es im Dünnschliff schwer durchsichtig. Diese Dinge berühren sich entweder gegenseitig lückenlos, oder es bleiben Lücken, welche mit doppelbrechenden Aggregaten eines Zeolithes ausgefüllt sind.

Am Aufbau der Brockentuffe betheiligen sich kleinere Lapilli, grössere abgerundete oder kantige Bruchstücke von Tephrit und Basalt, sowie ein diese Brocken zusammenhaltender Kitt, welcher wohl fast in allen Fällen identisch ist mit einem Aschen- oder Sandtuff. Die Tephrit-Brocken gehören entweder einer einzigen Tephritart an, oder sie bestehen aus verschiedenen Tephriten. Man könnte von monogenen und polygenen Brockentuffen reden. Recht häufig ist das Gestein der Tuff-Brocken ein basaltoïder Leucit-Tephrit, doch finden

sich auch Brocken anderer Tephrite, so von basaltoïdem Nephelintephrit, von phonolithoïdem Hauyntephrit und von andesitoïdem Tephrit vor. Die Mehrzahl der genannten Gesteine, welche Material für die Tuffbrocken liefern, findet sich auch in grösseren Ergussmassen vor und soll in Folgendem eingehend beschrieben werden.

Wohl besitzen die Tephritbrocken stets die Structur eines rasch erstarrten Gesteins, sie sind immer sehr glasreich, häufig ist die Grundmasse des porphyrisch struirten Gesteins ganz vitrophyrisch ausgebildet; allein nie gewahrt man die den vulcanischen Bomben eigenthümlichen glasigen Schalen, selbst nicht an jenen Brocken, welche eine Bombenform besitzen und Kopfgrösse erreichen. Die Tephritbrocken können zu sehr kleinen Dimensionen herabsinken, so besonders in dem Kitt zwischen den grösseren Brocken. Ausser diesen kleinen, gewöhnlich ganz gleich ausgebildeten Tephritbröckchen betheiligen sich an der Zusammensetzung dieses Kittes noch Krystalle oder Krystallsplitter von Augit, Magnetit, Leucit, endlich von einem basischen Plagioklas. Als secundäre Bildungen müssen Brauneisen und zwei verschiedene Zeolithe genannt werden.

Während die Brockentuffe völlig frei von organischen Resten sind, schliessen die Aschen- und Sandtuffe recht häufig Pflanzenreste (Blätter, Früchte und Stengeltheile) ein. Die Blätter liegen in manchen Fällen zu vielen über einander, verschiedenen Species angehörig, gewöhnlich aber sind sie vereinzelt eingebettet worden. Nicht immer liegen sie flach ausgebreitet, recht oft erscheinen sie zusammengerollt in Form von ∞ . Noch nie konnten die Basaltheile von Stämmen mit Wurzelansätzen gefunden werden. Ein einziges Holzstück fand sich im Brockentuff am Westabhang der Kolmer Scheibe bei 350 Meter Meereshöhe. Besonders reiche Fundstätten waren die Tuffe neben dem Wehr in der Polzen, wo der Fabrikscanal zur Papierfabrik von Jordan & Söhne in Birkigt abgeleitet ist; dann die Tuffe westlich und östlich an der „Jägerhütte“ nördlich bei Birkigt; ein Punkt nordöstlich von Liebwerd, auf der Karte mit der Cote 253 Meter bezeichnet; endlich die feinkörnigen Tuffe im Norden und im Westen der Kolmer Scheibe. Die auf folgender Tabelle (pag. 238—243) angeführten Pflanzen wurden durch Herrn H. Engelhardt bestimmt. ¹⁾

¹⁾ Vergl. H. Engelhardt, Ueber fossile Pflanzen aus tertiären Tuffen Nordbohmens. Sitzungsber. u. Abhandl. d. Ges. Isis in Dresden 1894, pag. 20—42. — H. Engelhardt, Beiträge zur Pal. d. böhm. Mittelgebirges. Lotos. N. Folge. XV. Prag 1895 und Lotos. XVI. 1896.

Die pflanzenführenden Tuffe sind sämtlich Tephrit-Tuffe. Da dieselben den übrigen Tephrittuffen eingelagert sind, wie die Decken compacten Tephrits, so ist durch die Pflanzenreste das geologische Alter sämtlicher Tuffe und Tephrite des Kartengebietes bestimmbar.

Als Beispiel der chemischen Zusammensetzung unserer Tuffe mag die Analyse eines Tephrittuffes aus der östlichen Umgebung von Liebwerd folgen, welche von F. Ullik ausgeführt worden ist.

SiO_2	52·546
P_2O_5	0·627
Al_2O_3	14·629
$Fe_2O_3 + FeO$	10·704
MnO	Spuren
CaO	6·372
MgO	1·711
K_2O	3·475
Na_2O	3·829
H_2O (Glühverl.)	6·715
Cl	Spuren
SO_3	Spuren
<hr/> Summa	<hr/> 100·608

Camptonitische Ganggesteine.

Südlich von Loosdorf setzen im Cuvieri-Mergel vier Gänge dieser ausschliesslich intrusiv auftretenden Gesteine auf. Bei allen vier Gängen ist nord-südliches Streichen bei fast saigerem Einfallen zu constatiren. Der östlichste dieser Gänge (ein Doppelgang von 3 Meter Gesamtmächtigkeit) tritt an der Strasse von Falkendorf nach Loosdorf in 275 Meter Meereshöhe etwa 30 Schritte nördlich der Brücke über den Tannenbach auf. Auch auf den Wiesen und Feldern nördlich der Strasse kann man ihn eine Strecke weit verfolgen, obwohl sein Ausstreichen durch Rutschungen und dadurch veranlasste Meliorationsarbeiten stellenweise verwischt worden ist. Circa 120 Meter westlich von diesem Vorkommen findet sich knapp am Bachufer ein Aufschluss eines zweiten Ganges, welcher etwa 1 Meter mächtig ist. Der dritte Gang, minder gut aufgeschlossen,

	Bei Jo- dan's Wehr in Birkigt	Jäger- hütte	Kolmer Scheibe Nord 350 Meter	Kolmer Scheibe West 345 Meter	Punkt 253 Meter nord- östl. v. Lieb- werd	Nieder- Birkigt 195 Meter	Auf der Folge	Hut- berg West	Weg von Birkigt nach Doborn	Brumen in Doborn	Diatomeen- schiefer südl. v. Nattern- stein, Tuffen eingelagert
1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
Farne.											
2	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	—	+	—	—	+	—	—	—	—	—	—
5	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gymnospermen.											
7	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	+
8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
Gramineen.											
9	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
10	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+

	Bei Jor- dan's Wehr in Birkigt	Jäger- hütte	Kolmer Scheibe Nord 350 Meter	Kolmer Scheibe West 345 Meter	Punkt 253 Meter nord- östl. v. Lieb- weri	Nieder- Birkigt 195 Meter	Auf der Folge	Hut- berg West	Weg von Birkigt nach Doborn	Brunnen in Doborn	Diatomeen- schiefer südl. v. Nattern- stein, Tuffen eingelagert
33	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
34	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
35	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
36	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
38	+	-	+	-	+	-	-	-	-	-	-
39	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
40	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-
41	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-
42	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-
43	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
44	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
45	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
46	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
47	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
48	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-

	Bei Jordan's Wehr in Birkigt	Jäger- hütte	Kolmer Scheibe Nord : 350 Meter	Kolmer Scheibe West : 345 Meter	Punkt 253 Meter nord- östl. v. Lieb- werd	Nieder- Birkigt 195 Meter	Auf der Folge	Hut- berg West	Weg von Birkigt nach Dobern	Brunnen in Dobern	Diatomeen- schiefer südl. v. Nattern- stein, Tuffen eingelagert
Sapindaceen.											
64	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
Saxifragaceen.											
65	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Celastrineen.											
66	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Combretaceen.											
67	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
Rhamnaceen.											
68	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-	+
69	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-
70	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-
71	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
72	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
73	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
74	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
75	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-

konnte nur durch Lesesteine verfolgt werden, welche im Walde etwa 370 Meter westlich vom erstgenannten Gange reichlich vorhanden sind. Auch der vierte Gang veräth sich nur durch Lesesteine, die recht spärlich im Bachbette südöstlich von der Gomplitzer Ziegelei auftreten.

Das Gestein aller dieser Gänge besitzt die gleiche Zusammensetzung und dieselbe Structur. Im frischen Zustande ist das Gestein dunkelschwarzgrau bis schwarz gefärbt. Schon für das unbewaffnete Auge treten grössere schwarze Augit- und Hornblendekrystalle gegenüber einer dichten Grundmasse hervor. Ausser diesen schon makroskopisch sichtbaren Ausscheidlingen fallen bei mikroskopischer Untersuchung noch folgende Minerale als Bildungen erster Generation mikroporphyrisch auf: Magnetit, titanhaltig, zum Theil mit Leukoxenrändern, Apatit, braune Hornblende, basaltischer, violett oder lederbraun durchsichtiger Augit und ein Plagioklas. An Menge steht der Plagioklas obenan, die übrigen der genannten Gemengtheile treten zurück. Die Plagioklaskrystalle sind im Innern durch beginnende Zersetzung getrübt, nur die äussere Schale zeigt klare noch frische Feldspathsubstanz. Auf Grund ihrer Auslöschungsschiefe lässt diese Schale auf Oligoklas schliessen, während der Kern der Krystalle aus einem kalkreicheren Feldspath bestand.

Die Grundmasse besteht aus folgenden Mineralen: Magnetit, sehr viele dichtgedrängte, braune Hornblendeprismen, wenig grau-violette Augitkrystalle, viele Plagioklasleisten und Apatitnadeln. Dazu tritt wahrscheinlich etwas Nephelin, der zwischen den genannten Gemengtheilen vorhanden war, derzeit aber fast ganz in zeolithische Substanzen zersetzt ist. Die letzten Lücken im Gesteinsgewebe werden von einem zerkratzt aussehenden, einfach brechenden Glase erfüllt. Die langgestreckten Hornblenden der Grundmasse erweisen sich nur in der Prismenzone krystallographisch begrenzt durch die Flächen von (110) und (010), während die Prismenenden ganz zerfasert erscheinen. Hingegen zeigen die Grundmassenaugite die gewöhnlichen Begrenzungselemente der basaltischen Augite, auch an der *c*-Axe.

In Bezug auf das relative Altersverhältnis dieser Ganggesteine zu den übrigen tertiären Eruptivgesteinen und zu deren Tuffen im Kartengebiet liess sich Sicheres noch nicht feststellen. Da jedoch die camptonitischen Gänge die Tepbrit-Decken und deren Tuffe nicht durchsetzen und nur in dem Liegendsten dieses Kartentheiles, den

Cuvieri-Mergeln, auftreten, kann man mit einiger Wahrscheinlichkeit auf ein relativ grösseres Alter dieser Camptonite gegenüber den jüngeren Tephriten schliessen.

Feldspathbasalt (BF).

Unter den vielen und in mannigfacher Form auftretenden Basalten des Kartengebietes besitzt der Feldspathbasalt die grösste Verbreitung. Leucitbasalt findet sich nur am Dobernberg, Nephelinbasalt bloss am rechten Ufer des Baches in Stabigt bei 300 Meter, und Magmabasalt tritt wohl im Osten der Kolmer Scheibe und im Norden der Steinwand bei Bachelsdorf auf, die meisten seiner Vorkommnisse stehen jedoch in innigen Beziehungen zum Feldspathbasalt. Melilithbasalt wurde im Kartengebiet nicht aufgefunden.

Feldspathbasalt tritt in verschiedenerlei Form auf: *a)* deckenförmig, *b)* in Gestalt von Strömen, *c)* gangförmig, *d)* Schlote ausfüllend. Die Ausbrüche der Feldspathbasalte erfolgten im Kartengebiet nicht in einer einzigen Periode der Mittelgebirgsruptionen, vielmehr fanden basaltische Ergüsse zu verschiedenen Zeiten statt. So gehören die deckenförmig auftretenden Basalte zu den ältesten Eruptivgebilden des ganzen Gebietes. Ihr Ausbruch erfolgte vor dem der Tephrite. Die Strom- und Gangbasalte hingegen sind jünger als alle Tephrite. Das Alter derjenigen Feldspathbasalte, welche Schlote ausfüllen, lässt sich nicht sicherstellen.

Die Structures weisen bei den verschiedenen Basaltformen Differenzen auf, welche später hervorgehoben werden sollen.

Bei sehr verschiedener Korngrösse, die grobkörnig bis dicht sein kann, sind diese dunkelschwarzen Gesteine selten durchaus krystallin erstarrt, in der Regel ist eine farblose oder eine braune Glasbasis in grösserer oder geringerer Menge vorhanden. Bei den Deckenbasalten ist die Glasbasis ungefärbt, durchspickt von langen farblosen Apatitnadeln. Die Strombasalte hingegen pflegen braune trichitenreiche Glasbasis zu führen.

Die mineralische Zusammensetzung ist in der Regel die normale. In manchen Fällen tritt neben dem Augit Magnesiaglimmer auf. Nephelin stellt sich recht häufig ein. Hornblende findet sich neben Olivin im Basalt der 8—10 Meter mächtigen Decke, welche bei 330 Meter über dem Natternstein auftritt. Olivinfrei, aber Hornblende

führend, erwiesen sich Schlot-Basalte aus der „Löschel“ nordöstlich von Parlosa und südlich der Güntersdorfer Strasse (bei 320 Meter), sowie der Strombasalt an der Strasse und im Graben östlich von Haberndorf bei 310 Meter. Die übrigen Feldspathbasalte enthalten durchwegs Olivin und sind frei von Hornblende.

Einige Feldspathbasalt-Decken besitzen an ihrer Basis eine über 5 Meter mächtige schlackig-poröse Facies. Das ist besonders der Fall bei der an 15 Meter (im Ganzen) mächtigen Decke im Nordosten der Steinwand, welche vom Fahrwege, der von Bachelsdorf auf die Steinwand führt, angeschnitten ist. Von 275 Meter bis 285 Meter besteht die Decke aus einem intensiv braunroth gefärbten blasenreichen Gestein, welches ungemein glasreich ist. Erst über 285 Meter bis 290 Meter gewinnt das Gestein die normale compacte Ausbildung. Ein Gleiches ist bei dem von 310 Meter bis 318 Meter östlich von Zautig auftretenden, deckenförmigen Strome der Fall. Auch hier sind die unteren 5 Meter der Decke in Form eines rothen, schwammig-porösen Gesteins entwickelt. Der Reichthum an Poren ist so gross, dass das Gestein stellenweise dem Bimsstein ähnlich wird. Nur die oberen 3 Meter der Decke zeigen die normale Gesteinsentwicklung.

In den Blasenräumen mancher Decken (z. B. östlich von Zautig in 300 Meter) ist Plagioklas neu gebildet worden. Der secundär entstandene Feldspath bildet eine continuirliche schalenförmige Auskleidung des Blasenraumes. Von der Schale ragen freie Krystallenden in das Innere des Raumes, welches regelmässig von Zeolithen erfüllt ist. Die Natur des Plagioklas konnte nicht ermittelt werden.

Die chemische Zusammensetzung der Feldspathbasalte ist aus folgenden Analysen ersichtlich. Für Nr. I wurde das Analysen-Material aus dem compacten oberen Theile der an 15 Meter mächtigen Decke am nordöstlichen Abhange der Steinwand bei Bachelsdorf bei etwa 290 Meter geschlagen. Für die Analyse Nr. II entstammt das Material einer Decke bei 270 Meter, welche am Nordabhang der Steinwand bei Bachelsdorf, 10—20 Meter mächtig, von 265—285 Meter zwischen verschiedenen Tuffen vorkommt. Diese Basaltdecke ist durchaus compact, schwarzer Feldspathbasalt. Nr. III zeigt die Zusammensetzung eines glasreichen normalen Strombasaltes von Paudler's Berg östlich von Güntersdorf. Alle drei Analysen wurden von R. Pfohl ausgeführt.

	Nr. I.	Nr. II.	Nr. III.
SiO_2 . .	43·63	41·58	41·68
TiO_2 . .	Spuren	Spuren	1·21
P_2O_5 . .	0·94	0·41	Spuren
Al_2O_3 . .	14·14	16·96	17·98
Fe_2O_3 . .	7·72	8·06	5·40
FeO . .	4·96	4·61	8·42
CaO . .	11·83	11·12	11·84
MgO . .	9·73	10·76	7·40
K_2O . .	1·45	1·23	2·07
Na_2O . .	2·84	4·23	4·28
chem. geb. H_2O . .	3·22	1·74	1·09
Summa. .	100·46	Summa 100·70	Summa 101·37
Spec. Gew.	2·934	3·00	3·015

a) Deckenförmig auftretender Feldspathbasalt.

Basaltdecken finden sich zahlreich in der Steinwand bei Bachelsdorf. Sie treten am Ostabhänge der genannten Steinwand gegen das Polzenthal in 230 Meter, in 245 Meter, dann in 255 bis 260 Meter und zwischen 275 Meter und 280 Meter Meereshöhe zu Tage. Letztere Decke (15 Meter mächtig) ist in ihrem unteren Theile blasenreich und von rother Färbung. Auch an der Basis des steilen Nordabsturzes dieser Steinwand findet man Basaltdecken zwischen 260 und 280 Meter. An der Steilwand (Nordseite) selbst treten solche Decken bei 310 Meter, bei 315 Meter bis 330 Meter auf. Am rechten Ufer des Baches bei Ober-Bachelsdorf (Stabigt) finden sie sich bei 240 Meter (6 Meter mächtig), ferner bei 280 bis 285 Meter vor; endlich am Fahrwege in Ober-Bachelsdorf bei 320 Meter, am Bache in 314 Meter, südlich von Ober-Bachelsdorf bei 342 Meter und bei 380 Meter.

Im Osten der Kolmer Scheibe ist aus 290 Meter eine sehr glasreiche Decke mit Mandelsteinstructur bekannt, dann tritt am Fahrwege in 340 Meter Meereshöhe im Osten der Kolmer Scheibe eine 4 Meter mächtige Decke auf, deren Gestein kugelförmige Absonderung aufweist. Auch im Südwesten der Kolmer Scheibe an der Strasse nach Kolmen findet sich in gleicher Höhe (340 Meter) eine solche Basaltdecke.

Eine bis 10 Meter mächtige Decke breitet sich in der Lehne über dem Natternstein in 320—330 Meter Meereshöhe aus. Am Maschkenberge tritt in 240 Meter eine 4 Meter mächtige Decke auf. Oestlich von Zautig eine Decke in 290—300 Meter. Endlich ist im Graben südöstlich von Habendorf bei 300 Meter eine Basaltdecke vorhanden.

Das Verbreitungsgebiet dieser Feldspathbasalt-Decken fällt auf einen ganz beschränkten Theil der Karte. Die Vorkommnisse concentriren sich auf den Südwesten des Gebietes, auf die Umgebungen der Kolmer Scheibe und der Steinwand bei Bachelsdorf.

Die dichten bis körnigen schwarzen Gesteine setzen sich aus den gewöhnlichen Basaltbestandtheilen zusammen: Olivin, Magnetit und basaltischer Augit, kalkreicher Plagioklas, in der Reihe zwischen Labrador und Anorthit stehend, farblose Glasbasis. Plagioklas und Glasbasis sind reichlich von Apatitnadeln durchspickt. Alle Bestandtheile scheinen nur in je einer Bildungsphase entstanden zu sein. Nur ausnahmsweise lassen sich zwei verschiedene Generationen für Augit und Magnetit erkennen, so im Gestein der Decke aus 330 Meter über dem Natternstein. In ihrer Structur weichen diese älteren Basalte von den übrigen Basalten wesentlich ab. Bei der Beobachtung im gewöhnlichen Lichte erscheinen die feinkörnigen Augite und Magnetite regellos in einer farblosen Grundsubstanz eingebettet. Höchlichst überrascht jedoch die Anwendung polarisirten Lichtes. Viele benachbarte unregelmässig begrenzte, farblose Felder erweisen sich als zu einer grösseren Plagioklasplatte gehörend, indem sie Zwillingsstreifung besitzen, die unbeschadet der die einzelnen Plagioklasfelder trennenden Augite und Magnetite durch die ganze Erstreckung der grossen Plagioklasplatte verfolgt werden kann. Nur ein Theil der farblosen Felder ist isotrop. Die Substanz desselben erweist sich als Glas.

Der Plagioklas tritt demnach hier in einer Form auf, die von der gewöhnlichen in den Feldspathbasalten beobachteten durch bedeutendere Grösse, durch mehr unregelmässige Begrenzung und durch die grosse Menge der Einschlüsse von Augit und Magnetit abweicht. Die von Plagioklas umschlossenen Augite und Magnetite besitzen stets die gleichen Dimensionen wie die übrigen Krystalle dieser Minerale in dem Gesteine. Sie sind immer gut bestimmbar und von „Mikrolithen“ wesentlich verschieden.

Man gewinnt den Eindruck, als hätten sich die Bedingungen der Mineralbildung während der Erstarrung des Gesteins geändert, so dass Olivin und besonders Augit mit Magnetit unter anderen Verhältnissen auskrystallisirt wären als der jüngere Plagioklas. Während Magnetit und Augit nur in Form kleinerer Krystalle sich ausschieden, konnte der Plagioklas in solch grossen Individuen auskrystallisiren, wie man sie sonst nur aus doleritischen Basalten kennt. Es erinnert diese Structur des Plagioklas einigermaßen an die bekannten Contact-Structuren, bei welchen gleichfalls die Contact-Minerale nur als Krystall-Skelette entwickelt sind. Obschon diese Basaltdecken zu den ältesten Eruptivgebilden an den Orten ihrer Ablagerung gehören und sich in der Nähe der Eruptionstellen für die jüngeren Tephrite befinden, so liegen doch zu wenig Anhaltspunkte vor, die geschilderte Gesteinsstructur als Folge einer Contactwirkung auffassen zu können, zumal die gleiche Structur auch in einem jüngeren Gangbasalt im Norden der Steinwand zu beobachten ist.

Eine ähnliche Structur des Plagioklas hat H. Bücking¹⁾ in basaltischen Gesteinen der Rhön (Basanitoid von der Stoffelskuppe bei Rossdorf) beobachtet.

Es fällt diese Ausbildung des Plagioklas unter die von G. H. Williams²⁾ als „poikilitic“ angesprochene Structur.

Auch die bereits erwähnte Glasbasis erscheint bei unseren Basalten in einer von den gewöhnlichen Basaltgläsern abweichenden Form. Stets farblos und wasserhell, tritt sie gleichfalls wie der Plagioklas in grösseren Feldern von unregelmässiger Begrenzung auf, reichlich durchspickt von Magnetit und Augit in gleicher Form wie in den Plagioklasen. Wegen der auffälligen Form dieser isotropen Substanz wurde speciell untersucht, ob in ihr nicht ein einfach brechendes Mineral, z. B. Leucit, versteckt sei. Es erwies sich aber die fragliche Substanz von Salzsäure so leicht angreifbar (schon im Dünnschliff) und die Bauschanalysen der betreffenden Gesteine (vergl. Analysen I und II, pag. 247) wiesen eine relativ so geringe Kalimenge im Gesteine nach, dass an der Glasnatur dieser Substanz nicht gezweifelt werden kann.

¹⁾ H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Jahrbuch der preuss. geolog. Landesanstalt für 1880, pag. 149.

²⁾ Journal of Geology, 1893, Bd. I, pag. 176.

In allen Feldspathbasalten mit durchspickten Feldspathen hat der Olivin eine theilweise oder ganze Zersetzung erfahren, die hervorgehoben werden muss. Die Olivinkrystalle sind nämlich in einer Randzone der Krystalle in ein gelbes oder gelbrothes Glimmermineral umgewandelt, während der Krystallkern noch aus ganz frischer Olivinsubstanz besteht oder die bekannten grünen Faseraggregate von Serpentin lieferte. Das Glimmermineral zeigt lebhaften Pleochroismus. Die gesammte Glimmerzone ist von parallelen Spalt-rissen durchzogen, die im Vereine mit der einheitlichen optischen Orientirung auf einen Aufbau aus einem einzigen Glimmerindividuum hinweisen.

Der Basalt mehrerer dieser Decken zeigt eine secundärkugelige Absonderung, die entweder aus einer primär grob säulenförmigen dadurch hervorgeht, dass sich die vertical stehenden dicken Säulen quer in einzelne Glieder trennen, welche schalige Verwitterungskrusten erhalten, aus denen sich endlich ein kugelig abgerundeter, solider Kern ausschält. Oder die ganze Decke verwittert in der Weise, dass gangartige oder netzig verzweigte Partien zuerst mürbe werden, in Grus zerfallen, während zwischen denselben feste, kugelige, unverwitterte Partien zurückbleiben. Die Vorgänge zweiter Art lassen immerhin auch eine Andeutung einer Auflösung der Decke in einzelne lothrecht gestellte Säulen erkennen. Kugelbasalt der ersteren Entstehungsart zeigt z. B. sehr schön die Decke im Nordosten der Kolmer Scheibe bei 340 Meter; auf die zweite Art löst sich die Basaltdecke aus der Meereshöhe 280—285 Meter am Fahrwege in Ober-Bachelsdorf in Kugeln an.

b) Stromförmig auftretender Feldspathbasalt.

In dieser Form treten Feldspathbasalte an folgenden Orten, und zwar als jüngste Eruptivmassen auf: Am Poppenberge Nord-west, Nordost bei 500 Meter und Südost bei 510 Meter; dann am Paudlersberge bei Güntersdorf; am Rilkenberge östlich von Güntersdorf, bei Sign. 442 Meter, ein 15 Meter mächtiger Strom, welcher in dicke Säulen abgesondert ist, die grosse Neigung zeigen, sich in horizontale Blätter aufzulösen; im Nordosten des Rilkenberges ein Strom von 410 Meter bis 385 Meter reichend; östlich von Parlosa im Walde bei 380—390 Meter südlich vom Wege, der nach Ebersdorf führt, kugelige Blöcke als Reste eines zerstörten Stromes;

nördlich vom vorigen liegen „in der Lösche“ bei 325 Meter isolirte kugelige Blöcke in Form eines südöstlich gerichteten Walles umher; im Osten des Dobernberges südwestlich von „Böhm's Küppel“ ein deckenförmiger Strom in 355—360 Meter; am Waldrande nördlich der Strasse von Haberndorf nach Bensen in 290 Meter; südlich vom Amselberg in 350 Meter; an der Strasse und im Graben östlich von Haberndorf in 310 Meter; ein deckenförmiger Strom von 8 Meter Mächtigkeit breitet sich bis östlich von Zautig in 310 bis 318 Meter Meereshöhe aus, der untere Theil davon, etwa 5 Meter mächtig, ist roth gefärbt und sehr reich an Blasen, so dass er fast himssteinartig aussieht, dabei weist er eine kugelig-schalige Absonderung auf, nur der 3 Meter mächtige obere Theil ist schwarzer compacter Basalt; ferner kann der Basalt des Omsberges auch als deckenförmiger Strom angesehen werden, der eine Mächtigkeit von mehr als 30 Meter erreicht und säulenförmige Absonderung besitzt, wobei die nach Ost einfallenden Säulen nicht von Ebenen, sondern von wellig verlaufenden Flächen begrenzt erscheinen; südlich von Ober-Birkigt tritt am linken Ufer der Polzen im Osten der Steinwand, beim Wächterhause Nr. 4 der Böhmisches Nordbahn von 170—180 Meter ein kleiner Strom auf, dessen Feldspath eine ähnliche durchspickte Structur besitzt wie die Decken älteren Basaltes der Steinwand; endlich finden sich westlich und südwestlich vom Dorfe Kolmen bei 360 Meter, dann bei 350—370 Meter Reste eines zerstörten deckenförmigen Stromes vor, der westlich gegen das Elbthal in Gestalt von Blockhalden weit herabreicht.

Die Strombasalte sind feinkörnig und von schwarzer Färbung. Porphyrisch tritt Olivin häufig, hie und da Augit, selten Magnetit auf. Letzterer bildet in den Strombasalten des Poppenberges und des Rilkenberges abgerundete Körner in der Grösse von 5 Millimeter im Durchmesser. Diese Minerale gehen ganz allmählich über in die Gemengtheile einer Grundmasse. An vielen Stellen des Gesteins verschwindet der Gegensatz zwischen Einsprenglingen und Grundmasse fast ganz, so dass alle Minerale die gleiche Korngrösse aufweisen. Dann besteht das Gestein aus Olivin, welcher in Form von Krystallen oder einseitig gegabelten Krystallskeletten, aber auch in abgerundeten Körnern auftritt, aus Magnetitkörnchen, zu denen bisweilen Ilmenitblättchen treten, zumeist jedoch aus Augitsäulchen von graubrauner und bräunlich-violetter Färbung. Recht häufig finden

sich kleine Blättchen von braunem Glimmer. Verzwilligte Plagioklasleisten treten an Menge sehr zurück gegenüber Augit und Olivin. In ganz untergeordneter Menge findet sich Nephelin vor in xenomorph begrenzten Aggregaten oder einzelnen Körnern zwischen den übrigen Gemengtheilen. Nicht selten besitzen die Strombasalte eine braune, an Trichiten reiche Glasbasis.

Abweichend in seiner Zusammensetzung erscheint der Strombasalt, welcher am Rilkenberge bei Sign. 442 Meter auftritt. Derselbe ist frei von Olivin. Seine Structur nähert sich der von Rosenbusch hypokrystallin-porphyrisch genannten, übergehend in die hyalopilitische. Auch der Basalt, welcher östlich bei Habendorf in 310 Meter Meereshöhe auftritt, ist olivinfrei; dafür enthält er Reste corrodirtor Hornblende.

Durch die Gleichrichtung der Feldspathleisten stellt sich in den Strombasalten häufig eine Fluctuationsstructur ein. In Bezug auf die Gesamtausbildung der Gesteine in den Basaltströmen kann man mehrere Structures unterscheiden, die sich aber zumeist der hypokrystallin-porphyrischen und hyalopilitischen (nach Rosenbusch) unterordnen lassen.

c) Gangförmig auftretende Feldspathbasalte

finden sich an folgenden Punkten des Kartengebietes: Westlich am Poppenberge; an der Nordseite der Kolmer Scheibe bei 215 Meter; dann ein sehr mächtiger Gang auf dem Grate der Kolmer Scheibe, der sich von der Aussichtsgallerie herab zieht, von 360 Meter bis 330 Meter (bei 330 Meter schön säulenförmig abgesondert, die Säulen mit 60—70° nach Norden geneigt, gibt Veranlassung zur Bildung einer grossen Schutthalde an seiner Basis); an der Nordseite der Steinwand bei Bachelsdorf in 280 Meter Meereshöhe, er streicht etwa parallel dem Steilabfalle dieser Wand; weiter östlich davon in 188 Meter bis 220 Meter ein Gang mit nordnordwestlichem Streichen; im Natternstein westlich von Zautig ein 8—10 Meter mächtiger saigerer Gang von 170 Meter bis 210 Meter verfolgbar, zeigt Andeutung von säulenförmiger Absonderung, die Säulen liegen horizontal; an der Lehne über dem Natternstein südlich vom vorigen Gange in 350 Meter ein gleichfalls 8 Meter mächtiger Gang; von diesem nordwestlich an der gleichen Thallehne in 235 Meter, mit nordwestlichem Streichen; östlich von Zautig auf der rechten Thalseite der

Polzen in 200 Meter, hier über dem Wirthshause „zum Bügeleisen“ säulenförmig abgesondert; im Dorfe Kolmen kreuzt bei 382 Meter ein 2 Meter mächtiger, ostwestlich streichender, saigerer Gang die Dorfstrasse; südlich von Böhm's Küppel am Ostabhange des Dobernerberges bei 285 Meter.

Die Gangbasalte besitzen zumeist eine sehr dichte Ausbildung, nur im Gange am Nordabhange der Kolmer Scheibe gewinnt das Basaltgestein bei 350 Meter ein recht doleritisches Korn.

Unter den mineralischen Gemengtheilen überwiegt Augit an Menge bei weitem. Der Feldspath tritt sehr zurück, ja er kann fast ganz fehlen, dann tritt farblose Glasbasis auf, so dass das Gestein fast ein Magmabasalt wird.

d) Schlotausfüllender Feldspathbasalt.

Eine scharfe Unterscheidung der in den angeführten Formen auftretenden Feldspathbasalte ist nicht durchführbar. Reste zerstörter Decken und Ströme können einen gang- oder schlotartigen Charakter vortäuschen. Und Gänge, die nur zum Theil zugänglich sind, lassen leicht einen Schlot vermuthen. Die sichersten Anhaltspunkte zur Unterscheidung gewinnt man dort, wo durch Steinbruchbetrieb die Contact-Flächen aufgedeckt wurden, oder an solchen Stellen, die eine Contactwirkung auf das Nebengestein rings um den Schlot erkennen lassen. Besonders die letzteren Gesichtspunkte waren massgebend für die folgende Zusammenstellung von Schlot ausfüllenden Feldspathbasalten.

1. Am Nordabhange der Kolmer Scheibe tritt von 280 Meter bis 300 Meter ein doleritischer Feldspathbasalt in Form eines kleinen, 10—15 Meter im Durchmesser messenden Stockes auf. Er ist plattig abgesondert, und hat in dem ihn umgebenden Sandstein starke Veränderungen hervorgerufen.
2. Im „Kessel“, nördlich von Liebwerd, tritt bei 200 Meter im Cuvieri-Mergel ein doleritischer Basalt auf, welcher gleichfalls von einem schmalen Contacthof umgeben ist.
3. Auf der Flur „Oberbrache“, nordöstlich von Liebwerd, ragt ein doleritischer kleiner Basaltfels bei 250 Meter über seine Umgebung an 3 Meter hoch empor.
4. Oestlich von Loosdorf, bei 340 Meter, ein kleiner Basaltdurchbruch.
5. Westlich am Poppenberge ein isolirter Kegel bei 380—400 Meter.
6. Nördlich am Güntersdorfer Friedhof bei 440 Meter.
7. Südlich der Güntersdorfer Strasse an der Ostgrenze

des Kartenblattes bei 320 Meter. 8. Drei kegelförmige Basaltdurchbrüche „in der Lösche“ nordöstlich von Parlosa bei 335 Meter und bei 345 Meter. 9. Böhm's Kuppel bei Sign. 335 Meter östlich vom Dobernberg. 10. Südlich von vorigem ein Kegel bei 240—250 Meter, genannt „Storch's Pux“. 11. Nördlich bei Zautig in 196 Meter Höhe ein isolirter Basaltkegel. 12. Nordwestlich von Zautig unterhalb der Strasse nach Tetschen bei 168 Meter. Endlich 13. ein isolirter Fels bei 190 Meter östlich von Mirabell.

Diese Basalte zeigen bald eine doleritische, bald eine dichte Ausbildung. Letzteres ist der Fall bei Nr. 4—13, das erstere tritt ein bei Nr. 1—3. Die mineralischen Gemengtheile sind zumeist die normalen. Im Basalt östlich von Mirabell (Nr. 13) findet sich reichlich Magnesiaglimmer, in den Basalten aus der Lösche (Nr. 8) fehlt bei den meisten Vorkommnissen Olivin, dafür tritt dann corridirte Hornblende auf. Alle übrigen Basalte sind frei von Hornblende und olivinhaltig. Der in diesen Basalten auftretende Plagioklas ist ein kalkreicher Natronkalkfeldspath, zumeist Labrador, hie und da auch Andesin. Nephelin findet sich recht oft, wenn auch stets in untergeordneter Menge.

Unsere Schlot ausfüllenden Feldspathbasalte weisen recht mannigfaltige Structuren auf. Bei den doleritisch entwickelten Gesteinen zeigt sich eine Structur vom Meissner Typus. Die dichten haben in der Regel eine Glasbasis ausgebildet. Dieselbe ist mitunter sehr reich an Mikrolithen, so dass hyalopilitische Structur sich entwickelt. Das Auftreten von Glasbasis beschränkt die Menge der Feldspathkrystalle keineswegs. Auch in den glasreichsten Vorkommnissen ist der Plagioklas reichlich ausgeschieden.

Nephelinbasalt (Bn).

Im Gebiete der Karte tritt nur an zwei Punkten Nephelinbasalt auf: 1. Bei Ober-Bachelsdorf, am rechten Ufer des Baches in 300 Meter eine etwa 5 Meter mächtige Decke. 2. Gangförmig im Quadersandstein nordöstlich von Laube bei Sign. 362 Meter.

Leucit-Basalt (Bl).

Aus diesem Gestein besteht die Höhe des Dobernberges östlich von Dobern. Ueber Brockentuff breitet sich ein grosser kuchenförmiger Gesteinskörper aus, der oberflächlich zumeist in ein Haufwerk von

Blöcken aufgelöst ist, an seinem Ostrande aber säulenförmige Absonderung erkennen lässt.

Das schwarze Gestein ist durch grosse Krystalle von Olivin und Augit, sowie durch Biotittafeln (bis 1 Centimeter im Durchmesser) porphyrisch. Die Grundmasse besteht aus viel Magnetit, aus Augit, kleinen Biotitblättchen, wohlausgebildeten Leucitkrystallen und Plagioklasleisten. Letztere sind im Gestein sehr ungleich vertheilt. Da das Gestein ganz die Structur der Leucitbasalte besitzt, auch durch seinen chemischen Bestand sich eher den Leucitbasalten nähert, so soll von der früher (Tschermak's Mineral. u. Petrogr. Mittheilungen, XIV, pag. 110) gebrauchten Bezeichnung „Leucit-Basalt“ abgesehen und das Gestein als „Leucit-Basalt“ mit Plagioklas aufgefasst werden.

Sein chemischer Bestand ist nach einer von R. Pfohl¹⁾ ausgeführten Analyse folgender:

SiO_2	44·16
TiO_2	2·06
P_2O_5	1·03
<hr/>		
Al_2O_3	12·96
Fe_2O_3	8·07
FeO	3·10
CaO	12·26
MgO	10·83
K_2O	0·72
Na_2O	1·92
H_2O chem. geb.	2·41
Feuchtigkeit	0·46
<hr/>		
Summa	99·98
Specificsches Gewicht . .		2·964
		2·965

Das Material für die Analyse wurde auf dem Plateau des Dobernberges bei 530 Meter aus dem Innern eines grösseren Blockes geschlagen.

¹⁾ In dem I. Beitrage zur Geologie d. böhm. Mittelgebirges, Tschermak's Min. u. Petrogr. Mittheilungen, XIV, pag. 95—113, ist irrthümlich F. Pfohl anstatt R. Pfohl als Analytiker bei den Analysen III, VI—XV angeführt.

Recht auffallend sind Einschlüsse von Granulit und quarzführendem Augitsyenit (mit grünem Augit), welche bis kopfgross in den Blöcken dieses Gesteins recht häufig auftreten.

Aus einem Brunnenschachte, welcher beim Hause Nr. 188 nördlich des Dorfes Dobern abgeteuft wurde und verschiedene Lagen von Tuff, sowie den Tuffen eingeschaltete Sandschichten durchfährt, wurden Bomben des gleichen Leucit-Basaltes, wie er am Dobernberge vorkommt, zu Tage gefördert.

Hauyn-Tephrit (Th).

Im Dobranka-Thale östlich von Birkigt tritt von dem Punkte, an welchem die Höhengcurve von 280 Meter die Bachsohle schneidet, bis zum gleichen Punkte für die Höhengcurve 310 Meter ein phonolithähnliches, dunkel- bis lichtgraues Gestein auf, welches bald die Bachsohle bildet, bald am rechten Ufer des Baches 10—15 Meter hohe steil abstürzende Felsen aufbaut. Die Art seines Vorkommens liess bei Beginn der Feldarbeiten in diesem Gesteinskörper einen Strom vermuthen. Während der weiteren Aufnahmsarbeiten ergab sich, dass das gleiche Gestein auch bei 330—340 Meter in dem Seitenthälchen auftritt, welches aus dem Dobranka-Thale in südlicher Richtung östlich vom Hutberge sich heraufzieht. Ferner wurde es südöstlich von dem genannten Vorkommen im Dorfe Habendorf und im Graben östlich von diesem Dorfe, in beiden Fällen bei dem gleichen Niveau 320—330 Meter, vorgefunden. Wahrscheinlich gehören alle Vorkommnisse dieses Gesteins einer einzigen, 5—15 Meter mächtigen Decke an, die sich einst weit ausbreitete, durch spätere Eruptionsproducte verdeckt wurde und heute nur durch einzelne besonders tief eingerissene Thalfurchen angeschnitten ist. Im Dobrankathale wurde das nordwestliche Ende der Decke durch von Nordwesten nach Südosten gerichtete Verwerfungen in ein tieferes Niveau, bis 280 Meter gebracht.

Im frischen Zustande dunkelgrau, angewittert lichtgrau. Die blauen Hauynkrystalle sind im Gestein aus dem Waldgraben östlich von Habendorf schon mit der Lupe erkennbar, beim Dobranka-Gestein treten sie erst bei der Verwitterung als rothbraune Fleckchen hervor. Das Gestein besitzt porphyrische Structur. Das blosse Auge erkennt schwarze Hornblendesäulen, die in einer dichten Grundmasse liegen. Bei mikroskopischer Betrachtung erkennt man neben der braun durchsichtigen, stark corrodirtten Hornblende noch als Aus-

scheidlinge erster Generation Magnetit, bräunlichgrünen Augit, Titanit, Plagioklas, Orthoklas, Hauyn und grauvioletten Apatit. Die den Hauptbestandtheil des Gesteins bildende Grundmasse ist holokrystallin entwickelt und besteht überwiegend aus Feldspathleisten, denen auch in zweiter Generation ausgeschiedene Magnetitkörnchen, Augitsäulchen, Leucitkrystalle und Apatit, im Ganzen an Menge zurücktretend, beigemischt sind. In den Zwickeln zwischen den Feldspathleisten tritt in manchen Vorkommnissen wahrscheinlich Nephelin auf. Weil die ungefärbten Bestandtheile überwiegen, ist das Gestein relativ hell gefärbt. In einer Randfacies, welche sowohl im Dobrankathale als auch in Habendorf zur Entwicklung gelangte, tritt Glasbasis in der Grundmasse reichlich auf. Das Gestein besitzt dann einen sehr starken Fettglanz. Der Gegensatz zwischen zwei Generationen der Mineralausbildung verschwindet fast ganz. In einer weiteren Rand-Facies, welche bei dem Schulhause in Habendorf vorkommt, tritt der Leucit ganz zurück, in der glasigen Grundmasse erscheinen nur Magnetit, Augit, Hornblende, Hauyn und Feldspath eingebettet.

Der im Gestein vorhandene Augit ist ein Aegyrinaugit, $c:c = 56^\circ$. Bemerkenswert erscheint das nicht seltene Auftreten von Aegyrinaugit I. Generation als Einschluss in der braunen corrodirtten Hornblende. Dieser Augit muss älterer Entstehung sein, als die umschliessende Hornblende. Der Feldspath steht nach der bei den Zwillingen vorherrschenden Auslöschungsschiefe von 12° — 19° dem Oligoklas nahe. Auch die Auslöschung der Leisten (1 — 4°) verweist auf diesen Plagioklas. Untergeordnet tritt auch Orthoklas unter den grösseren Ausscheidlingen auf. Die Feldspathleisten der Grundmasse scheinen durchwegs dem Oligoklas anzugehören. Bezüglich der übrigen mineralischen Gemengtheile wurde nichts Bemerkenswerthes beobachtet. Die Gesteinsstructur ist trachytisch; die glasreichen und leucitfreien Randfacies besitzen eine Structur, welche sich der andesitischen nähert.

Die Gesteinsdecke besitzt eine grob-kugelschalige Absonderung. Schalendicke 10—20 Centimeter. Man kann für diese Absonderung kein System erkennen. Möglicherweise steht die Erscheinung im Zusammenhang mit der Richtung und der Art der Fortbewegung des Magmas. Die kugelschalige Absonderung übergeht im Bett des Dobrankabaches bei 310 Meter in eine plattenförmige. An manchen Stellen der Decke treten häufig Blasenräume auf. Diese sind in der Regel lang gezogen, bis 10 Centimeter lang bei 2 Centimeter Breite.

Sie folgen bestimmten Zonen im Gestein, die wieder der Richtung der schaligen Absonderung parallel gehen. Blasenräume sind von Thomsonit, Natrolith, Analcim, Phakolith? und Calcit ausgekleidet. In der Regel tritt in einem Blasenraum nur je ein Zeolith als Auskleidungsmaterial auf.

Zu demselben Typus gehört das im Brockentuff der Kolmer Scheibe an verschiedenen Stellen in Form von Blöcken vorkommende Gestein. Ihm fehlt der Leucit, der ja auch mancher Facies des Dobrankagesteins abgeht, und der Hauyn scheint durch den verwandten Sodalith¹⁾ ersetzt. In beiden Gesteinen tritt neben einem natronreichen Kalknatronfeldspath noch untergeordnet Orthoklas auf. Neben diesem Plagioklas betheiligte sich Aegyrinaugit und ein Mineral der Hauyngruppe am Gesteinsaufbau. Auch die chemische Zusammensetzung beider Gesteine zeigt im Ganzen eine Uebereinstimmung. Unter Nr. I folgt die Analyse des Dobrankagesteines, unter Nr. II die Analyse der Felsart von der Kolmer Scheibe. Beide Analysen wurden von R. Pfohl ausgeführt.

	I.	II.
<i>SiO₂</i>	52·34	55·02
<i>TiO₂</i>	0·14	Spur
<i>P₂O₆</i>	0·09	0·63
<i>SO₃</i>	0·02	—
<i>Cl</i>	—	Spuren
<i>Al₂O₃</i>	19·90	18·14
<i>Fe₂O₃</i>	6·57	6·03
<i>FeO</i>	0·55	1·32
<i>CaO</i>	6·35	6·67
<i>MgO</i>	2·26	2·12
<i>K₂O</i>	2·68	4·03
<i>Na₂O</i>	5·66	4·55
<i>H₂O</i> chem. geb.	3·65	2·08
Feuchtigkeit	0·41	—
Summa	100·62	100·59
Specificches Gewicht	2·623	2·698

¹⁾ Die Natur der schon stark zersetzten Sodalithe wurde aus dem Fehlen der bekannten, für Hauyn charakteristischen Einschlüsse mehr vermuthet als sicher erkannt. Schwefelsäure konnte im Gestein nicht nachgewiesen werden, von Chlor sind sichere Spuren vorhanden.

Dieses Gestein musste seiner mineralischen und chemischen Zusammensetzung wegen von den übrigen Tephriten getrennt werden. Es enthält viel mehr lichte Gemengtheile als Nephelin- und Leucit-Tephrit gewöhnlich zu führen pflegen. Deshalb ist auch sein Kieselsäuregehalt ein sehr hoher. Der Plagioklas in Verbindung mit einem Mineral der Hauyngruppe bedingt seinen Charakter, sowie auch seine Bezeichnung als Hauyn-Tephrit. Sein geringer, übrigens schwankender Gehalt an Orthoklas übt keinen massgebenden Einfluss auf den Gesteinscharakter aus.

Es reihen sich unsere Gesteine dem von F. Zirkel (Lehrb. d. Petrogr., 2. Aufl., III, 25) auf Grund von Vorkommnissen aus dem Mont Dore aufgestellten und gleichfalls „Hauyn-Tephrit“ genannten Gesteinstypus an.

Nephelin-Tephrit (Tn).

Eine grössere Verbreitung als der Hauyn-Tephrit erreicht der Nephelin-Tephrit im Kartengebiete. Dieses Gestein tritt an folgenden Punkten auf: Am linken Ufer des Dobrankabaches in 250 Meter und bei 280—300 Meter; dann als 5 Meter mächtige Decke am Nordabhange des Hutberges in 340 Meter; am rechten Dobranka-ufer in 255—258 Meter; am Wege, welcher von Birkigt nach Dobern führt, in 320 Meter; in der Umgebung von Habendorf; am Südwest- und Südabhange des Amselberges in 360 Meter; auf der Steinwand bei Bachelsdorf, und zwar in 360—370 Meter auf dem Plateau über der lothrecht abstürzenden Wand; in 375 Meter und in 362 Meter am Ostabhange der Steinwand, sowie in 370 Meter an der Westkante gegen Stabigt; wahrscheinlich auch im Osten der Kolmer Scheibe bei 320 Meter, deckenförmig, östlich vom Klinsborn; Kolmer Scheibe West bei 400 Meter; im Norden der Kolmer Scheibe gangförmig bei 190 Meter, bei 240—260 und bei 280 Meter; Krischwitz Ost und Nord in 240 Meter; ferner bei 170 Meter nordöstlich von Liebwerd in Form zerstreuter Blöcke; am Schichenberge (Herrnberg), hier die unterste Decke bei 400—420 Meter bildend; an vielen Punkten südlich vom Schichenberg bis zum Ufer der Polzen finden sich Haufwerke zerstreuter Blöcke oft von sehr grossen Dimensionen, welche von dieser Schichenberg-Decke abgebrochen und in ein tieferes Niveau gesunken sind; es hat den Anschein, als ob die südlich des Dorfes Kolmen am Wege bei 395 Meter zerstreut umher-

liegenden Blöcke gleichfalls aus dem Gestein der untersten Schichtenberg-Decke beständen; westlich vom Poppenberge in 360 Meter östlich vom Holzkreuz an der Wegkreuzung und an der kleinen Erhöhung in 340 Meter; östlich am Rilkenberge in 380 Meter; nördlich von Parlosa im Walde bei 450 Meter; schliesslich Parlosa Ost ein kleiner Strom mit eigenthümlicher Mauerstructur.

Der Nephelin-Tephrit bildet ein dunkel schwarzgraues bis schwarzes Gestein. Nur die nephelinarmen bis nephelinfreien Facies, welche gleichzeitig feldspathreicher werden, besitzen eine etwas hellere, aber immer noch dunkelgraue Färbung. Allerorts herrscht Neigung zur Absonderung in grosse Pfeiler. Diese stehen senkrecht zur Richtung der Deckenausbreitung. Die Pfeiler lösen sich wiederum senkrecht zu ihrer Längsaxe in dünne Platten auf.

Dem blossen Auge erscheinen die Nephelin-Tephrite des Kartengebietes zumeist dicht; nur einige Vorkommnisse werden durch grössere Ausscheidlinge von Hornblende und Augit porphyrisch. Bei mikroskopischer Beobachtung macht sich ein Gegensatz geltend zwischen älteren Ausscheidlingen von Magnetit, gelbbrauner Hornblende, Augit, sehr selten von Orthoklas und einer Grundmasse, die aus Magnetitkörnchen und Augitprismen zweiter Generation, sowie aus Plagioklasleisten und Nephelinaggregaten besteht. In manchen Fällen tritt zum Augit zweiter Generation noch brauner Glimmer in Form kleiner Blättchen. Selten tritt Leucit, Hauyn oder Olivin unter den Gemengtheilen auf. Das Auftreten von braunem Glimmer haben unsere Gesteine mit den Nephelin-Tephriten des Laacher See-Gebietes (Niedermendig) und der Rhön (z. B. Oberer Calvarienberg bei Poppenhausen) gemeinsam. In den meisten Vorkommnissen unseres Gebietes gehört der Augit zum Aegyrin-Augit ($c : c = 47^\circ$ im Anwachskegel der Pyramide und $c : c = 61^\circ$ im Prismen-Anwachskegel). Nur in einigen wenigen Vorkommnissen (Poppenberg West, Parlosa Nord u. a.) ist basaltischer Augit vorhanden. Der Plagioklas steht dem Oligoklas nahe. Selten ist Glasbasis entwickelt (so Rilkenberg Ost, Dobranka rechtes Ufer). In der Regel überwiegen die dunklen Gemengtheile an Menge über die farblosen.

Die Structur ist trachytisch. — In ihrer chemischen Zusammensetzung weichen unsere Nephelin-Tephrite bezüglich der Mengen von Thonerde und Magnesia von einander ab. Auffallend gering erscheint die Menge von Magnesium im Tephrit des Schichtenberges. Hingegen

wird der Gehalt an Natrium und an FeO ein grösserer. Es erklärt sich diese Thatsache nur durch das Vorherrschen des Aegyrin-Molecüls in den Augiten. Analyse Nr. I bezieht sich auf einen Nephelin-Tephrit aus dem Dobrankathale, linkes Ufer bei 295 Meter, während Analyse Nr. II die Zusammensetzung des Nephelin-Tephrit der untersten Decke des Schichenberges (Herrnberges), Westabhang 415 Meter, wiedergibt. Nr. I ist von R. Pfohl, Nr. IIa von F. Hanausch analysirt worden. In IIb sind die Ergebnisse einer zweiten durch R. Pfohl ausgeführten Controlbestimmung von MgO und K_2O im Nephelin-Tephrit des Schichenberges angegeben.

	I	IIa	IIb	Mittel aus IIa u. b
SiO_2	44·85	45·56	—	—
TiO_2	1·73	1·73	—	—
P_2O_5	1·55	1·02	—	—
SO_3	—	Spur	—	—
Al_2O_3	18·08	14·43	—	—
Fe_2O_3	7·71	7·71	—	—
FeO	3·23	6·07	—	—
MnO	—	1·47	—	—
CaO	9·97	9·23	—	—
MgO	4·16	0·87	0·82	0·84
K_2O	3·19	2·45	3·06	2·75
Na_2O	3·02	5·57	—	—
H_2O chem. gebunden	2·56	2·79	—	—
Feuchtigkeit . . .	0·46	0·49	0·36	0·42
CO_2	—	0·25	—	—
Summa:	100·56	99·64		
Spec. Gewicht:	2·839	2·759		

Im Dobrankathale zeigt der Nephelin-Tephrit eine schieferig abgesonderte Randfacies, welche, obwohl arg verwittert, doch erkennen lässt, dass sich fast gar keine farblosen mineralischen Gemengtheile ausgeschieden haben, sondern neben äusserst spärlichem, vielfach ganz zurücktretendem Feldspath nur Glasbasis vorhanden ist, in welcher Magnetit und Aegyrinaugit eingebettet liegen. Es ist ein Glas-Tephrit, dunkelgrünlichgrau gefärbt und stark fettglänzend.

Ausser dieser Randfacies des Nephelin-Tephrits entwickelt sich aus dem normalen Gestein durch gänzlichliches Zurücktreten des Nephelins noch eine andere, höchst interessante Facies. Dieselbe ist dunkelgrau von Farbe, holokrystallin ausgebildet, kryptomer und besteht aus Magnetit (3 Procent), Aegyrin-Augit (etwa 25 Procent), corrodierter Hornblende, Oligoklas und etwas Orthoklas (etwa 70 Procent), ohne Nephelin. Accessorisch tritt Apatit ein. Hornblende, Augit und Magnetit haben sich in zwei Generationen, der nur in Form von Leisten entwickelte Feldspath bloß in einer Generation ausgebildet. Das Gestein besitzt rein trachytische Structur.

Diese Gesteinsfacies wäre nach ihren mineralischen Gemengtheilen ein Augit-Andesit. Sie unterscheidet sich jedoch vom Augit-Andesit wesentlich durch Structur und chemischen Bestand. Es ist eben ein nephelinfreier Nephelin-Tephrit. Man muss diese Facies andesitischer Tephrit nennen. Das Gestein ist dem Trachyt ungemein ähnlich, von ihm aber wie der Porphyrit vom Porphyr durch das Eintreten eines Plagioklas an Stelle des Orthoklas verschieden.

Man findet andesitischen Tephrit im Dobrankathale, besonders typisch entwickelt ist er jedoch auf dem kleinen Plateau in 300 Meter südlich des Amselberges. Auch im Norden der Kolmer Scheibe und an der Südgrenze des Kartenblattes am Waldrande südlich des Natternsteines tritt ein Gestein von gleicher mineralischer Zusammensetzung, wenn auch in einer etwas abweichenden Ausbildung auf. Dieses Gestein bildet an der Kolmer Scheibe von 240—260 Meter einen 10—15 Meter mächtigen Gang, welcher süd-nördlich streicht. Oberhalb des Ganges tritt in 265—280 Meter ein etwa 15 Meter im Durchmesser besitzender kleiner Kegel des gleichen Gesteines auf, der zum gleichen Gesteinskörper gehört und aus dem umgebenden Sandstein durch ungleichmässigen Abtrag in dieser Form herausgeschält ist. Das schwarzgraue Gestein erscheint im Gange dicht, im Kegel hingegen körnig. Bei beginnender Verwitterung des körnigen Gesteins treten kugelige Stellen von Erbsengrösse durch lichtere Färbung hervor. Das körnig ausgebildete Gestein ist holokrystallin; grössere Krystalle von Magnetit, Augit, Magnesiaglimmer und Oligoklas sind durch ein feinkörniges Aggregat der gleichen Minerale verbunden. Der Augit ist Aegyrin-Augit, $c : c = 52—60^\circ$. Im dichten Gestein des Ganges ist Augit in grösserer Menge vorhanden, und

der Oligoklas bildet grössere Felder, die vielfach von Magnetitkörnern, von Glimmerblättchen und Augiten durchspickt sind. Schlierenartig wechseln Stellen, an denen die dunkeln Componenten überwiegen, mit solchen, an denen der Feldspath vorherrscht.

Trotz der geringen Ausdehnung des kegelförmigen Gesteinskörpers sind in seiner Umgebung recht auffallende exomorphe Contacterscheinungen im angrenzenden oligocänen Sandstein hervorgerufen. Dieselben sollen später näher beschrieben werden.

Der Nephelin-Tephrit, welcher die stellenweise bis 40 Meter mächtige unterste Decke des Schichenberges (Herrnberges) bildet, ist sehr reich an basischen Concretionen, welche bis faustgross werden. Dieselben sind regelmässig von einem weissen Hof, aus Natrolith bestehend, umgeben. Sie fallen leicht heraus und hinterlassen Höhlungen, so dass die ältere Felsoberfläche ein pockennarbiges Aussehen gewinnt. Die Concretionen besitzen nicht die gleiche Zusammensetzung. Aggregate von grossen schwarzen Hornblenden und solche von Augiten überwiegen. Dann kommen auch Aggregate von Magnesiaglimmer vor und endlich solche, deren Bestand basaltischer Augit und Orthoklas mit Apatit oder Hornblende und Nephelin ist. Schliesslich sind zu den basischen Ausscheidungen auch die Olivinkörner zu zählen, welche ab und zu im Gestein auftreten.

Der Uebergang von den Nephelin-Tephriten zu den in nachstehenden Zeilen zu erörternden Leucit-Tephriten bilden die Gesteine, welche als Nephelin-Tephrite in der Karte eingetragen, nördlich von Parlosa bei 450 Meter deckenförmig, ferner in Form zerstreuter Blöcke bei 170 Meter nordöstlich Liebwerd, westlich vom Poppenberge bei 340 Meter und bei 360 Meter auftreten. Diese Gesteine zeichnen sich durch häufige porphyrische Ausscheidlinge von Magnetit, basaltischem Augit und Plagioklas aus, welche Minerale erster Generation in einer Grundmasse eingebettet sind, die aus Magnetit, Augit, Plagioklasleisten zweiter Generation, sowie aus Nephelin, ab und zu auch aus Hornblende oder Magnesiaglimmer besteht. In manchen Vorkommnissen zeigt sich ein farbloses Glas in nicht unerheblicher Menge. Leucit fehlt stets. Dadurch allein sind diese Gesteine vom Leucit-Tephrit unterschieden, denen sie sonst makroskopisch und structurell gleichen.

Augitit (A).

Schwarze dichte Gesteine von einfachem Aufbau: Magnetit und basaltischer Augit, beide in zwei Generationen ausgeschieden, liegen in einer farblosen Glasbasis eingebettet. Letztere ist an Menge ganz zurücktretend gegenüber den genannten mineralischen Componenten. Zwischen den beiden Generationen der Mineralausscheidung herrscht keine scharfe Grenze, die beiden Mineralbildungsphasen verfließen in einander. Die grösseren Augite treten schon makroskopisch hervor. Die kleinsten Augitchen sinken bis zur Nadelgrösse herab.

Augitite bilden Decken am Hutberge und in seiner nächsten Umgebung, sowie an der Kolmer Scheibe und südlich von Ober-Bachelsdorf. Am Nordabhange des Hutberges ist in 350—360 Meter eine Decke vorhanden; dann im Seitenthale, welches sich östlich vom Hutberge vom Dobrankathale aus erstreckt, bei 350 Meter; ferner eine Decke im Dobrankathale bei 350 Meter, welche im Bachbett bis zu dem Gehöfte des Herrn Paudler, südwestlich Dobern, reicht; endlich südlich vom Hutberge in 352 Meter über Zautig. Die in gleichem Niveau von 350—360 Meter am Hutberge an verschiedenen Orten auftretenden Decken dürften Theile einer einzigen grossen Decke sein. Auch die im Bachbett des Dobrankathales 40 Meter tiefer, nämlich in 320 Meter, vorhandene Decke gehört wahrscheinlich zu der gleichen Hutbergdecke. In das tiefere Niveau ist dieser Deckentheil durch Verwerfung gerathen. An der Kolmer Scheibe bildet Augitit eine Decke am Westabhange dieses Berges bei 345—350 Meter, dann am steilen Nordabhange zwischen 370 Meter und 380 Meter. Südlich von Ober-Bachelsdorf (Stabigt) tritt er in 370 Meter am Südrande des Kartenblattes deckenförmig auf.

Allenthalben bemerkt man dick säulenförmige Absonderung. Randlich besitzen alle Decken eine blasenreiche Facies.

Die Augititdecken sind jünger als die Decken von Hauyn- und Nephelin-Tephrit, hingegen älter als die Lencit-Tephrite.

In ihrem chemischen Bestande fällt die Armut an Thonerde auf. Diese geringe Menge Thonerde reichte nicht aus zur Bildung irgend eines Feldspathes.

Nachfolgend eine von R. Pfohl ausgeführte chemische Analyse, zu welcher eine Probe aus der Decke am Nordabhange des Hutberges bei 350 Meter verwendet wurde.

SiO_2	43·35
TiO_2	1·43
P_2O_5	1·54
Al_2O_3	11·46
Fe_2O_3	11·98
FeO	2·26
CaO	7·76
MgO	11·69
K_2O	0·99
Na_2O	3·88
H_2O chem. gebunden	2·41
Feuchtigkeit	0·59
Summa	99·34
Spec. Gewicht		2·974

Leucit-Tephrit (Tl).

Im Kartengebiet erlangen Leucit-Tephrite eine recht grosse Verbreitung. Jünger als die Hauyn- und Nephelin-Tephrite, ebenso auch jünger als die Augitite, treten sie besonders deckenförmig auf am Schichenberg (Herrnberg), am Falkenberg, im Dorfe Dobern, im Fibichgraben bei Dobern, südlich von Dobern, am Hutberge, sowie noch an sehr vielen vereinzelt Punkten des Kartengebietes. Am Schichenberge (Herrnberg) bildet der Leucit-Tephrit die mittlere Decke bei 440 Meter und die 10 Meter mächtige Gipfeldecke von 470—480 Meter. Dann treten südlich und südöstlich von diesem Berge an dem vorzugsweise aus Brockentuff bestehenden steilen Abfall des Schichenberg-Plateaus bei 370 Meter und in 400 Meter kleinere (3—5 Meter mächtige) Decken auf. Noch weiter nach Südosten sind in der Fortsetzung des genannten Steilabfalles, südwestlich von „der Folge“, Decken bei 375—380 Meter (5—7 Meter mächtig) und bei 405—425 Meter (15—20 Meter mächtig) zwischen die gleichen Tuffe eingeschaltet. Auch im Ostabhange dieses Plateaus gegen das Dobrankabachthal treten solche Decken bei 400 Meter und in 420 Meter auf. Nördlich davon hat der Fibichgraben unterhalb Dobern bei 400 Meter gleichfalls eine Leucit-Tephritdecke angeschnitten, im weiteren Verlaufe des Fibichgrabens sind bei 360 und 370 Meter mächtige Gänge dieses Gesteins im Brockentuff vorhanden. Auch an der Mündung dieses Grabens in's Dobernbachthal kommt

auf der rechten Seite des letztgenannten Thales bei 345 Meter eine Decke zum Vorschein. Zwei Leucit-Tephritdecken bilden im Verein mit Brockentuff auch das Plateau des Falkenberges (Doberner Höhe), die untere dieser Decken kommt in 460—470 Meter, die obere in 490—500 Meter vor. Auch in Franzberg (östlicher Theil) findet sich bei 450 Meter dieses Gestein, desgleichen auf dem Plateau östlich der Franzberger Windmühle 480 Meter. Im Dorfe Dobern und im Bachgraben, welcher südlich vom Dorfe Dobern als Dobrankathal in's Polzenthal mündet, kommen solche Decken bei der Mühle im Dorfe Dobern in 365 Meter (5 Meter mächtig), in 344 Meter und in 327—330 Meter südlich des Dorfes vor. Auch in der östlichen Thal- lehne des oberen Dobrankathales, südöstlich von Paudler's Geböfte, sind drei Decken bei 340—345 Meter, bei 400 Meter (3—4 Meter mächtig) und bei 420 Meter vorhanden. Letztere Decke erstreckt sich über das Plateau nach Osten bis gegen die Strasse, welche von Dobern nach Habendorf führt. Der obere Theil des Hutberges besteht aus vier über einander zwischen Brockentuff auftretenden Decken dieses Gesteins: bei 385—400 Meter, bei 425 Meter, bei 440 bis 450 Meter, endlich auf dem Plateau bei 470 Meter. Die oberste Decke ist allerdings zum Theil abgetragen, so dass nur noch zerstreute Blöcke von derselben vorhanden sind. An der Nordseite des Hutberges bis zur Sohle des Dobrankathales zählt man demnach im Ganzen sieben über einander folgende Decken verschiedener Gesteine, zu unterst Hauyn-Tephrit, dann Nephelin-Tephrit und Augitit, endlich vier Decken von Leucit-Tephrit. Auch an der nördlichen Lehne des Polzenthales treten nordöstlich von Zautig drei Leucit-Tephritdecken auf, in 388—400 Meter, in 410 Meter und in 440 Meter. Weiter östlich am Südabfall des Eichberg-Plateaus gegen das Polzenthal beobachtet man bei 440 Meter, dann bei 455—460 Meter, endlich oben am Plateau in 470 Meter solche Decken. Am Rücken des Amselberges liegen von 370—420 Meter zerstreute Blöcke einer zerstörten Leucit-Tephritdecke umher, desgleichen auf der Südseite des Omsberges und am Südostabhänge des Dobernberges. Im Liegenden der Basalte dieser letztgenannten Berge ist sicher eine Leucit-Tephritdecke vorhanden, von welcher die vielen allda zerstreuten Blöcke herrühren. Dadurch ist aber auch nachgewiesen, dass die Feldspath- und Leucit-Basalte dieser Berge jünger sind als die Leucit-Tephrite. Ferner besteht das oberste Plateau der Steinwand bei Bachels-

dorf von 410—420 Meter aus Leucit-Tephrit. Am Ostabhange der Steinwand gegen das Polzenthal wäre die Decke zwischen 360 und 370 Meter hervorzuhoben. Westlich an der Kolmer Scheibe kommen bei 345—350 Meter, bei 375 Meter und bei 380—388 Meter Leucit-Tephrite vor. Auch südlich dieses Berges auf dem Plateau gegen das Dorf Kolmen breitet sich in 430 Meter eine Decke dieses Gesteins aus. Am Nordabhange der Kolmer Scheibe kommt in der vorzugsweise aus Brockentuff gebildeten Steilwand dieses Berges über der Augititdecke (380 Meter) in 400 Meter eine 5—10 Meter mächtige Decke eines sehr feldspatharmen Leucit-Tephrits vor, welche fast die ganze Steilwand durchquert.

Kleinere Decken dieses Gesteins, oft nur 1—2 Meter mächtig, finden sich horizontal ausgebreitet, zumeist reich an Glasbasis, nördlich der Jägerhütte in 320 Meter, dann nordwestlich von diesem Punkte an manchen Orten, so namentlich in 300 Meter und 280 Meter ostnordöstlich von Liebwerd. — Gangförmig treten Leucit-Tephrite, in der Regel mit viel Glasbasis, im Fibichgraben bei Dobern, in der Umgebung der Jägerhütte und am Spitzberg, nördlich von Ober-Birkigt, ferner entlang des Wassergrabens zur Jordan'schen Papierfabrik in Birkigt, endlich im Nordwesten der Kolmer Scheibe von 220—250 Meter auf. — Ferner findet man an einzelnen zerstreut gelegenen Punkten Leucit-Tephrite theils in anstehenden stockförmigen Massen von nur kleiner Ausdehnung, theils aber in losen Blöcken. Lose Blöcke beobachtet man nordöstlich von Liebwerd bei 170 Meter in der „am Keil“ genannten Flur, an mehreren Punkten westlich der Jägerhütte, bei 345 Meter nordöstlich von Falkendorf westlich vom Falkenberg, in gleicher Höhe (345 Meter) westlich vom Poppenberge, Loosdorf Ost, dann vielfach Blöcke in den Brockentuffen des Poppenberges, Falkenberges, Schichenberges, Hutberges und der Kolmer Scheibe. Anstehend in Form kleiner stockförmiger Massen tritt Leucit-Tephrit an einem kleinen Kegel 232 Meter nördlich der Strasse von Liebwerd nach Ober-Birkigt, ferner im Nordosten der Kolmer Scheibe bei 265 Meter auf.

Unsere Leucit-Tephrite sind Gesteine von ausgezeichnet porphyrischer Structur. In einer dichten schwarzen Grundmasse liegen grosse, über 1 Centimeter lange, schwarze basaltische Augite und lebhaft glänzende Magnetitkörner eingebettet, zu denen in manchen Vorkommnissen auch noch grosse Krystalle von Kalknatronfeldspath

treten. Dadurch erhalten diese schönen Gesteine ein sehr charakteristisches Aussehen. Allenthalben treten Magnetit und basaltischer Augit, meist auch Plagioklas in zwei Generationen, als grössere Einsprenglinge und als Grundmassenbestandtheile, auf. Leucit findet sich immer als Grundmassenbestandtheil entwickelt, recht häufig bildet er neben den kleinen Leucitkrystallen der Grundmasse noch grössere Einsprenglinge, deren Durchmesser 1—2 Millimeter nie überschreitet. Neben Augit kommt Magnesiaglimmer als Grundmassengemengtheil in Form von braunen Blättchen häufig vor. Ab und zu stellt sich Nephelin ein. Die Randfacies der grösseren Decken, die kleineren stockförmigen Vorkommnisse und die nur wenig (1 bis 4 Meter) mächtigen Decken weisen in ihrer Grundmasse beträchtliche Mengen von Glasbasis auf, während die Grundmasse im inneren Gesteinskörper der grösseren, 5, 10—20 Meter mächtigen Decken holokrystallin entwickelt ist.

Die in den Leucit-Tephriten auftretenden basaltischen Augitkrystalle zeichnen sich durch die Armuth ihrer Begrenzungselemente aus. Isolirte Krystalle zeigen nur folgende Flächen: $m = \infty P(110)$, $s = P(\bar{1}11)$, $a = \infty P \infty (100)$, $b = \infty P \infty (010)$. Der Habitus der Krystalle ist schmal tafelförmig nach dem Orthopinakoid. Zwillinge nach dem Orthopinakoid sind häufig. Sehr oft zeigen die Augite lamellaren Aufbau. Die Verschiedenheit der einzelnen Anwachskegel tritt in der Regel deutlich hervor. Pleochroismus ziemlich lebhaft, c licht lederfarben, b violett.

Die chemische Zusammensetzung eines Augits aus der unteren, bei 460—470 Meter am Falkenberge West auftretenden Decke von nephelinführendem Leucit-Tephrit ist folgende. Das Material für die Analyse wurde sorgfältig gereinigt, von allen leichteren Verunreinigungen mittels einer Lösung von Kaliumquecksilberjodid (Dichte = 3.1) befreit und der Magnetit mit dem Magnetstabe entfernt. Analytiker: R. Pfohl.

SiO_2	45.67	MgO	12.09
TiO_2	0.62	K_2O	0.56
Al_2O_3	9.04	Na_2O	1.25
Fe_2O_3	7.46	H_2O chem. geb.	0.31
FeO	2.00	Summa	100.78
CaO	21.78	Spec. Gewicht	3.37

Der Kalknatronfeldspath entspricht in seiner Mischung etwa dem Andesin. Die grösseren Einsprenglinge stellen zumeist tafelförmige Krystalle dar, während die Grundmassenfeldspathe leistenförmig ausgebildet sind. In manchen dieser Gesteine tritt der Feldspath sehr zurück, so dass das Gestein fast Leucitit wird. Das gilt insbesondere von den Decken der Kolmer Scheibe. Leucit zeigt sich reich an Interpositionen von Augit und von Glas; die grossen Leucite aus dem Innern der Decken sind ärmer an solchen, die Leucitkrystalle der glasreichen Randfacies stecken hingegen in der Regel ganz voll. Auch die grösseren Leucite erwiesen sich stets ohne Zwillingslamellen und ohne optische Wirkung.

Die grossen Decken besitzen eine blasenreiche Oberflächenfacies, das Innere der Decken ist in der Regel blasenlos erstarrt. Infolge rascherer Erstarrung ist in den Oberflächenfacies die Grundmasse viel feinkörniger entwickelt, und die einzelnen Gemengtheile strotzen voll kleinster schwarzer Körnchen, die wohl dem Magnetit und Augit angehören. Bei schnellster Erstarrung ist der grösste Theil der Grundmasse als trübe bis schwarzbraune Glasbasis entwickelt, in welcher die Leucitkryställchen eingebettet liegen. Leucit ist in dieser Oberflächenfacies selbst dann vorhanden, wenn kein anderer ungefärbter Grundmassenbestandtheil zur Ausbildung kam. Auffallenderweise reicht an der Basis der grösseren Decken die glasreiche Randfacies vom Contact mit dem liegenden Brockentuff nur wenige Centimeter weit gegen das Decken-Innere. Die Zone der endogenen Contactwirkung ist demnach eine sehr schmale.

In zwei Fällen wurden grössere Ausscheidlinge von brauner Hornblende beobachtet: im gang- und stockförmigen Vorkommen am Nordwestabhange der Kolmer Scheibe bei 220—250 Meter und in 265 Meter, ferner in Rollblöcken westlich von der Strasse, die von Habendorf nach Dobern führt, östlich vom Hutberge bei 420 Meter.

Die Gesteine der Hutbergdecke aus 440 Meter und der westlich vom Dobrankathale bei 420 Meter auftretenden Decke besitzen in ihrer Grundmasse eigenthümliche sphärolithische Anhäufungen von wesentlich Augit und Magnetit. Schon mit blossem Auge erkennt man im Dünnschliff dunkelgraue runde Gebilde von etwa 0·5 Millimeter Durchmesser. Bei entsprechender Vergrösserung erweisen sie sich als kugelige Ballen der genannten Minerale, welche in winzigsten Dimensionen regellos zusammengehäuft sind. Häufig ist in ihrem Kern

ein grösserer Feldspath-, Leucit- oder Augit-Krystall vorhanden, oder der Sphärolith wird seitlich von einem dieser Krystalle angespiesst. Beim ersten Anblick erscheinen sie einem mit Interpositionen vollgestopften Leucit nicht unähnlich, die weitere Untersuchung aber lehrt ihre Verschiedenheit erkennen.

Die Leucit-Tephrite unseres Gebietes weisen allenthalben eine plattenförmige Absonderung auf, wobei die Platten regelmässig horizontal, also in der Längserstreckung der Decken lagern. Säulenförmige Absonderung, welche bei den Basalten, Augititen und Nephelin-Tephriten des Gebietes Regel ist, fehlt den Leucit-Tephriten.

Unsere Gesteine sind von den bekannten italischen Leucit-Tephriten wesentlich verschieden durch ihre Structur.

Die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine ist durch folgende, I und III von F. Hanusch, II und IV von R. Pfohl ausgeführte Analysen gegeben. I. Decke bei 400 Meter am Südabfall des Schichenberges (Herrnberg). II. Untere Decke des Falkenberges (Doberner Höhe) bei 470 Meter. III. Obere Decke des Falkenberges (Doberner Höhe) bei 500 Meter. IV. Decke vom Plateau des Eichberges westlich von Habendorf, 470 Meter.

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	45·28	47·83	46·84	49·75
TiO_2	1·60	2·27	1·88	0·18
P_2O_5	0·70	1·33	0·59	0·72
SO_3	Spur	—	Spur	—
Al_2O_3	12·95	16·09	13·98	16·72
Fe_2O_3	9·83	4·32	8·99	5·70
FeO	4·73	3·62	5·46	4·99
MnO	0·91	Spur	1·79	—
CaO	10·91	10·68	10·41	9·69
MgO	3·82	5·53	0·80	3·89
K_2O	2·03	4·05	2·59	3·02
Na_2O	3·34	4·46	3·59	3·08
H_2O chem. geb.	1·88	0·24	2·69	2·18
CO_2	0·16	—	0·30	—
Feuchtigkeit .	0·69	0·05	0·47	—
Summa	98·83	100·47	100·38	99·92
Spec. Gewicht	2·785	2·858	2·794	2·857

In II. konnten nicht einmal spectralanalytisch Spuren von *Sr* und *Li* nachgewiesen werden.

Aus dem Gesteine II. wurden die Augite isolirt und analysirt. Vergl. die Analyse auf pag. 268.

Viele Blasenräume der Leucit-Tephrite sind mit Zeolithen ausgekleidet, unter denen die Drusen von Thomsonit hervorzuheben sind, welche besonders schön in der obersten Decke des Schichenberges auftreten. Auch die Decken im Fibichgraben und an der Mündung desselben in das Dobernachthal enthalten Thomsonitdrusen, die wohl nur aus kleinen, dafür aber gut ausgebildeten Krystallen bestehen.

M a g m a b a s a l t (Bm).

Als solche sind hier die Gesteine mehrerer Decken zusammengefasst, die neben Olivin, Magnetit und Augit kein ungefärbtes Mineral, sondern nur eine Glasbasis erkennen lassen. Die gefärbten Minerale besitzen, den Olivin ausgenommen, äusserst kleine Dimensionen. Dem blossen Auge erscheinen die Gesteine graubraun oder dunkelröthlichbraun gefärbt. Sie sind immer porös, in manchen Fällen wie ein Schwamm durchlöchert. Treten grössere Blasenräume auf, so erscheinen dieselben in die Länge gezogen. — Alle Magmabasalte befinden sich in einem recht angewitterten Zustande.

Solche Magmabasalte finden sich namentlich in Form von Decken östlich von der Kolmer Scheibe und südlich von Oberbachelsdorf (Stabigt) vor. Im Osten der Kolmer Scheibe sind sie bekannt aus 320 Meter und aus 335 Meter; südlich von Oberbachelsdorf treten sie bei 310 Meter auf.

Mehrere Feldspathbasaltdecken besitzen poröse und dabei so glasreiche Randfacies, dass dieselben ohne Kenntniss ihrer Randfacies-Natur und ihrer Zugehörigkeit zu normal ausgebildeten Gesteinskörpern von Feldspathbasalten gleichfalls als Magmabasalt angesprochen werden müssten.

C o n t a c t w i r k u n g d e r E r u p t i v g e s t e i n e .

Obschon die Eruptivgesteine im Kartengebiet eine grosse Verbreitung besitzen, so sind exogene Contactwirkungen doch nur selten zu beobachten. Auf Eruptivgesteine oder deren Tuffe haben die jüngeren Eruptivmassen so gut wie keine Wirkung im Contact ge-

äussert. Wohl aber sind die oligocänen Sandsteine der Kolmer Scheibe, ferner Thonmergel südwestlich vom Poppenberge (358 Meter) und in der Flur nördlich von Liebwerd, welche „Kessel“ genannt wird, im Contacte mit Feldspathbasalt, respective mit andesitischem Tephrit verändert.

Die bedeutendste Contactwirkung übte der im Norden der Kolmer Scheibe bei 280—300 Meter den oligocänen Sandstein schlotförmig durchbrechende doleritische Feldspathbasalt auf den Sandstein aus. Der Contact ist allerdings nicht gut aufgeschlossen, so dass vor Allem nicht der Durchmesser des Contacthofes im Sandstein beobachtet werden konnte. Allein man findet in der Umgebung des Contactes metamorphe Sandsteine vielfach zerstreut. Die Contactwirkung äussert sich durch Frittung und säulenförmige Absonderung des Sandsteins. Man findet bis meterlange Säulen von gefrittetem Sandstein mit einem Durchmesser bis 20 Centimeter. In der Regel jedoch erreichen die Säulen diese Ausdehnung nicht, sondern messen nur 6—8 Centimeter im Durchmesser bei einer Länge von 0.25 Meter. Die gleiche, wenn auch nicht so umfangreiche Contactwirkung haben der Gang und der kegelförmige Durchbruch von andesitischem Tephrit bei 265—280 Meter im Norden der Kolmer Scheibe hervorgerufen. Auch hier ist Frittung und Säulenabsonderung im Sandstein zu bemerken. Die Säulen bleiben aber kurz, bis 15 Centimeter lang, bei einem Querdurchmesser von 6—8 Centimeter. — In beiden Fällen sind die Veränderungen, welche der Sandstein erfahren hat, die gleichen. Bei nur geringer Contactwirkung liegen die scharf umrandeten allothigenen Quarzkörner in einem trüben, glasartigen Kitt. War die Contactwirkung eine intensivere, so tritt zwischen den grossen, allothigenen, trüb berandeten Quarzkörnern ein feinkörniges Aggregat kleiner Quarzkörnchen oder braunes Glas auf. Recht häufig jedoch grenzen die grösseren Quarzkörner direct ohne jedes Bindemittel aneinander. Stets verlieren die Ränder der Quarzkörner ihre Schärfe. Die Quarzkörner greifen verzahnt in einander oder in die umsäumenden Quarz-Aggregate ein. Das Glas erscheint im auffallenden Licht lichtgrau, im durchgelassenen hingegen braun. An manchen Stellen des Sandsteins häuft es sich zu kleinen abgerundeten Flecken an. Im Ganzen ist die Menge des Glases keine grosse zu nennen.

Sowohl in den Glaspertien als auch in den feinkörnigen Quarzaggregaten treten häufig farblose, schief auslöschende Nadeln auf.

Im Glas finden sich ferner schwarzbraune Nadeln, die gleichfalls wie die farblosen undefinierbar sind.

Einen noch höheren Grad von Umänderung weisen einzelne im Walde westlich von Kolmen bei 305 Meter umherliegende Sandsteinblöcke auf. Schon makroskopisch erscheinen sie grau bis dunkelgrau gefärbt mit sehr auffälligem Fettglanze auf den Bruchflächen. In solchen Sandsteinen besitzen viele Quarzkörner einen authigenen Saum von trübem Quarz. Die Quarzkörner liegen eingebettet in einem schwarzen völlig undurchsichtigen Glase, welches an 40 Procent des ganzen Gesteins ausmacht. Im Glas sind nicht selten die von Zirkel aus contactmetamorphen Sandsteinen beschriebenen zierlichen Cordieritkryställchen zu finden. Die Cordierite weisen rechteckige und sechseitige Durchschnitte auf. Allenthalben besitzen sie in ihrem Innern viele dunkel gefärbte Einschlüsse. Nur ein schmaler farbloser Saum am Umfange des Krystalls bleibt einschlussfrei. Die sechseckigen Querschnitte löschen nicht einheitlich aus, vielmehr äussert sich eine Theilung in drei optisch sich verschieden verhaltende Felder. Trotz der Kleinheit dieser Gebilde ist diese Erscheinung scharf zu beobachten.

Ganz anders äussert sich die Contact-Umänderung im Thonmergel westlich vom Poppenberge. Das metamorphe Gestein erscheint felsitisch dicht, hellgrau, von grosser Härte. Bei mikroskopischer Beobachtung erkennt man einzelne zerstreute Quarzkörnchen, die in einer ungefärbten trüben isotropen Grundmasse liegen. Schwarzes Pigment zieht sich in Form feiner Schnüre oder einzelner Fleckchen durch das Gestein. Erst eine stärkere Vergrösserung löst aus der trüben Grundmasse eine Unzahl farbloser oder schwach gelblicher Stäbchen heraus, welche Pleochroismus aufweisen: || zur Längserstreckung farblos, senkrecht zur Längserstreckung gelb. Sie löschen das Licht gerade aus. Man hat da offenbar ein neu gebildetes Calciumaluminiumsilicat (wahrscheinlich Vesuvian) vor sich.

Eruptionsherde und Dislocationen.

Für die mannigfaltigen Eruptivmassen des Kartengebietes die Eruptionsherde mit Sicherheit festzustellen, ist nicht gelungen. So viel nur muss als sicher angenommen werden, dass die grossen Basalt- und Tephrit-Decken Dislocationsklüften entströmten, während die kleinen Basaltströme jüngeren Alters aus Kratern ausgeflossen sind.

Von Verwerfungsklüften wurden im Mittelgebirgsantheil des Kartengebietes folgende beobachtet:

A. Hauptrichtung West-Ost.

I. Die grosse Hauptverwerfungskluft in der Erzgebirgsbruchzone von Tetschen über Loosdorf bis nach Alt-Ohlisch.

II. Eine Westnordwest gerichtete Kluft, welche südlich vom Schichenberge, nördlich vom Spitzberge durch das Dobrankathal nördlich vom Hutberge verläuft. Sie schneidet die unterste Schichenbergdecke (Nephelin-Tephrit) südlich ab (vergl. pag. 259) und veranlasst die verwickelten tektonischen Erscheinungen im mittleren Theile des Dobrankathales. Vergl. pag. 256.

III. Entlang des Polzenthales von Ober- bis Nieder-Birkigt verläuft parallel zur Kluft II eine ähnliche Verwerfungslinie.

B. Hauptrichtung Nord-Süd.

1. Aus dem Quaderberge nördlich Tetschen tritt eine Verwerfungskluft aus, welche südlich von Altstadt im Elbthale sich fortsetzt. Entlang dieser Kluft senkt sich südlich von Tetschen der westlich von der Kluft gelegene Theil.

2. Westlich vom Gomplitzbache ist eine Verwerfung vorhanden, welche die Richtung von Südsüdwest nach Nordnordost einhält. Vergl. pag. 221.

3. Von Loosdorf über Falkendorf, Unter-Birkigt gegen Oberbachelsdorf verläuft eine weitere Kluft, deren Hauptrichtung gleichfalls Nord-Süd ist. Vergl. pag. 221 und 222.

4. Im südlichen Theile des Dobrankathales bis zum Polzenthale eine Nordnordost gerichtete Kluft von geringer Ausdehnung.

5. Oestlich vom Dobernberg und vom Dorfe Dobern schneidet eine Nord-Süd gerichtete Verwerfungskluft die oligocänen Sandsteine und Sande des Plateaus von Parlosa ab. Oestlich von ihr sind die mittel-oligocänen Sedimente in die Tiefe gesunken.

Von den genannten Verwerfungsklüften kämen nur II und III, ferner 3, 4 und 5 als wahrscheinliche Eruptionsspalten für die grossen Decken von Basalt und Tephrit in Betracht.

Reste von Kratern sind im Kartengebiete an folgenden Punkten zu beobachten:

1. Oestlich am Poppenberge neben dem „rothen Hübel“ ein kleiner Explosionskrater. 2. Westlich vom Rilkenberge bis zu Paudler's Berg. Ihm entströmten wohl die Basalte von Paudler's Berg

und die am Rilkenberg. 3. In der „Lösche“, nordöstlich von Parlosa. 4. Neben Böhm's Kuppe östlich vom Dobernberg. 5. An Fibich's Kuppe östlich vom Amselberg. Die Krater Nr. 3—5 stehen in einer von Nord nach Süd gerichteten Linie und folgen der oben unter Nr. 5 angeführten grossen Verwerfungskluft. Aus den drei letztgenannten Kratern sind gleichfalls kleine Feldspathbasalt-Strömchen ausgeflossen.

IV. Diluvium.

Diluvialgebilde besitzen innerhalb des Kartengebietes eine grosse Verbreitung. Thalboden und Thallehnen werden von denselben bedeckt, die grösseren Thalweitungen sind mit Diluvialgebilden theilweise ausgefüllt, endlich hüllen Diluvialgebilde auch die aus Eruptivmassen bestehenden Plateaux ein und breiten sich als deckender Mantel über dieselben aus. Die grösste Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit erreichen die diluvialen Ablagerungen in der grossen beckenförmigen Thalweite von Tetschen und Altstadt.

Die gesammten Diluvialablagerungen lassen sich nach der Art ihres Auftretens und ihrer Entstehungsweise in zwei Gruppen mit nachfolgenden Unterabtheilungen gliedern:

A. Diluvium der Hochflächen und der Gehänge.

4. Gehängelehm, Gehängelöss, Gehängesand.

B. Diluvium der Thäler.

I. Jungdiluviale Flussabsätze nach Vertiefung des Elb- und Polzenlaufes.

3. Nieder-Terrasse.

Thalkies, Thalsand, Thallehm.

II. Altdiluviale Flussabsätze vor endgiltiger Vertiefung des Elb- und Polzenlaufes.

2. Mittel-Terrasse.

Kiese, Bunte Sande.

1. Hoch-Terrasse.

Kiese und Sande. Zum Theil mit nordischem Material.

1. Hochterrasse (dh).

Das Elbthal trägt an seinen Flanken 60—80 Meter über dem heutigen Elbspiegel, in etwa 180—200 Meter Meereshöhe innerhalb des Kartengebietes altdiluviale Ablagerungen. Allenthalben bestehen dieselben aus einem Grand, gemengt mit Quarzsand. Einzelne Geschiebe im Grand erreichen 2—4 Centimeter Durchmesser. Man kennt diese Gebilde von den Gehängen des Elbthales südlich und südöstlich von Altstadt, von der Fock'schen Höhe östlich Tetschen und vom Westabhange des Quaderberges. Sie lagern unmittelbar dem Cuvieri-Mergel, am Quaderberge dem Labiatus-Quader auf. Der Cuvieri-Mergel musste vor dem Absatz des Hochterrassenmaterials bereits von dem ehemals ihn überlagernden oligocänen Sandstein befreit worden sein in jüngster Tertiär- oder ältester Diluvial-Zeit.

An allen genannten Orten bestehen die Absätze, welche die Hochterrasse bilden, überwiegend aus weissen und röthlichen Quarzen, dann aus silurischen Kieselschiefern, quarzitischem Sandstein, Quarzconglomeraten, untergeordnet aus Basalt, Tephrit und Phonolith. Charakteristisch für dieselben ist das Zurücktreten des basaltischen, besondes aber des phonolithischen Materials gegenüber den Quarzen, Quarziten u. s. w. Der Abtrag des Mittelgebirges konnte noch nicht in grossem Masstabe begonnen haben, als diese Sedimente sich bildeten.

Zu dem im Vorhergehenden angeführten Gesteinsmaterial aus dem Elbegebiete Böhmens tritt in der Hochterrasse der Fock'schen Höhe bei Tetschen noch nordisches Material: Feuerstein, Dala-Quarzit, Granit. Solch nordisches Material fehlt anderen Ablagerungen der Hochterrasse gänzlich. Und die Hochterrasse der Fock'schen Höhe gewinnt dadurch besonderes Interesse. Das nordische Material dürfte aus dem Nordosten des Quellgebietes der Polzen stammen und durch diesen Fluss bis an seine einst höher gelegene Mündung in die Elbe transportirt worden sein.

Oestlich von der Fock'schen Höhe bis an die Loosdorfer Strasse wird in dem Hochterrassenmaterial der Sand vorherrschend und die grösseren Geschiebe treten ganz zurück. Mehrere grosse Sandgruben sind in diesen Ablagerungen derzeit eröffnet. Auch der Sand, welcher dem Gehängelehm an der Loosdorfer Strasse entlang der Hoch-

quellenleilung der Stadt Tetschen vom Quaderberg-Tunnel bis zum Reservoir unterlagert, dürfte der Hochterrasse angehören.

2. Mittelterrasse (dm).

Tiefer als die älteren Diluvialgebilde sind im Elbthale südlich von Tetschen, im Polzenthale, dann bei Tetschen jüngere Sedimente in Meereshöhen von 140—160 Meter, also bis 40 Meter über dem Spiegel der Elbe (rund 120 Meter) abgelagert. Im Gebiete der Stadt Tetschen beginnen diese jüngeren Diluvialablagerungen in der genannten Meereshöhe südlich vom Quaderberge und erstrecken sich entlang der Gartenstrasse und zu beiden Seite der Strecke der österreichischen Nordwestbahn, dann über den Friedhof bis nach Gomplitz. Oestlich von Gomplitz tritt Gehängelehm auf bis über Liebwerd nach Birkigt. Erst wieder am linken Polzenufer südlich von Theresienau und von da in einer Zone bis in's Elbthal südlich Altstadt treten Gebilde der Mittelterrasse wieder auf. Von den Diluvialgebilden der Hochterrasse heben sie sich allenthalben gut ab.

Diese jüngeren Diluvialsedimente bestehen aus Flusschottern und Sanden. Manche Orte weisen einen ordnungslosen Wechsel von geschichteten Sanden und grobem Schotter auf, an anderen Stellen ist fast reiner Sand vorhanden.

Der Schotter besteht aus ei- bis faustgrossen Geschieben, die in einem fest gepackten, lehmigen, kratzigen, braunen Sand eingebettet sind. Im Schotter finden sich bisweilen grössere Blöcke von 0·3, ja bis 0·5 Meter Durchmesser. Die grösseren Geschiebe bestehen vorherrschend aus basaltischen Gesteinen, dann aus schwarzen Kiesel-schiefern, Granit, Phyllit-Quarz, aus wenig Phonolith, endlich aus Gneis, welcher der Urgebirgsinsel von Czernosek am Südrande des Mittelgebirges entstammt.

In dieser Ausbildungsart treten Ablagerungen der Mittelterrasse bei der Turnhalle in Tetschen und entlang des Einschnittes der österreichischen Nordwestbahn bis zum Quaderberg-Tunnel mit einer Mächtigkeit von 6—8 Meter auf.

Bei der Villa Wetzels, sowie östlich von der Villa Gröschl in Tetschen wird der bunt zusammengesetzte Schotter von einer etwa 10 Meter mächtigen Lage glimmerführenden Quarzsandes überlagert.

Dieser ist horizontal geschichtet und führt nur hie und da einen grösseren Gesteinsblock von basaltischem oder tephritischem Material.

Vom Tetschner Friedhof ab quer über die Loosdorfer Strasse bis nach Gomplitz besteht diese ganze Diluvialstufe vorzugsweise aus Sanden in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 16 Metern. Auch südlich von Theresienau und von Altstadt werden die Ablagerungen dieser Stufe nur von Quarzsanden gebildet, denen Blöcke von basaltischen Gesteinen (20—40 Centimeter Durchmesser) eingelagert sind. Hier erreichen die Sande jedoch nur eine Mächtigkeit von 8—10 Metern.

An allen Orten ihres Auftretens lagern diese Diluvialsedimente direct auf dem Thonmergel der Cuvieri-Stufe, auf welchem ihr Absatz nach vollzogener Thalerosion stattfand.

Diejenigen Sedimente dieser Stufe, welche westlich der Fock'schen Höhe von der Tetschener Turnhalle bis zum Quaderberge sich ausbreiten, sind oberflächlich mit vereinzeltten Feuersteinen bestreut, welche dem höher gelegenen älteren Diluvialschotter der Fock'schen Höhe entstammen.

In den Sanden dieser Stufe wurden anlässlich des Bahnhofbaues der österreichischen Nordwestbahn in Tetschen beim Abtragen der daselbst vorhandenen „Beutel'schen Höhe“ vereinzeltte Reste von *Rhinoceros antiquitatis* Blumb. gefunden.

Grössere Quarzitblöcke an der Oberfläche der Sande dieser Stufe zeigen allenthalben schöne Windschliffflächen.

3. Niederterrasse (dn).

Die jüngsten Diluvialablagerungen wurden in der Thalweitung der Elbe und der Polzen nach der Erosion bis zur heutigen Thal Tiefe abgesetzt. Sie füllen die Thalsohlen zur Gänze aus. In diesen Absätzen wurde später eine Rinne ausgewaschen, in welcher heute die Wassermassen sich bewegen und die modernen Alluvionen absetzen. Deshalb heben sich die Sedimente der Niederterrasse von den modernen Absätzen der beiden Flüsse durch eine 8, 10—15 Meter hohe Terrasse scharf ab. Mit ihrer oberen Fläche reichen die Sedimente der Niederterrasse bis zu 140 Meter Meereshöhe, also bis 20 Meter über den Elbspiegel. Während die Grenze gegen die Alluvionen eine sehr scharfe ist, verschmelzen die Niederterrassenabsätze allmählich mit den Absätzen der Mittelterrasse.

Das die Niederterrasse zusammensetzende Material besteht auch aus Grand und Sanden. In Bezug auf ihre Zusammensetzung sind die Ablagerungen dieser Diluvialstufe von den recenten Alluvionen nicht zu unterscheiden. Der Grand enthält Geschiebe von allen Eruptivgesteinen des Mittelgebirges, von Sandstein, Czernoseker Gneis, ferner Quarze, silurische Kieselschiefer, Plänerkalk. Nordisches Material fehlt vollständig. Die Geschiebe besitzen einen Durchmesser von 1—20 Centimeter. Hie und da kommen Blöcke bis 0·5 Meter im Durchmesser vor. Die Sande sind feine oder grobe, glimmerführende Quarzsande.

Der grobe Quarzsand, gewöhnlich braun gefärbt und kratzig, tritt als Packungsmaterial zwischen den Geschieben des Grands auf, oder er bildet Schmitzen im Grand. Der feinere, heller gefärbte und glimmerreiche Sand (Thalsand) lagert an vielen Orten (im Dorfe Altstadt bis nördlich von Theresienau, im Gebiete von Tetschen unöstlich davon) über dem Grand in einer Mächtigkeit von 3, 4 bis 10 Meter. Die Gesamtmächtigkeit der Ablagerungen dieser Stufe (Grand und Sand) kann über 25 Meter betragen. Das Liegende für diese Diluvialstufe wird von Thonmergeln der Cuvieri-Stufe oder im Bereiche der Stadt Tetschen auch von Sandsteinen der Brongniarti-Stufe gebildet.

Ausserhalb des Kartengebietes am linken Ufer der Elbe (bei Rosawitz und Seldnitz südlich Bodenbach) sind in Ablagerungen dieser Stufe abgerollte Zähne und diverse Skelettheile von *Elephas primigenius* und *Rhinoceros antiquitatis* Blumb. gefunden worden.

Sedimente der geschilderten Art, Grand und Sand, bilden in einer Mächtigkeit von 2—10 Meter den Untergrund der älteren Stadttheile von Tetschen, nördlich des Schlossfelsens beginnend, von der Kreuz- und Brückengasse, über den ganzen Marktplatz, die Fleisch- und Schiffgasse bis zum alten „Plümpengraben“ und bis zur städtischen Fähre. Vom Schlossfelsens, dem Elblauf und dem Plümpengraben begrenzt, bilden diese Diluvialgebilde in Tetschen eine förmliche Insel. Im nördlichen Theile dieser Insel, vom Marktplatz ab, tritt besonders glimmerführender Sand bis zu 10 Meter Mächtigkeit auf. Eine mechanische Analyse solchen Thalsandes vom „alten Gottesacker“ in der Nähe des Hôtel Ulrich ergab: Quarzsand 85·5 Procent, feinsten Sand mit etwas Thon 4 Procent und Thon 10 Procent.

Auch die kleinen Bachthäler des Kartengebietes weisen ähnliche Grand- und Sandablagerungen auf, wie solche die Niederterrasse im Elb- und Polzenthale bilden. So findet sich unterhalb des Dorfes Dobern auf der rechten Seite des Dobernbaches in der Meereshöhe von 340—345 Meter eine 5 Meter mächtige Grandablagerung, bedeckt mit einer 3 Meter mächtigen Lage von Gehängelehm. Der Grand dieser Ablagerung besteht vorzugsweise aus basaltischem Gesteinsmaterial. Zwischen dem Grand finden sich häufig Schmitzen von geschichtetem sandigen Lehm.

Aehnliche Sedimente anderer Thäler können von den alluvialen Bildungen nicht unterschieden werden. Auch für die Absätze am Dobernbache wäre das diluviale Alter ohne die Decke von Gehängelehm nicht sicherzustellen gewesen.

4. Gehängelehm, Gehängelöss, Gehängesand (d).

Die ausgedehnten sanft abfallenden Gehänge, welche sich von Gomplitz östlich Tetschen nach Falkendorf und Loosdorf zum Schichen- und Falkenberge erstrecken, die Umgebung des Poppenberges, die nach Norden geneigten Fluren um Güntersdorf bis Oblisch, nicht minder aber die Plateauflächen des Falken-, Schichen- und Hutberges u. s. w. sind theils mit einem hellbraunen Lehm (Gehängelehm) oder echtem Löss, theils mit feinem Sande bedeckt.

Der Gehängelehm hat die grösste Verbreitung. Von den genannten Plateaux reicht er an den Gehängen herab bis auf die Thalsohlen. An manchen Orten wird er recht lössartig, an anderen Punkten jedoch nimmt er Quarzsand auf, zeigt dann häufig Schichtung und der Kalkgehalt tritt zurück. Gute Aufschlüsse im Gehängelehm finden sich in 200 Meter an der Loosdorfer Strasse nordöstlich Tetschen und bei Gomplitz, allwo derselbe zur Ziegelbereitung Verwendung findet. An den lothrecht abstürzenden Wänden der Lehmgruben an der Loosdorfer Strasse findet man recht häufig die Gehäuse von *Helix arbustorum*, *H. hispida*, *Succinea oblonga* und *Pupa muscorum*. Auch wurden daselbst Zähne des diluvialen Pferdes (*Equus caballus*) und der Theil eines Schädels mit Hornzapfen von *Saiga tatarica* Forst. aufgefunden. Der Gehängelehm erreicht an der Loosdorfer Strasse bloß eine Mächtigkeit von 4 Meter. Unterlagert wird er daselbst von Sanden der Hochterrasse. Recht inter-

essant ist die Verbindung des Gehängelehms mit der durch die Hauptverwerfung innerhalb der Erzgebirgsbruchzone erzeugten Abbruchfläche des Brongniarti-Quadersandsteins westlich der Loosdorfer Strasse neben den daselbst befindlichen Steinbrüchen. Der Quadersandstein bricht stufenförmig ab, an die Abbruchfläche legt sich unmittelbar Gehängelehm an.

Der Gehängelehm ist an der Loosdorfer Strasse geschichtet: Lagen von Lehm, 2—6 Centimeter mächtig, wechseln ab mit ganz schmalen, 0·5—1 Centimeter mächtigen Sandlagen. Der zwischenlagernde Sand ist fein- bis grobkörnig.

Auch der in der Gomplitzer Ziegelei (Tetschen Ost) 155 bis 160 Meter aufgeschlossene Gehängelehm zeigt dieselbe durch sandreiche Lagen hervorgerufene Schichtung. Die Neigung dieser Schichtung folgt der Neigung der Oberfläche des ganzen von Gehängelehm bedeckten Terrains und fällt nach West mit 5—10 Grad. Der Gehängelehm wird an den lothrecht abstürzenden Wänden der Lehmgruben in bestimmten Zonen recht lössartig und hellbraun gefärbt. Wurzelröhrchen, mit Kalk ausgekleidet, durchziehen ihn lothrecht, auch die Kluftflächen sind mit weissem Kalküberzug versehen. Der Gehalt an $CaCO_3$ steigt aber nicht über 4·25 Procent. In der Regel ist er ein noch niedrigerer. Lössschnecken fehlen. Mergelconcretionen treten in sehr geringer Menge auf und bleiben stets sehr klein. Sie finden sich besonders in zwei Zonen. Das 6 bis 8 Meter mächtige, auf feinem grauen Sande (der Mittelterrasse angehörend) aufruhende Lager von Gehängelehm ist oben bedeckt mit einer dunkelbraunen, 0·5—1·5 Meter mächtigen Lehmdecke. Unter derselben folgt eine hellbraune Zone von lössartigem Lehm mit sehr wenig Mergelconcretionen. Darunter eine 3 Meter mächtige Lage von lössartigem Lehm, welchem sandreichere Lagen eingeschaltet sind. Diese wird unterlagert von einer 0·5 Meter starken Zone des gleichen Lösslehms, in welcher vereinzelt, aber etwas häufiger als in der oberen Zone, kleine Mergelconcretionen zu finden sind. Darunter eine etwa 2·5—3 Meter mächtige Lage des gleichen lössartigen Lehms. Zu unterst eine Lage von Thon 30 Centimeter mächtig. Zuletzt grauer Sand mit Concretionen von Brauneisen.

Die chemische Zusammensetzung dieses Lehms von Gomplitz ist nach einer von F. Ullik ausgeführten und für diese Erläuterungen freundlichst zur Verfügung gestellten Analyse folgende:

		In Salzsäure löslich
SiO_2	71·644	—
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	19·989	6·565
CaO	0·704	0·377
MgO	0·485	0·103
K_2O	2·373	0·169
Na_2O	1·948	0·018
P_2O_5	0·071	—
SO_3	0·009	—
Cl	0·005	—
Gebund. Wasser und Kohlensäure } . . .	3·202	—
Summa		100·430

Der Gehalt an $CaCO_3$ betrug in einer Probe von lössartigem Lehm: 4·25 Procent. Mergelconcretionen haben folgende Zusammensetzung:

$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	0·499	} in Salzsäure löslich
CaO	41·152	
MgO	0·288	
K_2O	0·042	
Na_2O	0·008	
CO_2	32·225	} in Salzsäure unlöslich
	25·786	
Summa		100·000

Die gleiche Beschaffenheit, wenngleich im Gehalte an Kalk und an Quarzsand variirend, behält der Gehängelehm auf der ganzen Terrainstufe bei, welche sich östlich Tetschen von 160 Meter bis über 300 Meter von Gomplitz über Falkendorf einerseits nördlich bis Loosdorf, andererseits südlich bis Birkigt ausbreitet. Besonders lössartig wird er nächst der Stelle, an welcher die Strasse südöstlich Ober-Birkigt den Dobraukabach überbrückt. Wegen seiner lockeren Aufschüttung ist er geradezu Löss zu nennen. Auf dem Plateau der Doberner Höhe, östlich und südöstlich vom Triangulierungspunkte \triangle 501 Meter, sowie am Schichenberge wird er fast reiner Quarzsand, aber von feinstem Korn. Auch in und bei Güntersdorf und rund um

den Poppenberg ist der Gehängelehm sehr reich an Quarzsand, an den meisten Orten nur lehmiger Gehängesand. Die Thalmulde, in welcher das Dorf Dobern liegt, ist wieder mit Gehängelehm ausgeschmiert, welcher den unterlagernden Brockentuff (hier stellenweise „Mergel“ genannt) nicht allzu mächtig (2—3 Meter) bedeckt und zur Ziegelbereitung verwendet wird. Recht lössartig wird der Gehängelehm wieder auf dem Plateau des Hutberges, an dessen Südkante gegen das Polzenthal zu er förmlich überhängt.

Diese letztgenannten Formen des Gehängelehms, welche sich über die Eruptivmassen ausbreiten, und wegen ihres Reichthums an Quarz nicht aus dem basischen Material der Eruptivgesteine hervorgegangen sein können, müssen auf äolische Weise über der genannten Unterlage abgelagert worden sein, wenn man diese Gebilde nicht als Reste von pliocänen Sedimenten auffassen will. Für letztere Auffassung lassen sich jedoch gar keine Gründe geltend machen.

Der Gehängelehm bildet an den Orten seines Vorkommens den Untergrund für die Bodencultur. In seiner lössartigen Facies westlich von Falkendorf bildet er einen reichen Boden, während seine sandreiche Facies (bei Güntersdorf, südlich vom Schichenberge, östlich von Liebwerd) einen schweren und nährstoffärmeren Boden entstehen lässt.

V. Alluvionen.

Alluvialgebilde umsäumen den Wasserlauf der Elbe und der Polzen und bilden den flachen Thalboden entlang dieser Flüsse und der meisten Bäche. Häufig von den Hochwässern überfluthet, eignen sie sich weniger für Ackerland, vorzüglich jedoch für Wiesen.

Auch die Alluvionen bestehen, ähnlich den jüngeren Diluvialablagerungen aus Sand, grobem Schotter und aus sandigem Lehm. Schotter findet sich als Saum entlang des Wasserlaufes der Elbe bei Tetschen. Sand tritt auf in Mittelgrund zwischen dem Rangir-Bahnhof und der Elbe. Die Alluvionen entlang der Polzen zwischen Tetschen und Altstadt und weiter aufwärts im Polzenthale bestehen zumeist aus lehmigem Sand oder sandigem Lehm. Diese Dinge sind entweder über einander in mehrfacher dünnschichtiger Wechsellagerung vorhanden, oder das eine überwiegt. Auch Schichten von Schotter schalten sich zwischen die Sande ein. So haben die

Alluvionen, welche den Untergrund für die Wiesen an der Polzen bei Liebwerd bilden, folgenden Aufbau :

zu oberst	15 Centimeter lehmiger Sand,
	20 Centimeter Schotter, mit Sand gemengt,
	1 Meter brauner Quarzsand,
zu unterst	grober Schotter.

Der Schotter besteht aus Geschieben basaltischer Gesteine; untergeordnet finden sich Quarz-, Mergel- und Sandstein Geschiebe.

Im Plümpengraben an der Schulgasse in Tetschen sind humusreiche Sande und Moorbildungen abgelagert.

Schliesslich sei noch einer Kalktuff-Ablagerung in der Ausdehnung von 4—5 Quadratmetern gedacht, welche von einer Quelle zwischen dem Poppenberge und der Güntersdorfer Strasse bei etwa 400 Meter abgesetzt wird.

Technisch verwendbare Gesteine und Materialien des Kartengebietes.

Die grosse Mannigfaltigkeit des geologischen Aufbaues bedingt auch das Vorkommen sehr verschiedenartigen, zu vielerlei technischen Zwecken verwendbaren Materials im Kartengebiete. So eignen sich die cambrischen Thonschiefer im Elbthale (am Nordrande der Karte) zu Wetzsteinen. Aus den feinkörnigen cenomanen Sandsteinen des Elbthales wurden vorzügliche Schleifsteine gefertigt. Die verschiedenen Quadersandsteine der Labiatus- und der Brongniarti-Stufe werden als Bausteine verwendet. Hierzu, sowie auch zur Erzeugung von Pflastersteinen wird in neuerer Zeit auch der Granit des Elbthales benützt. Zu Pflasterungen werden auch die plattig abgesonderten Leucit-Tephrite der Umgebung der Jägerhütte und vom Südabhange des Schichenbergplateaus verwendet. Als Strassenschotter eignen sich alle dichten Eruptivgesteine, in erster Reihe aber der sehr zähe Augitit. Die oligocänen, sowie auch die diluvialen Sande finden die mannigfaltigste Benützung. Die Diluvial- und Alluvial-Kiese und -Grande sind als Beschotterungsmaterial für Fusswege sehr beliebt. Der Gehängelehm wird allgemein zur Erzeugung von Ziegeln verwendet. Auch der zähe Letten, welcher aus dem Thonmergel der Cuvieri-Stufe durch Entkalkung hervorgeht, findet seine Verwendung zu Dichtungen bei Wasserbauten. Auch eignet er sich zur Erzeugung

diverser keramischer Gegenstände. Einen ganz vorzüglich plastischen Thon liefert nach den Untersuchungen von F. Ullik das thonige Bindemittel vieler Quadersandsteine nach dem Zerdrücken der Sandsteine und nachherigem Abschleimmen von den Quarzkörnern.

Tetschen-Liebwerd, Juni 1895.

Anhang I.

Minerale,

die sich in grösseren Individuen innerhalb des Kartengebietes vorfinden.

Augit, schöne Krystalle in allen Leucittephriten des Gebietes und in deren Tuffen.

Baryt, auf Gängen in Quadersandstein innerhalb der Erzgebirgsbruchzone. Schöne Krystalle wurden besonders bei der „Bohemia“, Tetschen Nord, gefunden.

Biotit, tafelförmige Krystalle, bis 1 cm Durchmesser, im Leucitbasalte des Dobernberges.

Chabasit in Blasenräumen von Leucittephrit, namentlich in Auswurfblöcken aus dem Brockentuff an der Südostseite des Schichenberges in etwa 300 m Meereshöhe.

Hauyn, mit der Lupe auffindbare blaue Körnchen im Hauyntephit von Habendorf.

Hornblende, basaltische, grosse Krystalle in Blöcken von Nephelintephit, Kolmer Scheibe Nordost.

Magnetit, titanreich, „schlackig“, in Feldspathbasalt am Poppenberge und Rilkenberge. Am letzteren Orte Körner bis 5 mm im Durchmesser.

Thomsonit, in Blasenräumen von Leucittephrit, Gipfeldecke des Schichenberges, sowie von Hauyntephit, Dobrankathal.

Anhang II.

Wasser-Analysen.

I. Chemische Zusammensetzung des Wassers einer Quelle, welche über oligocänem Sand im Liegenden von Tephrituff bei Liebwerd, östlich von Tetschen, entspringt, und

II. einer Quelle, welche bei Gomplitz aus dem lössartigen Gehängelehm hervortritt. Beide Analysen von F. Ullik. Die einzelnen Bestandtheile sind auf 100.000 Theile Wasser berechnet.

	I.	II.
<i>CaO</i>	5·05	14·67
<i>MgO</i>	1·28	2·33
<i>K₂O</i>	0·37	0·28
<i>Na₂O</i>	2·03	0·93
<i>Fe₂O₃ + Al₂O₃</i>	0·18	0·26
<i>Cl</i>	0·64	0·71
<i>SO₃</i>	0·82	0·21
<i>SiO₂</i>	4·50	1·65
<i>NH₃</i>	unb. Spur	unb. Spur
<i>N₂O₆</i>	" "	" "
Reducirte <i>KMnO₄</i>	0·12	0·27
Freie u. halbgebundene <i>CO₂</i>	6·35	19·9

Anhang III.

Belege zu den neueren Gesteinsanalysen.

In gleicher Ordnung aneinander gereiht, wie die Gesteine in den „Erläuterungen“ aufeinander folgen.

1. Feldspathbasalt von der Decke am nordöstlichen Abhänge der Steinwand bei Bachelsdorf 290 m. (Analyse I, pag. 247.)

Einwage für den Aufschluss mit $(NaK)CO_3 = 0·8537 g$; für den Aufschluss mit HF zu Alkalien $= 0·7998 g$; für die Bestimmung von $FeO = 0·5173 g$ (Aufschluss mit verd. H_2SO_4 im geschloss. Rohre). — SiO_2 $0·3725 g = 43·63\%$. — Fe_2O_3

7.1 cm³ Permang. Nach Abzug des $FeO = 7.72\%$. ($Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5$) = 0.2420 g = 28.34%. Diese auf 300 cm³ gebracht, davon 100 cm³ für die Fe- und 100 cm³ für die P₂O₅-Bestimmung. — FeO 5.4 cm³ Permang. = 4.96%. — 1 cm³ Permang. = 0.00372 g Fe. — P₂O₅ als $Mg_2P_2O_7$ 0.0042 g = 0.94%. — Rest für $Al_2O_3 = 14.14\%$. — CaO 0.1010 g = 11.83%. — MgO 0.2306 g = 9.73%. — $NaCl + KCl = 0.0612$ g; 2 KCl . $PtCl_4 = 0.0601$ g. $K_2O = 1.45\%$. $Na_2O = 2.84\%$. — Chem. geb. $H_2O = 0.0258$ g = 3.22%.

2. Feldspathbasalt von der Nordseite der Steinwand bei Bachelsdorf, 270 m. (Analyse II, pag. 247.)

Einwage für den Aufschluss mittels (NaK) $CO_3 = 1.0160$ g; für den Aufschluss mit $HF = 0.6573$ g; für den Aufschluss im geschlossenen Rohre mit $H_2SO_4 = 0.4874$. — $SiO_2 = 0.4225$ g = 41.58%. — $\Sigma (Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5) = 0.3104$ g = 30.55%. Fe_2O_3 8.4 cm³ Permang. = 8.06%. FeO 4.7 cm³ = 4.61%. $Al_2O_3 = 16.96\%$. (1 cm³ Permang. = 0.00372 g Fe.) — $P_2O_5 = 0.0022$ g = 0.41%. — $CaO = 0.1130$ g = 11.12%. — $MgO = 0.3035$ g = 10.76%. — $NaCl + KCl = 0.0653$ g; 2 KCl . $PtCl_4 = 0.0420$ g. $K_2O = 1.23\%$; $Na_2O = 4.23\%$. — Chem. geb. $H_2O = 0.0115$ g = 1.74%.

3. Feldspathbasalt von Paudler's Berg bei Güntersdorf. (Analyse III, pag. 247.)

Einwage für den Aufschluss mit (KNa) $CO_3 = 0.7003$ g; für den Aufschluss mit $HF = 0.3788$; für den Aufschluss mit H_2SO_4 im geschlossenen Rohre = 0.5933 g. $SiO_2 = 0.2919$ g = 41.68%. — $TiO_2 = 0.0085$ g = 1.21%. — $\Sigma (Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5) = 0.2307$ g = 32.94%; Fe_2O_3 6.35 cm³ Permang. = 5.60%; FeO 10.45 cm³ Permang. = 8.42%; $Al_2O_3 = 17.98\%$. (1 cm³ Permang. = 0.00372 g Fe.) — $CaO = 0.0827$ g = 11.84%. — $MgO = 0.1440$ g = 7.40%. — $KCl + NaCl = 0.0445$ g; 2 KCl . $PtCl_4 = 0.0405$ g; $K_2O = 2.07\%$; $Na_2O = 4.28\%$. — Chem. geb. $H_2O = 0.0045$ g = 1.09%.

4. Leucitbasalt vom Dobernberg, 530 m (pag. 255).

Einwage für den Aufschluss mit (KNa) $CO_3 = 1.3334$ g; für den Aufschluss mit $HF = 1.0450$ g; für den Aufschluss mit H_2SO_4 im geschlossenen Rohre = 0.6221 g. $SiO_2 = 0.5888$ g = 44.16%. — $TiO_2 = 0.0275$ g = 2.06%. — $\Sigma (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + P_2O_5) = 0.3401$ g = 25.50%; Fe_2O_3 9.55 cm³ Permang. = 8.07%; FeO 4.0 cm³ Permang. = 3.10%; P_2O_5 0.0072 g = 1.03%; $Al_2O_3 = 12.96\%$. 1 cm³ Permang. = 0.00375 g Fe. — $CaO = 0.1635$ g = 12.26%. — $MgO = 0.4008$ g = 10.83%. — ($KCl + NaCl$) = 0.0498 g; 2 KCl . $PtCl_4 = 0.0390$; $K_2O = 0.72\%$; $Na_2O = 1.92\%$. — Chem. geb. Wasser = 0.0252 g = 2.41%; Feuchtigkeit = 0.0048 g = 0.46%.

5. Hauynteophrit aus dem Dobrankathale. (Analyse I, pag. 258.)

Einwage für den Aufschluss mit (NaK) $CO_3 = 1.0050$ g; für den Aufschluss mit $HF = 1.1372$ g; für den Aufschluss mit H_2SO_4 im geschlossenen Rohre = 0.5187 g. — $SiO_2 = 0.5275$ g = 52.34%. — $\Sigma (Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5) = 0.2732$ g = 27.18%; Fe_2O_3 4.5 cm³ = 6.57%; FeO 0.6 cm³ = 0.55%; (1 cm³ Permang. =

= 0.00375 g Fe.) $P_2O_5 = 0.0005 = 0.09\%$; $Al_2O_3 = 19.90\%$. — $CaO = 0.0639 g = 6.35\%$. — $MgO = 0.0632 g = 2.26\%$. — $KCl + NaCl = 0.1698 g$; $2 KCl . PtCl_4 = 0.1573 g$; $K_2O = 2.68\%$; $Na_2O = 5.66\%$. — Chem. geb. $H_2O = 0.0409 g = 3.65\%$; Feuchtigkeit = 0.0047 g = 0.41%.

6. Sodalitthephrit. Blöcke aus Brockentuff der Kolmer Scheibe. (Anal. II, pag. 258.)

Einwage für den Aufschluss mit $(NaK) CO_3 = 0.7540 g$; für den Aufschluss mit $HF = 0.5988 g$; für den Aufschluss mit H_2SO_4 im geschlossenen Rohre = 0.6057 g. — $SiO_2 = 0.4149 = 55.02\%$. — $\Sigma (Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5) = 0.1980 g = 26.27\%$; Fe_2O_3 3.55 cm³ Permang. = 6.03%; FeO 1.65 cm³ Permang. = 1.32%; $P_2O_5 = 0.0025 g = 0.63\%$; $Al_2O_3 = 18.14\%$. (1 cm³ Permang. = 0.00372 g Fe.) — $CaO = 0.503 g = 6.67\%$. — $MgO = 0.0445 g = 2.12\%$. — $(KCl + NaCl) = 0.0919 g$; $2 KCl . PtCl_4 = 0.1245 g$; $K_2O = 4.03\%$; $Na_2O = 4.55\%$.

7. Nephelintephrit aus dem Dobrankathal bei Birkigt. 295 m. (Anal. I, pag. 261.)

Einwage für den Aufschluss mit $(KNa) CO_3 = 0.9800 g$; für den Aufschluss mit $HF = 0.7726 g$; für den Aufschluss mit H_2SO_4 im geschlossenen Rohre = 0.5068 g. — $SiO_2 = 0.4400 g = 44.85\%$. — $TiO_2 = 0.0175 g = 1.78\%$. — $\Sigma (Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5) = 30.93\%$; Fe_2O_3 6.8 cm³ Permang. = 7.71%; FeO 3.4 cm³ Permang. = 3.23%; $Al_2O_3 = 18.08\%$. (1 cm³ Permang. = 0.00627 g Fe.) — $CaO = 0.0977 g = 9.97\%$. — $MgO = 0.1133 g (Mg_2P_2O_7) = 4.16\%$. — $(KCl + NaCl) = 0.0830$; $2 KCl . PtCl_4 = 0.1268 g$; $K_2O = 3.19\%$; $Na_2O = 3.02\%$. — Chem. geb. $H_2O = 0.0199 g = 2.56\%$; Feuchtigkeit = 0.0036 = 0.46%. (Einwage 0.7755 g.)

8. Augitit vom Hutberg, 350 m (pag. 265).

Einwage für den Aufschluss mit $(NaK) CO_3 = 1.6928 g$; für den Aufschluss mit $HF = 1.2007 g$; für den Aufschluss mit H_2SO_4 im geschlossenen Rohre = 0.4698 g. — $SiO_2 = 0.7340 g = 43.35\%$. — $TiO_2 = 0.0054 g = 1.43\%$. — $\Sigma (Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5) = 0.4875 g = 28.79\%$; Fe_2O_3 8.6 cm³ Permang. = 11.98%; FeO 2.2 cm³ Permang. = 2.26%; P_2O_5 ($Mg_2P_2O_7 = 0.0074 g$) = 1.54%; $Al_2O_3 = 11.46\%$. (1 cm³ Permang. = 0.00375 g Fe.) — $CaO = 0.1312 g = 7.76\%$. — MgO als $Mg_2P_2O_7 = 0.5495 g = 11.69\%$. — $(KCl + NaCl) = 0.1067 g$; $2 KCl . PtCl_4 = 0.061 g$; $K_2O = 0.99\%$; $Na_2O = 3.88\%$. — Chem. geb. $H_2O = 0.0290 g = 2.41\%$; Feuchtigkeit = 0.0072 g = 0.59%.

9. Leucitthephrit von der unteren Decke des Falkenberges, 470 m. (Anal. II, pag. 270.)

Einwage für den Aufschluss mit $(NaK) CO_3 = 1.2242 g$; für den Aufschluss mit $HF = 0.9785 g$; für den Aufschluss mit H_2SO_4 im geschlossenen Rohre = 1.1280 g. — $SiO_2 = 0.5855 g = 47.83\%$. — $TiO_2 = 0.0093 g = 2.27\%$. — $\Sigma (Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5) = 0.3433 = 28.04\%$; Fe_2O_3 1.9 cm³ Permang. = 4.32%; FeO 5.05 cm³ Permang. 3.62%; (1 cm³ Permang. = 0.00627 g Fe); P_2O_5 (als $Mg_2P_2O_7$)

0.0085 g = 1.33%; $Al_2O_3 = 16.09\%$. — $CaO = 0.1308 g = 10.68\%$. — $MgO = 0.1880 g (Mg_2P_2O_7) = 5.53\%$. — $(KCl + NaCl) = 0.1450 g$; $2 KCl . PtCl_4 = 0.2043 g$; $K_2O = 4.05\%$; $Na_2O = 4.46\%$. — H_2O chem. geb. $0.0235 g = 0.24\%$; Feuchtigkeit = 0.05% .

10. Leucittephrit vom Eichberge. (Anal. IV, pag. 270.)

Einwage für den Aufschluss mit $(KNa) CO_3 = 1.5210 g$; für den Aufschluss mit $HF = 0.9939 g$; für den Aufschluss mit verdünnter H_2SO_4 im geschlossenen Rohre = $0.3964 g$. — $SiO_2 = 0.7567 g = 49.75\%$. — $TiO_2 = 0.0028 g = 0.18\%$. — $\Sigma (Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5) = 0.4365 g = 28.69\%$; Fe_2O_3 $10.7 cm^3$ Permang. = 5.70% ; FeO $4.15 cm^3$ Permang. = 4.99% ; ($1 cm^3$ Permang. = $0.00372 g Fe$); $P_2O_5 = 0.0057 g = 0.72\%$; $Al_2O_3 = 16.72\%$. — $CaO = 0.1458 g = 9.69\%$. — $MgO = 0.1645 g = 3.89\%$. — $(NaCl + KCl) = 0.1055 g$; $2 KCl . PtCl_4 = 0.1551 g$; $K_2O = 3.02\%$; $Na_2O = 3.08\%$. — Chem. geb. $H_2O = 0.0210 g = 2.18\%$.

Inhalt.

	Seite
Vorbemerkung	201
Uebersicht	201
Begrenzung des Kartengebietes. Allgemeine Gliederung. Art der Verbindung des böhmischen Mittelgebirges mit dem Elbesandsteingebiete. Erzgebirgsbruchzone. Hauptverwerfungslinie. Gebirgslieder des Kartengebietes: Sedimente, Eruptivgesteine. Altersfolge der Eruptivgesteine. Grösse des Abtrages seit dem Oligocän.	
I. Das ältere Gebirge im Elbthale	206
Aufbau. Verbindung desselben mit Gebieten der gleichen Zusammensetzung. Kurze Beschreibung der einzelnen Gebirgslieder.	
II. Obere Kreideformation	210
Gebirgslieder derselben und Gliederung.	
I. Cenoman. Mächtigkeit. Gesteine. Petrefacten. Wasserführung.	
II. Turon. a) Unterturon. Gesteine. Petrefacten. Mächtigkeit.	
b) Mittelturon. Gesteine. Analyse des Sandsteines. Petrefacten. Vorkommen.	
Erzgebirgsbruchzone und die Hauptverwerfung.	
c) Oberturon. Thonmergel. Mächtigkeit. Reste von Pflanzen. Thierische Reste. Mikroskopische Fauna (Foraminiferen und Ostracoden).	
Lagerungsverhältnisse. Wasserführung über dem Thonmergel des Oberturon.	
Bodenverhältnisse. Rutschungen.	

	Seite
III. Oligocän	224
Gliederung.	
1. Unter- und Mittel-Oligocän. Gesteine. Oligocäner Sandstein. Einlagerungen von Thon. Quarzgeschiebe und Conglomerate. Braunkohlenquarzit. Lagerungsverhältnisse der unter- und mitteloligocänen Sedimente. „Teplitzer Becken“.	
2. Ober-Oligocän. Beginn der vulcanischen Eruptionen. Dislocationen. a) Tuffit. Interbasaltischer Sandstein. b) Braunkohlenflötze. c) Polirschiefer.	
<i>Tertiäre Eruptivgesteine und deren Tuffe</i>	233
Grosse Mannigfaltigkeit. Vorherrschen der Tuffe. Altersfolge der Eruptivgesteine.	
Tuffe. Aschen-, Sand- und Brockentuff. Pflanzenreste aus den Tuffen.	234
Camptonitische Ganggesteine	237
Feldspathbasalt. Formen. Mineralische und chemische Zusammensetzung. a) Deckenförmig auftretender Feldspathbasalt. Vorkommen. Mineralischer Bestand. Auffallende Structur. Absonderung. b) Strom-Basalt. Vorkommen. c) Gang-Basalt. Vorkommen. d) Schlot-Basalt	245
Nephelinbasalt	254
Leucitbasalt	254
Haunytephrit. Vorkommen. Beschreibung. Chemische Zusammensetzung	256
Nephelintephrit. Verbreitung. Mineralische und chemische Zusammensetzung. <i>Glastephrit. Andesitischer Tephrit</i>	259
Augitit. Vorkommen. Chemische Zusammensetzung	264
Leucittephrit. Grosse Verbreitung desselben. Structur. Basaltischer Augit. Chemische Analyse. Randfacies	265
Magmabasalt	271
<i>Contactwirkung der Eruptivgesteine in den Sandsteinen und im ober- turonen Thonmergel</i>	271
<i>Eruptionsherde und Dislocationen</i>	273
IV. Diluvium	275
Gliederung. 1. Hochterrasse. 2. Mittelterrasse. 3. Niederterrasse. 4. Gehängelehm, Gehängelöss, Gehängesand.	
V. Alluvionen	283
Technisch verwendbare Gesteine und Materialien des Kartengebietes	284
Anhang I. Mineralvorkommen	285
„ II. Wasser-Analysen	286
„ III. Analysen-Belege	286

XIV. Ueber Auswürflinge in den tephritischen Brockentuffen der Umgebung von Tetschen a. E.

Von Hermann Veit Graber.

(Mit 6 Textfiguren.)

Die vulcanischen Hügel in der Umgebung von Tetschen sind zum grossen Theil aufgebaut aus einem System von Decken und Strömen der verschiedensten basaltischen Gesteine, die mit mächtig entwickelten zur Tertiärzeit in Süsswasserbecken gebildeten Tuffen wechsellagern. Diese bilden die sanfteren Böschungen jener Hügel, während die Decken in prallen dunklen Wänden emporragen. Vom Thale aus lässt sich an den vom Wald entblössten Partien der Hügel die Wechsellagerung zwischen Tuff und Decken bereits aus grösserer Entfernung an den scharfen Gegensätzen des Gefälles erkennen, besonders schön z. B. vom linken Polzenufer bei Zautig ($\frac{3}{4}$ h südöstlich von Tetschen), wenn man gegen den Gipfel des Hutberges blickt.

Für den Paläontologen sind diese Tuffe interessant durch das häufige Vorkommen von Abdrücken tertiärer Pflanzen, mit deren Bestimmung sich namentlich Herr Oberlehrer Engelhardt¹⁾ in Dresden eingehend beschäftigt.

Aber auch für den Petrographen sind die Tuffe lehrreich durch das oft massenhafte Auftreten von Brocken, Knollen und Blöcken basaltischer Gesteine, Ergebnisse von Eruptionen, wodurch die Tuffe an manchen Orten ein conglomeratartiges Aussehen erhalten.

Nach dem Material, aus dem die Auswürflinge bestehen, unterscheidet man Tephrittuffe, Basanittuffe u. dergl. m.

Auf den ersten Blick schien es, als herrsche unter den Auswürflingen eine grosse Mannigfaltigkeit von Gesteinen. Diese schein-

¹⁾ Vergl. Engelhardt, Ueber fossile Pflanzen aus tertiären Tuffen Nordböhmens. Sitzungsber. u. Abh. d. naturw. Gesellsch. „Isis“ in Dresden, 1891, pag. 20 bis 42; ferner: Fossile Pflanzen Nordböhmens, „Lotos“, N. F., Prag 1895, XV. Bd., pag. 114.

bare Mannigfaltigkeit war der Anlass vorliegender Untersuchung. Das Resultat war aber gerade entgegengesetzt; es zeigte sich nämlich eine ausgesprochene Verwandtschaft der Auswürflinge bezüglich ihrer Zusammensetzung, so dass die beobachteten Gesteinstypen durch Uebergänge mit einander verbunden sind.

In neuester Zeit hat Brögger¹⁾ seine Ansicht über die Zusammengehörigkeit und Verwandtschaft verschiedener Eruptivgesteine aus einem und demselben Eruptivgebiet deutlich ausgesprochen. Dieser Forscher nimmt eine Serienfolge von abweichenden Gesteinstypen an, die mit einander genetisch verbunden sind, indem sie aus einem gemeinsamen „Magmabassin“ stammen. „Die Ursache der verschiedenen, sich mit der Aufeinanderfolge der Eruptivmasse in regelmässiger Weise ändernden Zusammensetzung der einzelnen Gesteinstypen beziehe sich auf magmatische Differentiation.“ Die petrographische Untersuchung der Auswürflinge aus der Umgebung von Tetschen hat die Vermuthung nahegelegt, dass unter ihnen ähnliche Verhältnisse bestehen wie in Eruptivgesteinen, die mit einander durch Serienfolge im Sinne Brögger's verbunden sind. Wir hätten es aber in unserm Falle nicht mit einer vollständigen Serie zu thun, in der die Endglieder so von einander abweichen, dass das eine Endglied ein sehr saures Gestein, das andere ein sehr basisches ist, sondern es läge hier blos ein Theil einer Serie vor, und zwar der von Tephriten gebildete Theil. Die einzelnen Glieder dieses tephritischen Serienantheiles weichen von einander trotz zahlreicher gemeinsamer Züge in der chemischen Zusammensetzung stark von einander ab, was sich bereits aus der blossen mikroskopischen Untersuchung und aus dem Vergleich mit ähnlich zusammengesetzten analysirten Gesteinen der Umgebung von Tetschen ergab.

Ich will aber gleich an dieser Stelle bemerken, dass chemische Bausanalysen von Auswürflingen wegen der starken Verwitterung des Arbeitsmaterials nicht gemacht wurden.

Bei der grossen Verbreitung der Auswürflinge führenden Tuffe in der Umgebung von Tetschen wäre es geradezu unmöglich gewesen, von sämtlichen Localitäten Proben zur Untersuchung zu bringen; ich beschränkte mich vielmehr auf zwei Fundorte. Der eine liegt östlich von

¹⁾ W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes. I. Die Gesteine der Grorndit-Tinguait-Serie. Vidensk. Skrifter. I. Math.-naturw. Cl., 1894, Nr. 4, Christiania.

Liebwerd in Cote 253 Meter unweit der Strasse von Liebwerd nach Bensen, der andere ungefähr $\frac{1}{2}$ h südwestlich von Liebwerd hart an der Strasse nach Bensen, am Abhang des Maschkenberges unmittelbar über der Polzen. Die Aufschlüsse sind an beiden Orten gut. In „Liebwerd O“¹⁾ liegen die Auswürflinge theils lose zu beiden Seiten eines Feldweges umher, theils stecken sie noch in dem zersetzten Tuffe, der durch den Feldweg entblösst ist. Die Grösse der Auswürflinge ist verschieden. Neben faustgrossen Stücken finden sich auch Klumpen bis zum Inhalt eines Cubikfusses. Grössere Auswürflinge sind selten. Ihre Gestalt ist meist unregelmässig rund, bisweilen lassen sie eine Aehnlichkeit mit Rotationsellipsoiden erkennen. Häufig sind die Stücke — namentlich die grösseren — eckig. Die Blöcke machen aber keineswegs den Eindruck, als wären sie als plastische Magmafetzen emporgeschleudert und durch Rotation abgerundet worden; sie sind vielmehr als starre Massen ausgeworfen worden.

Das Material von dieser Fundstelle verdanke ich zum grössten Theile der Liebenswürdigkeit des Herrn Prof. Hibsch in Liebwerd.

Am Maschkenberg ist der Tuff durch den Bau der Strasse sehr gut aufgeschlossen. Er setzt gegen den an der Strasse (bei 33·8 Kilometer) ausgehenden, ziemlich festen oligocänen Sand (unteres bis mittleres Oligocän) senkrecht ab und bildet nun beinahe den ganzen Rücken des Maschkenberges, auf dessen Anhöhe man unter Benützung eines Hohlweges (bei 33·4 Kilometer) gelangt, der ebenfalls gute Aufschlüsse liefert. Aufgelagert ist dem Tuff eine kleine Decke von Nephelinbasanit. Unweit vom Beginne des Hohlweges streicht bei 33·6 Kilometer ein Gang heraus von etwa 2·5 Meter Mächtigkeit. Das Ausfüllungsmaterial dieses Ganges ähnelt einem feinkörnigen Tuff, ist aber wohl ein gänzlich zersetztes Eruptivgestein, wofür auch die deutliche Ausbildung eines circa 20 Centimeter breiten Saalbandes an beiden Rändern spricht.

Der Tuff lässt keine Schichtung, wohl aber eine rohparallele Klüftung erkennen, von der sowohl der eigentliche Tuff als auch die

¹⁾ Die hier aufgeschlossenen Tuffe sind höchstwahrscheinlich vom Schichenberg abgesunken. Es spricht hiefür besonders das Vorkommen von Theilen einer Tephritdecke, welche oben am Schichenberg in Cote 400—420 Meter anstehen, in Höhen von 200—240 Meter südlich von diesem Berge (Hibsch, Briefliche Mittheilung). Ich will diese Fundstelle kurz „Liebwerd O“ nennen.

Auswürflinge gleichmässig betroffen wurden. Die Klüfte kommen bis an die Blöcke heran und gehen dann durch diese ohne Unterbrechung durch. Das Streichen ist nach Südsüdosten, das Fallen beiläufig nach Westen. Am andern Ufer der Polzen liegt die Fortsetzung des Tuffes vom Maschkenberg, dort, wo ein circa 30 Schritte mächtiger, ca. 20 Meter hoher Basaltgang senkrecht auf die Polzen zu herausstreicht. Dieser Gang hat einige kleinere Gänge nach beiden Seiten in den Tuff entsendet. Die Verbindungslinie zwischen den Tuffen auf dem rechten und dem linken Polzenufer streicht h. $3\frac{1}{2}$. Die Auswürflinge von dieser Fundstelle liegen regellos im Tuff und haben eine ganz unregelmässige Form. Neben runden Blöcken liegen auch eckige; manche sind auf den ersten Blick als Bruchstücke polyedrischer Säulen zu erkennen, die bei der Eruption von den Rändern des „Schlotes“ abgerissen und mit emporgeführt worden sind.¹⁾

Ich besuchte den Fundort am Maschkenberg zu Pfingsten 1894. An dieser Stelle muss ich nun auch Herrn Prof. Hibs ch bestens danken, der mich auf diese Fundstelle aufmerksam gemacht und mich in zuvorkommenster Weise dahin begleitet hat. Das von den beiden beschriebenen Orten stammende Material wurde im mineralogischen Institute in Prag untersucht. Ich betrachte es als angenehme Pflicht, dem Vorstande dieses Institutes, meinem hochverehrten Lehrer Prof. Beck e, den aufrichtigsten Dank zu sagen für seine zahlreichen Winke und Belehrungen.

Was nun das Aeussere dieser Auswürflinge betrifft, so erschien es gleich von vorneherein wenig Vertrauen erweckend; denn die meisten Stücke befinden sich in einem so fortgeschrittenen Stadium der Verwitterung, dass eine Untersuchung ausgeschlossen war. Von den Einsprenglingen ist in diesen Stücken blos der Augit noch in frischem Zustande. Die zahlreich vorhandenen Höhlen und Poren des Gesteins sind angefüllt mit Zeolithen, besonders mit schönen Rhomboëdern von Chabasit und drusigen Krusten von Phillipsit. Die übrigen besser erhaltenen Stücke wurden zur Untersuchung benützt.

Unter dem Gestein der Auswürflinge (es sind immer Tephrite ohne eine Spur von Olivin oder einem Zersetzungsproducte dieses Minerals) kann man drei gut charakterisirte Typen unterscheiden:

¹⁾ Es ist ganz leicht möglich, sogar wahrscheinlich, dass durch die Gewalt der Eruption Material von verschiedenen über einander liegenden Decken und Strömen mit emporgerissen werden.

1. Andesitähnliche Tephrite.
2. Dunkle Leucit-Tephrite.
3. Noseanreiche phonolithähnliche Tephrite.

Ehe ich zur Besprechung dieser Typen übergehe, scheint es mir angemessen, vorerst ihre gemeinsamen Merkmale vergleichend zu schildern. Es zeigt sich nämlich trotz scheinbarer Verschiedenheit in der Mineralzusammensetzung und besonders in dem physikalischen Verhalten gewisser, allen untersuchten Auswürflingen gemeinsamen Einsprenglinge eine grosse Uebereinstimmung. Allerdings hat jeder der drei oben genannten Typen auch seine Eigenthümlichkeiten. So findet sich im Typus „Leucit-Tephrite“ Leucit in grosser Menge, während in den übrigen Typen keine Spur dieses Minerals zu finden ist. Für die phonolithähnlichen Tephrite ist wiederum der Nosean charakteristisch. In der Schlussbetrachtung soll auf dieses Verhalten noch näher hingewiesen werden.

Beschreibung der allen Typen gemeinsamen Einsprenglinge.

Augit.

In sämtlichen Typen und den dazwischen liegenden Gliedern findet sich der Augit in grösseren, meist idiomorph begrenzten Individuen. An den zahlreichen Durchschnitten konnten blos die Tracen von (100), (010), (110) und $(\bar{1}11)$ beobachtet werden. Die Individuen haben stets die Form der gewöhnlichen basaltischen Augite und sind beinahe immer tafelförmig nach (100). Zwillingsbildung nach (100) ist eine gewöhnliche Erscheinung. Es fanden sich sowohl einfache Zwillinge, als auch polysynthetische nach demselben Gesetze. Die einzelnen Zwillingslamellen greifen nicht immer durch den ganzen Krystall, sie hören vielmehr oft plötzlich auf, bisweilen keilen sie gegen das Innere zu aus. Durch Zwillingsbildung nach anderen Gesetzen entstehen die bekannten „Sternzwillinge“. Daneben treten auch zahlreich knäuelartige Verwachsungen, sogenannte „Augitaugen“, auf, letztere den basischen Concretionen gewisser Tiefengesteine vergleichbar.

Immer sind die Augite zonar gebaut, wobei es zur Bildung von Sanduhrformen kam. Namentlich in Schnitten senkrecht oder beinahe senkrecht zu einer optischen Axe tritt der Sanduhrbau besonders kräftig hervor. Die einzelnen Zonen lassen sich oft bereits

ohne Anwendung des oberen Nicols durch ihre verschiedene Färbung und Lichtbrechung unterscheiden.

Durchsichtig werden die Augite mit verschiedenen Farbentönen. In den andesitähnlichen Tephriten herrscht ein violetter Farbenton, desgleichen in den Leucit-Tephriten, in den phonolithähnlichen Tephriten besitzt der Augit sehr lichte Farben, in einzelnen zu diesem Typus gehörigen Auswürflingen grasgrüne Färbung.

Für den Typus „Leucit-Tephrite“ möchte ich nach dem Vorgang Osann's¹⁾ zwei Generationen unter den als Einsprenglingen auftretenden Augiten annehmen. Ich beobachtete nämlich sehr häufig Augite, die aus einem bald dunkelgrünen, bald hellgrünen Kern und einem — kurz gesagt — anders gefärbten Rand bestehen. Der grüne Augit ist also der ältere. In den andesitähnlichen Tephriten lässt sich diese Erscheinung seltener beobachten, in den phonolithähnlichen überhaupt nicht. Bisweilen besitzt der grüne, stets sehr deutlich pleochroitische Kern geradlinige Umrisse, oft aber erscheint er wie abgerundet ohne erkennbare gesetzmässige Form, was vielleicht auf magmatische Resorption zurückgeführt werden könnte.

Bei dem Vergleich der Farben der verschiedenen Augitdurchschnitte scheint es auf den ersten Blick, als wären verschieden gefärbte Augite in einem und demselben Gesteine vorhanden; diese verschiedene Färbung hängt aber sowohl mit dem unten näher zu besprechenden Pleochroismus, als auch mit der Färbung der einzelnen Zonen zusammen.

Nie zeigen sich die Augite in reinem Zustand. Ihr Inneres ist immer erfüllt von Einschlüssen, die in einer staunenerregenden Menge auftreten, als Apatit, Magnetit, Glastropfen, sehr selten Hornblende. In einem einzigen Durchschnitte traf ich Nosean als Einschlussmineral. Der Apatit — oft von ziemlicher Grösse — legt sich mit Vorliebe mit seiner Verticalaxe parallel den einzelnen Zonen, die übrigen Einschlüsse sind regellos eingestreut.

Infolge der erwähnten Menge an fremden Einschlüssen konnte an eine chemische Untersuchung der Augite nicht gedacht werden, auch die Bestimmung des specifischen Gewichtes unterblieb. Ausschliesslich kam daher die optische Untersuchung in Anwendung.

¹⁾ A. Osann, Melilite-Nepheline-Basalt and Nepheline-Basanit from southern Texas. Journ. of Geol. Vol. I, Nr. 4. 1893, pag. 344–345.

In Schnitten parallel der Symmetrieebene wurde die Auslöschungsschiefe cc gemessen. Es zeigte sich hierin in allen Typen eine grosse Uebereinstimmung. Bei den grösseren Einsprenglingen ist infolge der starken Bisectricendispersion ¹⁾ im Tageslicht keine vollständige Dunkelheit zu erzielen. Dreht man nämlich, wenn ein Schnitt nach der rechten Längsfläche (010) vorliegt, nach der Einstellung der (110) Kante auf den Verticalfaden des Fadenkreuzes den Mikroskopisch im Sinne des Uhrzeigers, so erreicht man zunächst eine Stellung, in welcher der Krystall eine bläuliche Färbung annimmt, um beim Weiterdrehen, ohne vorher „auszulöschen“, einer ledergelben Färbung Platz zu machen. Am deutlichsten ist diese Erscheinung in den Augiten der andesitähnlichen Tephrite und der Leucit-Tephrite, minder ausgeprägt in den Augiten der phonolithähnlichen Tephrite. Es ist möglich, dass die Augite des phonolithähnlichen Typus etwas weniger von der Titanverbindung enthalten, die Rosenbusch als Ursache der Bisectricendispersion betrachtet. Auffallend ist immerhin, dass in diesem Typus der Titanit eine grosse Verbreitung hat, während er den übrigen Typen gänzlich fehlt.

Unter den Schnitten parallel (010) finden sich des öfters solche, an denen gleichzeitig die Anwachskegel der (110), respective der (100), ferner die der $(\bar{1}11)$ und der (010) getroffen waren. Die einzelnen Anwachskegel zerfallen selbst wieder in Zonen, die der Fortwachsungsrichtung entsprechend für $(\bar{1}11)$ breiter sind als für die übrigen Flächen. Solche Schnitte sind für die Bestimmung der Auslöschungsschiefe sehr geeignet.

In den andesitähnlichen Tephriten beträgt das Auslöschungsmaximum cc für die Anwachskegel der (110) 58—62° (Grenzwerte) für den der $(\bar{1}11)$ 48—52°, für den der (010) 49—50°. In einem Durchschnitt mit prachtvoll grünem Kern und violetten Aussenzonen fand ich für ersteren cc 57°. Auch dieser Schnitt wurde nicht vollständig dunkel.

In den dunklen Leucit-Tephriten beträgt cc für die Anwachskegel der $(\bar{1}11)$ durchschnittlich 52°, für die der (110) 56°.

Etwas kleinere Werte für die Auslöschungsschiefe cc erhält man in den Augiten der phonolithähnlichen Tephrite. An einem

¹⁾ M. Hunter und H. Rosenbusch, Ueber Monchiquit etc. Diese Mitth. XI. Bd., pag. 459.

beinahe centralen Durchschnitt parallel (010), der also bloß die Anwachskegel der $(\bar{1}11)$ und der Querfläche (100) zeigte, wurde gemessen:

$$\begin{aligned}cc (\bar{1}11) &= 50^\circ \\cc (100) &= 53^\circ.\end{aligned}$$

Aus den angeführten Messungen geht hervor, dass für die Augite der untersuchten Typen — im übrigen wohl auch für alle basaltischen Augite — die Auslöschungsschiefe in den stets lichter gefärbten Anwachskegeln der $(\bar{1}11)$ kleiner ist, als in den Anwachskegeln der (110), respective (100).

In gerade auslöschenden Schnitten senkrecht zur Symmetrieebene, die gleichzeitig den Austritt der spitzen positiven Mittellinie c und einer Axe zeigten, war es leicht, den Winkel der optischen Axen $2V$ zu bestimmen. Als mittlerer Brechungscoefficient war $\beta = 1.7$ angenommen. Ich zog es wegen des starken zonaren Baues der Durchschnitte vor, die Bestimmungen mit der von Prof. Becke construirten Klein'schen Lupe¹⁾ vorzunehmen. Bei genauer Einhaltung der von Prof. Becke angegebenen Regeln erzielt man mit diesem Apparate sehr befriedigende Resultate. Die Fixirung der optischen Axe gelingt sehr leicht; dagegen ist die Bestimmung des Austrittspunktes der Mittellinie bisweilen recht schwierig.

Die in den verschiedenen Durchschnitten für $2V$ gefundenen Werte schwanken beispielsweise in den phonolithähnlichen Tephriten innerhalb ziemlich weit auseinander liegender Grenzen. Ganz sicher sind es aber keine Beobachtungsfehler, die diese Schwankungen verursachen. Die Ursache liegt vielmehr in der chemischen Verschiedenheit der einzelnen Zonen. Am besten stimmen die Werte für $2V$ in den Gesteinen des andesitähnlichen Typus überein, bei denen ein so auffallender Zonenwechsel wie in den Augiten der übrigen Typen nicht bemerkbar ist. Die Augite des erwähnten Typus werden mit schmutziggrauvioletten Farben durchsichtig; $2V$ beträgt $59\frac{1}{2}^\circ - 60\frac{1}{2}^\circ$. Die Dispersion ist geneigt. Stets ist die Axe B , deren Dispersion um $c \rho > v$ ist, stärker dispergirt als die andere Axe A , die man in Schnitten $\parallel (100)$ beobachtet.

¹⁾ F. Becke, Klein'sche Lupe mit Mikrometer. Diese Mitth. XIV. Bd., 4. H., pag. 375.

In den Augiten des Leucit-Tephrittypus, die besonders kräftige Gegensätze in der Zonenfärbung zeigen — die verschiedene Färbung hängt wohl sicher mit chemischen Unterschieden zusammen — und auch durch das häufige Auftreten grüner Kerne ausgezeichnet sind, beträgt $2V$ 65° — 67° im Kern und 62° — 63° in der Hülle. Die Hülle besitzt ähnliche Färbung, wie der Kern der Augite in den andesitähnlichen Tephriten. Der Axenwinkel für die Anwachskegel der Pyramiden ist grösser, als für die der übrigen Flächen.

In den Augiten des Typus, in denen graugelbe Zonen mit hellgrünen wechseln, wobei die grünen Zonen mehr auf den Kern der einzelnen Individuen beschränkt erscheinen, beträgt $2V$ für die grünen Zonen 68° — 73° . Zwischen 68° und 70° schwankt der Axenwinkel in den von einer abwechselnden Zonenfärbung fast freien prächtig grasgrünen Augiten der phonolithähnlichen Tephrite vom Maschkenberg. In den dunkler gefärbten Zonen der Augite dieses Typus erhält man bedeutend kleinere Werte für $2V$; sie schwanken zwischen 57° und 63° . Auch in diesen Augiten kommt den Anwachskegeln der $(\bar{1}11)$ ein grösserer Axenwinkel zu als den der übrigen Flächen.

Aus einem zum phonolithähnlichen Tephrittypus gehörigen Auswürfling liessen sich wegen der Verwitterung des Gesteines die Augite mit geringer Mühe herausbrechen. Von einem solchen Augit wurde ein orientirter Schliff parallel (100) angefertigt. Da der Krystall auf der natürlichen Querfläche aufgekitet wurde, zeigte der Schliff keine Zonenstructur. Unter einem scheinbaren Winkel von circa 12° mit der Normale auf (100) tritt die optische Axe A auf 100 nach oben aus mit der Dispersion $\rho < v$ um c . Von den Mittellinien a und c ist keine im Gesichtsfeld. Der wirkliche Winkel der optischen Axe mit der Normale auf (100) bezogen auf $\beta = 1.7$ beträgt $\varepsilon = 7^{\circ}$.

Mit Berücksichtigung der Auslöschungsschiefe $cc = 53^{\circ}$ erhält man für den wahren Winkel der optischen Axen den Wert $2V = 60^{\circ}$.

Die Uebereinstimmung dieses Wertes mit den oben angegebenen ist recht befriedigend.

Blumrich hebt in seiner Arbeit „Ueber die sogenannte Sanduhrform der Augite“¹⁾ hervor, dass es ihm nicht gelang, den Axenwinkel der einzelnen Anwachskegel der Boxberg-Augite zu messen;

¹⁾ Diese Mitth. XIII., Bd., pag. 239.

damals war eben noch kein Apparat vorhanden, um beliebige Stellen von Durchschnitten messend zu untersuchen. Mit Hilfe der Klein'schen Lupe konnte nun festgestellt werden, dass auch in den Boxberg-Augiten der Axenwinkel $2V$ für die lichten Anwachskegel der Pyramiden grösser ist, als für die der Flächen aus der Prismenzone

$$2V(\bar{1}11) = 61^{\circ} 30' - 64^{\circ}.$$

$$2V(110) = 59^{\circ} 40' - 61^{\circ} 30'.$$

Was den Pleochroismus betrifft, so besitzen ihn die Augite sämtlicher Typen in mehr oder minder hohem Grade. Je dunkler der Augit, desto intensiver der Unterschied in den Axenfarben. An drei nebeneinander liegenden Durchschnitten in einem Dünnschliffe vom Typus „Andesitähnliche Tephrite“ wurden folgende Axenfarben beobachtet.

1. Schnitt $\perp a$
 b violett
 c gelb
2. Schnitt $\perp b$
 a schmutziggelb-violett
 c gelb
3. Schnitt $\perp c$
 b violett
 a gelb.

Die Absorption mithin: $b \succ a \succ c$

An dem bei den Angaben über die Grösse der Auslöschungsschiefe bereits genannten Schnitt $\perp b$ mit intensiv grünem Kern und violetter Aussenzone ist der Pleochroismus sehr lebhaft.

a grasgrün	}	grüner Kern Anwachskegel der (010)
c gelbgrün		
a schmutziggelb	}	Hülle Anwachskegel der (110)
c gelb		
a fast farblos	}	Anwachskegel der ($\bar{1}11$)
c grau		

Noch deutlicher ist der Pleochroismus in den Augiten der Leucit-Tephrite.

I. a grasgrün
 b gelbgrün
 c gelb

} grüner Kern¹⁾

II. a schmutziggrau-violett
 b violett
 c gelb

} violette Aussenzonen

Die Absorption fehlt in I

„ II ist sie b ∇ a ∇ c.

Das Gelb in I unterscheidet sich von dem in II ziemlich scharf, sowohl durch die Helligkeit (I heller als II) als auch durch den Farbenton.

Die Augite in den verschiedenen Mischungsgliedern des phonolith-ähnlichen Tephrittypus zeigen den Pleochroismus bald stärker bald schwächer. Die schon mehrmals erwähnten grasgrünen Augite zeigen ihn sehr schön:

a grasgrün
 b gelbgrün
 c gelb.

Der Pleochroismus dieser Augite stimmt also vollständig überein mit dem grünen Kernaugit der Leucit-Tephrite.

Uebersaus undeutlich ist der Unterschied in den Axenfarben in den grauen Augiten²⁾ der phonolithähnlichen Tephrite.

a grünlichgrau
 b schmutziggelb mit einem Stich ins braune
 c lichtgrau.

Oft ist ein Unterschied zwischen a und c in Bezug auf den Pleochroismus gar nicht wahrnehmbar.

Bei allen Augiten — dies gilt übrigens für sämtliche pleochroitische Minerale — wird die Erscheinung des Pleochroismus

¹⁾ Es muss auffallen, dass die grünen von Osann beschriebenen Kernaugite sich gerade umgekehrt verhalten. Osann gibt (Melitite-Nephelin-Basalt etc. Journ. of Geol. I, Nr. 4, pag.) folgende Axenfarben an: a light yellowish-green, b dark gray-green, c dark green. Der Winkel cc beträgt in diesen Augiten für den grünen Kern 41° , eine Verwechslung der Elasticitätsachsen a und c scheint daher nicht ausgeschlossen.

²⁾ Die grauen Augite sind als Mischungen von röthlich-violetten und grünen Augiten aufzufassen; die graue Farbe wäre dann durch Compensation von röthlichen und grünen Nuancen zu erklären.

um vieles deutlicher gemacht durch Einschaltung einer Condensorlinse. Am zweckmässigsten scheint mir die Anwendung der Condensorlinse nur dann, wenn der Pleochroismus gering ist.

Was das Alter des Augit betrifft, so gehört er zu den ältesten Ausscheidungen des Magmas. Seine Bildung reicht aber tief in die Ausscheidungszeit der übrigen Einsprenglinge hinein, so dass er z. B. eine Zeitlang sogar neben den Plagioklasen weiterwuchs. Als Einschluss in Hornblende konnte ich den Augit öfters beobachten. Tritt er im Plagioklas als Einschluss auf, was eine recht häufige Erscheinung ist, so findet er sich darin sowohl in den centralen, als auch in den randlichen Partien.

Schliesslich ist ein Vergleich der Verbreitung des Augit in den 3 aufgestellten Typen nicht uninteressant. Am zahlreichsten findet er sich in den andesitischen Tephriten, am wenigsten (in grösseren Individuen) verbreitet ist er in den Leucit-Tephriten. In den phonolithähnlichen Tephriten ist er ebenfalls recht häufig. Er verleiht diesen lichten Gesteinen neben Plagioklas ein schönes porphyrisches Aeussere, indem er hier in zum Theile ganz beträchtlich grossen Krystallen auftritt.

Hornblende.

Immer ist es die braune, stark pleochroitische Hornblende, die in den untersuchten Auswürflingen in oft makroskopischen, meist nicht individualisirten fetzenartigen Gebilden auftritt. Weniger häufig sind Säulen ohne terminale Endigung, die im Querschnitt die Tracen von (010) und (110) erkennen lassen. Allgemein sind die Spuren einer stattgehabten magmatischen Resorption an dem Vorhandensein breiter Kränze von Magnetit und Augit wahrzunehmen. In einigen, dem phonolithähnlichen Tephrittypus angehörigen Auswürflingen von Lieberwold O. hat die Hornblende scheinbar gar nicht durch Resorption gelitten; doch setzt sie in diesen Stücken selten frei gegen die Grundmasse ab, sie grenzt vielmehr meist an einen gleichzeitig gebildeten Augit, der so als förmlicher Schutzmantel fungirte. An den wenigen Stellen, wo die Hornblende frei in der Grundmasse liegt, ist bereits eine, wenn auch undeutliche Resorption zu bemerken, die sich durch einen tiefdunkeln schmalen Saum an den Rändern des Durchschnittes verräth.

Der Pleochroismus ist beträchtlich:

- a hellgelb
- b dunkelgelb
- c braun.

Die Absorption daher: $c > b > a$.

Wegen Mangels an Schnitten parallel der Symmetrieebene konnte die Auslöschungsschiefe im Dünnschliffe nicht bestimmt werden. Dagegen gelang es durch grobes Zerstossen von Hornblendesäulen Spaltblättchen parallel (110) zu erhalten. Die Auslöschungsschiefe beträgt 4—5°.

Als Einschlüsse beherbergt die Hornblende Magnetit, Apatit und in Reihen angeordnete winzig kleine Stäbchen, die bei Anwendung der stärksten Linsensysteme als Glas gedeutet wurden. In einem lichten Tepbrit vom Maschkenberg, demselben, der die schönen grasgrünen Augite führt, wurde als Einschluss in der Hornblende ein kleiner vollkommen idiomorph gebauter Augit aufgefunden.

Die grösste Verbreitung hat die Hornblende in den Leucit-Tephriten, weniger häufig ist sie in den andesitischen, nicht selten in den phonolithähnlichen.

Plagioklas.

Die in den Gesteinen der drei Typen und ihren Zwischengliedern vorkommenden Plagioklase treten immer in grösseren Individuen auf; so erreichen sie beispielsweise in manchen phonolithähnlichen Tephriten eine Länge und eine Breite bis zu 1 Centimeter. Immer sind sie dünntafelförmig nach M; infolgedessen erscheinen die Schnitte senkrecht zur Albitzwillingsebene stets als mehr oder weniger schmale Leisten. Die Bestimmung der Plagioklase geschah bloß auf optischem Wege, da ihre in allen Stücken bereits mehr oder weniger vorgeschrittene Umwandlung in Analcim eine andere Untersuchung, z. B. durch Bestimmung des specifischen Gewichtes, ausschloss. Es wurden meist Schnitte parallel M verwendet. Theils waren es günstig gelegene Schnitte in den Dünnschliffen, theils orientirte Schliche, deren Herstellung keine Schwierigkeiten machte. Auch die Bestimmung nach der neuesten Methode von Michel-Lévy¹⁾ wurde mit befriedigendem Erfolg versucht (s. u.).

¹⁾ A. Michel-Lévy, Étude sur la détermination des Feldspaths. Paris, Baudry et C^o, éd. 1894.

Einfache Albitzwillinge, respective blos polysynthetische Zwillinge nach dem Albitgesetze sind selten. Weit häufiger sind Doppelzwillinge nach dem Albit- und dem Karlsbader Gesetz mit ganz unregelmässigen Verwachsungen, wozu sich in den Plagioklaseinsprenglingen der andesitähnlichen Tephrite noch das Periklin-gesetz gesellt. In einem andesitähnlichen Tephrit wurde auch ein Durchkreuzungszwilling beobachtet, ein nach dem „Kreuzalbitgesetz“ Rinne's¹⁾ gebauter Krystall. Es ist ein aus vier Feldern bestehender Albitzwilling, an dem je zwei schief gegenüberstehende Felder gleichzeitig auslöschten. Verwachsen sind die zwei einfachen Albitzwillinge nach einer Fläche senkrecht zur Trace von M .

Auch treppenförmig gebaute Krystalle wurden unter den Einsprenglingen der phonolithähnlichen Tephrite beobachtet.

Ringsum idiomorph begrenzte Plagioklasindividuen sind selten. Gewöhnlich erscheinen sie wie abgerundet und die Tracen der Begrenzungselemente lassen sich blos an den Knickungen der Zonenlinien erkennen. Es gelang, die Tracen von M (010), P (001), x (101), y ($\bar{2}01$) l (l) (110) sicherzustellen. x erscheint selten, denn meistens finden sich Schnitte mit dem Doma y .

An den Plagioklasen des andesitähnlichen Tephrittypus, weniger bei denen der Leucit-Tephrite, ist beinahe immer das Doma y ($\bar{2}01$) überwiegend ausgebildet, abgesehen von der Endfläche P (001). So kommen bei den einfachen Albitzwillingen in Schnitten parallel (010) fast rechteckige Formen zum Vorschein, gebildet von den Tracen der P und y , bei den Karlsbader Zwillingen erscheinen dafür eigenthümliche Verwachsungen. In den folgenden Figuren sind beobachtete Formen von Karlsbader Zwillingen, gleichfalls Schnitte parallel (010) abgebildet. Fig. 1 ist ein deltoideischer Schnitt. Ausgebildet ist P und y . Das Prisma (bezeichnen wir es mit l) ist äusserlich nicht ausgebildet, doch verräth die deutliche Zonenstructur sein Vorhandensein. Auch die Trace der negativen Endfläche (00 $\bar{1}$) ist kaum deutlich bemerkbar. Die Zwillingsnaht ist bei gekreuzten Nicols breit (schweifartig) und bleibt in jeder Stellung des Präparates dunkel. Ausserdem bemerkt man in dem linken Individuum zahl-

¹⁾ F. Rinne, Ueber norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. d. kgl. preuss. Landesanst. 1892, pag. 48 u. Taf. VII, Fig. 5—7.

reiche eingeschaltete Periklinlamellen. Die Umrandung des Durchschnittes bildet eine zackige, später eingehend zu besprechende Hülle von Sanidin, die stellenweise unterbrochen ist. Die Lage der Elasticitätsaxe ist in beiden Individuen eingezeichnet. Fig. 2 gibt ein schematisches Bild des Karlsbader Zwillings.

Fig. 1.

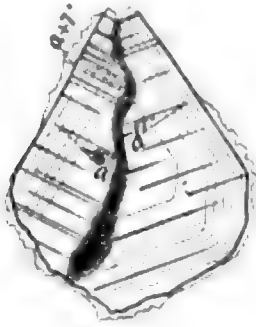
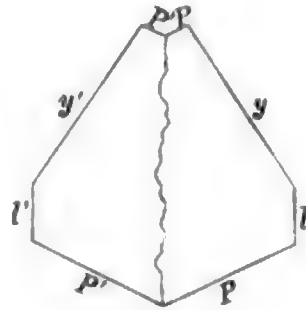


Fig. 2.



Ueber eine andere Durchwachsungsform nach dem Karlsbader Gesetz gibt Fig. 3 u. 4 Aufschluss. Ausgebildet erscheint P und y ; die Tracen letzterer Fläche sind etwas unregelmässig. Die Zonarstructur ist weniger deutlich ausgebildet wie im vorigen Durchschnitt. Unzählige Einschlüsse von Magnetit und Augitmikrolithen erfüllen das Innere der beiden Individuen. Am deutlichsten wird

Fig. 3.

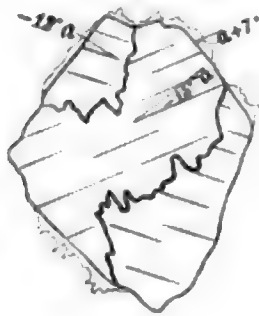
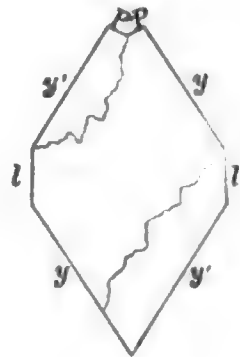


Fig. 4.



der Bau des abgebildeten Zwillings, wenn man ein Gypsblättchen R' einschaltet. Da vom Individuum 1 (links oben und rechts unten) bloß randliche Partien getroffen wurden, so ist die Auslöschungsschiefe kleiner, als wie sie dem Kern der Plagioklase in den untersuchten Auswürflingen zukommt; sie beträgt für die dem Centrum am nächsten liegenden Zonen -12° . Im Individuum 2, das den

Begrenzung. Die Vermuthung, dass diese Hülle Sanidin sei, lag nahe und sie wurde durch folgende Beobachtungen bestätigt. Die Lichtbrechung der Hülle ist bedeutend schwächer als die der äussersten Plagioklaszone. Die Auslöschung erfolgt im selben Sinne, wie die des Oligoklases, ist also positiv und beträgt $7-7\frac{1}{2}^{\circ}$. Während aber im Plagioklas ein continuirliches Wandern der Auslöschungsschiefe beim Drehen des Mikroskoptisches erfolgt, löscht die Sanidinhülle immer gleichmässig aus, ohne etwa selbst Zonarstructur zu zeigen. Dasselbe gilt von der Lichtbrechung; der Gegensatz zwischen der Lichtbrechung des Plagioklases und der Sanidinhülle ist überaus deutlich, eine haarscharfe Grenze, kenntlich gemacht durch die bedeutenden Unterschiede in der Lichtbrechung, lehrt, dass zwei Feldspatharten vorhanden sein müssen. In den stark verwitterten Gesteinen, in denen sämtliche Plagioklassubstanz der Umwandlung in Analcim anheimgefallen waren, ist die Sanidinhülle stets frisch und setzt bei gekreuzten Nicols überraschend scharf gegen das Innere ab. Eine andere Untersuchung war wegen der geringen Dicke jener Hülle nicht ausführbar. Aus Sanidin scheinen ferner auch die überaus dünnen Linien zu bestehen, die bei gekreuzten Nicols in den Plagioklasen der phonolithähnlichen Tephrite wahrzunehmen sind. Diese Linien gehen parallel mit der Trace von (001) und sind überaus feine mit Feldspathsubstanz ausgefüllte Spaltrisse. Dieselbe Substanz erfüllt auch unregelmässige ebenfalls ungemein dünne, durch den ganzen Krystall verlaufende Sprünge. Die Auslöschungsschiefe beträgt durchschnittlich 7° (Grenzwerte $6-8^{\circ}$) im positiven Sinne. Die jene Spaltrisse und Sprünge füllende Substanz löscht also im entgegengesetzten Sinne wie der Kern der Plagioklasse aus. An einer Stelle, wo eine solche „Sanidin-Linie“ frei in den (vorher schwach erhitzt gewesenen) Canadabalsam herausragte, war zu erkennen, dass sie das Licht schwächer bricht als letzterer. Stets löschen die „Sanidin-Linien“ und die früher erwähnte Sanidinhülle gleichzeitig aus.

An einem Durchschnitte von Plagioklas aus einem Leucit-tephrit war es möglich, den Axenwinkel $2V$ mit Hilfe des Czapski'schen Oculars und der Klein'schen Lupe zu bestimmen. Bezogen auf den Brechungscoefficienten $\beta = 1.6$ erhielt ich für $2V = 75^{\circ}$ um die positive Mittellinie c , also einen für Labrador charakteristischen Axenwinkel.

[Illegible text block]

[Illegible text block]

[REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED]



Aber auch in kleinen Körnchen tritt der Magnetit, zumal in den dunkeln Tephriten auf. In diesen bildet er auch mit Augit die bekannten Resorptionsmäntel um Hornblende. Aus dem Gesteinspulver wurde mit dem Magnetstab der Magnetit herausgesucht; in der Phosphorsalzperle wurde die Titanreaction vorgenommen. Die Magnetite erwiesen sich als Ti-hältig.

Ich muss hier auch eines merkwürdigen Augitauges in einem Dünnschliffe Erwähnung thun, der von einem phonolithähnlichen Tephrit hergestellt wurde. Den Kern dieses auch mit freiem Auge gut zu bemerkenden Augitaggregates bildet ein vollständig isotropes, wasserklares Mineral, das möglicherweise Nosean ist. Um dieses Mineral legt sich ein an zwei Stellen unterbrochener Kranz von Magnetit¹⁾, der aber nicht, wie etwa bei den Resorptionshöfen um Hornblende, aus dicht geschaarten kleinen Körnchen besteht, sondern ein homogenes Gebilde ist von ganz eigenthümlich ausgefranzter Gestalt, wobei die Franzen pseudopodienartig nach beiden Seiten hinausgreifen. Zwischen diesen Franzen liegen Augitkörnchen. Das Ganze umschliesst ein breiter, von vielen kleinen Augiten zusammengestellter Ring. Es ist nun möglich, dass dieses Augitauge ursprünglich nichts anderes war als der Resorptionsmantel einer Hornblende, in der vielleicht ein grösserer Einschluss von Hauyn steckte. Immerhin bleibt dieses nur einmal beobachtete Phänomen räthselhaft.

Auch der Magnetit wurde von der in allen untersuchten Stücken leider oft vorgeschrittenen Verwitterung betroffen. Als Zersetzungsproducte erscheinen am Rande der Magnetitdurchschnitte häufig Limonit und Eisenoxyd, letzteres schon durch die Farbe als solches erkenntlich.

Wie es ja für Eruptivgesteine die Regel ist, gehört der Magnetit, insofern er als selbständiges Mineral oder als Einschluss auftritt, zu den ältesten Ausscheidungen des Magmas. Er wird bezüglich seines Alters blos von Apatit und Hauyn übertroffen. Auch gleichzeitige Bildung von Magnetit und Augit zeigte sich; beide Minerale erschienen in der Form grosser Körner.

¹⁾ Ich habe diese Erscheinung nur ein einziges Mal beobachtet. Ob das scheinbar opake Mineral mit den pseudopodienartigen Ansätzen wirklich Magnetit oder ein anderes schwer durchsichtig werdendes Mineral ist, kann ich nicht entscheiden.

Die Hohlräume.

Mit der Besprechung des Magnetites erscheint die Reihe der den angenommenen Typen und ihren Zwischengliedern gemeinsamen Minerale abgeschlossen. Es erübrigt nur noch in wenigen Worten auch die in Hohlräumen des Gesteins auftretenden Minerale zu besprechen. Hohlräume finden sich immer; sie sind umso grösser und häufiger, je mehr das Gestein verwittert ist. In den verhältnismässig frischen Auswürflingen von andesitähnlichen Tephriten oder vom Leucit-Tephrittypus sinken die Hohlräume zu mikroskopischer Grösse herab. Am häufigsten beobachtete ich in den Hohlräumen der auf freiem Felde umherliegenden Stücke schöne bis zu $\frac{1}{2}$ Centimeter grosse und vollkommen wasserklare Rhomboëder von Chabasit mit den bekannten Riefungen auf den Krystallflächen. Zwillinge, an denen auf den Rhomboëderflächen des einen Individuums die Ecken des andern sasssen, fanden sich ebenfalls. Krusten von winzig kleinen Phillipsitkryställchen bekleiden oft die Wandungen der Hohlräume. In den Dünnschliffen sind die vorhandenen Poren stets mit Zeolithen ausgefüllt. In einem dunklen Leucit-Tephrit fand sich als Ausfüllungsmineral einer Pore Calcit, kenntlich an der sehr hohen Interferenzfarbe und dem einaxigen negativen Bild im convergenten Licht. Was für Minerale die Bildung der Zeolithen in den mikroskopischen Poren veranlassten, konnte nicht ermittelt werden.

Beschreibung der einzelnen Typen.

1. Typus: Andesitähnliche Tephrite.

Zu diesem Typus gehören die dunkelgrauen, bereits im Handstück an Andesit erinnernden Gesteine mit makroskopischen porphyrisch ausgeschiedenen Krystallen von Augit, Hornblende und Plagioklas. Die Grundmasse ist hypokrystallinisch mit glasigen Partien, namentlich als Ausfüllung der Feldspathzwickeln, die Structur des Gesteins also hypokrystallin-porphyrisch. Die Fluidalstructur ist gut ausgeprägt. Infolge der Kleinheit und des massenhaften Auftretens der Einsprenglinge (höchst selten erreichen sie eine Länge von mehr als 2 Millimeter) ist die porphyrische Structur etwas verwischt und die Gesteine dieses Typus besitzen äusserlich bisweilen

einen feinkörnigen „anamesitischen“ Habitus. Olivin fehlt vollständig, die Mineralzusammensetzung ist im ganzen sehr einfach, die Reihenfolge der Ausscheidung der Einsprenglinge ungefähr folgende: Hornblende, Apatit, Magnetit, Augit, Plagioklas. Ein vereinzelt auftretendes sehr kleines, isotropes und schwach lichtbrechendes Mineralkorn ist wohl nur als zur Sodalithgruppe gehörig zu deuten. Leucit oder Nephelin habe ich nicht nachweisen können. Die Grundmasse wird gebildet von Plagioklas und Augit, ersterer in Form polysynthetisch verwillingter Leisten, letzterer ebenfalls in Form kurzer schmaler Leisten, ferner von Magnetit, Titaneisenglimmer, spärlich vorhandenem Biotit und Glas. Die Bestimmung der Grundmasseplagioklase geschah nach dem Vorschlage M. Lévy's¹⁾ mittelst Vergleichung ihrer Lichtbrechung mit der des Canadabalsams. Die Lichtbrechungsunterschiede sind meist kaum merklich, mitunter sind die Plagioklasleisten schwächer lichtbrechend als der Balsam, niemals stärker. Die maximale Auslöschungsschiefe beträgt immer nur wenige Grade, so dass der Grundmasseplagioklas als Oligoklas aufzufassen ist.

Der Augit der Grundmasse wird stets mit bräunlichgelben Farben durchsichtig. Zur Bestimmung der Auslöschungsschiefe c kamen blos tadellose Schnitte von rhomboidischer Gestalt zur Verwendung, die gleichzeitig hohe Interferenzfarben zeigten; sie ist immer grösser als 50° , ich mass an einer Anzahl von Schnitten Auslöschungsschiefen, die zwischen 55° und 58° schwankten. Neben Magnetit, der in kleinen Körnehen in der Grundmasse eingestreut ist, finden sich an zahlreichen Stellen der Dünnschliffe kleine unregelmässige Schüppchen von bräunlichem Titaneisenglimmer, der nur durch sein Aussehen bestimmt werden konnte.

Ausserdem nimmt an der Zusammensetzung der Grundmasse höchst spärlich auftretender Biotit Theil, der winzig kleine Durchschnitte oft von deutlich rechteckiger Form bildet. Der längeren Kante entspricht c (brauner Farbenton), der kürzeren a (farblos). Zarte, an Spaltrisse erinnernde Linien verlaufen parallel der längeren Kante, wohl Spaltrisse nach (001). Die Lichtbrechung ist bedeutend. Der intratellurischen Epoche fehlt der Biotit.

Eine ziemliche Verbreitung besitzt das Glas als Ausfüllungsmasse der Grundmassenminerale, besonders der Feldspathleistchen.

¹⁾ M. Lévy, Étude etc., pag. 58.

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes that this is crucial for ensuring transparency and accountability in the organization's operations.

2. The second part of the document outlines the specific procedures and protocols that must be followed to ensure the integrity and security of the data. This includes regular backups, strict access controls, and the implementation of robust security measures to protect against unauthorized access and data breaches.

3. The third part of the document provides a detailed overview of the various systems and tools used to manage and analyze the data. It describes how these tools are integrated into the organization's workflow and how they facilitate the collection, storage, and analysis of information.

4. The fourth part of the document discusses the role of the data in decision-making and strategic planning. It highlights how the organization uses data to identify trends, assess risks, and make informed decisions that drive growth and innovation.

5. The fifth part of the document addresses the challenges and risks associated with data management and security. It identifies potential vulnerabilities and provides recommendations for mitigating these risks, such as regular security audits and employee training on data protection best practices.

6. The sixth part of the document concludes by summarizing the key findings and recommendations. It reiterates the importance of a strong data management strategy and encourages the organization to continue to refine and improve its processes over time.

die Anwachskegel der Flächen aus der Prismenzone grösser als für die der übrigen. Die Grundmasse der Leucit-Tephrite enthält mehr Augit als die der andesitähnlichen Tephrite; bezüglich des als Einsprengling auftretenden Augites gilt das Umgekehrte.

Die Plagioklase der Grundmasse sind in den Leucit-Tephriten ebenfalls stets polysynthetisch verzwilligte Leisten. Das beobachtete Maximum der Auslöschungsschiefe in symmetrisch auslöschenden Schnitten ist 22° . An den Rändern des Dünnschliffes auf ihre Lichtbrechung geprüft, erwiesen sich die Grundmassefeldspathe stets stärker lichtbrechend als der Canadabalsam, was im Verein mit dem angegebenen Extinctionsmaximum auf Andesin hinweist. Sanidin fehlt in der Grundmasse gänzlich.

Was nun den Leucit betrifft, so kommt er immer in der Form von massenhaft auftretenden mikroskopischen kreisrunden bis ovalen Gebilden vor, die ohne scharfe Grenze gegen die übrige Grundmasse absetzen. Seine Bestimmung wurde durch folgende Eigenschaften ermöglicht: Er verhält sich vollkommen isotrop; die für gewisse Leucite charakteristischen doppelbrechenden Lamellen fehlen ganz. Die Lichtbrechung ist sehr schwach. Im Innern finden sich central angehäufte Einschlüsse farbloser, stark doppel- und lichtbrechender Mikrolithen, die als Augit erkannt wurden. Hie und da zeigen sich auch peripherisch angeordnete Einschlüsse, ebenfalls von Augit.

Der Magnetit findet sich als Mineral der Grundmasse stets in Form winzig kleiner regellos eingestreuter Körner.

Grössere Partien werden von farblosem isotropen Glas ausgefüllt; auch schliesst es öfters die Lücken zwischen den Feldspathleisten der Grundmasse.

Die Structur der diesem Typus angehörigen Auswürflinge wäre nach Rosenbusch eine hypokrystallin-porphyrische mit hypidiomorph-körniger Ausbildung der Grundmassebestandtheile. Fluidal-structur ist nicht wahrnehmbar.

3. Typus: Phonolithähnliche Tephrite.

Während in den vorhin beschriebenen Leucit-Tephriten der Leucit als wesentlicher Gemengtheil auftritt, ist es hier der in den übrigen Typen spärlich oder gar nicht vorkommende Nosean, der in

den phonolithähnlichen Tephriten einen charakteristischen Bestandtheil bildet.

Leider traf ich dieses Mineral bloß ein einziges Mal in frischem Zustande und ein Versuch, es nach der Methode von Osann zu bestimmen, war resultatlos; dagegen bildeten sich auf den nach dieser Methode untersuchten Noseanen eines phonolithähnlichen Tephrites aus dem Dobrankathal bei Tetschen sehr deutliche Ueberzüge von Baryumsulfat. Ich glaube nicht zu fehlen, wenn ich das der Sodalithgruppe angehörige Mineral als Nosean bezeichne, da er doch in ähnlichen frischen Deckengesteinen sicher als solcher erkannt wurde.

Zu dem Typus „phonolithähnliche Tephrite“ gehören diejenigen Auswürflinge, die eine lichtgraue Färbung besitzen, die sich ferner durch die Grösse der Einsprenglinge von allen übrigen Auswürflingen unterscheiden. Die lichte Färbung der diesem Typus angehörigen Tephrite wird hervorgerufen durch die Menge des die Grundmasse vorherrschend bildenden Feldspathes.

Leider sind die Stücke immer sehr stark von der Zersetzung betroffen. Namentlich haben Plagioklas und Nosean sehr gelitten; ersterer ist zum grossen Theil in Analcim oder, wenn die Verwitterung noch weiter fortgeschritten war, in ein weiches pulveriges Mineral umgewandelt, letzterer kennzeichnet sich bloß durch die Form und die auftretenden Spaltrisse als zur Sodalithgruppe gehörig, da seine Substanz gänzlich von Zeolithen verdrängt ist.

Der Nosean bildet meist unregelmässige grössere oder kleinere, von sich durchkreuzenden Spaltrissen durchzogene Körner, die scharf aus der Grundmasse hervortreten. Auffallend ist es, dass die Anzahl der Körner desto kleiner wird, je grösser diese sind; so findet man in einzelnen Dünnschliffen an jeder Stelle eine ganze Menge solcher kleiner Körner.

Selten sind regelmässig krystallographische Formen am Nosean zu beobachten; die Durchschnitte besitzen dann immer hexagonale oder quadratische Umriss. Häufig zeigen die Körner Einbuchtungen der Grundmasse, ähnlich wie bei den Quarzen der Quarzporphyre, eine Erscheinung, die früher auf magmatische Corrosion zurückgeführt wurde. R. Küch¹⁾ hat eine neue Erklärung dafür gegeben.

¹⁾ R. Küch, Geologische Studien in der Republik Columbia. I. Petrographie: 1. Die vulcanischen Gesteine. Berlin, A. Ascher & Co., 1892.

Er führt die Unregelmässigkeit in der Ausbildung porphyrisch ausgeschiedener Minerale auf unregelmässiges Wachstum zurück, indem er auf pag. 61 seiner Abhandlung bemerkt: „Ohne die Existenz von Corrosionserscheinungen in bestimmten Fällen und an bestimmten Mineralien ganz in Abrede zu stellen, bin ich geneigt, die bei weitem grössere Menge dessen, was so genannt wird, auf andere Factoren zurückzuführen, und zwar im allgemeinen auf Wachstumsdeformitäten, bezüglich des Quarzes speciell auch noch auf mechanische Einflüsse.“ Abgerundete Conturen, Einbuchtungen der Grundmasse müssen nach der Annahme Küch's durchaus nicht auf magmatischen Einwirkungen beruhen, „eine theilweise oder gänzliche regellose äussere Gestalt kommt vielmehr auch als eine ursprünglich bei schwebend gebildeten Individuen vor“.

Der Nosean gehört zu den ältesten Ausscheidungen des Magmas; jedenfalls besitzt er das gleiche Alter wie der Augit. Oft war der Nosean neben Augit bereits vorhanden, während der Augit weiter gewachsen war und ihn zur Hälfte fast umschlungen hatte. Auch als Einschluss in Augit glaube ich den Nosean erkannt zu haben. Nicht selten findet sich Apatit als Einschluss des Noseans.

Ob der farblose, isotrope, schwach lichtbrechende Kern des auf pag. 11 erwähnten Augitauges als Nosean zu deuten ist, kann ich nicht entscheiden; die Osann'sche Reaction gab wenigstens keinen Aufschluss darüber. Die Erscheinung, dass in der Nachbarschaft des Noseans eine Anreicherung von Magnetit stattfindet, ist öfters zu beobachten.

Wie bereits oben bemerkt wurde, sind die Noseane stets vollständig in ein zeolithisches Mineral, vermuthlich Natrolith, umgewandelt. Ging die Zerstörung noch weiter, so erfolgte die Bildung eines trüben Zersetzungsproductes. In zahlreichen Stücken sind solche im auffallenden Lichte trübweisse, bei hinreichender Dünne des Schliffes im durchfallenden Lichte bräunliche Körner anzutreffen.

Ein ebenfalls nur den phonolithähnlichen Tephriten eigenthümlicher Gast ist der Titanit. Er bildet theils makroskopische braune Kryställchen mit gutspiegelnden Flächen von der bekannten Briefcouvertgestalt, theils ist er blos mikroskopisch zu erkennen und tritt dann meist in der Form unregelmässiger eckiger Körner auf. Durch seine enorm hohe Licht- und Doppelbrechung, verbunden mit der zuweilen beobachteten charakteristischen keilförmigen Durch-

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes the need for transparency and accountability in financial reporting.

2. The second part of the document outlines the various methods and techniques used to collect and analyze data. It includes a detailed description of the experimental procedures and the statistical tools employed to interpret the results.

3. The third part of the document presents the findings of the study, including a comparison of the results with previous research. It discusses the implications of the findings and provides recommendations for future research in this area.

Die Reihenfolge, in der sich die Einsprenglinge sämtlicher untersuchten Auswürflinge ausgeschieden haben, lässt sich ziemlich genau feststellen. Vor Allem hat sich im Erdinnern, als das Magma noch unter starkem Druck stand, Apatit gebildet. Ihm folgte sehr bald der Magnetit; gleichzeitig begann auch der Augit und die Hornblende auszukrystallisiren. Oefters ist Augit älter als Hornblende, häufiger ist jedoch das Umgekehrte der Fall, auch gleichzeitige Bildungen wurden beobachtet. Etwas später krystallisirten der Nosean und Titanit; inzwischen dauerte die Ausscheidung von Augit an. Möglicherweise fällt auch die Bildung von Resorptionshöfen um Hornblende in diese Zeit, obwohl es nicht ausgeschlossen ist, dass sie erst während oder nach der Effusion des Magmas begann.

Das Wachsthum der Plagioklase, und zwar zunächst eines normalen Labradorites, ging eine Weile Hand in Hand mit dem des Augites; dies geht hervor aus dem Vorhandensein von Augiteinschlüssen in den centralen Partien der Plagioklaseinsprenglinge. Die Plagioklasausscheidung reicht bis tief in die Effusionsperiode herein. Es bildeten sich immer Na-reichere Plagioklaszonen und schliesslich erfolgte die Absetzung der Sanidinhülle. Ob diese Hülle gleichzeitig mit den Grundmassebestandtheilen oder früher als diese gebildet wurde, wage ich nicht zu entscheiden. Ist die Sanidinhülle gleichzeitig mit den Grundmassebestandtheilen gebildet, so hätten wir ihren ausgezackten Umriss durch wechselweise Wachsthumshinderung zu erklären.

Zum Zwecke des übersichtlichen Vergleiches der drei Typen und ihrer Mineralcomponenten habe ich die folgende Tabelle zusammengestellt, in die auch die Werte für Auslöschungsschiefen und Axenwinkel aufgenommen werden.

Von den beiden basischen Typen andesitähnliche Tephrite und Leucit-Tephrite ist der erstere Typus am meisten basischer Natur. Dies geht hervor aus dem höheren specifischen Gewichte des ersten Typus

$$\text{Andesitähnliche Tephrite} = 2.84$$

$$\text{Leucit-Tephrite} = 2.76.$$

In A ¹⁾ ist die relative Menge des als Einsprengling vorhandenen Augites grösser als in L . Dagegen ist das Verhalten der Grundmasse

¹⁾ Bezeichnen wir die andesitähnlichen Tephrite mit A , die Leucit-Tephrite mit L und die phonolithähnlichen Tephrite mit Ph .



auffallend. Es wäre zu erwarten, dass die Grundmasse von *A* kiesel-säureärmer ist als die von *L*; es herrscht aber gerade das entgegen-gesetzte Verhältnis: In *A* betheilt sich Oligoklas, an der Zusammen-setzung der Grundmasse, in *L* Andesin; dazu kommt noch die über-wiegende Menge an Augit in der Grundmasse von *L* gegenüber der von *A*. Möglich ist, dass das Auftreten von Glas und Leucit in der Grundmasse von *L* einen Ausgleich im Gehalt an Kieselsäure hervorbringt, dass also die Grundmasse und mit ihr der Gesteins-typus *L* kiesel-säurereicher ist als *A*, obwohl sich Andesin und eine grössere Menge von Augit in der Grundmasse des ersteren Typus findet. Der Reichthum an alkalischen Erden ist in *A* vermuthlich grösser als in *L*; umgekehrt ist das Verhältnis bei dem Antheil an Alkalien, der in *L* grösser ist als in *A*; es kam daher zur Bildung von Leucit, auch Nosean erscheint hier und da. Dem Typus *A* fehlt, abgesehen von den Sanidinsäuren um die Plagioklaseinspreng-linge, ein Mineral, zu dessen Constitutionsformel Kali gehört. In beiden Typen war das Magma nach dem Auskrystallisiren der Einspreng-linge noch sehr basisch und reich an Alkalien, namentlich in *L*, die Folge davon war die Bildung von Plagioklas und zahlreichen Augit-mikrolithen in der Grundmasse, in *L* ausserdem noch die von Leucit.

Betrachten wir den Typus *Ph*, so haben wir hier ein kiesel-säurereiches Gestein vor uns, gleichzeitig reich an Alkalien, ärmer an alkalischen Erden. Der Magmarest war nach der Bildung der Einsprenglinge noch immer sehr kiesel-säure- und kali-hältig, wodurch die Bedingungen zur Bildung des Sanidins gegeben waren. Bemerkens-wert erscheint das auffallende Zurücktreten der Augitmikrolithen in der Grundmasse dieses Typus.

Auch der Titanit, zu dessen Entstehung eine gewisse Menge Kieselsäure vorhanden sein muss, findet sich, wie schon erwähnt, in den Gesteinen dieses Typus, fehlt dagegen vollständig den basischen Typen *A* und *L*.

Die vorstehenden Erörterungen über die muthmassliche chemi-sche Zusammensetzung der untersuchten Gesteinsproben stützen sich auf das Ergebniss der mikroskopischen Untersuchung. Es war, wie eingangs erwähnt, wegen des nicht völlig frischen Erhaltungszu-standes der Auswürflinge, sowie aus anderen Gründen unthunlich, diese Muthmassungen durch chemische Analyse der mikroskopisch geprüften Stücke zu erproben. Doch finden sie eine Stütze durch den

Vergleich mit verwandten, genetisch zusammengehörigen Gesteinen, deren chemische Zusammensetzung bekannt ist.

Im 2. Hefte des XIV. Bandes dieser Mittheilungen gab Prof. Hibs ch eine Zusammenstellung von chemischen Analysen wichtiger Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges, besonders aus der Umgebung von Tetschen. Durch kurze petrographische Notizen wird die Brauchbarkeit dieser Analysen noch wesentlich gefördert; besonders für den Vergleich mit ähnlichen, aber nicht analysirten Gesteinen haben die Notizen grossen Wert. In unserem Falle glückte es für zwei Typen der vorhin beschriebenen Auswürflinge unter den analysirten Gesteinen passende Vertreter zu finden. Für den Typus „andesit-ähnliche Tephrite“ traf sich kein äquivalentes Glied, wohl aber für die beiden andern Typen. Dem Typus „Leucit-Tephrite“ entspricht der Leucit-Tephrit vom Plateau des Eichberges (cote 470 Meter), Analyse Nr. XIV, dem Typus „phonolithähnliche Tephrite“ ungefähr der Nosean-Leucit-Tephrit mit Nephelin aus dem Dobrankathal süd-östlich von Tetschen (rechtes Ufer cote 300 Meter) Analyse Nr. X.

Zur bequemerem Uebersicht entnehme ich dem Aufsätze von Prof. Hibs ch die beiden in Betracht kommenden Analysen:

	Anal. XIV (Leucit-Tephrit Eichberg)	Anal. X (Phonolith-Tephrit Dobrankathal)
SiO_2	49.75	52.34
TiO_2	0.18	0.14
P_2O_5	0.72	0.09 ausserdem 0.02 SO_3
Al_2O_3	16.72	19.90
Fe_2O_3	5.70	6.57
FeO	4.09	0.55
CaO	9.69	6.35
MgO	3.89	2.26
K_2O	3.02	2.68
Na_2O	3.08	5.66
H_2O	2.18	3.65
Summa	99.92	100.62
Specifisches Gew.	2.857	2.623

Die Uebereinstimmung des Leucit-Tephrites XIV mit den leucit-tephritischen Auswürflingen ist eine recht befriedigende, wenn auch

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes that this is crucial for ensuring transparency and accountability in the organization's operations.

2. The second part of the document outlines the specific procedures and protocols that must be followed when recording transactions. It details the steps from initial recording to final review and approval.

3. The third part of the document provides a detailed overview of the financial reporting process. It explains how data is collected, analyzed, and presented in various reports and statements. It also discusses the role of different departments in this process and the importance of timely reporting.



gewisser Hinsicht mit den andesitähnlichen Tephriten, was beispielsweise die Neigung zur Ausbildung grösserer Plagioklaseinsprenglinge und das Vorkommen von Biotit in der Grundmasse betrifft. Die zu den Leucit-Tephriten gehörigen Auswürflinge sind also SiO_2 arme, dagegen eisen- und kalkreiche Gesteine, wie aus der angeführten Analyse zu entnehmen ist.

Auch das zweite analysirte Gestein Nr. X, der Nosean-Leucit-Tephrit aus dem Dobrankathal, wurde einer mikroskopischen Prüfung unterzogen.

Der stets lichtgefärbte Augit besitzt folgende Auslöschungsschiefe cc

$$\text{Anwachskegel der } \left\{ \begin{array}{l} (111) \ 55^\circ \\ (010) \ 52^\circ \\ (110) \ 57^\circ \end{array} \right.$$

Augite mit farblosem Kern und grauer Hülle sind häufig, die obigen Angaben beziehen sich indessen auf einen im Kern gelblich-grau gefärbten Durchschnitt. Die Axenfarben in diesem Durchschnitte sind

a grau,

c gelblichgrau mit einem schwachen Stich in's Grüne.

Der Axenwinkel $2V$ ist gering, 52° — 55° um c für die farblosen Kernaugite. Die Grundmasseaugite sind meist farblose Leisten mit einer Auslöschungsschiefe cc von circa 56° .

Der Feldspath der intratellurischen Epoche ist immer Plagioklas, durch seine stärkere Lichtbrechung gegenüber dem Balsam und durch die maximale Auslöschung von circa 22° in symmetrischen Schnitten ist er als Andesin zu deuten. Grössere Einsprenglinge fehlen.

Der Grundmassefeldspath ist Oligoklas, Sanidin scheint zu fehlen.

Der geringe Gehalt an Kali (2.68 Procente) dürfte wohl grösstentheils zur Bildung von Leucit und Nephelin verwendet worden sein. Damit wären bezüglich der wichtigsten Gemengtheile die Angaben von Prof. Hibsch ergänzt.

Bei der Betrachtung der analytischen Ergebnisse dieses Gesteines fällt sogleich der Reichthum an SiO_2 auf. Auch der Na_2O -Gehalt ist ein höherer als im Gestein Nr. XIV, dagegen der CaO -Gehalt niedriger,

was leicht erklärlich ist durch das Vorwalten von Na_2O -reichen Plagioklasen.

Der Nosean-Leucit-Tephrit aus dem Dobrankathal gleicht nicht völlig den phonolithähnlichen Tephriten unter den Auswürflingen, sondern ist ein Verbindungsglied zwischen ihnen und den dunklen Leucit-Tephriten. Er führt gleichzeitig Nosean und Leucit im Unterschied zu den beiden genannten Typen, in denen diese Minerale immer getrennt auftreten. Es ergaben sich ausserdem noch andere Anhaltspunkte für die Vermittlungsrolle dieses analysirten Gesteines zwischen den phonolithähnlichen und den Leucit-Tephriten.

Prag, Mineralogisches Institut, Februar 1895.

Nachtrag.

Während der Drucklegung dieses Aufsatzes wurde mir die Arbeit Prof. H i b s c h's: „Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des böhmischen Mittelgebirges“ (M. P. M. XV. H. V) bekannt. Die Brockentuffe finden darin Erwähnung, desgleichen führt H i b s c h die Resultate der chemischen Bauschanalyse eines solchen Tuffes aus der östlichen Umgebung von Liebwerd an (pag. 234 ff.).

Den zum Vergleich mit dem Typus: „Phonolithähnliche Tephrite“ der Auswürflinge benützten Nosean-Leucit-Tephrit vom Dobrankathal nennt H i b s c h jetzt (pag. 256) Hauyn-Tephrit (Th). Bezüglich der in diesem Gesteine vorhandenen Minerale gelangte ich zu den gleichen Resultaten wie H i b s c h, bis auf das von ihm aufrecht erhaltene Vorkommen von Orthoklas unter den Einsprenglingen.

XV. Der Vesuv und sein letzter Ausbruch von 1891—1894.

Von R. V. Matteucci.

(Mit Taf. VI—IX.)

Bibliographie.

- Palmieri L.: *Il Vesucio e la Solfataro contemporaneamente osservati*. Rendiconti dell' Accademia delle Scienze Fisiche e Matematiche. Vol. V, Napoli 1891.
- — *Ripetizione, nel di 7 guigno di questo anno, dei fenomeni notati nello scorso anno il 17 dello stesso mete, all' osservatorio Vesuviano, in occasione delle due eclissi solari avvenute in detti giorni*. Rend. d. Accad. d. Scienze Fis. e Mat. Vol. V, Napoli 1891.
- Johnston-Lavis H. J.: *L'eruzione del Vesuvio del 7 giugno 1891*. Rassegna delle Scienze geologiche in Italia. Vol. I, Fasc. 1—2, Roma 1891.
- — *Report on the volcanic phenomena of Vesuvius and its neighbourhood*. British Association for the advancement of Science. London 1891.
- — *L'éruption du Vésuve. Visites d'exploration au volcan*. La Nature. Revue des sciences et leurs applications etc. Paris, 8 Août, 1891.
- Matteucci R. V.: *Sulla fase eruttiva del Vesuvio cominciata nel giugno 1891*. Atti d. R. Accademia delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli. Vol. V, Ser. II, Napoli 1892.
- Palmieri L.: *Sull' ultimo periodo eruttivo del Vesuvio*. Annuario met. ital., Vol. VII, Torino 1892.
- Matteucci R. V.: *Nuove osservazioni sull'attuale fase eruttiva del Vesuvio (Novembre 1891 — Luglio 1892)*. Bollettino mensile della Società Meteorologica Italiana. Ser. II, Vol. XII, Torino 1892.
- Baratta M.: *Alcune osservazioni su l'attuale fase eruttiva del Vesuvio*. Annali dell' Ufficio centrale di Meteorologia e Geodinamica. Vol. XII, parte I, 1890, Roma 1893.
- Mercalli G.: *Il terremoto sentito in Napoli nel 25 gennaio 1893 e lo stato attuale del Vesuvio*. Bollettino mensile di Moncalieri. Ser. II, Vol. XIII, 1893.
- Matteucci R. V.: *Due parole su l'attuale dinamica del Vesuvio (1893)*. Boll. mens. d. Soc. Met. Ital. Ser. II, Vol. XIV, 1894.
- — *La fine dell' eruzione vesuviana (1891—1894)*. Bollettino mensile dell' Osservatorio di Moncalieri Ser. II, Vol. XIV, Torino 1894.

Einleitung.

Während ohne Zweifel jede Zunahme der Thätigkeit des Erdinneren sich durch seismische Bewegungen und Rindenbrüche äussert, durch welche glühendflüssiges Magma emporquillt und Gase ausströmen, kann man nicht stets den Austritt flüssigen und gasförmigen Materiales dem Anwachsen der Kraftäusserungen des Inneren zuschreiben.

Grossartige Erscheinungen sowohl als mässige Ausbrüche können bei oberflächlicher Beobachtung zu falschen Deutungen führen, während sowohl die einen als die anderen bei sorgfältigem und gewissenhaftem Studium jedes wünschenswerte Mittel zur Vermehrung unserer Kenntnisse vom Erdganzen darbieten.

Mit den grossartigen Ausbrüchen, welche Schrecken und Zerstörung über die Länder verbreiten, muss man die kleineren Erscheinungen verknüpfen, welche das Leben eines Vulcans mit sich bringt, um die vollständige Geschichte des Vulcans darzulegen und zu jenem Fortschritt beizutragen, den die Vulcanologie gebieterisch erheischt.

So wie es sehr grosse Eruptionen gibt, die keine Vermehrung der Thätigkeit des Erdinneren darstellen, so können oft kleine wiederholte Geschehnisse von einer wirklichen Zunahme der Reaction des Erdinneren abhängen.

Der Aufbau eines Vulcanberges ist um so widerstandsfähiger, je grösser das Verhältnis des massigen Lavenmateriales zu den losen Auswurfsproducten sich darstellt. Die Höhe eines Vulcanberges ist einzig und allein in directer Abhängigkeit von der Compactheit und Stabilität seines Gefüges. Sobald also der innere Aufbau eines Vulcanes die statischen Gleichgewichtsbedingungen erfüllt, schwankt die Höhe des Kegels, abgesehen von den Veränderungen, die durch das Ueberfliessen der Lavaströme über einander herbeigeführt werden, innerhalb ziemlich enger Grenzen.

Auf die Entstehung neuer tiefer Spalten, welche den Durchbruch neuer zähflüssiger Massen gestatten, auf die Contraction der starren Erdkruste sind sicherlich die wahren Zunahmen der Thätigkeit der Vulcancentren zurückzuführen, aber häufig wird eine Eruption durch örtliche Umstände verursacht und hängt vorzüglich vom Bau des Eruptivkegels ab.

So lange die Flanken des Vulcankegels dem Druck der inneren Lavasäule genügenden Widerstand leisten, entstehen Eruptionen durch Wiedereröffnung des Centralkraters. Aber wenn der Druck der Lavasäule den Widerstand der Flanken überwindet, spalten sich diese, und gestatten den Austritt des Magmas, welcher unabhängig von Zunahme der Thätigkeit andauert bis annoch nicht genau bestimmte Momente — bisweilen wohl eine wirkliche relative Ruhe — die Schliessung der Spalte veranlassen.

Nach dem Gesagten genügt es nicht, in dem durch die einfachsten und oberflächlichsten Beobachtungen festzustellenden Wechsel paroxysmaler Eruptionen mit relativ ruhigen Perioden die Geschichte dieses Vulcanes zu erblicken. Der Unterschied der Producte der einzelnen Eruptionen würde allerdings auch ohne Untersuchung ihrer Entstehungsweise einen rohen Eintheilungsgrund für eine Classification der Eruptionen abgeben. Allein von diesem Gesichtspunkt allein wären jene Eruptionen schwer zu benennen und zu beurtheilen, welche ohne auffallende Begleiterscheinungen Jahre lang andauern und Millionen Cubikmeter Lava aufhäufen.

Sowohl die paroxysmalen Eruptionen als die anderen, welche mit jenen abwechseln, haben bekanntlich in ihren Aeusserungen das Merkmal der Intermittenz; aber die Ursache derselben ist eben so dunkel wie die Ursache der Dauer, welche ohne Grenze und ohne Regel wechselt nicht nur von einem Vulcan zum anderen, sondern auch an einem und demselben Eruptivcentrum. ¹⁾

¹⁾ A. Heim (Der Ausbruch des Vesuv im April 1872. Basel 1873, pag. 9) schreibt in dieser Hinsicht: „Manche Vulcane sind längst erloschen geglaubt worden, und plötzlich nach Jahrhunderte langer Ruhe doch wieder ausgebrochen. Manche liefern in ziemlich regelmässigen Zwischenräumen Eruptionen, andere sind sehr unregelmässig in ihren Ausbrüchen. Je länger die Ruhe, desto heftiger ist gewöhnlich der folgende Ausbruch. Manche Vulcane sind fast ununterbrochen thätig, es folgen in Intervallen von wenigen Minuten kleine Eruptionen; andere liefern nach stillen Zwischenräumen von drei bis vier (Vesuv in diesem Jahrhundert), von neun bis zwölf (Aetna) oder auch von 20 oder 100 und mehr Jahren heftige Ausbrüche. Aus den Aufzeichnungen von Vulcanausbrüchen im letzten und in diesem Jahrhundert kann man schliessen, dass auf der ganzen Erde per Jahr in unseren Zeiten durchschnittlich etwa 20 grössere Eruptionen stattfinden. Der Massenverlust an Lavasubstanz, der dadurch dem Erddinnern erwächst, würde immerhin erst in etwa 2¹/₂ Jahrhunderten im Stande sein, den Erdradius um einen Millimeter zu verkleinern.“

Wenn man den Ausdruck *Eruptions-Periode* anwendet, hat man sich gegenwärtig zu halten, dass derselbe weit entfernt ist, eine rationelle Bedeutung zu haben, sondern dass derselbe lediglich einen Zeitraum bedeutet, der von ausserordentlich wechselnder und immer unbestimmter Dauer ist, und von einer grossen Eruption zur andern verläuft.

Nach der Definition muss also jede Eruptionsperiode unbeschadet ihrer sonst so dehnbaren Bedeutung mit einer grossen Eruption schliessen. Zu untersuchen bleibt, ob und welche Charaktere eine derartige End-Eruption mit der zugehörigen Eruptions-Periode gemein hat.

Zu untersuchen bleibt auch, welche Beziehungen zwischen der Enderuption einer Eruptions-Periode und der inneren Thätigkeit der Erde bestehen, und welchen Eruptionen man die Bezeichnung einer End-Eruption zuerkennen solle.

Das Studium der vulcanischen Erscheinungen ist heute noch sehr unvollständig; die Analyse der präcursorischen Phänomene liegt noch ganz im Dunkeln, und wir sind daher noch sehr weit entfernt von der Möglichkeit, eine Eruption vorherzusagen.

Bei dem heutigen Stande der Vulcanologie ist es nicht erlaubt, weder die Zeit einer Thätigkeitsvermehrung, noch ihr Mass, noch ihre Dauer festzustellen.

Eine grosse Eruption vorauszusagen, indem man sich stützt auf die Dauer der absoluten oder relativen Ruhe, in der sich ein gegebener Vulcan verhält, ist nach meiner Anschauung einfach kindisch, ebenso als ob man aus der Dauer des Friedens zwischen zwei Völkern, ohne Rücksicht auf ihre politischen und socialen Verhältnisse, einen Krieg voraussagen wollte.

Im Hinblick auf die Thätigkeitssteigerungen und die Dauer der damit abwechselnden Pausen und mit Berücksichtigung des uns nächstliegenden und meist interessirenden Vesuvs scheint es nicht überflüssig, hervorzuhoben, wie unregelmässig seine Thätigkeit in den letzten hundert Jahren war, und wie sich die Intermittenz in diesem Zeitraum darstellte.

Im Jahre 1794 zerriss ein ungeheurer innerer Druck den alten Bau des Monte Somma, und gab Anlass zu einer furchtbaren explosiven excentrischen Eruption, indem sich gleichzeitig aus mehreren Mündungen reichliche Laven auf der Westseite des Berges ergossen.

Seit dieser Zeit wurde eine andauernde strombolianische Thätigkeit durch plinianische Phasen unterbrochen, unter denen die bedeutendsten stattfanden:

in den Jahren	mit einer Zwischenzeit von
1794)	4 Jahren
1805)	11 "
1822)	17 "
1834)	12 "
1839)	5 "
1850)	11 "
1855)	5 "
1858)	3 "
1861)	3 "
1868)	7 "
1872)	4 "
1891)	19 "
?)	? "

Wenn irgend ein bestimmtes Gesetz die innere Thätigkeit der Erde regelt, so kann dasselbe sicher nicht durch das Studium einiger weniger Vulcane ermittelt werden. Vielmehr wird jede Eruption und jede Zwischenpause das Object genauer und ununterbrochener Studien bilden müssen, als analytisches Material, das auf eine spätere synthetische Zusammenfassung abzielt.

Wiederholt habe ich mich mit dem Vesuv und seiner Thätigkeit in den letzten Jahren beschäftigt.

In der vorliegenden Schrift möchte ich zusammenfassen, was mir über die letzte dreijährige Eruption und über den Zustand des Vulcans vor und nach derselben bekannt ist.

Sowie ein Aufschüttungskrater (*cratere di ricostruzione*) das Zeichen mässiger Thätigkeit ist, so ist ein Einsturzkrater (*di sprofondamento o di demolizione*) charakteristisch für die heftigeren Ausbrüche, oder besser für Flankeneruptionen und den damit zusammenhängenden reichlichen Lava-Ausfluss.

Nach den Paroxysmen der Jahre 1858—1859, während deren sich ein ungeheurer Einsturzkrater gebildet hatte, war die Thätigkeit des Vesuv mehr als je beschränkt auf die Ausfüllung des Schlundes, der sich wiederholt füllte, und wieder ausleerte z. B. in Folge der Entstehung und des Einsturzes vielfacher Adventivkegel, welche nach und nach die Höhe der Spitze des Hauptkegels erreichten. Nach der Eruption von 1858—1859 entwickelte sich ein Wechsel von Steigerungen und Verminderungen der Thätigkeit, bisweilen begleitet von der Entstehung kleiner Spalten, welche den Eruptionskegel durchsetzten und etwas excentrisch Lava ausfliessen liessen, bisweilen begleitet von Uebergusströmen am Scheitel. So zog sich der Zustand hin (mit etwas lebhafteren Phasen in den Jahren 1861 und 1865) durch 23 Jahre (1859—1872), bis endlich in den zwei Jahren 1871 und 1872 neue Ausbrüche sich durch seitliche Spalten und durch ungeheuren Laven-Ausfluss kund gaben.

Nach dem grossen Ausbruch von 1871—1872 blieb der Vulcan in einer ziemlichen Ruhe. Schon Ende 1872 begann die Ausfüllung des weiten, tiefen, damals neugebildeten Kraters. Dann ergossen sich vom Kraterrande mehrere kleine Lavaströme nach verschiedenen Richtungen besonders gegen Osten, und auf dem weiten Fumarolenfeld des Kraterbodens hatten sich mehrere concentrische Ringsysteme von Kratern 2. Ordnung gebildet. Das war auch der Zustand des Vesuv in den ersten 5 Monaten des Jahres 1891. Die Ursache des nun erfolgenden Ausbruches darf man wohl darin suchen, dass die Wände des Schlotcs, welche bis dahin dem Lavadruck Widerstand geleistet hatten, infolge mechanischer und chemischer Beeinflussung in ihren oberen Theilen zusammenbrachen, damit den Gasen den freien Ausweg abschnitten und diese zwangen, sich durch die Wände des Aschenkegels an der Stelle geringerer Festigkeit, d. h. in einer von Nord nach Süd sich erstreckenden Verticalebene einen neuen Ausgang zu schaffen.

Ende Mai 1891 hatte der Eruptionskegel inmitten einiger älterer Kraterringe eine etwas gegen Nordost verschobene excen-

trische Lage. Sein kleiner, ganz regelmässiger und trichterförmiger Krater besass ungefähr 40 Meter Durchmesser und nicht mehr als 25 Meter Tiefe, war trefflich erhalten, mit einem kleinen schwach gegen Norden getücten Kegel auf seinem Boden, und stiess Dämpfe, Schlacken und haarförmige Rapilli aus, die auf ihrem schief nach Süden gerichteten Fluge meistens nur 30—40 Meter Höhe erreichten. Damals wurde dies ganze lose Material nur zur Erhöhung des Kraterandes verwendet, also nicht, wie noch einige Zeit vorher, weiter fortgeschleudert, was auf eine Abnahme der vulcanischen Kraft zu Ende Mai hindeutet. Da auch die Fumarolen innerhalb des Krateringes von 1872 keinen bedeutenden Gasdruck zeigten, befand sich der Vesuv in einem durchaus normalen Zustande, der nach keiner Richtung hin eine nahe Eruption vermuthen liess.

Am 31. Mai hatte sich durch mechanische Veränderung der Krater etwas nach Norden zu erweitert. Am folgenden Tage beobachtete Johnston-Lavis, dass sich auf dem Kraterboden des Eruptionskegels 4 neue kleine Oeffnungen um die centralstehende gebildet hatten, was ja in der Stromboli-Phase eines Vulcanes nichts Ungewöhnliches ist. Bis zum 6. Juni steigerten sich die Gasausströmungen und die fadenförmigen Rapilli ein wenig. Gleichzeitig constatirte Goiran am 4., 5. und 6. an verschiedenen Punkten Italiens schwache Erdbeben und P. Denza theilte mit, dass am 7. Juni 2 Uhr 4 Minuten ein heftiger Stoss fast ganz Nord- und Mittel-Italien, bis zu den Provinzen Rom und Aquila erschüttert habe. Um 4 $\frac{1}{2}$ Uhr desselben Tages brach etwa die Hälfte des kleinen obersten Eruptivkegels auf dem Vesuv in sich zusammen unter starkem und dumpfen Lärm im Innern des Berges. Wahrscheinlich haben bedeutende Zusammenbrüche in den tieferen Partien stattgefunden; denn von jenem Augenblicke an hörte der Schlackenauswurf auf, während sich zahlreiche Fumarolen auf dem Rest des Kegels entwickelten. Blieb es auch noch einige Stunden ruhig, so war doch im Innern eine starke Spannung der Gase eingetreten, welche sich schon von 15 Uhr an bis 18 Uhr durch leichte Stösse und dumpfes Donnern in den am Vesuv liegenden Ortschaften bemerkbar machte. Um 17 $\frac{3}{4}$ Uhr hatte sie einen so hohen Grad erreicht, dass der Aschenkegel von oben bis unten zerriss. Dies war der Beginn des Ausbruchs.

Die Verticalebene, nach der sich der Riss des Kegels bildete, ist beinahe genau Nord—Süd orientirt mit schwacher Ablenkung nach Nordwest—Südost. Auf der Nordseite reicht der Spalt bis zur Basis im Atrio di Cavallo, auf der Südflanke nur bis 100 Meter unter den Kraterrand; auch zeigt sich dort, dass man es nicht mit einem einheitlichen Risse, sondern mit einem System nahe aneinanderliegender radialer Klüfte zu thun hat. Am längsten sind diejenigen der Nordseite, deren eine 0·7—0·9 Meter oben, und 1·3—1·6 Meter in ihrer mittleren Partie breit war. Die Lage dieser Spalte war übrigens schon vorher im Bau des Aschenkegels vorgezeichnet; denn im Süden fällt sie zusammen mit den Sprüngen von 1885 und im Norden mit denen von 1868. Wo sie festeres Gestein durchschneidet, sind scharfe und rauhe Ränder vorhanden; bei losem Material haben erhebliche Einbrüche nach innen hin stattgefunden.

Gleichzeitig mit der Entstehung dieser Seitenöffnung beobachtete man 2 riesige, dunkle Rauch- und Aschensäulen auf der Spitze und der Nordflanke des Berges, die von anderen ebenso gefärbten und schliesslich weisslichen Dampfmassen gefolgt wurden. Nach einer halben Stunde ($18\frac{1}{4}$) zeigte sich in der Höhe von 990—1000 Meter an dem Punkte, wo der Riss 1·3—1·6 Meter Breite hatte, die erste Lava, die sich in 2 Arme theilte und rasch in's Atrio gelangte und dort stehen blieb. Obwohl an dieser Stelle der Ausfluss nur ganz kurze Zeit dauerte, hatte sich doch durch den Stoss der Massen eine etwa 30 Meter breite Explosionsöffnung gebildet, aus der mächtige Blöcke älterer zerbrochener Laven ausgeworfen wurden. Kurz darauf erfolgte etwas tiefer in 900 Meter Höhe ein zweiter Erguss, und dann entstanden in kurzen Zwischenräumen, augenscheinlich durch das Weiterreissen der Radialspalte hervorgerufen, andere Bocchen in 875—830 Meter Meereshöhe. Thätig blieben von diesen Oeffnungen nur die tieferen, deren Laven mit verschiedener Geschwindigkeit und in verschiedener Richtung den Boden des Atrio erreichten.

Hier darf wohl noch besonders darauf hingewiesen werden, dass alle die geschilderten Vorgänge zweifellos auf einer einzigen verticalen Radialspalte erfolgten, und dass sie sich zeitlich streng in Uebereinstimmung mit der Topographie ablösten, in der Form, dass zuerst die dem Schlote näheren, dann die ferner und tiefer gelegenen Oeffnungen thätig wurden.

Am 8. Juni warf der Krater viel Dampf und Sand aus und die Fortsetzung der neuen Spalte war auf dem Gipfelplateau durch weisse Fumarolen angedeutet. Aus den unteren Bocchen im Atrio floss ruhig weissglühende Lava aus, die schon 575 Meter Länge erreichte, und auf ihr, namentlich aber an den Ausflusstellen, zeigte sich eine lebhaft entwickelte Entwicklung von Wasserdampf, schwefeliger Säure und Chlorwasserstoff.

Am 9. stiess der Gipfelkrater abwechselnd Wolken von schwarzem und weissem Dampf aus, während unter gleich stark bleibender Gasentbindung der Strom im Atrio an Ausdehnung gewann. Am 10. Juni hatte die Thätigkeit oben zugenommen, unten waren die tags zuvor ergossenen Massen schon fest geworden, und das Entweichen der Dämpfe erfolgte unter Zischen. Die Ränder des Ergusses waren nur noch 16 Meter vom Fusse des Monte Somma entfernt. Am 15. begann die Lava sich über den unteren Bocchen aufzuthürmen unter Bildung von Fumarolenkegeln. Am 16. brachen die schon zum Theil verfestigten Massen an verschiedenen Stellen wieder auf und lieferten neue Lavazungen, die sich im allgemeinen gegen den Monte Somma ausdehnten. Das ganze Atrio di Cavallo war überfluthet und der Fuss des Sommarandes erreicht, doch schien die Temperatur des Magma etwas gesunken zu sein.

Am 21., 22. und 23. warf der Gipfelkrater Trümmersand aus, der bei dem herrschenden Südwind auf den Mte. Somma niederfiel. Am 24. stockte die Lavaförderung und der Strom war oberflächlich erstarrt, bewegte sich aber unter der festen Kruste weiter. Am 1. Juli erfolgten auf der Spitze dicht hinter einander zahlreiche Auswürfe von Trümmersand, die um 19 Uhr von einem weiteren Zusammenbruch des Eruptionskegels begleitet wurden. Dabei kam der Brasilianer Dr. Silva Jardim um's Leben. Am 2. war die Lava etwas mehr nach Westen vorgeschritten und besass schon 1300 Meter Länge. Diese Ausbreitung nach West hielt an, bis am 23. Juli der Strom nach Ueberschreitung der Punta della Crocella sich in den Fosso della Vetrana ergoss, aber noch vor der Linie des Observatoriums Halt machte. In 21 Tagen hatte er also 850 Meter durchlaufen.

Inzwischen waren im Atrio im Zusammenhang mit den Bocchen mehrere Lavakegelchen entstanden, die theils compact, theils aus ausgeworfenen Schlacken zusammengesetzt und vollständig von bunten Sublimatproducten bedeckt waren. In ihrem Innern sah man

die glühende und kochende Lava. Sie befanden sich in lebhafter Solfatarenthätigkeit. Auf dem Gipfel beobachtete ich am 24. Juli zwei kleine von Nordnordwest nach Südsüdost orientirte Oeffnungen, die abwechselnd dunklen Rauch und ringsumher niederfallende Trümmersande auswarfen, während die Hauptradialspalte bis auf einige Salzsäureexhalationen im unteren Theile in ihrem übrigen Verlaufe keine Thätigkeit mehr zeigte. Auch oben nahmen bis zum 14. August sowohl der Umfang, als auch der Sandgehalt der Dampfmassen ab, die oft schon wieder rein weiss erschienen, und auch der Lavastrom, nachdem er im Ganzen 2375 Meter Länge erreicht, bewegte sich auf der Westseite nicht mehr vorwärts.

Am 15. August hatte infolge abermaliger Einstürze der Krater 150 Meter Breite in seiner Nord-süd-Axe und eine Tiefe von 180 Meter erlangt, wobei jedoch die beiden Oeffnungen auf seinem Boden in abwechselnder Thätigkeit blieben und reichlich weisse Dämpfe aushauchten. Dafür hatte unten im Atrio die Exhalation von Wasserdämpfen aufgehört, die Sublimations- und Zersetzungsproducte waren trocken geworden, während die Lava ihren Lauf gegen Osten langsam wieder aufnahm und längs des Monte Somma vorschritt. Dieser Zustand dauerte bis in den Anfang November. Gegen den 10. November erreichten die nachdringenden Laven nicht mehr die Ränder des Ergusses, sondern indem zahlreiche kleine Strömchen nahe der Mitte des Ergusses hervorquollen, wuchs derselbe in die Höhe. Die Temperatur schien nicht wesentlich erniedrigt. Gegen Ost dehnte sich das Lavafeld noch hie und da etwas aus. Am 14. erschienen die Kraterwände noch mehr unterminirt; man hörte keinen starken Donner mehr, aber andauerndes dumpfes Geräusch, welches von Einstürzen herzurühren schien; weisser Dampf verhüllte das Innere und kleine Lavafetzen wurden mit geringer Kraft zum Kraterrand emporgeschleudert. Die Südspalten des Hauptkegels entwickelten heisse trockene schweflige Säure. Die Nordspalte war ihrem ganzen Verlaufe nach durch leichte Wasserdampfausströmungen bezeichnet. Am 15. November constatirte ich, dass die Fumarolenkegel im Atrio der nachdringenden Masse zum Opfer gefallen und unter neuem Material begraben waren. Bei der Zusammenziehung der erstarrenden Lava hatten sich Risse von 8 Meter Tiefe und 10 Meter Weite gebildet. Die grösste Dicke des Ergusses konnte man damals auf 20–25 Meter schätzen.

Von Mitte November 1891 bis Februar 1892 ereignete sich nichts Bemerkenswertes. Unaufhörlich entquollen reichliche weisse Dampfmassen dem Krater und nahmen in der Höhe die traditionelle Pinienform an, sehr selten unterbrochen durch dunkle sandgeschwängerte Rauchballen, noch seltener erreichten kleine Lavastückchen den Kraterrand. In den ersten zwei Monaten des Jahres wurden nur sehr unbedeutende Lavaströmchen im Atrio gefördert. Gegen Ende Februar vermehrten sie sich ziemlich, sich von Tag zu Tag anhäufend. Vom Februar bis Mitte April hielt sich die Thätigkeit des Vesuv im gleichen. Um diese Zeit steigerte sich der Lavenausfluss, nahm neuerdings die Richtung gegen West, füllte die vorhandenen Risse und Spalten der vorausgegangenen Ströme aus und war vom 5.—10. Mai auch von Neapel aus zu sehen. Um die Mitte des Monats kehrte der Berg zum gewohnten Zustand zurück und Anfang Juni verhielt er sich völlig ruhig.

Am 7. Juni zeigte sich sowohl im Hauptkrater als im Atrio eine Steigerung der Thätigkeit. Der Hauptkrater warf unter zahlreichen Explosionen viele Schlacken, Bomben der neuen Lava, Bruchstücke älterer, von einer Haut frischer Lava umhüllter Gesteine und grosse Bimssteine aus; gleichzeitig entstanden auf der ein Jahr vorher aufgerissenen Spalte unten im Atrio acht neue Eruptivkegel, von denen sechs aus Schlackenlava, einer aus Fladenlava aufgebaut waren. Der achte bestand aus Schlacken und Bomben, lag dem Schlot am nächsten, zeigte aber nur Gasausströmungen, keinen Lavaerguss. Am 10. Juni war alles wieder in Ruhe. Im Juli 1892 hatte der Gipfelkrater 200 Meter Tiefe erreicht und blieb in seiner Strombolithätigkeit, die Lava hatte im Osten des Atrio und unmittelbar am Fusse des Hauptkegels etwas an Terrain gewonnen, die anderen kleinen Kegel waren erloschen. Bis Ende des Jahres 1892 war der Vesuv im Solfatarenzustand mit einigen unbedeutenden Rückfällen in die Strombolithätigkeit. Ueber die ersten Monate von 1893 berichtet Mercalli wie folgt:

„L'emissione della lava nell' Atrio del Cavallo (G. Mercalli, Il terremoto sentito in Napoli, etc.) cominciò ad aumentare verso il 28 dicembre 1892, continuo tutto il gennaio, con un massimo dal 20 al 25, in cui si formarono alcune piccole colate di quasi un chilometro di lunghezza. Anche il cratere terminale, che nel novembre-dicembre emanava solo fumo abbondante senza materiali solidi, verso

il 24 dava esplosioni di scorie incandescenti Nel febbraio e nel marzo l'attività tornò a diminuire, rimanendo però sempre alquanto superiore a quello dell' ottobre-dicembre 1892. Raggiunse un minimo verso il 23—24 marzo, per riprendere poi attività in principio d'aprile. In questi ultimi giorni (11—17 aprile) lo sfogo della lava nell' Atrio andò mano mano diminuendo, ma presero forza maggiore che in tutti i mesi precedenti le esplosioni intermittenti di scorie incandescenti al cratere terminale.“

In der zweiten Hälfte des October wuchsen auf der Spitze des neuen Lavahügels abermals einige Kegel empor, von denen bei meinem Besuch am 27. nur noch vier übrig waren, drei in Thätigkeit und einer in Ruhe. Der am typischsten entwickelte dieser Fumarolenkegel ist mehrfach photographirt worden, er besteht unten aus Bandlava und oben aus Schlacken. Die Lava hatte bis Ende October auch im Nordwesten und Nordosten den Fuss des Monte Somma erreicht und bei ihrem fortgesetzten Dickenwachsthum sich an demselben aufgethürmt, ohne dass die gleichmässige Förderung abgenommen hätte. Sehr heftig waren dagegen die Erscheinungen am Hauptkrater in der Nacht vom 26. zum 27. October. Der Schlackenauswurf wurde von weissen, sehr sauren Dampfvolken unterbrochen, die von lautem Knall und bisweilen heftigen Stössen im Boden begleitet wurden. Kopfgrosse Blöcke und Schlacken von $\frac{1}{2}$ Kubikmeter flogen in die Luft, mitunter so rasch, dass man sie nur beim Herabfallen deutlich sehen konnte. Die Höhe, zu der sie aufstiegen, mag 450 Meter über der Bocca gewesen sein. Man sieht, das Bild hatte sich im Vergleich zu dem früheren Zustand wesentlich geändert. Hatten wir früher lange Zeit nur Solfatarenthätigkeit mit einzelnen Unterbrechungen durch stromboliartige Explosionen, so herrschen jetzt die letzteren und ist die erstere untergeordnet. Dies ist um so bemerkenswerter, als dieser Steigerung oben eine deutliche Schwächung der excentrischen Erscheinungen entspricht. Denn im December 1893 constatirte ich eine unzweifelhafte Abnahme des Lavaausflusses im Atrio. Die ganze Masse gelangte zur Erstarrung und am 4. Februar 1894 war die Eruption thatsächlich beendigt.

Augenscheinlich hatte sich in der bisherigen Ausflussspalte das Magma gestaut, die Seiten derselben waren wieder verfestigt und der diesem Ausbruch entsprechende Radialgang fertig, so dass der

Lava nun der Ausweg versperrt war und ihr nur der Raum des Hauptschlotes übrig blieb. So zog sich die Gesamtheit der vulcanischen Thätigkeit wieder auf den Gipfelkrater zurück und es begann sofort dessen Ausfüllung. Auch fehlten von diesem Augenblicke an alle Trümmer zerstörter, den Kraterwänden angehöriger älterer Gesteine, wie Lavablöcke und Trümmersande, in den Auswürflingen. Diese bestanden nur aus neuer Lava in Form von Schlacken, Rapilli und haarförmigen Schlacken, wie sie von der Oberfläche der flüssigen Masse losgerissen werden.

Nach Beendigung der Seiten-Eruption erfuhr der Einsturzkrater weiter keine Veränderung mehr.

Er lag in dem 1872 entstandenen excentrisch gegen Nordosten und war ungefähr elliptisch. Seine längere, Nord—Süd gerichtete Axe mass 185 Meter und fiel in die Ebene der neuen Spalte; seine kleinere Ost—West-Axe hatte 160 Meter Länge, die Gestalt war die eines unten sehr weiten Bechers. Die Tiefe überstieg zuletzt 200 Meter. Die höchste Stelle des Randes lag im Osten und senkte sich gegen Süden und Südwesten. Anfangs zeigten seine Innenwände eine regelmässige Wechsellagerung von Lavabänken und losem Material, beide von vielen senkrechten oder schiefstehenden Gängen durchsetzt; später wurde durch Anlagerung von Asche das Bild verhüllt.

Auf der beigegebenen Tafel, die nach der Karte des R. J. G. M. J. im Masstabe 1 : 15.000 angefertigt ist, habe ich den Lavaerguss von 1891—1894 eingezeichnet. Er bedeckt 1,410.000 Quadratmeter. Schwieriger ist es, die Dicke desselben festzustellen, da die vorher vorhandenen Unebenheiten nur nach dem Gedächtnis in Rechnung gezogen werden können, und man ja auch nicht weiss, ob und welche Hohlräume noch unter dem neuen Strome übrig geblieben sind. Diese letzteren dürften ziemlich bedeutend sein, weil erstens bei der Ruhe des Ergusses sich immer neue kleine Ströme bildeten und zweitens die Zähigkeit des Magmas so gross war, dass es schwerlich alle vorhandenen Vertiefungen wirklich erfüllt haben wird.

Mit Hilfe der Höhengcurven, die deutlich die bergförmige Gestalt der gefördertten Masse zeigen, und die ich auf dem oberen Blatte der Kartentafel wiedergegeben habe, glaube ich doch eine ungefähre Schätzung der insgesamt ergossenen Masse vornehmen zu dürfen. Es handelt sich darnach um nicht weniger als 39,370.000 Cubikmeter mit einer möglichen unteren Grenze von 36,000.000 Cubikmeter.

Würde man das specifische Gewicht der Lava ermitteln, so fehlte nichts als die specifische Wärme derselben im flüssigen Zustand, um die Zahl der Calorien zu berechnen, welche die Erde durch einen solchen Lavaerguss verliert, und hieraus das mechanische Aequivalent und die lebendige Kraft, welche aufgewendet wird, um die betreffende Lavamasse zur Erdoberfläche zu heben. Allerdings wurde in neuerer Zeit öfter die specifische Wärme verschiedener Laven im festen Zustand ermittelt; allein mit diesen Daten ist es wohl nicht möglich, an die Lösung jener Probleme heranzutreten. Auch würden calorimetrische Messungen an dem geschmolzenen Magma erforderlich sein, und man müsste in der Nähe der Ströme bisweilen auch an der Krateröffnung selbst arbeiten können. Die dem entgegenstehenden Schwierigkeiten erscheinen gross, aber nicht unüberwindlich.

Auch die reducirte Zahl von 36,000.000 Cubikmeter ist immer noch sehr gross, besonders wenn man den doch nur kleinen Vulcan in's Auge fasst. Dabei ist die Förderung dieser enormen Masse in einer fast gleichmässigen sanften Weise, allerdings in dem langen Zeitraume von fast 3 Jahren, erfolgt, also ganz im Gegensatze zu dem Ergüsse von 1872, der innerhalb 30 Stunden mit furchtbarer Heftigkeit vor sich ging, aber nur 20 Millionen Cubikmeter lieferte (nach Schätzung Palmieri's). Also ist der Satz, dass mit dem Grade der Heftigkeit eines Ausbruches auch die Menge der ergossenen Lava zunehme, keineswegs absolut richtig.

Producte der Eruption.

Man kann für diesen Fall zweckmässig nach folgendem Schema gliedern:

Am Krater: Auswürflinge	{ ältere neuere }	Wiederausgeworfene
		Blöcke von Lava.
		Trümmersande.
		Schlacken.
		Bomben.
		Lapilli.
		Fadensande.
Im Atrio	{ }	Lava.
		Schlacken u. Bomben.
		Sublimationen.
		Gase.

A. Auswurfsmassen des Kraters.

I. **Ältere Lavablöcke.** Wie oben auseinandergesetzt ist, brach bei Beginn der Eruption der damals bestehende Eruptivkegel des Gipfels in sich zusammen, so dass der 200 Meter tiefe neue Krater sich bildete. Dabei sind natürlich alle die Lavabänke und Gänge zertrümmert worden, deren Ausgehendes an den frischen Kratern später sichtbar wurde. Die Hauptmasse dieser Bruchstücke, speciell aus den tieferen, schon lang mit der Lava in Berührung befindlichen Partien des Aschenkegels dürfte eingeschmolzen und durch die Seitenöffnung als Lava ergossen sein, aber am Anfang wie am Schlusse des Ausbruchs wurden feste Blöcke älterer Ströme ausgeworfen, die aber nur selten auf dem Kraterand niederfielen. Die meisten derselben zeigten nicht einmal eine oberflächliche Schmelzung, manche staken in einer Hülle neuer Lava. Dagegen war häufig an den letzteren eine Buntfärbung der Aussenseite durch Schwefel- und Chlorverbindungen zu bemerken. Das Fehlen der Hitzwirkungen beweist auf das deutlichste, dass diese Blöcke, sobald sie hinabgefallen waren, auch wieder ausgeworfen wurden, ohne längere Zeit mit dem glühenden Magma in Berührung zu bleiben.

II. Als **Trümmersande** (*Sabbie frammentarie*) bezeichne ich das wieder ausgeschleuderte lose ältere Material von Aschen und Rapilli, die ursprünglich zwischen den zerstörten Lavabänken lagen und natürlich wie diese gelockert wurden. Der Auswurf solcher Trümmersande pflegt stets bei Bildung eines Einsturzkraters aufzutreten und besonders bei dessen Erweiterung. Die Kraft der Explosionen bringt unter ihnen eine Sonderung nach dem Kerne hervor. Die bedeutendsten Mengen wurden am 21. bis 23. Juni und am 1. Juli 1891 gefördert, an Tagen, wo sich der Abbruch der Innenwände deutlich constatiren liess. Eine Probe dieser Sande bestand bei wechselnder Grösse und brauner bis graubrauner Farbe aus kleinen eckigen Bruchstücken und Schlackenpartikeln, von denen die ersteren vorwalteten, wahrscheinlich weil durch die Rutschungen im Krater vielfaches Zerbrechen hervorgerufen war. Damit gemengt, fanden sich kleine bimssteinartige, stalaktitische oder fadenförmige Trümmer, hervorgegangen aus den umherspritzenden Tropfen der neuen Lava. Beide verschieden alten Theile eines solchen Sandes sind bisweilen so scharf unterschieden, dass man sie Korn für Korn zu trennen im Stande wäre. Ausserdem lassen

sich nachweisen: ganze oder zerbrochene Augitkrystalle, stets zersprungene Leucite, einige seltene Fragmente von Plagioklas und Olivin, Magnetit, Ilmenit, Hämatit; Bruchstücke von dunkelgrünem oder braunem Glase und reichlichst Bröckchen von Grundmasse. In der Nähe des Kraters gesammelte Aschen waren dunkler, weil reicher an Eisenmineralien, die weiter ausgeworfenen heller, weil Leucit und Feldspath führend, eine Sonderung, die augenscheinlich in der Luft nach dem specifischen Gewicht eingetreten ist. Löslich war in H_2O 1.75 Procent, von dem getrockneten Reste wurden 8.44 Procent von Magneten angezogen. Ausser den in den Mineralien enthaltenen Elementen konnten noch nachgewiesen werden theils freie, theils an Salze gebundene Salz-, Schwefel- und Kohlensäure: Fluorwasserstoff wohl in Verbindung mit Ammoniak und eine Spur von Kupfer, sowie Wasser.

III. Schlacken. Von dem eben besprochenen, nur ungelagerten älteren Material ist z. Th. das neue, diesem Ausbruche angehörige deutlich unterschieden; es besteht aus Schlacken, Bomben, Lapilli und Sanden. Da der Krater in den ersten fünf Monaten nur Dämpfe ausstiess, wurde festes Gestein nicht ausgeschleudert. Erst gegen Mitte November 1891 setzte die stromboliartige Thätigkeit ein, war aber, wie wir sahen, von längeren Zwischenräumen unterbrochen. Die Auswürflinge vom 7. bis 10. Juni 1892 bestanden zum grössten Theile aus Schlacken und Bomben; Ende Juli wurden kleinere Stücke und sehr kleine Bomben gefördert, Ende December erreichten diese kaum den Kraterand, im April und October 1893 waren die Explosionen zeitweilig wieder heftiger, aber erst nach dem Aufhören des Lavaflusses wurden sie continuirlich. Da die Massen beim Niederfallen noch weich sind, nehmen die grösseren die Gestalt von Broden oder Fladen an, die meist mit Ausnahme der Bomben im Innern locker und blasig sind und eine wie mit Fäden überzogene Oberfläche haben (Scorie filamentose).

IV. Bomben. Ihre Festigkeit und runde Gestalt verdanken dieselben, meiner Meinung nach, einem höheren Grade von Flüssigkeit des Magmas, da sie sonst bei ihrem kurzen Fluge durch die Luft kaum so sehr der centrifugalen Kraft gehorchen und durch die drehende Bewegung die regelmässige Form annehmen könnten. Wahre Bomben wurden am 7. bis 10. Juni 1892 ausgeworfen. Diese Auswürflinge erreichten bis 250 Meter Höhe, fielen aber zum

Theile wieder in den Krater zurück. Die auf dem Kraterrand gesammelten Stücke besaßen $\frac{1}{2}$ bis 1 Kubikdecimeter Volumen, waren oval, birn- oder spindelförmig, innen sehr compact, aussen von einer blasigen oder fadigen Hülle umgeben. Sehr selten fanden sich solche mit schlackigem Innern, welche den Uebergang zu den gewöhnlichen Schlacken bildeten. Sie bestanden aus einem tiefschwarzen, zähen Leucitaphrit, reich an Augit, arm an Plagioklas und ohne Olivin.

V. Lapilli. Die Explosionsproducte eines in Strombolithätigkeit befindlichen Kraters haben sehr verschiedene Grössen. Mit dem Namen Lapilli bezeichnet man bekanntlich diejenigen Auswürflinge, welche der Grösse nach zwischen den Schlacken und Bomben einerseits, den Sanden andererseits stehen. Es ist bemerkenswert, dass älteres Auswurfmaterial nicht in der Grösse der Lapilli auftritt: vielleicht weil Bruchstücke dieser Grösse leichter von dem flüssigen Magma aufgenommen und eingeschmolzen werden.

Die Lapilli charakterisiren wie die Schlacken und Bomben den Aufschüttungskrater. Aber auch wenn ein Einsturzkrater entsteht, ist es nicht ausgeschlossen, dass in Perioden heftigerer Thätigkeit, Lapilli in grösserer oder geringerer Menge ausgeworfen werden. In der That begleiteten Lapilli die anderen neuen Auswürflinge von dem Moment, wo der Krater sich wieder zu füllen begann, trotz der fortdauernden augenscheinlichen oder unsichtbaren Nachstürze der Kraterwände. Reichlich erschienen sie insbesondere während der Steigerung der Thätigkeit vom 7. bis 10. Juni 1892. Die grosse Entfernung vom Krater, in welcher ich eine ziemliche Anzahl derselben fand, beweist die beträchtliche strombolianische Spannung, welche während jener Tage im Krater vorhanden war. Die reichlichste Bildung der Lapilli trat aber erst ein als die Seiteneruption aufhörte, demnach als das Kraterbecken sich auszufüllen begann.

VI. Fadensande (Sabbie filiformi). Glasfäden und fadenförmige Sande wurden an den Tagen vor der Eruption ausgeworfen, hörten dann mit dem Einsturz des Kegels auf oder begleiteten die sogenannten Trümmersande in untergeordneter Menge, jedoch nur in den Zeiten, wo keine Abbrüche stattfanden. Im übrigen verhielten sie sich wie die Lapilli, von denen sie sich überhaupt nur durch die kleinen Dimensionen unterschieden, und mit denen sie durch alle Grössenübergänge verknüpft sind. Seit dem Schluss der

Seiteneruption Februar 1894 wurden die Trümmersande völlig durch die Fadensande verdrängt.

B. Producte der Seiteneruption im Atrio.

I. Lava. Zerlegen wir die Laven nach ihrer äusseren Erscheinung in solche mit zusammenhängender glasiger, zum Theil glänzender Oberfläche (Fladenlava, Stricklava, Pahoeoc der Sandwich-Inseln, Strom von 1858 am Vesuv) und in solche mit rauher in Schollen aufgelöster Kruste (Schollenlava, Aa der Sandwich-Inseln, Strom von 1872 des Vesuv), so haben wir zwei Gruppen, welche durch viele Uebergänge verbunden, deren Bildungsbedingungen aber noch recht dunkel sind. Die ersten Ergüsse dieses Ausbruches gehören zu den Fladenlaven.

Diejenigen aber, welche an den beiden folgenden Tagen den tieferen Oeffnungen entquollen, erstarrten mit besonders schlackiger und trümmerartiger Kruste. Darauf folgten 6—7 Tage wieder ebenere oder zu den Fladenlaven gehörige Massen. Dann, vom 15. Juni 1891 bis zum Schluss, zeigte die Lava einen einheitlichen zwischen beiden Ausbildungen stehenden Habitus, da sie zwar im allgemeinen eben oder Fladenlava, aber in jeder Richtung zerstückelt und zerbrochen war, so dass man weder die rundlichen Wülste des Stromes von 1858, noch die Schlackenbügel desjenigen von 1872, wohl aber eine Zusammenhäufung von zerbrochenen, überkippten und wie aufeinandergeschobenen Platten vor sich sieht. Diese Aenderung im Habitus begann gleichzeitig mit der Anhäufung der ergossenen Massen in der Nähe der Ausflusstellen und dürfte mit dem Sinken der Temperatur zusammenhängen, da die älteren, wohl heisseren Zungen weit tiefer herabgestiegen waren. Die geringere Wärme veranlasste rascheres Stillstehen und Ueberfluthung durch neue von unten her auf den Rissen nachdringende Massen. Somit hat es den Anschein, als wenn auch die Anfangswärme einen gewissen Einfluss auf die äussere Erscheinungsform der Laven verschiedener Eruptionen oder auch eines und desselben Ergusses besitzen würde.

Diese Mittelstellung der neueren Lava zeigt sich auch in folgender Erscheinung. Während nämlich Fladenlaven wenig, die Schollenlaven aber sehr viel Gas ausstossen, hatten wir hier während des Fliessens auch nur schwache Gasentwicklung, dafür aber reichliche

Sublimationen auf allen Spalten. Da nun ferner die Dauer der Gasentwicklung von der Dicke des Stromes abhängt, so ist es kein Wunder, dass im Atrio di Cavallo, wo sich das Magma bis zu seiner grössten Mächtigkeit von 135 Meter übereinander gethürmt hat, noch jetzt, d. h. ein Jahr nach Beendigung des Ausbruches, sich diese Exhalationen fortsetzen, wie sich ja auch die innere Wärme nur langsam verliert.

Entsprechend den früheren Beobachtungen an erstarrenden Laven sind die inneren Theile des Ergusses, weil langsamer verfestigt, auch krystallinischer entwickelt. Auf Klüften erkennt man deutlich zwei Zonen, eine obere glasreichere mit porphyrisch-hypokrystallinischer Structur und eine tiefere von holokrystallin-porphyrischer Ausbildung und zahlreichen Krystallen der 2. Generation. Die bereits intratellurisch ausgeschiedenen Mineralien sind natürlich beiden in gleicher Menge eigen. Alle Theile des Stromes sind reich an freier Säure, sowohl HCl als auch H_2SO_4 . Man braucht nur ein Stück in Wasser zu legen, um eine deutliche Reaction zu erhalten. Das Chlor ist ausserdem noch als Eisenchlorid vorhanden, welches sich ebenfalls leicht nachweisen liess.

Petrographisch betrachtet, erscheint die Lava als ein dunkelgraues porphyrisches Gestein, in dessen aus Mikrolithen und mehr oder weniger Glas bestehender und bisweilen fluidal struirter Grundmasse grössere Einsprenglinge von Leucit, Augit, Plagioklas, Magnetit und Ilmenit liegen. Olivin, Nephelin, Biotit, Apatit, Zirkon wurden nicht beobachtet.

Der Leucit, das Hauptmineral, erscheint in 2 Generationen. Die älteren Individuen sind gross scharf begrenzt, aber immer zersprungen oder corrodirt. Im Innern sind zonar angeordnete Einschlüsse von Grundmasse, kleine Augite und grüne Körner, wohl umgeschmolzener Augit zu beobachten. Seltener kommen Flüssigkeitseinschlüsse, selbst solche mit Libelle vor. Radiale Anordnung der Interpositionen scheint zu fehlen. Die mimetische Streifung ist stets deutlich. Die Leucite der späteren Ausscheidung sind klein und frei von Einschlüssen und von Corrosion. Beide Generationen lassen die Form des Leucitoöders erkennen.

Der Augit tritt in nach der Axe verkürzten Individuen auf, die stets deutliche Zonenstructur, aber wenig Zwillingsbildung aufweisen. Die Farbe ist grün bis grüngelb, je nach dem Eisengehalt der ein-

zelen am Krystall sich betheiligenden Mischungen. Sehr zahlreich sind Einschlüsse von Magnetit, von Glas und von Flüssigkeiten mit kleiner Libelle vorhanden und zwischen den Zonen eingelagert. Die älteren Augite zeigen Corrosion. Die mit Einschlüssen von Leucit und Plagioklas möchte ich nun doch, selbst wenn sie an Grösse den intratellurischen Augiten nicht nachstehen, zur zweiten Generation rechnen. Früher war ich in Betreff der feldspathhaltigen anderer Meinung.

Der Plagioklas ist zwar nicht gerade reichlich, aber allgemein verbreitet. Er kommt als glasglänzende, annähernd rechtwinklige Tafeln oder in Krystallfragmenten vor, die beide Annagung durch die Grundmasse und deutliche Zwillingsbildung erkennen lassen.

Ein wichtiges Element der Grundmasse ist der Magnetit, welches dann, wenn es zusammen mit Ilmenit als Einschluss im Augit und Leucit auftritt, wohl schon der intratellurischen Ausscheidung zuzuschreiben ist.

Als accessorische Mineralien haben wir Eisenglimmer und Limonit zu nennen; ersterer bedeckt mit dünnen Tafeln die Blasenräume, letzterer kommt in kleinen kugeligen und stalaktitischen Massen vor und ist jedenfalls secundärer Entstehung. Vereinzelt wurde Limonit als Einschluss in Leucit beobachtet.

Nephelin, Olivin, Biotit, Apatit und Zirkon wurden in keinem der Schliffe bemerkt. Dies ist deswegen hervorzuheben, weil die übrigen Laven des Vesuvs fast alle zu den Leucitbasaniten gehören, in diesem Falle aber bei dem Fehlen des Olivin es sich ausnahmsweise um einen Leucittephrit handelt.

II. Schlacken und Bomben. Explosionstrümmer der Lava wurden natürlich auch im Atrio di Cavallo bei jeder Steigerung der Thätigkeit, und zwar besonders im centralen Theile, d. h. wahrscheinlich am unteren Ende der Radialspalte wiederholt erzeugt. Aus ihnen bestanden einzelne der Fumarolenkegel des 20. Juli 1891 und des 7. bis 10. Juni 1892. Alle diese Auswürflinge bestanden indessen aus frischer Lava, ältere Bruchstücke fehlten vollständig, so dass jedenfalls die Spalte nicht tief in den Untergrund des Atrio sich fortgesetzt hat, wodurch sich dieser Ausbruch von denen der Jahre 1794 und 1861 wesentlich unterscheidet.

III. Fumarolenproducte. Bin ich auch bei der Untersuchung der Fumarolenproducte nicht wesentlich weiter gelangt als meine Vorgänger, so möge doch der Vollständigkeit halber eine Ueber-

sicht über die 1891—1894 auf Spalten abgesetzten Massen diese Arbeit beschliessen. Zur genaueren Untersuchung müsste man eigentlich auch die Gase auffangen und einzelne Fumarolen, so lange sie bestehen, auf eine Aenderung ihrer Producte untersuchen; aber das hat bisher noch Niemand versucht.

Die gebräuchliche Unterscheidung dieser Producte in Gase und Sublimationen hat meiner Meinung nach keinerlei Berechtigung. Denn erstens entspricht der Ausdruck Sublimation keineswegs immer der Entstehung der festen Krusten und zweitens hängen ja diese ebenfalls vorzugsweise von Gasen oder Dämpfen ab. Ausserdem sind sowohl unter den festen wie flüchtigen Substanzen sehr verschiedene Dinge, nämlich theils primäre, theils secundäre, erst bei eintretender Zersetzung entstandene Verbindungen enthalten, welche keineswegs nur nach ihrem Aggregatzustand geordnet und gruppirt werden dürfen.

So würden z. B. Wasser-, Schwefelwasserstoff und die verschiedenen Säuren (HCl , CO_2 , SO_2) ohne die dem glühenden Magma entnommenen Alkalien keine Sublimationen (mit Ausnahme des Schwefels) liefern können. Ob aber die Chloride und andere Verbindungen sich direct aus der Lava als ursprüngliche Bestandtheile entwickeln oder erst aus Wechselzersetzung hervorgehen, das ist ebenfalls noch eine ungelöste Frage. Auch weiss man noch nicht, welche Rolle der atmosphärische Sauerstoff besonders bei dem Absatze der Sulfate und Sulfite spielt, ob sich nicht unter seinem Einflusse erst SH_2 in SO_2 und SO_2 in H_2SO_4 umwandelt.

Auch bei vielen der complicirten Doppelverbindungen, welche zweifellos die Chloride und Sulfate von Na , K , NH_4 mit entsprechenden Verbindungen von Fe , Al , Co , Ni , Mg , Pb , Cu , Zn , Mn eingehen, ist die Thätigkeit des Sauerstoffs nachgewiesen, im Besonderen bei der Bildung von Tenorit und Eisenglanz. Kann derselbe in vielen dieser Fälle auch der Atmosphäre oder dem Wasserdampfe entnommen sein, für das Kupfer indessen, das stärkerer Factors bedarf, um in Tenorit überzugehen, glaube ich die Oxydation schon in grössere Tiefe mit noch höherer Temperatur verlegen zu müssen.

Die Untersuchung dieser Krusten, welche Doppelverbindungen und Gemenge sind, ist ausserordentlich schwierig und bisher nicht gelungen. Beim Auflösen in Wasser findet man in der Regel mehrere

Säuren und Basen neben einander; aber selbst unter Annahme wechselseitiger Vertretung derselben nach den Gesetzen des Isomorphismus liefert die Analyse fast nie brauchbare, auf feste Verbindungen hindeutende Zahlen. Hier sind noch ganz neue Methoden aufzufinden. Erleichtert würden solche Untersuchungen bedeutend, wenn man erst über die Natur der Fumarolen und deren Aenderungen eine klarere Vorstellung besässe, warum und wann z. B. einzelne derselben in einem bestimmten Augenblicke trocken werden. Hier dürfte einzusetzen und ein Resultat möglich sein.

Die Fumarolen waren im Atrio auf die centrale Partie der Lava, wo die tiefste Bocca lag, beschränkt. Sie hauchten von Anfang an bis einige Zeit nach Schluss des Ausflusses Wasser, Salzsäure und schweflige Gase in grosser Menge aus. Schweflige Säure, die vielleicht erst secundär entstanden, fand sich in freiem Zustande in jeder untersuchten Sublimationskruste. Ungefähr zwei Monate nach dem Beginne der Eruption verschwand vorübergehend das Wasser, so dass alle Absätze völlig trocken wurden: nur die Salzsäuredämpfe entwickelten sich gleichmässig weiter. Aus einem Fumarolenkegel auf der Spitze des Lavahügels entwichen Ende Juli 1892 neben reichlichem Wasser und *HCl*-Dämpfen abwechselnd solche von *SH₂* und *SO₂*, was wohl dafür spricht, dass ursprünglich nur *SH₂* vorhanden war.

An den ersten Tagen herrschten in den Absätzen die Eisen- und Bleiverbindungen; dann waren einige Kegel mit bunten Substanzen von vorwaltend grüner oder blauer Farbe überzogen, was auf Kupfer schliessen lässt. Eisenglanz entstand erst später. Weiterhin traten weissliche Salze (Chloride und Sulfate von *Na*, *K*, *Mg* etc.) auf, bis das Kupfer wiedererschien und sich in der folgenden Zeit beide Verbindungen mischten. Auf einzelnen Spalten blieb aber die Trennung bestehen; die mit *KCl* und *NaCl* ausgekleideten waren weiss, die *Cu* führenden schwarz gefärbt. Der Wasserdampf machte beinahe alle diese Producte sehr zerfliesslich, so dass sich überall Stalaktiten bildeten. Bei einer Steigerung der Fumarolenthätigkeit setzten sich auch Gemenge von Eisenchlorid und Sulfat mit den entsprechenden Alkaliverbindungen ab. Diese hatten grüne oder gelbe Farben, die von leuchtendem Roth durchsetzt waren. Das Roth rührte von vielen kleinen Eisenglimmerschuppen her.

Nachstehend einzelne bemerkenswerte Producte:

Eine weisse, flockige, zerfliessliche Substanz enthielt H_2SO_4 , HCl , Na , NH_3 , C , Mg , $Fe_2O_3H_2O$.

Eine gelbe, orange oder rothe Masse H_2SO_4 , HCl , FeO , MnO , $Fe_2O_3H_2O$. (Spuren von Na , NH_3 und Ca .)

Eine blaue stalaktitische, an der Luft pulverig zerfallende Kruste ergab H_2SO_4 , HCl , NH_3 , FeO , CuO .

Smaragdgrüne Efflorescenzen waren zusammengesetzt aus $CuSO_4$, $CuCl_2$, $CuCO_3$, H_2O mit Spuren von Ca und Na .

Ein rothorange gefärbter Anflug enthielt HCl , FeO , NH_3 .

Braune Krusten ergaben H_2SO_4 , NH_3 , CaO , FeO , CuO , Al_2O_3 .

Endlich eine weisse Masse mit H_2SO_4 , NH_3 , CaO , FeO , CuO , Al_2O_3 .

Auf eine Berechnung dieser Substanzen will ich mich nicht einlassen, da sie doch aussichtslos ist. Doch hoffe ich mit der Gesamtschilderung dieses nach manchen Seiten hin bemerkenswerten Ausbruches einen wenn auch kleinen Schritt auf der Bahn zur Kenntnis und zum Verständnis des Vesuvs und des Vulcanismus überhaupt vorwärts gethan zu haben.

Ergebnisse.

1. Sollen vulcanische Eruptionen direct oder indirect mit der Thätigkeit des Erdinneren zusammenhängen, so kann man ihre Beziehung zu gleichzeitigen und benachbarten Erderschütterungen nicht vernachlässigen.

2. Eine Flanken-Eruption ist nicht immer Folge einer Steigerung der Erdthätigkeit. Während einer solchen Eruption kann die letztere sowohl zu- als abnehmen.

3. Der Druck der Magmasäule im Vulcanschlot und die locale Spannung der Gase können schliesslich die Wände des Vulkankegels zerreißen und neue Radialspalten hervorrufen.

4. Ohne eine heftige Steigerung der Thätigkeit und bei Verschluss des Vulcanschlotes äussert sich der innere Druck in der Ebene des geringsten Widerstandes des Vulkankegels.

5. Entsprechend früheren Beobachtungen entwickeln sich die Oeffnungen längs der Radialspalte nicht gleichzeitig, sondern in bestimmter zeitlicher Folge von oben nach unten oder im Sinne des Radius von der vulcanischen Axe gegen die Peripherie. Alle Er-

scheinungen, die zu einer und derselben Eruption gehören, halten sich strenge an die gegebene Verticalebene.

6. Ein seitlicher Lavaausfluss hört offenbar auf, sobald die Spalte oder der Ausflusscanal sich schliesst, aber die Spalte kann oberhalb des Lavenniveaus auch nach Aufhören des Lavaausflusses offen bleiben.

7. Die Bildung eines Gesteinsganges hängt, abgesehen von der Spalte, die im Vulcankegel entsteht, ab von der Art und Weise, wie sich der Einsturzkrater ausfüllt. Erfolgt die Ausfüllung durch lose Auswürflinge, so kann ein Gesteinsgang nur in den tiefsten Theilen entstehen.

8. Der Einsturz eines Kraterkegels kann einerseits die Ursache der Brüchigkeit des Kegels selbst, anderseits die Folge des Lavaausflusses sein.

9. Trümmersande charakterisiren einen Einsturzkrater, Fadensande im allgemeinen einen Aufschüttungskrater.

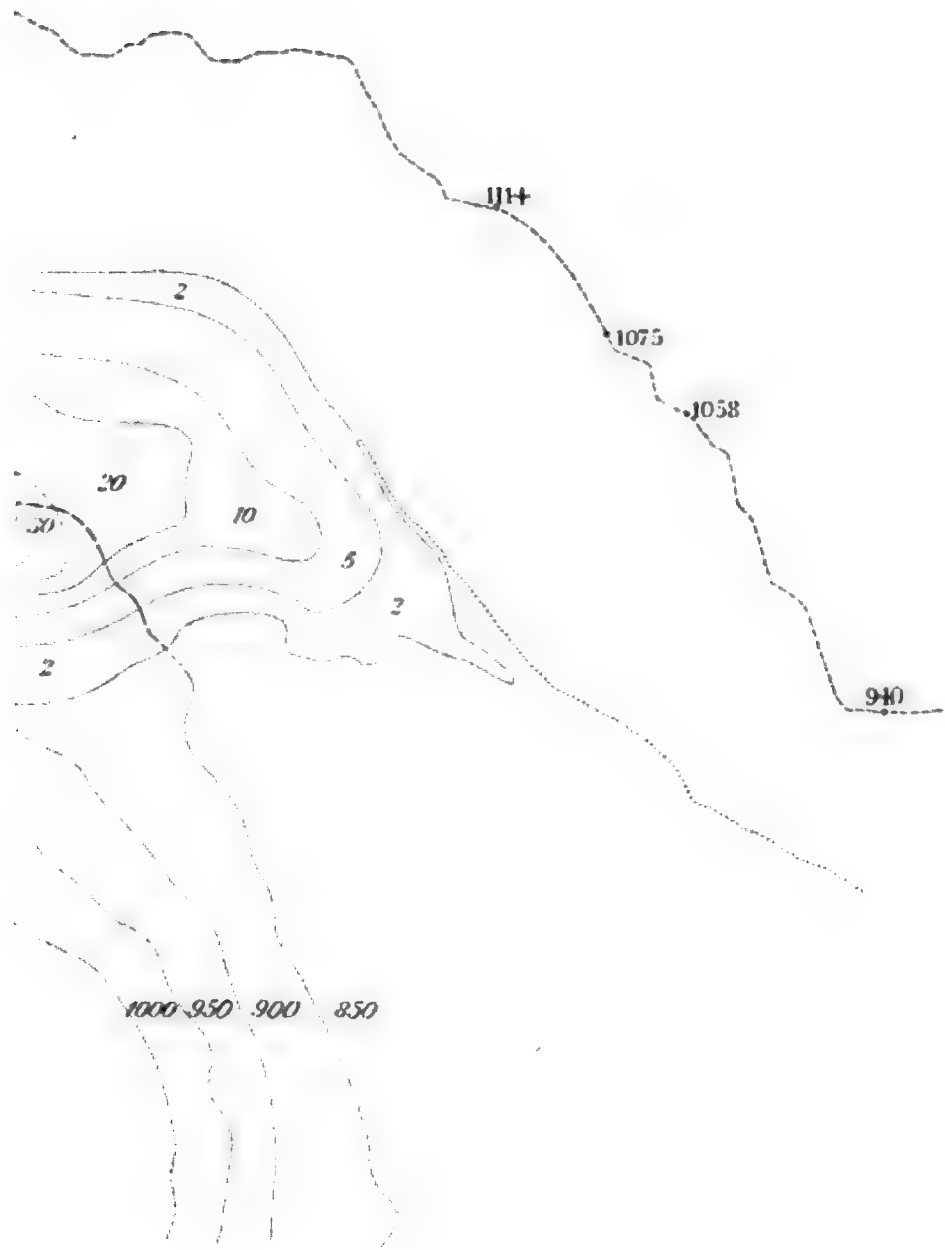
10. Bedeutender Steigerung der Thätigkeit kann ein nur mässiger Lavaausbruch entsprechen, während ganz bedeutende Lavamassen bei grösster Ruhe ausfliessen können. Dagegen dürfte die Gasentwicklung mit der inneren Erdthätigkeit in geradem Verhältnis stehen.

11. Mit der Vermehrung des Lavamateriales gegenüber den losen Auswurfsmassen wächst die Festigkeit eines Vulcankegels. Je häufiger an einem Vulcan die Lavaströme, je seltener die explosiven Eruptionen, desto fester wird sein Kegel. Die Höhe, die ein Vulcan zu erreichen vermag, hängt aber direct ab von der Festigkeit seines Baues, woraus folgt, dass bei Unveränderlichkeit der letzteren die Höhe nur in engen Grenzen schwanken kann und sich nahezu gleichbleibend verhält. Das Entgegengesetzte muss eintreten, sobald durch wiederholte centrale Ergüsse (und in der Folge Ueberlagerung von Strömen entsprechend den Flanken) oder durch seitliche Ausflüsse (und die daraus folgende Entstehung von Radialgängen und die Vermehrung compacten Materiales am Fuss des Berges) die Festigkeit seines Baues zunimmt. Unter diesem Gesichtspunkt erscheint die neue Lavakuppe als Ausfüllung des Atrio del cavallo mit solidem Material geeignet, die Nordflanke des Vesuvkegels zu verstärken.

12. Die Brüchigkeit der Flanken des Vesuvkegels begünstigt eine neue Seiteneruption durch Wiederaufreissen der alten Spalten.







Контурная карта (горы) с высотными отметками.

0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10





namentlich gegen S, O und N. Aber wenn nicht eine kräftige Steigerung eintritt, oder noch unbekannte Ursachen eine neue Erschütterung des Kegels hervorbringen, erscheint die Bildung eines centralen Lavastromes wahrscheinlicher.

Erklärung der Tafeln.

Taf. VI. Maasstab 1 : 15.000. Karte der nördlichen Abdachung des Vesuvkegels mit dem neuen Lavastrom der Eruption 1891—1894. Oberfläche des Lavastroms auf der Karte 94 Quadratcentimeter, auf dem Terrain 141.000 Quadratmeter.

Taf. VII. Maasstab 1 : 15.000. Die Grenzlinie des Stromes von 1891—1894 liegt nicht auf einer Horizontalen, sondern schmiegt sich dem vorherigen Terrain an und ist daher gegenüber dem Horizont gewellt. Die übrigen Linien im Inneren sind nicht parallel dem vorherigen Boden, noch weniger horizontal, sondern entsprechen der Mächtigkeit des Lavastromes und sind somit von zwei Factoren abhängig, und zwar von dem vorherigen Bodenrelief und von der heutigen Oberfläche.

Die Mächtigkeit des Stromes wurde an der peripherischen Zone zu 2 Meter geschätzt; die anderen Quoten sind auf den betreffenden Linien bezeichnet.

Volumen der Lava aus der Karte geschätzt	39,370.000 Kubikmeter
mit Rücksicht auf die Hohlräume reducirt	36,000.000 " "

Taf. VIII, Fig. 1. Maasstab 1 : 15.000. Durchschnitt durch Somma-Vesuv zur Erläuterung des Eruptionsvorganges (7. Juni 1891). Die Nordspalte liegt in der Ebene der Zeichnung und ist durch die Buchstaben *A B C D E* bezeichnet. *A* erste Oeffnung nach aussen, wo lose Massen ausgeworfen wurden, *B* Mündung des ersten Lavastromes, *C* zweite Ausflussöffnung, *D* und *E* dritte und vierte Oeffnung, welche bis zum 4. Februar 1894 offen blieb. *b* Einsturzkrater, *c* wahrscheinlicher Lauf der Lava im Inneren des Kegels.

Fig. 3. Durchschnitt durch Somma-Vesuv nach Schluss der Eruption (4. Februar 1894). *B* Oeffnung an der Flanke des Kegels, welche noch immer sichtbar blieb, *F* Lavakuppe von 135 Meter Höhe im Atrio del Cavallo. *b* Einsturzkrater, auf dessen Grund der neue Eruptionskegel sich zu bilden begann.

Taf. IX, Fig. 1. Fumarolenkegel auf der neuen Lava in Atrio del Cavallo (October 1893).

Fig. 2. Einsturzkrater während der Seiteneruption.

XVI. Notizen.

Zur Dispersion des Diamanten.

In dem Aufsatz „Apparate zur optischen Untersuchung der Mineralien etc.“ (dieser Band, pag. 49—76) habe ich auf pag. 62 gesagt, dass genaue Dispersionsbestimmungen des Diamanten nur für das Licht der *Li*-, *Na*- und *Tl*-Flamme vorlägen. Zu dieser Behauptung wurde ich durch Einsicht in die 1894 herausgegebene zweite Auflage der Physikalisch-Chemischen Tabellen von Landolt und Börnstein bestimmt. In diesem Werk sind aber die 1890/91 erschienenen Messungen von B. Walter¹⁾ nicht aufgenommen und auch das 1893 erschienene Referat der Walter'schen Arbeit in der Zeitschrift für Krystallographie, Bd. XXII, pag. 175 enthält leider nichts über die Bestimmung der Brechungsexponenten. Dadurch bin ich veranlasst worden, die im Referat des Neuen Jahrbuches (1895, I, pag. 8) kurz vor Abschluss meiner Arbeit erschienenen Angaben der Walter'schen Messungen zu übersehen. Ich beeeile mich, das Versäumte nachzuholen, indem ich hier die Walter'schen Bestimmungen aufführe: unter I. sind die von ihm gefundenen Brechungsexponenten des Diamanten, welche er aus Beobachtungen an verschiedenen Krystallen ableitete, für die Fraunhofer'schen Linien *A* bis *H* verzeichnet, unter II. stehen meine diesmal zum besseren Vergleich auf fünf Decimalen berechneten Werte nebst zugehörigen Fehlergrenzen (die wahrscheinlichen Fehler sind kleiner):

I. Walter	II. Wülfing
<i>A</i> 2.40245	2.40242 ± 0.00016
<i>B</i> 2.40735	2.40759 ± 0.00023
<i>C</i> 2.41000	2.41037 ± 0.00010
<i>D</i> 2.41734	2.41752 ± 0.00015
<i>E</i> 2.42694	2.42692 ± 0.00005
<i>F</i> 2.43539	2.43514 ± 0.00005
<i>G</i> 2.45141	2.45129 ± 0.00011
<i>h</i> —	2.45922 ± 0.00009
<i>H</i> ²⁾ 2.46476	2.46517 ± 0.00024

Die Widersprüche bei der *C*-Linie und bei der *H*-Linie, welche übrigens, wie man aus dieser Tabelle sieht, recht unbedeutender Natur sind, entziehen sich einer Discussion, da Walter nur das Resultat seiner Messungen angibt

¹⁾ Eine charakteristische Absorptionserscheinung des Diamanten: Jahrbuch der Hamburgischen wissenschaftlichen Anstalten, 1890, VIII, pag. 291—295; auch abgedruckt in den Annalen der Physik und Chemie, Neue Folge, Bd. XLII, pag. 505—510.

²⁾ Meine Messungen beziehen sich auf die erste *H*-Linie mit geringerer Brechung.

Schliesslich möchte ich noch erwähnen, dass die beiden neuen Apparate von Herrn Universitätsmechaniker Eng. Albrecht in Tübingen angefertigt wurden und von ihm zu beziehen sind.

E. A. Wülfing.

Schiefriger strahlsteinführender Topfstein von Tafamont (oberes Montafon, Vorarlberg).

Mit diesen Namen scheint ein Gestein am besten bezeichnet zu werden, welches sich in der Nahe von Gaschurn vorfindet. Die Prüfung des mir zugeschickten Gesteins ergab Folgendes. Makroskopisch ist es auf frischem Bruch manchen Glimmerschiefern oder Amphiboliten ähnlich; der Structur nach erweist es sich kurzfaserig bis schuppig, gegenüber äusserer mechanischer Einwirkung als sehr mild, indem es z. B. den Eindruck des Hammers scharf abprägt.

Mikroskopische und mikrochemische Untersuchungen erwiesen Klinochlor, Dolomit, Strahlstein, Talk, Magnetit, Magnetkies und Apatit als vorhanden. Das Mengenverhältnis dürfte, vom Klinochlor als dem häufigsten Gemengtheil angefangen, in der Reihenfolge, in welcher die Minerale eben aufgezählt wurden, zum Ausdruck kommen. Der Apatit tritt nur ganz vereinzelt in kleinen Kryställchen auf, so dass er weiter nicht zu berücksichtigen ist. Behandelt man das Gesteinspulver mit dem Magneten, so kann man ein beträchtliches Quantum von Pulver extrahiren; wird dieses mit verdünnter Salzsäure geprüft, so erhält man zwar deutlich H_2S -Entwicklung, der weitaus grössere Theil des Pulvers wird aber nicht aufgelöst. Dieser Rückstand ist Magnetit; Titaneisen scheint nicht mit dem Magnetit verbunden zu sein, wenigstens wurde eine Titanperle nicht erhalten. Dass der Magnetkies gegenüber dem Magnetit nur sporadisch im Gestein auftritt, lässt sich auch im Dünnschliff unter dem Mikroskop erkennen, wo bei auffallendem Licht die rauhe, gelbe Oberfläche des Magnetkies nur selten begegnet, während der Magnetit sehr verbreitet ist und besonders auch dadurch auffällt, dass seine Formen parallel der Schieferung in die Länge gezogen sind. Wenngleich der Talk nur in sehr kleinen Blättchen und Schuppen vorhanden ist, so ist er doch schon mit ziemlicher Sicherheit an seinen sehr hohen eigenartigen Interferenzfarben kenntlich; bei den geringen Dimensionen war es schwer, ein Axenbild zu erhalten; es gelang erst in befriedigender Weise, als Gesteinspulver nach wiederholter Behandlung mit Säuren in Canadabalsam eingeschlossen und dann hinreichend grosse Blättchen ausgesucht wurden. Dieselben zeigten sich fast einaxig und optisch negativ. Die Lagerung der Talkschuppen im Schliff an und in den Strahlsteinkrystallen weist auf eine Entstehung aus Strahlstein hin. Der Dolomit fällt schon während des Schleifens durch seine Lagerung im Gestein auf. Man bemerkt rundliche, 1—3 Millimeter breite Flecken auf dem Schliff, durch ihre Lichtdurchlässigkeit sich scharf von der Umgebung abhebend. Optisch leicht als rhomboëdrisches Carbonat kenntlich, wurde er mikrochemisch von Calcit und Magnesit unterschieden. Verdünnte Salzsäure, mittelst Capillarröhre auf das Mineral aufgetragen — dieses war mittelst durchbohrten Deckglases frei zugänglich und zugleich isolirt von den anderen Mineralen der Umgebung — bewirkte

kalt kein Aufbrausen; es wurde längere Zeit erwärmt, dann die Lösung abgezogen und mikrochemisch geprüft; es zeigten sich *Ca* und *Mg* reichlich vorhanden, wonach das Mineral als Dolomit erscheint. Bemerkenswert ist noch, dass in den Dünnschliffen stets zahlreiche Zwillinglamellen eingeschaltet waren; Messungen und Berechnungen ergaben, dass es Zwillinge nach $-2R$ sind. Sehr dünne Lamellen sind nicht gerade, sondern schwach wellig. Ueber Strahlstein und Klinochlor, auf deren reichliches Vorhandensein im Gestein schon hingewiesen ist und welche beide nach den optischen Merkmalen bestimmt wurden, ist nichts Besonderes mehr beizufügen.

Prag, Ende März 1895.

Rompel.

XVII. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

- Amann J.: Le biréfractomètre ou oculairecomparateur. — Zeitschr. f. wissenschaftl. Mikroskopie u. f. mikroskopische Technik. Bd. 9, 1895, pag. 440—454.
- Bäckström H.: Bestimmungen der Ausdehnung durch die Wärme und des elektrischen Leitungsvermögens des Eisenglanzes. — Kongl. Vetenskaps Akademiens Förhandlingar. Stockholm 1894, Nr. 10.
- Barlow W.: Nachtrag zu den Tabellen homogener Structures und Bemerkungen zu E. v. Fedorow's Abhandlung über regelmässige Punktsysteme. — Zeitschr. f. Kryst. etc., XXV, 1, 1895.
- Becke F.: Zur Kenntniss der Carborundum-Krystalle CSi . — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXIV, 6, 1895.
- Derselbe: Ein Wort über das Symmetriecentrum. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXV, 1, 1895.
- Behrens H.: Anleitung zur mikro-chemischen Analyse. — Hamburg und Leipzig, Voss, 1895.
- Brauns R.: Einige Bemerkungen zu dem von Herrn Ben Saude gegebenen Beitrag zu einer Theorie der optischen Anomalien der regulären Krystalle. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1895, Bd. II.
- Derselbe: Ueber die Einwirkung von trockenem Chlorwasserstoff auf Serpentin. — Zeitschr. f. anorgan. Chemie. Bd. VIII, 1895.
- Cesàro G.: Forme cristalline de l'Isodynopinacoline α et du produit obtenu par la distillation de ce corps. — Bull. de l'Ac. roy. de Belgique, 3^e sér., T. 29, Nr. 6, 1895.
- Derselbe: Produits d'Altération de la Blende des eaux chargées d'anhydride carbonique, plans et solides engendrés par la corrosion. — Ann. d. l. Soc. géol. de Belg., T. 52, mémoires. 1895.
- Derselbe: Sur l'emploi du Calcul des probabilités en pétrographie. — Mém. de l'Ac. roy. d. sc., d. lettres et d. beaux-arts de Belgique, T. LIII, 1895.
- Duparc L. et Pearce F.: Recherches sur les Formes Cristallines de quelques nouvelles substances organiques et minérales. — Bull. de la Soc. franç. de Min. XVIII, Nr. 2, 1895.
- Duparc L. et Stroesco: Sur les formes Cristallines de la Thymoquinone et de quelques dérivés. — Bull. de la Soc. franç. de Min. XVIII, Nr. 4, 1895.
- Duparc L. et Pearce F.: Formes cristallographiques de la Bromothymoquinone-oxyde. — Archives des sciences physiques et naturelles. Troisième Pér. Tome XXXIII.
- Ebert H.: Anleitung zum Glasblasen. — Leipzig, Barth, 1895.

- Fedorow E. v.: Die einfachste Form des Universaltischchens. — Einfaches Verfahren zur Bestimmung des absoluten optischen Zeichens eines unregelmässigen Mineralkörnchens in Dünnschliffen. — Ueber die Bedeutung der die Krystallflächencomplexe bestimmenden Parameter (Elemente eines Krystalls). — Groth, Zeitschr. f. Kryst. XXIV.
- Fuess R.: Mikroskope und deren wichtigste Nebenapparate für krystallographische und petrographische Untersuchungen. — Zeitschr. für angewandte Mikroskopie. 1895.
- Gramont M. A. de: Analyse spectrale directe des Minéraux. — Paris, Baudry et Cie., 1895.
- Halle G.: Eine neue Form des Dichroskopes. — Zeitschr. f. Instrumentenkunde. Jänner 1895.
- Hlavatsch C.: Ueber eine neue Kupfer-Antimonverbindung aus der k. k. Hütte zu Brixlegg. — S.-B. d. k. Ak. d. W. i. Wien, Math.-naturw. Cl., Bd. CIV, Abth. I, März 1895.
- Klein C.: Der Universaldrehapparat, ein Instrument zur Erleichterung und Vereinfachung krystallographisch-optischer Untersuchungen. — S.-B. d. k. pr. Ak. d. W. zu Berlin. V, 1895.
- Meusel E.: Das Atomvolumen in chemischen Verbindungen. — Liegnitz, Scholz, 1895.
- Mügge O.: Ueber die Plasticität der Eiskrystalle. — Nachr. d. k. Ges. d. W. zu Göttingen. Math.-phys. Cl., 1895, 2. H.
- Panebianco R.: Nota sulla birifrangenza della seta. — Riv. di Min. e Crist. Ital. 1895, Vol. XV.
- Retgers J. W.: Beiträge zur Kenntnis des Isomorphismus: XXIX. Ueber chemische Verbindungen isomorpher Körper. (Fortsetzung.) — XXX. Die Bedeutung der Actzmethode für das Studium des Isomorphismus. — XXXI. Ueber einige Aenderungen im periodischen System der Elemente. — XXXII. Das Gesetz von Buys-Ballot. — Zeitschr. f. phys. Chemie, XVI, 4, 1895.
- Riva C.: Sulla forma cristallina di due sostanze organiche. — Giorn. di Min., Crist. e Petr., Vol. V, Fasc. 4, 1894.
- Schroeder van der Kolk J. L. C.: Ueber die Vortheile schiefer Beleuchtung bei der Untersuchung von Dünnschliffen im parallelen polarisirten Lichte. — Ueber eine Methode zur Beobachtung der optischen Interferenzerscheinungen im convergenten polarisirten Lichte, insbesondere in Gesteinsschliffen. — Zeitschr. f. wissensch. Mikroskopie u. f. mikroskop. Technik. Bd. VIII, 1892.
- Derselbe: Zur Systembestimmung mikroskopischer Krystalle. — Zeitschr. f. wissensch. Mikroskopie u. f. mikroskop. Technik. XII, 1895.
- Spezia G.: La pressione nell'azione dell'acqua sull'Apofillite e sul vetro. — Torino, Clausen, 1895.
- Thaddéeff K.: Ueber gewisse aus dem Gewichte der Tropfen geschmolzener Metalle sich ergebende Gesetzmässigkeiten. — Ber. d. d. chem. Ges. XXVIII, 3. H., 1895.
- Traube H.: Ueber das optische Drehungsvermögen von Körpern im krystallisirten und im flüssigen Zustande. — S.-B. d. k. pr. Ak. d. W. zu Berlin. X, 1895.

- Weinschenk E.: Eine Methode zur genauen Justirung der Nicol'schen Prismen. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXIV, 6, 1895.
- Wulff L.: Morphologie des Natronsalpeters. — Sitzungsber. d. kgl. preuss. Akad. d. Wissensch. zu Berlin. XXXII, 1895.

Mineralogie.

- Arzruni A. u. Thaddéeff H.: Célestin von Giershagen bei Stadtberge (Westphalen). — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXV, 1.
- Bauer M., Edelsteinkunde. — 1. und 2. Lieferung. Leipzig 1895. H. Tauchnitz.
- Bombicci L.: Descrizione degli esemplari di solfo nativo cristallizzato delle solfatare di Romagna. — Memorie della R. Acc. delle Sc. dell' Ist. di Bologna. Serie V. T. 4, 1895.
- Calderon D. S.: Notas mineralógicas. Nuevos Hallazgos en la provincia de Sevilla. — Anales de la sociedad española de historia natural. 2ª serie, tomo III (XXIII), 1894.
- Cesáro G.: Sur un silicate qui constitue probablement une nouvelle espèce minérale. — Bull. de l'Ac. roy. de Belgique, 3ª sér., T. 29, Nr. 4, 1895.
- Derselbe: Le Cinabre du Rocheux. — Bull. de l'Ac. roy. de Belgique, 3ª sér., T. 30, Nr. 7, 1895.
- Eakle A. S.: Secundäre Mineralbildungen auf Antimonit. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXIV, 6, 1895.
- Eakle A. S. u. Muthmann W.: Ueber den sogenannten Schneebergit. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXIV, 6, 1895.
- Franco P.: Note mineralogiche. — Rend. della R. Acc. delle Sc. Fis. e Mat. di Napoli, Fasc. 5ª e 6ª 1895.
- Greim G.: Die Mineralien des Grossherzogthums Hessen. — Giessen, Roth.
- Hillebrand W. F.: Calaverite from Cripple Creek, Colorado. — Am. J. of Sc., Vol. L, Aug. 1895.
- Hobbs W. H.: A Contribution to the Mineralogy of Wisconsin. — Bull. of the University of Wisconsin. Science Ser. Vol. 1, Nr. 4.
- Derselbe: Mineralogical Notes. — Am. J. of Sc. Vol. L, Aug. 1895.
- Laspeyres H.: Mittheilungen aus dem mineralogischen Institut der Universität Bonn. VIII. Th. — Die Meteoritensammlung der Universität Bonn. I. Meteorsteine. — Verhandl. d. naturhist. Vereines. Bonn 1894, LI. Jahrg.
- Laspeyres H. u. Kaiser E.: Mittheilungen aus dem mineralogischen Museum der Universität Bonn. VI. Th. — Inhalt. 36. Quarz und Zirkon im Meteoreisen von Toluca. — 37. Meteoreisen von Werchne Udinsk in Sibirien. — 38. Silicate im Meteoreisen von Netschaïvo. — 39. Sublimirte Mineralien vom Laacher See. — 40. Antimonnickel vom Andreasberge. — 41. Eisenhaltige Opale im Siebengebirge. — 42. Kupferglanz-Zwillinge von Bristol, Connecticut. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXIV, 5.
- Michel-Lévy M. A.: Verification de la loi de Tschermak relative aux plagioclases et nouveau procédé d'orientation et de diagnostic des feldspaths en plaque mince. — Comptes rendus des séances de l'Ac. des Sc., Paris, Juli 1895.

- Derselbe: *Recherches des Axes optiques dans un Minéral etc. Application aux Plagioclases.* — Bull. de la Soc. franç. de Min. Tome XVIII, Nr. 3, 1895.
- Moses A. J.: *Contributions from the mineralogical department of Columbia College.* XXI. — School of Mines Quarterly, Vol. 16, 1895.
- Palache Ch.: *Titanit vom Rauris. — Calcit vom Lake Superior. — Brookit vom Maderaner Thal.* — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXIV, 6, 1895.
- Ransome F. L.: *On Lawsonite, a new rock-forming mineral from the Tiburon Peninsula, Marin Co, Cal.* — Bull. of the dep. of geol. of the university of California, Vol. 1, Nr. 10, 1895.
- Schmidt C.: *Ein neues Vorkommen von Scheelit in der Schweiz.*
- Sjögren Hj.: *On the Chemical Composition of Chondrodite, Humite and Clinohumite from Nordmark and on the Constitution of the Minerals of the Humite Group in general.* — Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Nr. 3, Vol. 2, 1894.
- Derselbe: *Contributions to Swedish Mineralogy. Part II.* — Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Nr. 3, Vol. 2, 1894.
- Derselbe: *Preliminära Meddelanden om Några undersökningar på Svenska Mineral.* — Geolog. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. XVII, H. 3, 1895.
- Weibull Mats: *Studien über Vesuvian.* — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXV, 1, 1895.
- Wrany, Dr. A.: *Die Pflege der Mineralogie in Böhmen. 1. Hälfte, Prag, H. Dominicus (Th. Gruss), 1896.*

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

- Aguilera J. G. y Ordoñez E.: *Expedición científica al Popocatepetl.* — México, oficina tip. de la secretaria de fomento, 1895.
- K. k. Ackerbau-Ministerium: *Die Resultate der Untersuchung des Bergbau-Terrains in den Hohen Tauern.* — Wien 1895.
- Artini E.: *Appunti di mineralogia Italiana. Antimonite di Cetine.* — Rendiconti della R. Accad. dei Lincei. Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali. Vol. III, 2^o Sem., Fasc. 12^o, Serie 5^a.
- Artini E. e Melzi G.: *Sulla Lherzolite di Balmuccia in val Sesia.* — Rendiconti della R. Accad. dei Lincei. Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali. Vol. IV, 2^o Sem., Fasc. 4, Serie 5^a.
- Bascom F.: *The structures, Origin and Nomenclature of the Acid Volcanic Rocks of South Mountain.* — Journ. of Geol. Vol. 1, Nr. 8, November-December 1893.
- Bergt W.: *Die Melaphyrgänge am ehemaligen Eisenbahntunnel im Pläuen'schen Grunde bei Dresden.* — Ges. „Isis“, Dresden 1895, Abth. 2.
- Bertolio S.: *Sulle Commenditi nuovo gruppo di Rioliti con Aegirina.* — Rendiconti della R. Accad. dei Lincei. Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali. Vol. 4, 2^o Sem., Fasc. 2, Serie 5^a.
- Derselbe: *Sur le Massif Volcanique de Siliqua, Sardaigne.* — Bull. de la Soc. Géol. de France. 3^e Sér., Tome XXIII.
- Berwerth Fr.: *Ueber Alnöit von Alnö.* — Annal. d. k. k. naturhist. Hofmuseums zu Wien. Bd. VIII, H. 3 u. 4, 1893.

- Brögger W. C.: Die Schichtenfolge auf der Hardangerebene („Hardangervidda“) und der sogenannte „Hochgebirgsquarzit“ („Hoifjelds kvarts“). — Norges geologiske Undersøegelse, Nr. 11, 1893.
- Derselbe: Die Eruptivgesteine des Christiania-Gebietes. I. Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie. — Videnskabselskabets Skrifter. I. Mathem.-naturv. Cl., 1894, Nr. 1.
- Derselbe: The Basic Eruptive Rocks of Gran. — Quart. Journ. of the Geol. Soc. f. Febr. 1894, Vol. 1.
- Canaval R.: Das Kiesvorkommen von Kallwang in Obersteier und der darauf bestandene Bergbau. — Mitth. d. naturw. Vereines f. Steiermark, Jahrg. 1894.
- Derselbe: Die Erzvorkommen im Plattach und auf der Assam-Alm bei Greifenburg in Kärnten und die sie begleitenden Porphyrgesteine. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1895, Bd. XLV, H. 1.
- Derselbe: Ueber die Goldseifen der Lieser in Kärnten. — Archiv f. prakt. Geologie, Bd. II, 1895.
- Chelius C.: Mittheilungen aus dem Aufnahmegebiet des Sommers 1894. 1. Die Granite, Diorite und Schiefer des hohen Odenwaldes; Druckerscheinungen im Granit; Resorptionen durch den Granit; Fältelungen der Schiefer und der anderen Sedimente. — 2. Einschlüsse im Granit oder basische Ausscheidungen. — 3. Der sogenannte schlierige Diorit von Eberstadt. — 4. Pegmatitähnliche Gänge, gebildet durch Feldspatheinsprenglinge. — 5. Tektonische Verhältnisse des hohen Odenwaldes. — 6. Nachträge zu den Gabbroganggesteinen des Frankenstein. — 7. Chemische Analysen der Odenwaldgesteine. — Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde u. d. grossherzogl. geol. Landesanstalt zu Darmstadt, IV. Folge, 15. H., 1894.
- Cohen E.: Meteoreisenstudien, IV. — Annal. d. k. k. naturhist. Hofmuseums, Wien 1895.
- Derby O. A.: A study in Consanguinity of Eruptive Rocks. — Journ. of Geol. Vol. I, Nr. 6, Sept.-Oct. 1893.
- Duparc L. et Mrazec L.: Résultat de nouvelles recherches sur le versant italien du M. Blanc. — Arch. d. Sc. phys. et nat., III^e pér., Tome 32, 1894.
- Duparc L. et Ritter E.: Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec le Flysch. — Compt. rend., Tome CXX, Nr. 14, 1895.
- Dieselben: Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch. — Arch. d. Sc. phys. et nat., III. pér., Tome XXXIII, 1895.
- Duparc L. et Killian W.: Note sur une Collection de Roches recueillies par M. G. Tardieu dans les Alluvions actuelles de la Durance. — Bull. de la Soc. Géol. de France, 3^e Sér., Tome XXIII.
- Eigel F.: Das krystallinische Schiefergebirge der Umgebung von Pöllau in Steiermark. — Jahresb. d. F. B. Gymnasiums am Seckauer Diöcesan-Knabenseminar 1894/95.
- Fletcher L.: An Introduction to the Study of Rocks. — British Museum (Natural History), 1895.
- Fairbanes H. W.: On Analcite Diabase from San Luis Obispo Co., California. — Univ. of Calif., Bull. of the Dep. of Geol. Vol. I, Nr. 9, 1895.

- Franchi S.: Notizie sopra alcune metamorfosi di Eufotidi e Diabasi nelle Alpi occidentali — Bolletino del R. Comitato geologico, 1895. Nr. 2.
- Franco P. ed Galdieri A.: L'Eruzione del Vesuvio. — Napoli, bei tipi di Michele d'Austria, 1895.
- Griswold L. S.: A Basic Dike in the Connecticut Triassic. — Bull. of the Mus. of Compar. Zoology at Harvard College. Vol. XVI, Nr. 14, Cambridge 1893.
- Hamberg A.: Studien über Meereis und Gletschereis. — K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. Bd. XXI, Afd. II, Nr. 2.
- Hise C. R. van: The Pre-Cambrian Rocks of North-America. — Compte Rendu of the 5th Session of the Internat. Congr. of Geologists. Washington 1891.
- Derselbe: Some Dynamic Phenomena shown by the Baraboo Quarzite Ranges of Central Wisconsin. — Journ. of Geol. Vol. I, Nr. 4, 1893.
- Hosius A.: Beitrag zur Kenntnis der Foraminiferen des Ober-Oligocäns vom Daberg bei Bünde. II. Theil. — Naturw. Ver. Osnabrück, X. Jahresb.
- Johnston-Lavis H. J.: Fifty Conclusions relating to the eruptive phenomena of Monte Somma, Vesuvius and volcanic action in general, also a list of books, memoirs, principal letters and other signed publications of the author from 1876 to 1890. — Naples, Ferrante, 1890.
- Derselbe: The Causes of Variation in the composition of igneous rocks. — Nat. Sc. Vol. IV, Nr. 4, Februar 1894.
- Derselbe: The ejected Blocks of Monte Somma. Part I. Stratified Limestones. — Transact. of the Edinburgh Geol. Society. Vol. VI.
- Le Conte J.: Critical Periods in the history of the Earth. — Bull. of the Dep. of Geol., University of California, Vol. I, Nr. 11, 1895.
- Katzer F.: Die Anthracit führende Permablagerung bei Budweis in Böhmen. — Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. XLIII. Jahrg. 1895.
- Derselbe: Beiträge zur Paläontologie des älteren Paläozoicums in Mittelböhmen. — Sitzungsber. d. kgl. böhm. Gesellsch. d. Wissensch. Math.-naturw. Cl., 1895.
- Derselbe: Vorbericht über eine Monographie der fossilen Flora von Rossitz in Mähren. — Sitzungsber. d. kgl. böhm. Gesellsch. d. Wissensch. Prag 1895.
- Klement M. C.: Sur l'origine de la Dolomie dans les formations sédimentaires. — Bull. de la Soc. belge de Géol., de Pal. et d'Hydr. Tome IX, 1895.
- Klemm G. u. Chelius C.: Zur Gliederung des Buntsandsteins im Odenwald und Spessart. — Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde u. d. grossherzogl. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge, 15. H., 1894.
- Klemm G.: Mittheilungen aus dem Aufnahmegebiet des Sommers 1894. Uebersicht über die Lagerungsverhältnisse des Diluviums der Bergstrasse und der Rheinebene. — Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde u. d. grossherzogl. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge, 15. H., 1894.
- Kloos J. H.: Ueber die Wasserversorgung der Städte Braunschweig und Wolfenbüttel. — Braunschweig, Verlag von Benno Goeritz.
- Kuntze O.: Geogenetische Beiträge. — Leipzig, A. Felix, 1895.
- Lang O.: Die Lehren von der Erdölbildung. — „Glück auf!“, Nr. 29, 30 u. 31.
- Derselbe: Dolomit- und Eisenerzbildung. — „Glückauf“, Berg- u. Hüttenm. Wochenschrift in Essen, Nr. 61, 1895.

- Laspeyres: Vorkommen von flüssiger Kohlensäure in den Gesteinen. — Vortrag-Referat. Correspondenzblatt Nr. 2, 1894 d. naturhist. Ver. d. preuss. Rheinlande etc.
- Lepsius R.: Bericht über die Arbeiten der grossh. hessischen geologischen Landesanstalt zu Darmstadt im Jahre 1894. — Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde u. d. grossherzogl. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge, 15. H., 1894.
- Derselbe: Ueber Gneiss und Granit. — Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde u. d. grossherzogl. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge, 15. H., 1894.
- Lord E. C. E.: Ueber die Basalte des Fichtelgebirges. — Inaug.-Diss. Heidelberg, Hörning, 1894.
- Melzi G.: Le Porfiriti della Catena Orobica Settentrionale. — Rend. del R. Ist. Lombardo di sc. e lett., Serie II, Vol. 28, 1895.
- Merill G. P.: The onyx marbles: their origin, composition and uses, both ancient and modern. — Report of the U. S. National Museum for 1893.
- Michel-Lévy M. A.: Sur l'évolution des magmas de certains granites à amphibole. — Comptes rendus des séances de l'Acad. des sciences, Paris, Juli 1895.
- Mrazec L.: Considérations sur la zone centrale des Carpathes Roumaines. — Bull. de la société des sciences physiques de Bucarest. Nr. 5—6, 1895.
- Novaresse V.: Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali. — Bolletino del R. Comitato geologico, Nr. 2, 1895.
- Ramsay W. u. Nyholm E. T.: Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi. — Bull. de la Comm. Géol. de la Finlande. Helsingfors 1895.
- Rosenbusch H.: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. — 3. Aufl., 1895, Bd. II, 1. Hälfte.
- Rupert J.: Geological Literature added to the Geological Society's Library during the Half-year ended December 1894. — Geol. Society, Burlington House, London 1895.
- Sabatini V.: Sull'attuale Eruzione del Vesuvio. — Boll. del R. Comitato geol. anno 1895, Nr. 2.
- Schmidt C.: Die geologischen Karten der Schweiz. — Zeitschr. f. prakt. Geologie. August 1894.
- Derselbe: Geologische und mineralogische Sammlungen im Museum zu Basel. — Livret-Guide géol. dans le Jura et les Alpes de la Suisse 1894.
- Derselbe: Geologische Excursion durch die centralen Schweizer Alpen von Rothkreuz bis Lugano. — Livret-Guide géol. dans le Jura et les Alpes de la Suisse. 1894.
- Sears J. H.: On Keratophyre from Marblehead neck, Massachusetts. — Bull. of the Museum of Comparative Zoology, Cambridge. Vol. XVI, Nr. 9.
- Steinmann G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. — Ber. d. Naturforscher-Gesellsch. zu Freiburg i. B., Bd. IX, H. 3.
- Suess E.: Einige Bemerkungen über den Mond. — S.-B. d. k. Akad. d. W. in Wien, Math.-naturw. Cl. Bd. CIV, Abth. I, Februar 1895.
- Viola C.: Le rocce eruttive della punta delle pietre nere in provincia di Foggia. — Boll. del R. Comitato geol. 1894, Nr. 4.
- Vogel Chr.: Mittheilungen aus dem östlichen Odenwald. 1. Diluvium am Main. — 2. Alluvium am Main. — 3. Buntsandstein auf Blatt König. — 4. Schwerspathgang im Buntsandstein des Odenwaldes. — 5. Mammuthfunde in dem Löss von Schaaflheim und Riehen. — 6. Geologische Profile der Versuchsbrunnen der

- Zuckerfabrik Gross-Umstadt. — Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde u. d. grossherzogl. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge, 15. H., 1894.
- Vogt J. H. L.: Beiträge zur genetischen Classification der durch magmatische Differentiationsprocesse und der durch Pneumolyse entstandenen Erzvorkommen. — Zeitschr. f. prakt. Geologie. October 1894.
- Whitney J. P.: Le Colorado aux états-unis d'Amérique. — Paris, L. Berger, 1867.
- Wiik F. J.: Om södra Finlands primitiva formationer. — Fennia 12, Nr. 2.
- Wolff J. E.: On the Lower Cambrian age of the Strockbridge Limestone. — Bull. of the Geol. Soc. of America. Vol. 2.
- Derselbe: The Geology of the Crazy Mountains, Montana. — Bull. of the Geol. Soc. of America. Vol. 3.
- Derselbe: Notes on Apparatus for the Geological Laboratory. — Americ. Journ. of Science. Vol. XLVII, May 1894.
- Derselbe: Geological Structure in the vicinity of Hibernia, N. J. and its Relation to the ore Deposits. — Annual Report of the State Geologist for 1893.
- Wolff J. E. and Tarr R. S.: Acmite Trachyte from the Crazy Mountains, Montana. Bull. of the Museum of Compar. Zoology at Harvard College. Vol. XVI, Nr. 12. Cambridge 1893.
- Zeller H. R.: Ein geologisches Querprofil durch die Centralalpen. — Inaugural-Dissertation, Universität Bern 1895.

XVIII. Die Basalte der Steiermark.

1. Das Basaltgebiet von Klöch.

Von Alois Sigmund.

(Mit 1 Kartenskizze und 2 Textfiguren.)

Einleitung.

Südlich vom Basaltrücken des Hochstraden, zwischen dem St. Aigener Bache und dem die steirisch-ungarische Grenze bildenden Kutschenitza-Bache erhebt sich inselartig aus der Murniederung bei Halbenrain das Klöcher Bergmassiv.

Es besteht der Hauptsache nach aus zwei unter einem fast rechten Winkel divergirenden Bergzügen: einer von Osten nach Westen streichenden Kette flacher Kuppen — dem Seindl (424 Meter), Finsterberg (Karte: *Fi. B*) und Zahrerberg (Karte: *Za. B*) — und einem breiten, 2 $\frac{1}{2}$ Kilometer langen, schliesslich zur domartigen Kuppe des Kindenbergkogels (459 Meter) anschwellenden Rücken, der vom Ostende jener Reihe nach Nordnordwest verläuft und daher mit ihr eine nach Westen offene Bucht einschliesst. Diesem Rücken ist gegen Osten ein paralleler, welcher auf seinem Südende die Klöcher Burgruine trägt, vorgelagert; zwischen beiden windet sich eine Schlucht, die Klause. Wie ein Wall schliesst endlich der Hohenwart (388 Meter) das Massiv gegen Osten ab.

Ein basaltisches Gestein bildet die Hauptmasse dieser Berge, es lagert in einem Tuffbecken, welches ringsum von neogenen Schichten umgeben ist.

Laub- und Nadelwälder bedecken den grössten, insbesondere den centralen und nach Norden gekehrten Theil des Gebietes, während die südlichen, südwestlichen und südöstlichen Abhänge seit alten Zeiten mit Reben bepflanzt sind, welche vornehmlich an den Stellen, wo noch die Reste von Schlackenhöfen vorhanden sind, einen vor-

... ..

REFERENCES



... ..

abstammenden Mergel, der an den Gehängen und in den zwischen den Kuppen gelegenen Thälern abgelagert ist.

Untchj¹⁾ fand, dass Tuff und Basalt wechsellagern und letzterer am Seindl von einer Breccie aus grossen Brocken eines porösen Gesteines, die durch ein rothbraunes Cement verbunden sind, überlagert werde. Er unterscheidet ferner unter den Klöcher Basalten einen dichten und einen feinkörnigen, olivinfreien; letzterer sei der vorherrschende. Der dichte Basalt des Kindsbergkogels enthalte weder Olivin, noch einen pyroxenischen Bestandtheil, auch keinerlei glasige Substanz, sondern nur Feldspath, Magnet- und Titaneisen. Die Analysen des dichten und des porösen Gesteines ergaben bei ersterem einen aussergewöhnlich geringen Gehalt von MgO (2·10) und einen auffallend beträchtlichen Gehalt an NaO (10·62), während das poröse Gestein des Seindl einen hohen Gehalt an MgO (8·56) und einen normalen Gehalt von NaO (4·48) besitzt.²⁾

K. Hofmann³⁾ sieht in den Waitzener, Bakonyer und steirischen Basalten, welche durch den ähnlichen und einförmigen petrographischen Charakter, durch ein analoges tektonisches Verhalten und durch ihr übereinstimmendes geologisches Alter drei sehr ähnliche Gruppen bilden sollen, die Glieder einer grossen vulcanischen Zone, welche das ungarisch-steirische Neogenbecken vom Südsaume der Karpathen bis zum Ostrande der Alpen durchquert. Die Entstehung dieser Vulcanreihe falle in die Zeit der Congerienstufe; die in den zuerst geförderten Tuffen eingeschlossenen Quarze sollen durchbrochenen tieferen Schichten entstammen und befänden sich daher auf secundärer Lagerstätte.

¹⁾ Beiträge zur Kenntnis der Basalte Steiermarks etc. Mitth. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1872.

²⁾ Die Resultate der Analysen des dichten Basalts von Weitendorf bei Wildon (I) und von Klöch (II) lassen sich mit der mineralogischen Zusammensetzung dieses Gesteines kaum in Einklang bringen; aber auch in der Analyse der Klöcher Basaltlava ist der Kalkgehalt für einen Basalt auffallend klein (4·54). Ob der Fehler in der Wahl des Materiales oder im Gang der Analyse steckt, ist schwer zu sagen. Jedenfalls wäre eine neuerliche chemische Untersuchung der steirischen Basalte eine sehr dankenswerte Unternehmung. Der bedeutende Wassergehalt in I und II lässt auf starke Zersetzung schliessen. Damit ist aber der hohe Natrongehalt nicht recht in Einklang zu bringen.

³⁾ Basalt von Bakony. Z. d. d. geol. G. XXIX. Bd., 1877, pag. 185.

D. Stur¹⁾ setzt dagegen die Eruption der Klöcher- und Gleichenberger Basalte in die Zeit der Bildung des Belvedereschotter.

R. Hörnes²⁾ wendet sich mit dem Hinweis auf die angeblich wesentliche Verschiedenheit der petrographischen Beschaffenheit, die abweichende Tektonik und das nicht genau übereinstimmende geologische Alter der Gleichenberger und Bakonyer Basalte gegen die Ansicht K. Hofmann's, dass die steirischen und ungarischen Basalte derselben vulcanischen Zone angehören; die in den Tuffen steckenden Quarze seien nicht aus der Tiefe emporgerissen worden, sondern vielmehr fluviatile Einlagerungen. Hörnes stellt die Vermuthung auf, dass die steirische Basaltgruppe mit dem Abbruche der Ostalpen im Zusammenhange stünde und eher mit der Thermallinie von Wien in Zusammenhang zu bringen wäre.

Auf eine kurze Mittheilung beschränkt sich E. Hussak³⁾, als er die Resultate seiner Bestimmungen von Klöcher Gesteinen bekannt gab; er erklärte die Gesteine des Klöcherkogels und des Seindl als echte Feldspathbasalte, die von St. Jörgen, vom Finsterberg, aus der Klamm und vom westlichen Fuss des Kindsbergkogels als „Nephelintephrite“. Für diese Bestimmung war, wie H. Zirkel⁴⁾ bemerkt, nur das Nebeneinandervorkommen von Plagioklas und Nephelinfülle, nicht aber die Abwesenheit von Olivin massgebend; Tephrit und Basanit wurden zu jener Zeit noch nicht allgemein unterschieden.

Im Folgenden theile ich die Ergebnisse der petrographischen Untersuchung der von mir im Sommer 1894 und Frühjahr 1895 in der Umgebung von Klöch gesammelten Tuffe und basaltischen Gesteine mit, sowie einige Beobachtungen, welche einen Beitrag zur Erkenntnis der tektonischen Verhältnisse des Gebietes liefern sollen.

Die mikroskopische Untersuchung der Gesteine wurde im mineralogischen Institute der deutschen Universität in Prag durchgeführt. Ich erfülle eine angenehme Pflicht, wenn ich dem Vorstande dieses Institutes, Herrn Prof. Dr. F. Becke, für die mir während meiner Arbeit zugewandte Anregung und Hilfe, sowie für die Liberalität,

¹⁾ Geologie der Steiermark, pag. 615.

²⁾ V. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 49.

³⁾ V. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 161.

⁴⁾ Lehrbuch der Petrographie. III. Bd., 2. Aufl., 1894, pag. 27.

mit welcher mir die zur Untersuchung nöthigen Instrumente zur Verfügung gestellt wurden, meinen aufrichtigen Dank abstatte.

I. Palagonittuff und Nephelinbasanit bei Klöch.

Die Berglehne, an welcher der Pfarrort Klöch, der Ausgangspunkt unserer Wanderung um und durch das Eruptivgebiet, liegt, ist an der Strecke zwischen der Kirche und dem südlichen Ende der Klause zur Gewinnung von Bauplätzen theilweise angeschnitten und abgetragen, so dass sich gleich hier ein instructiver Aufschluss, eine circa 7 Meter hohe Felswand, bietet.

Man sieht, dass die Basis des Berges von einem grauen, ungeschichteten Tuffe gebildet ist; dieser wird von einer 1·2 Meter dicken Schichte von Basaltblöcken, die von einer rothbraunen Erde umhüllt sind, überlagert; im Hangenden breitet sich fester, in schlanke Säulen zerklüfteter Basalt aus.

Jener Tuff besteht zunächst aus einem grauen Aschenmaterial, dessen mikroskopische Diagnose unsicher ist; doch gelang es mir neben Fragmenten kleiner Augitkrystalle und Glimmerschüppchen an einigen Stellen, besonders am Rande der daraus gefertigten Schiffe, das Vorhandensein von Calcitflittern nachzuweisen.

Weiters steckt in diesem Tuffe eine Unmasse von pechschwarzen, stark glänzenden Körnern, deren Grösse zwischen mikroskopischer Kleinheit und Erbsengrösse schwankt. Eine kleine Menge dieser Körner wurde fein zerrieben und zuerst mit verdünnter und, als sich keine Wirkung zeigte, mit kochender Salzsäure behandelt; auch da schien das Pulver unangreifbar. Nach 24 Stunden jedoch gelatinirte mehr als die Hälfte der Probe. Mit Rücksicht auf dieses Ergebnis, sowie auf die mikroskopische Untersuchung, deren Details an einer späteren Stelle dieser Arbeit mitgetheilt werden, halte ich jene Körner für Palagonit. Demgemäss ist auch der Tuff, der aller Wahrscheinlichkeit nach von vulcanischen Sand- und Aschenwürfen abzuleiten ist, als Palagonittuff zu bezeichnen.

Ich füge hier an, dass nach F. Anger ¹⁾ die Tuffe des 12 Kilometer nördlich von Klöch gelegenen Eruptivgebietes von Gleichenberg ebenfalls Palagonittuffe sind.

¹⁾ Mikroskopische Studien über klastische Gesteine. Diese Mittheilungen, 1875, pag. 171.

In jenen von Klöch sind jedoch ausser Quarzgeschieben auch noch grosse, zwei verschiedenen Gesteinstypen angehörende Auswürflinge eingebettet, nämlich:

a) unregelmässig gestaltete Basaltblöcke, welche aussen eine glatte, lederbraune Rinde, an den Bruchflächen hakenförmige, theilweise auch konische Hohlräume besitzen; letztere von 1—5 Centimeter Höhe sind glattwandig und mit nach innen vorspringenden, spiralg verlaufenden Leisten versehen;

b) ellipsoidische Bomben eines blauschwarzen, schneeweiss gesprenkelten Gesteines mit blasiger oder schwammiger Ausbildung und concentrisch-schaligem Baue. Die grosse Axe dieser Ellipsoide erreicht bei den grössten eine Länge von fast einem Meter, die kleine von einem halben Meter. Die dichtgedrängten Blasenräume sind hirsekorn- bis bohngross; an manchen Bomben, besonders an den grösseren, beobachtet man eine deutliche Streckung der grösseren Blasen, welche parallel der Oberfläche der Bombe verläuft.

In dem weitmaschigen Gewebe dieses Gesteines bemerkt man unter dem Mikroskope zunächst eine aus bis 0·05 Millimeter langen und 0·01 Millimeter breiten Augitsäulchen, reichlichem Magnetit und einer bräunlichen Basis bestehende Grundmasse. Die letztere gelatinirt mit *HCl* leicht unter Ausscheidung ziemlich zahlreicher *NaCl*-Wüfel. In dieser Grundmasse sind Augitkrystalle, Glaskörner und — jedoch sehr vereinzelt — stark zersetzte Olivinkrystalle porphyrisch ausgeschieden.

Die grossen Augite sind theils bis 1·5 Millimeter lange und 0·8 Millimeter breite idiomorphe Einzelkrystalle, welche die den basaltischen Augiten eigenthümlichen Flächen besitzen, theils sternförmig zu Augitaugen geschaart. Sie zeigen eine bräunlichgelbe, sehr schwach pleochroitische Hülle und einen farblosen Kern. Besonders an Schnitten parallel oder fast parallel der Symmetrieebene erkennt man, dass sie sanduhrartig gebaut sind. Das Maximum der Auslöschung $c:c$ in den Anwachskegeln der Pyramide, welches fortan mit $c c_n$ bezeichnet wird, beträgt 52° , in den Anwachskegeln der verticalen Flächen, für welches die Bezeichnung $c c_m$ gelten soll, 60° .

Neben diesen vollkommen ausgebildeten Augiten kommen auch, allerdings sehr selten, gabelförmig gebaute vor.

Als Einschlüsse dieser Augite wurden regellos angeordnete, spärliche Glaseinschlüsse, durchscheinende, ungliederte Säulchen von mikrolithischer Kleinheit und Magnetitkörnchen beobachtet.

Während man an frischen Bruchflächen des Gesteines nicht selten noch gelblichgrüne, trübe, stark zersetzte Olivinkörner bemerkt, sieht man solche in den Schliffen nur sehr vereinzelt. Sie fallen eben beim Schleifen des spröden Gesteines aus diesem heraus. Jene schneeweissen, rechteckigen, erdigen Nester, welche dem Gesteine das erwähnte gesprenkelte Aussehen verleihen, dürften ebenfalls dem nach der Behrens'schen Methode nachgewiesenen beträchtlichen *Mg O*-Gehalte zufolge aus Olivinen hervorgegangen sein.

In der Grundmasse stecken ferner noch grössere, unregelmässig begrenzte, farblose oder gelblichbraune Glaskörner, welche sehr vollkommen ausgebildete Augitmikrolithe, an denen häufig grössere Globulite haften, und Magnetitkörner einschliessen.

Die blasenförmigen, zumeist leeren Hohlräume des Gesteines sind mit einer 0.015 Millimeter dicken, farblosen, an Sprüngen reichen Opaltaupe ausgekleidet; diese Kruste erscheint bei gekreuzten Nicols dunkel, mit Anwendung des Gypsblättchens jedoch merklich doppelbrechend, was wohl auf die durch die Sprünge angedeuteten Spannungsdifferenzen zurückzuführen ist. Manchmal erreicht sie jedoch eine bedeutendere Dicke und umschliesst dann entweder einen kleinen Hohlraum oder einen Kern bräunlichen Glases.

Nach dem mineralogischen und structurellen Befunde halte ich dieses Gestein für einen Magmabasalt von blasiger Structur; sollte jedoch in Zukunft der Nachweis gelingen, dass jene oben beschriebenen schneeweissen, erdigen Bestandtheile nicht von Olivinen herkommen, sondern zeolithischer Natur wären und jene seltenen makroskopischen Olivine nur den Wert von accessorischen Bestandtheilen besässen, dann läge wohl ein Augit vor.

Hie und da stecken in diesem Gesteine auch erbsengrosse Körner eines schwach violetten Quarzes und Bruchstücke eines Gneisses, die vom Magma aus der Tiefe emporgerissen worden waren. Letztere sind mit einer opaken Schmelzrinde überzogen und enthalten lagenweise zwischen trüben Feldspath- und Quarzkörnern angeordnete dunkle Glaslamellen, die aus der Einschmelzung des Glimmers hervorgingen.

Die vierseitigen, dünnen Säulen des Basaltes, welcher sich über die dem Tuffe aufgelagerte Basaltrümmerschichte ausbreitet, scheinen, von unten aus betrachtet, vertical zu stehen; klettert man zu ihnen hinauf, so sieht man jedoch, dass sie unter Winkeln von $35-50^\circ$ gegen die Flanke des Berges, also gegen Nord einfallen. Es scheint diese Partie einer einst gewölbten Fläche, vielleicht einer Stromstirne, zu entsprechen.

Es ist ein schwarzes, ungemein feinkörniges Gestein, dessen Grundmasse aus idiomorphen Augitkryställchen, Olivinkörnern, Magnetit und einer farblosen Fülle, welche aus Plagioklas, Nephelin und einer meist farblosen Basis besteht, gebildet ist; in dieser sind grössere Augit- und Olivinkrystalle porphyrisch ausgeschieden.

Die Augite der Grundmasse herrschen im Gesteine in einem Masse vor, dass sie mit dem Magnetit beinahe ausschliesslich dasselbe bilden. Sie sind wie die Augite des in den palagonitischen Tuffen liegenden Magmabasaltes bräunlichgelb gefärbt und zeigen wie diese die Sanduhrstructur.

Die Olivine in der Grundmasse sind eckige Körner von $0.05-0.2$ Millimeter Durchmesser und haben ein sehr frisches Aussehen.

Der Plagioklas, welcher nur spärlich, aber ziemlich gleich vertheilt im Gesteine vorkommt, tritt in farblosen Leisten mit polysynthetischer Zwillingbildung auf.

Häufig verwachsen zwei nach dem Albitgesetz gebaute Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz mit einander; an solchen Krystallen wurde nach der Anleitung von Michel-Lévy¹⁾ die Bestimmung vorgenommen. An ausgewählten Schnitten, welche hohe und symmetrisch liegende Auslöschungsrichtungen erkennen liessen, wurden die auf die Elasticitätsaxe a sich beziehenden Auslöschungsschiefen der einzelnen Lamellen bestimmt. Nachdem die Zwillingstrace auf den verticalen Faden des Fadenkreuzes eingestellt war, wurden zunächst die symmetrisch liegenden Schiefen der nach dem Albitgesetz verwachsenen Platten 1 und 1' des ersten, hierauf die des zweiten Zwillinges: 2 und 2' bestimmt:

$$\begin{array}{ll} 1 = +13.5^\circ & 2 = -33^\circ \\ 1' = -14^\circ & 2' = +34^\circ \end{array}$$

¹⁾ Etude sur la détermination des Feldspaths dans les plaques minces. Paris 1894.

Die Differenz Δ beträgt also 20° ; diese Werte stimmen mit den auf Taf. VI der Michel-Lévy'schen Studie angegebenen überein und weisen auf einen basischen Labrador von der Zusammensetzung Ab_3, An_4 .

An einer am Rande eines Schliffes gelegenen, in den Canadabalsam hineinragenden Feldspathleiste wurde nach der von F. Becke¹⁾ vorgeschlagenen Methode constatirt, dass sie ein stärkeres Lichtbrechungsvermögen besitzt als der Balsam; auch diese Beobachtung weist auf einen basischen Feldspath.

Der Nephelin bildet zumeist, ähnlich dem Quarze vieler Granite, Aggregate farbloser, unregelmässig begrenzter Körner, welche die bekannte schwache Doppelbrechung und graublau Polarisationfarbe zeigen. Nicht selten trifft man jedoch auch wohlbegrenzte Einzelkrystalle, mitten im Glase schwebend gebildet; von diesen liegen theils isotrope, einschlussfreie, scharfcontourirte, regelmässige Sechsecke oder — neben schiefen Schnitten — gerade auslöschende rechteckige Längsschnitte vor. Die Aggregate und die idiomorphen Individuen bilden mit den Plagioklasen und der Basis eine im einfachen Lichte einheitlich erscheinende Fülle. Auf den Nephelingealt des Gesteines weist auch die mikrochemische Reaction: freigelegte Schliffstellen zeigten, mit HCl behandelt, nach $\frac{1}{4}$ Stunde zahlreiche Kochsalzwürfel.

Die Basis bildet entweder für sich allein oder mit den oben erwähnten Mineralien farblose, grössere und kleinere Tümpel. An manchen Stellen ist jedoch das Glas durch massenhafte, bräunlichgelbe punktförmige oder durch grössere, mosaikartig angeordnete Globulite dunkel gefärbt.

Die porphyrisch ausgeschiedenen Augite — bis 0.7 Millimeter lang und 0.4 Millimeter breit — zeigen die bekannten Tracen und Spaltungsrisse der basaltischen Augite. Selten sind Zwillinge nach (101), noch seltener einfache und polysynthetische nach (100).

Sie besitzen einen farblosen Kern und eine violettgraue, titanreiche Hülle. Interessant sind jene seltenen Krystalle, die zu innerst einen blaugrünen regelmässig contourirten Kern besitzen, welcher den Rest einer protogenen, nun zumeist resorbirten Augitgeneration

¹⁾ Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Wiener Akad., Juli 1893, I.

darstellt. — Auch an den Augiten dieses Gesteines lässt sich, oft schon im einfachen Lichte, die Sanduhrstructur besonders an Schnitten parallel der Symmetrieebene erkennen; deutlich heben sich die lichten Anwachskegel der Pyramide von den dunklen der verticalen Flächen ab. Häufig combinirt sich die Sanduhrstructur mit Zonenstructur; dann sieht man i. p. p. L. verschieden gefärbte Zonen innerhalb der Anwachskegel. Die Auslöschungsschiefen der letzteren verhalten sich wie die in den früher besprochenen Magmabasalten; stets sind diejenigen der Pyramide kleiner als die der verticalen Flächenzone; jedoch sind es durchwegs geringere Werte, die hier gefunden wurden.

$$c c_s = 48^\circ$$

$$c c_m = 52^\circ$$

Die porphyrisch ausgeschiedenen Olivine sind meist Krystallbruchstücke, seltener Krystalle von bis 1·7 Millimeter und 0·5 Millimeter Breite. Auch wollsackähnlich auf einander gelagerte, optisch gleich orientirte Olivinkörner oder knäuelartige Aggregate von Olivin-, Augit- und Glaskörnern kommen vor. Das Mineral ist durch seine Reinheit und Frische ausgezeichnet; nur ein dünnes Häutchen eines krapprothen Umwandlungsproductes überzieht die peripheren Theile der Olivine.

Dagegen treten an diesen häufig Corrosionserscheinungen auf: es befremdet aber auf den ersten Blick, dass nur ein Theil der porphyrischen Olivine vom Magma angeätzt, der andere Theil, sowie alle Olivine der Grundmasse jedoch unverletzt erscheinen. Zur Erklärung dieser mit der herrschenden Anschauung über die Ursache der Corrosion scheinbar im Widerspruche stehenden Thatsache verweise ich auf zwei Umstände.

Wenn man in einem Dünnschliffe neben Schnitten porphyrischer Olivine, welche Merkmale einer Corrosion zeigen, auch solche trifft, welche diese Merkmale nicht besitzen, so ist noch nicht erwiesen, dass die Krystalle, denen letztere entsprechen, auch wirklich unverletzt sind. Denn weil die corrodirende Thätigkeit des Magma nicht auf die ganze Oberfläche des Krystalles¹⁾, sondern sich nur

¹⁾ Das ist allerdings ein Umstand, der bis jetzt weder durch die Theorie Rosenbusch's von der nach Ausscheidung basischer und kieselarmer Minerale gesteigerten relativen Acidität, noch durch die Dölter-Hussak'sche Annahme eines nach der Ausscheidung von Augit und Olivin relativ alkalireicher gewordenen Magmas erklärt wird. Künftige Aetzversuche an Olivinkrystallen durch magmatoide

auf napf-, mulden- oder sackförmige Aushöhlungen beschränkt, so ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass bei einem scheinbar ungeätzten Individuum die Schliffebene gerade durch solche Stellen läuft, welche vom Magma nicht angeätzt wurden. Würde der nämliche Krystall höher oder tiefer geschnitten worden sein, so könnte man an ihm gerade solche Corrosionsmerkmale antreffen, wie an seinen Nachbarn.

Andererseits sei darauf hingewiesen, dass das Magma zu verschiedenen Zeiten auch eine verschiedene chemische Zusammensetzung und ein verschiedenes physikalisches Verhalten besitzt. Die protogenen, grossen Olivine unterlagen der Einwirkung eines ganz bestimmt differenzirten Magmas, welches zur Zeit der Bildung der Olivinkörner in der Grundmasse längst seine Aetzfähigkeit gegenüber dieser zweiten Generation eingebüsst hatte.

Der reichlich vorhandene Magnetit zeigt die bekannte Ausbildungsweise; er tritt überwiegend in einzelnen Körnern, seltener in kugelähnlichen Aggregaten auf; doch bemerkt man hie und da auch Krystalle und Parallelverwachsungen einzelner Krystalle.

Nach dem mineralogischen und structurellen Verhalten halte ich dieses Gestein für einen Nephelin-Basanit.

II. Der Nephelin-Basanit des Seindl.

Ein Fussweg führt hinter der Kirche in westlicher Richtung auf den Südabhang des Seindl. Nach circa 100 Schritten trifft man im Walde auf plattenförmig geklüfteten Basalt; die 3 Decimeter dicken Bänke streichen von NO.—SW. und fallen gegen Nordwest unter 54° ; das Gestein ist grau und sehr feinkörnig. Höher hinauf trifft man Bänke, die unter 60° — 85° gegen Nordwest einfallen. Wenige Schritte abseits vom Wege befindet sich in einem Weingarten ein kleiner Steinbruch; hier ist das Gestein in $\frac{1}{2}$ Meter dicke Pfeiler zerklüftet, die unter 52° ebenfalls gegen Nordwest widersinnisch fallen; es ist grau, dicht und besitzt makroskopische

Schmelzflüsse werden hierüber vielleicht die erwünschte Klarheit verschaffen. R. K ü c h, welcher in seiner Arbeit über die Laven Südamerikas („Die vulcanischen Gesteine in der Republik Colombia“, pag. 60) die Corrosionserscheinungen auf Wachstumsdeformitäten zurückzuführen geneigt ist, sieht in jenem Umstande einen triftigen Grund gegen die Hypothesen Rosenbusch's und Dölter's.

Olivineinschlüsse. Unter dem Mikroskop weist das Gestein im wesentlichen dieselben Mineralcomponenten und denselben Bau auf wie der 1 Kilometer weiter östlich gelegene Nephelin-Basanit von Klöch.

Augit.

Unter den Grundmasseaugiten kann man deutlich zwei Grössentypen unterscheiden; zu dem einen gehört die überwiegende Mehrheit derselben; charakteristisch ist eine Länge von 0·05 bis 0·08 Millimeter und eine Breite von 0·02—0·05 Millimeter. Zu dem zweiten gehören die Augitsäulchen von 0·1 Millimeter Länge und 0·05 Millimeter Breite. Unter den letzteren traf ich hier als Seltenheit auch Andreaskreuz-Zwillinge.

Die porphyrisch ausgeschiedenen Augite sind bis 0·5 Millimeter lang und 0·4 Millimeter breit. An Querschnitten oder schief zur Verticalaxe geführten Schnitten zeigen sie wie die Klöcher Augite einen farblosen Kern und eine violettgraue Hülle. Auch hier traf ich Krystalle mit einem grasgrünen, strukturlosen, schwach pleochroitischen, unregelmässig gestalteten centralen Kerne. In die äusserste Zone eines solchen Augites ragt ein Plagioklas pfahlartig hinein; die Ausscheidung des Plagioklas aus dem Magma erfolgte also während des letzten Stadiums der Bildung der porphyrischen Augite.

Häufig ist der farblose Kern schwammartig aufgelockert; in den Hohlräumen stecken dann Magnetitkörner.

Auch in diesem Basanite sind die Grundmasse- und porphyrischen Augite sanduhrförmig gebaut.

An Schnitten, welche im c. p. L. durch die symmetrische Farbenvertheilung sich als parallel oder nahezu parallel der Symmetrieebene erwiesen, wurde constatirt:

1. Die Anwachskegel der Pyramide geben höhere Interferenzfarben, sind also stärker doppelbrechend als die der Prismenzone.

2. Das Maximum der Auslöschungsschiefe cc beträgt bei den porphyrischen Augiten im Anwachskegel der Pyramide 51° , in dem der Prismenzone 59° .

3. Das Maximum der Auslöschungsschiefe cc weicht bei den Grundmasseaugiten im Anwachskegel der Pyramide von dem der porphyrischen nicht ab; dagegen ist bei letzteren ein kleines Plus im Anwachskegel der Prismenzone zu bemerken (59° gegen 56°).

An Schnitten, welche die Bilder der Axen sehen liessen, wurde unter Anwendung des Czapski'schen Oculars in Combination mit der nach Angabe F. Becke's construirten sogenannten Klein'schen Lupe ¹⁾ ferner festgestellt:

1. Die Dispersion ist eine geneigte.

2. Die der Verticalaxe zunächst liegende Axe *B* ist stark, die Axe *A*, welche durch die Querfläche gesehen wird, schwach dispergirt.

3. $\rho > v$ um die Mittellinie *c*.

In einem Schnitte, der parallel zum negativen Orthodom liegt, sieht man den farblosen Kern *k*, die Anwachskegel der Pyramide *s* und die der Prismenzone *m*. Im c. p. L. werden die Mittellinie *c* und die schwach dispergirt e Axe *A*, und zwar nach den entgegengesetzten Seiten von der Schliiffnormalen, sichtbar. Unter Anwendung einer Camera lucida mit gleichsinnig drehbarem Zeichentisch ²⁾ wurde ermittelt:

1. Die Lage der Mittellinie und der Axe *A* in *k*, *s* und *m*. Es zeigte sich:

Der Winkel zwischen der Schliiffnormalen *n* und der Axe *A* beträgt

in *k*: 16.5° ,

in *s*: 18° ,

in *m*: 20° .

Daher beträgt die Abweichung

zwischen A_k und $A_s = 1.5^\circ$,

„ A_s „ $A_m = 2^\circ$ und

„ A_k „ $A_m = 3.5^\circ$.

Die schwach dispergirt e Axe *A* erleidet demnach eine merkliche Verschiebung.

Viel stärker wandert die Mittellinie *c*, welche mit der Schliiffnormale nach der entgegengesetzten Seite wie die schwach dispergirt e Axe

in *k* einen Winkel von 14° ,

in *s* „ „ „ 9.5° ,

in *m* „ „ „ 2°

einschliesst.

¹⁾ Diese Mittheilungen. XIV, 1895, pag. 375.

²⁾ Construirte von F. Becke. Beschrieben in diesen Mittheilungen, Bd. XIV, Heft 6, 1895.

Wie in diesem, tritt er nur in der Grundmasse auf, hier aber in zwei Generationen: einer älteren, in Form farbloser, polysynthetischer Leisten und Tafeln und einer jüngeren, die aus grösseren

Fig. 1.

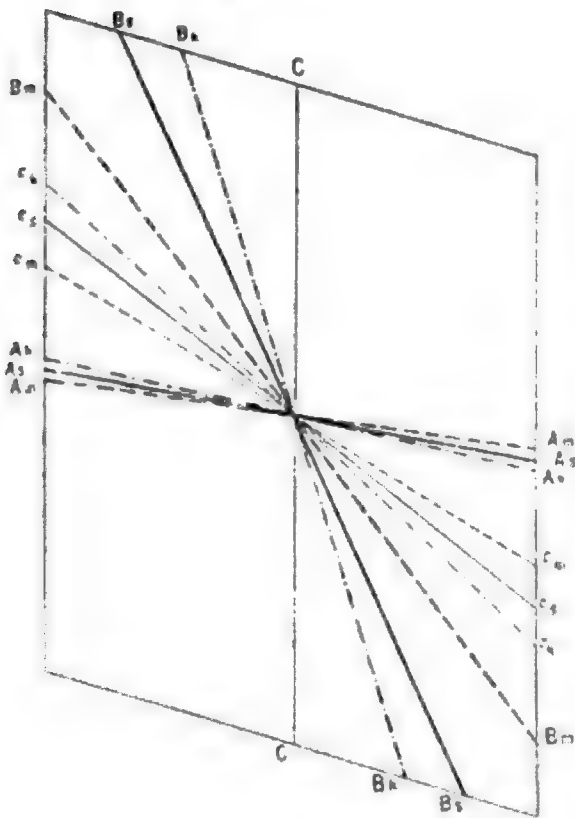
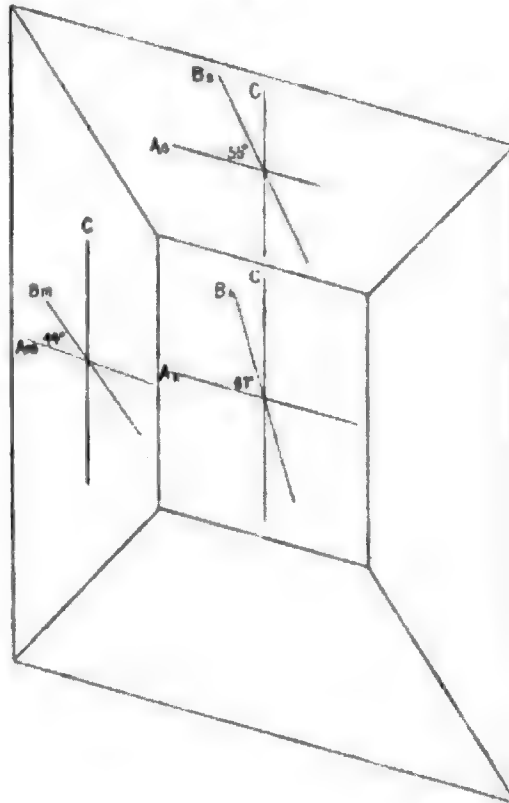


Fig. 2.



poikilitischen Individuen besteht und in Gesellschaft der Basis und des Nephelins eine ähnliche leptomorphe Fülle zwischen den Angiten der Grundmasse bildet, wie sie aus dem Klöcher Basanite bereits bekannt ist.

Als Seltenheit treten gegabelte Wachstumsformen auf, wie solche glasreichen Gesteinen eigenthümlich sind.

Die Bestimmung des Feldspaths wurde auch hier nach der Anleitung Michel-Lévy's durchgeführt. Er erwies sich wie im Klöcher Basanite als ein basischer Labrador.

Glas

ist so reichlich vorhanden, dass es annähernd den vierten Theil der Gesteinsmasse bildet. Die grossen, tümpelähnlichen Flecken desselben fallen sofort im Dünnschliff auf. Ueberwiegend ist es farblos; doch trifft man auch mitten in der farblosen Basis graugelbliche und

blassgrüne Partien. Massenhaft ausgeschiedene farblose Nadeln, Einschlüsse von Magnetitoktaëdern und vollkommene Augitkryställchen sind derselben eigen. Dann aber stecken theils neben, theils in ihr farblose, schwach doppeltbrechende, bläulichgraue Interferenzfarben zeigende Körner von

Nephelin.

Zur Krystallbildung war es bei diesem Mineral hier offenbar wegen sehr rascher Erstarrung des Magma nicht gekommen.

Die Nephelinfülle verräth sich ausserdem dadurch, dass blossgelegte Stellen der Schliffe, mit *HCl* behandelt, wie der Klöcher Basanit zahlreiche und sehr deutliche *NaCl*-Würfel bildeten.

Der Olivin

verhält sich sowohl in der Grundmasse wie als porphyrischer Einsprengling so wie der im Klöcher Basanit. Als Seltenheit beobachtete ich Durchkreuzungszwillinge nach (011). Die Olivinkörner der Grundmasse erscheinen stärker angegriffen wie die entsprechenden im Klöcher Gesteine. Grosse Olivine mit Maschenstructur sind selten. Mit staunenerregender Mannigfaltigkeit treten an diesen grossen Olivinen Corrosionserscheinungen auf; halbkugelige Knöpfe, rübenförmige Zapfen, spechtnestartige Tropfen sind die am häufigsten auftretenden Formen des eingedrungenen Magmas.

Wie in Klöch ist auch dieser Olivin sehr rein, nur ausnahmsweise trifft man in ihm ein Magnetitkorn.

Der Magnetit

zeigt dieselbe Ausbildung wie im Klöcher Basanit.

Von jenem Steinbruch aus gelangt man, gegen die Höhe des Seindl wandernd, durch einen kurzen Graben in einen Kessel, dessen Wände aus einem röthlichgrauen, schwammigen, theilweise schon zu einem schabbaren Thone umgewandelten basaltischen Gesteine bestehen. An einer Stelle, gerade unter dem Weingartenhause des Herrn C. Andrieu, befindet sich eine kleine Abgrabung, welche insoferne wichtig ist, als sie den allmählichen Uebergang des schwammigen, thonigen zunächst in ein schwammiges, blauschwarzes, doch festes Gestein, endlich in jenen grauen, oben beschriebenen Nephelinbasanit zeigt. Solche Uebergänge sieht man auch an anderen Punkten des Eruptivgebietes.

Die Oberfläche der Seindlkuppe besteht demnach aus einem circa $\frac{1}{2}$ Meter dicken Schlackenhute, der dem compacten Kern der Kuppe aufgesetzt ist.

Dieses Verhältnis erinnert an den ganz ähnlichen Bau der östlichen Nachbarn der Klöcher Berge, der Basaltkegel des Nagy-Somlyo, Szt György ¹⁾, Badacson und Kabhegy, welcher durch Beudant und K. Hofmann bekannt geworden ist.

Auf der Höhe des Seindl angelangt, sieht man überall Bruchstücke des Schlackenhutes herumliegen. Besonders im Frühjahr zur Zeit des Hauens, d. i. des Umgrabens der Weingärten, kommen sie stückweise zum Vorschein. Die Erde, welche aus diesem dunklen, schwammigen Gestein entsteht, ist dunkel rothbraun und trocken, absorbiert daher die Sonnenwärme in hohem Masse; sie ist deshalb für den Rebenbau in vorzüglicher Weise geeignet; in früheren Jahren wurden diese Bruchstücke in ganzen Fuhren nach anderen, ferngelegenen Weingärten gebracht, geschlägelt und dem Boden beigemischt.

Die noch frischen Stücke haben eine blauschwarze Farbe. Die ovalen, hirsekorn- bis bohnergrossen Poren liegen wie in den Magmabasaltbomben im Palagonittuffe bei Klöch dicht bei einander, so dass die Scheidewände nur 1—2 Millimeter dick sind. Die letzteren sind aber nicht solide, sondern bergen ebenfalls sehr kleine Hohlräume.

Diese zarten Lamellen bestehen aus einer dunklen Grundmasse, die aus einer bräunlichgelben Basis, Magnetit, Olivinkörnern, Augitkrystallen mit Sanduhrstructur und ganz frischen Plagioklasen besteht, in welcher bis 0·5 Millimeter lange Augitkrystalle, Augitzwillinge nach (101) und sehr stark serpentinisirte und corrodirt Olivinkrystalle porphyrisch ausgeschieden sind. Nach dem mineralogischen Befunde, insbesondere wegen des Verbandes mit dem tiefer liegenden Nephelinbasanite, bin ich geneigt, dieses schwammige Gestein für die Oberflächenfacies der letzteren zu halten, in welcher der Nephelin nicht zur Ausscheidung gelangte.

¹⁾ Am Szt. György hegy (am Nordufer des Plattensees) konnte ich mich selbst von der Existenz eines bedeutenden Restes des dortigen Schlackenhutes und der Uebereinstimmung der Schlacke mit der vom Seindl überzeugen. Der betreffende Aufschluss befindet sich am felsigen Nordwestabhang des Berges.

III. Die Palagonittuffe des Finsterlberges, Zahrerberges und in der Bucht von Jörgen.

Ueber den breiten Rücken des Seindl und die flache Kuppe des Finsterlberges, welche nach E. Hussak aus Nephelintephrit besteht, gelangt man durch Weingärten und Wald in eine Schlucht hinab, die den Finsterberg vom Zahrerberg trennt. Am südlichen Ausgange derselben befinden sich sowohl am Westfusse des ersteren, wie am Ostfusse des letzteren grosse Steinbrüche, welche in den die Basis dieser Berge bildenden Tuffen angelegt sind.

Diese sind lagenweise sehr deutlich geschichtet; die Bänke fallen gegen den Berg ein und sind, was besonders schön am Finsterberg zu sehen ist, mehrfach gefaltet.

Diese Tuffe, welche mit denen bei Klöch, was Lage und Zusammensetzung anbelangt, ganz und gar übereinstimmen, bestehen aus folgenden Gesteinselementen:

1. Palagonit. Die makroskopische Beschaffenheit, sowie das Verhalten gegen Salzsäure der Glaslapilli wurde bereits bei Besprechung des Klöcher Palagonittuffes beschrieben.

Der Palagonit bildet auch hier den Hauptbestandtheil des Tuffes. Unter dem Mikroskop besteht er zum grössten Theile aus durchsichtigem, graulichgelbem oder honigbraunem Glase, welches bandartig von einem dunkelbraunen, schwach polarisirenden Zerstellungsproducte desselben eingehüllt ist. Bald sind es unregelmässig zerlappte Kerne, bald tropfenartige und flammengarbenähnliche Gebilde, in denen das Glas auftritt. In grosser Menge birgt dasselbe

a) vollkommen ausgebildete, sanduhrförmig gebaute Augitmikrolithe mit hohen Auslöschungsschiefen: $c c_s = 50^\circ$, $c c_m = 63^\circ$. In den zerlappten Kernen sind diese unregelmässig, in den Tropfen jedoch ausgezeichnet fluidal angeordnet, so dass die Hauptaxe der Mikrolithe mit der Längsrichtung der Tropfen parallel läuft;

b) ganz frische Olivinkörner;

c) klastische Quarzkörnchen mit einer Glasrinde;

d) grünlichgelbe Hornblende;

e) Calcit.

Secundär treten in kleinen, blasenförmigen Hohlräumen der Glaslapilli radialstrahlig gebaute Aggregate eines bläulichweissen, positiv doppeltbrechenden Minerals, wahrscheinlich des Natroliths, auf.

2. Blassgrüne, vollkommen ausgebildete Augitkryställchen in kleinen Nestern, ähnlich denen, welche im Aetnasande vorkommen.

3. Diese Bestandtheile sind durch ein lichtbräunlich-gelbes Cement, welches wie das in Klöch an einigen sehr dünnen Stellen Kalkspathflitter erkennen lässt, mit einander verbunden.

Ferner führen diese Tuffe Bruchstücke von Felsarten, welche weder im Eruptivgebiete von Klöch, noch in nächster Umgebung anstehend angetroffen werden, nämlich

4. eckige, oft mehrere Centimeter lange Fragmente eines quarzführenden Magmabasaltes. Die Grundmasse desselben besteht aus einer gelb- bis honigbraunen, isotropen Basis; in dieser schwimmen hellbraune, zum Theil mit einem schwarzen Staube erfüllte Augitmikrolithe mit fluidaler Anordnung und wenige Magnetitkörner. Porphyrisch ausgeschieden sind sehr regelmässig entwickelte, sanduhrförmig gebaute Augitkrystalle mit farblosem Kerne und graugelblicher Hülle, kleeblattartige Augitaggregate und völlig frische, scharf begrenzte Olivinkrystalle ohne jeder Zersetzungs- oder Corrosionserscheinung. Als fremde Einschlüsse birgt der Magmabasalt zahlreiche milchweisse oder schwach rosenroth gefärbte Quarzbrocken. Diese erreichen eine Grösse von 0.2 Millimeter bis 3 Millimeter Durchmesser. Das Innere durchqueren Schnüre von Flüssigkeitseinschlüssen; aussen sind sie von einer 0.02 Millimeter dicken, bräunlichen Glasrinde, welche theilweise globulitisch entglast ist, überzogen. Nur selten ragt hie und da ein Augitsäulchen der Grundmasse in die Körnehen der Glaszone hinein. Jener Augitfilz jedoch, welcher die ebenfalls mit einer Glasrinde überzogenen Quarzeinschlüsse im Magmabasalte von Reichenweier, am sogenannten Lassens Peak in Californien und in Basalten anderer Localitäten kranzförmig umsäumt, ist hier nicht vorhanden.

5. Freiliegende, eckige Quarzkörner und Quarzgeschiebe ohne Glasrinde bis zur Grösse eines Taubencies.

6. Kaliglimmerschüppchen.

7. Schmitzen eines gelblichen, an der Oberfläche gefritteten Thones.

8. Nussgrosse Geschiebe von Granit.

Nachdem Quarz sowohl im Palagonit als in dem Magmabasalt als Einschluss nachgewiesen ist, ist es wahrscheinlich, dass auch die übrigen im Palagonittuffe freiliegenden Quarze und Bruchstücke von

Gesteinen aus Schichten stammen, die das aus der vulcanischen Spalte emporgeblasene lose Eruptionsmaterial passirte.

Die stellenweise deutliche Schichtung des Palagonittuffes kann nicht als Beweis für den Absatz aus Wasser herangezogen werden: bekanntlich sind ja oft die losen Auswurfstoffe der heutigen Vulcane, wie zum Beispiel in Pompeji, ebenfalls deutlich geschichtet.

Organische Reste sind aus diesem Tuffe ebensowenig bekannt, wie aus dem von Klöch.

Hat man den Zahrerberg umwandert, gelangt man in die weite Bucht von Jörgen, die, nach Nordwest geöffnet, südwärts von den nördlichen Ausläufern des Seindl, Finsterl- und Zahrerberges, im Osten von dem mächtigen Rücken des Kindsbergkogels eingefasst ist.

In der Bucht selbst lagert Belvedere-Schotter, der bis zum Fusse jenes Bergwalles heranreicht. Dieser ist hier wieder von theils grobkörnigen, theils feinkörnigen, aschgrauen, oft deutlich geschichteten Palagonittuffen gebildet.

Die letzteren sind in zwei Steinbrüchen aufgeschlossen, von denen der östliche Eigenthum der Gemeinde Jörgen ist, der westliche zur Herrschaft Halbenrain gehört. Im letzteren ist der Tuff durch massenhafte Einlagerung von Palagonit sehr grobkörnig und in deutliche Bänke gegliedert; diese liefern jene grossen, vorzüglichen Bausteine, aus denen die Wohn- und Wirthschaftsgebäude in der ganzen Umgebung aufgebaut werden. Auch die Brücken auf der Bahnstrecke Mureck-Radkersburg sind aus diesem Material aufgeführt.

Im Gemeinde-Steinbruche wechseln nach Ost fallende Bänke eines feinkörnigen Palagonittuffes mit grauen thonigen Lagen ab, in denen nur vereinzelte Glaslapilli stecken.

Ueber den Tuffen lagert überall, wie bei Klöch, eine circa 2 Meter hohe rothbraune Lehmschichte, welche grosse Basaltblöcke führt.

IV. Der Nephelin-Basanit von Jörgen, des Kindsbergkogels, in der Klause und des Schlossberges bei Klöch; der Palagonittuff des Hohenwart.

Der Tuff im östlichen Steinbruche bei Jörgen wird von einem bläulichgrauen feinkörnigen Nephelinbasanite überlagert, der in fast senkrechte Pfeiler zerklüftet ist. Charakterisirt ist dieser Basanit durch

die geringe Menge der porphyrischen Augitkrystalle, welche jedoch eine um so bedeutendere Grösse erreichen. Neben dem farblosen Glase gibt es auch weingelbes und bräulichgelbes mit Sphäroglobuliten.

Am Nordabhang des Kindsbergkogels befindet sich auf halber Bergeshöhe ein Steinbruch, welcher, ähnlich wie am Seindl, den Uebergang des oberflächlichen, schwammigen, stellenweise in einen röthlichgrauen Thon umgewandelten Gesteines in einen festen Basanit, der den Kern der Kuppe bildet, aufdeckt. In einem tiefen, schluchtähnlichen Einschnitt sieht man den Basanit in 1 Decimeter dicke, saiger stehende Platten zerklüftet. Diese streichen hier von Nord nach Süd, also radial zur Verticalaxe der Kuppe. Da weitere Aufschlüsse an der Ost- und Westseite, insbesondere jedoch an der Stelle, wo die Kuppe mit dem plateauartigen, von Süd nach Nord streichenden Rücken zusammenhängt, fehlen, so ist es eine offene Frage, ob der Kogel als eine selbständige Quellkuppe oder als das kuppenförmig aufgestaute Ende eines Stromes aufzufassen ist.

Es wäre noch anzufügen, dass jene Platten stellenweise durch parallel und senkrecht zu der unter 68° geneigten Flanke des Berges erfolgte Klüftungsflächen in schlanke Säulen und in oft nur daumendicke Säulehen von rechteckigem oder rhomboidischem Querschnitt gespalten sind. Mitten im Gesteine stecken mitunter linsenförmige Basanitkerne, die von gebogenen Platten eingehüllt sind.

Auch am Kindsbergkogel bilden Palagonittuffe und Breccien derselben die Unterlage des Basanits; weiter gegen Tieschen hinab lagert mantelförmig auf den Tuffen ein gelblichgrauer, Muscovit-schüppchen führender Thonmergel, noch weiter hinab trifft man auf den Belvedere-Schotter.

Auf der Höhe der bewaldeten Kuppe befindet sich das sogenannte „Stadtthörl“, ein kreisrunder Wall, der indessen keine tektonische, sondern nur eine historische Bedeutung besitzt; hinter ihm zogen sich, der Sage nach, zur Zeit der Kuruzeneinfälle die Bewohner der Umgebung bei drohender Gefahr zurück.

Von den Eigenthümlichkeiten des Nephelin-Basanits des Kindsbergkogels sind folgende hervorzuheben:

Unter den Augiteinsprenglingen fallen solche mit grossem, prächtig dunkelgrünem, stark pleochroitischem (b = grasgrün, c = gelbgrün) Kerne auf.

Hinsichtlich der farblosen Fülle und des Magnetits macht sich in den Schliffen, welche von den Basanitklippen am Fusse des Kogels und vom Gesteine am Gipfel der Kuppe stammen, ein gewisser Gegensatz bemerkbar. In jenen bildet die Fülle, ähnlich wie im Basanite des Seindl, grössere inselförmige Flecken, welche ausser aus Glas, spärlichem Plagioklas und der nicht individualisirten Nephelinfülle auch aus deutlich krystallisirtem Nephelin gebildet ist; dann tritt dort der Magnetit in allerdings zahlreichen, aber grossen Körnern auf. In letzterem tritt die Fülle auffallend stark zurück, von Nephelinkrystallen ist keine Spur vorhanden, dagegen durchdringt der Magnetit in Form eines äusserst feinen, aber massenhaften Staubes das ganze Gesteinsgewebe. Die porphyrisch ausgeschiedenen Augite bergen als Einschlüsse häufig Olivinkörner; demnach ist der Olivin als der ältere Bestandtheil zu betrachten.

An der Nordostflanke des Kindsbergkogels entspringen im Buchenwalde mehrere Quellen; weiter unten die Sauerbrunnen in Klapping bei der Mühle und in Pichla.

Die Waldwiese, welche sich am Ostfusse des Berges erstreckt, führt südwärts in eine Schlucht, die Klause, welche von dicht bewaldeten Basaltbergen flankirt ist und bei dem Ausgangspunkte unserer Wanderung, dem Markte Klöch, mündet.

Das feinkörnige, graue Gestein zur Rechten ist ebenfalls ein Nephelin-Basanit: accessorisch treten Biotitblättchen und Calcitnester auf.

Die linke Seite in der Klause wird von einem 2 Kilometer langen von Nord nach Süd streichenden Bergrücken gebildet, welcher an seinem Süden die Klöcher Burgruine trägt. Auch dieser östlichste der Klöcher Basaltberge besteht aus Nephelin-Basanit. Das feinkörnige, bläulich-graue Gestein von den Felsklippen bei der Ruine birgt zerstreut liegende eckige und runde Hohlräume. Mit freiem Auge sind bis 1 Centimeter grosse Olivinkrystalle sichtbar. Die einschlussfreien Augite der Grundmasse besitzen Auslöschungsschiefen von 54.6° , respective 56° , die entsprechenden Werte der Magnetit- und Glaseinschlüsse führenden porphyrisch ausgeschiedenen Augite sind 49° und 58° . Wie am Westfusse des Kindsbergkogels und in der Stromstirne bei Klöch tritt neben den Nephelinkörnern auch krystallisirter Nephelin in der farblosen Fülle auf.

Weiter gegen Osten wird der Klöcher Schlossberg vom rebenbepflanzten Hohenwart wallartig überragt. Dieser Wall besteht aus einem aschgrauen, geschichteten Palagonittuffe, der an manchen Stellen in den Weingärten und in einem verlassenen Steinbruche hinter dem herrschaftlichen Meierhofe anstehend angetroffen wird.

Die Schichten streichen von Süden nach Norden und fallen auf beiden Flügeln des Walles gegen Osten.

Am Kamme des Walles, nördlich von der Ortschaft Hohenwart, liegt auf dem Tuffe eine Schichte ausgezeichnet geschichteten Mergelschiefers mit Kohleflittern, in welchem eine 1 Meter dicke Bank mittelkörnigen Basalteconglomerats eingeschaltet ist.

Die Ergebnisse meiner Untersuchung kann ich in Folgendem zusammenfassen:

1. Die vulcanische Thätigkeit im Eruptivgebiet von Klöch begann mit dem Auswerfen von Glaslapilli und losem Aschen- und Sandmaterial, welches, nachträglich durch Druck verfestigt und geschichtet, den überall an der Basis der Kuppen anstehenden Palagonittuff bildete.

2. Aus der Beobachtung des widersinnischen Einfallens des Palagonittuffes an verschiedenen Punkten des Gebietes schliesse ich auf die Existenz eines Tuffbeckens.

3. In einer zweiten Periode vulcanischer Thätigkeit wurde an allen Punkten das gleiche sehr augitreiche Gestein, ein Nephelin-Basanit, gefördert. Dieser füllte, Kuppen und Rücken bildend, jene Tuffmulde aus. Die Oberfläche des Basanits erstarrte locker und bildete Schlackenhüte, welche dem festen Kerne aufsitzen. Unterschiede in den Basaniten von verschiedenen Punkten des Gebietes bestehen allerdings, beziehen sich aber nur auf die mehr oder minder reiche Entwicklung der Fülle, das mehr oder minder häufige Auftreten des Plagioklas und die verschiedene Ausbildung des Magnetits. Alle Augite des Gebietes sind sanduhrförmig gebaut; stets sind die Werte der Auslöschungsschiefen in den Anwachskegeln der Pyramide geringer als die der Prismenzone.

Die optischen Axen schliessen im Kerne der Augite einen grösseren Winkel als in den Anwachskegeln der Pyramide, in denen der Prismenzone den kleinsten ein.

Der Plagioklas erwies sich überall nach seiner optischen Orientirung als ein Bytownit.

Ein olivinfreies, basaltisches Gestein existirt im Klöcher Basaltgebiete nicht. Auch ein echter Feldspathbasalt tritt meines Erachtens nirgends auf. Eine Wechsellagerung von Tuff und Basalt wurde an keinem Punkte beobachtet.

4. Der Palagonittuff und der Basanit scheinen auf zwei divergirenden Spalten, von denen die eine der Richtung: Klöch—Zahrerberg, die andere der Linie: Klöch—Kindsbergkogel folgt, gefördert worden zu sein.

Prag, Juni 1895.

XIX. Die neuen heissen Quellen von Aedipos und Gialtra, entstanden beim Lokrischen Erdbeben 1894.

Von Prof. A. K. Damborgis (Athen).

(Mit einer Karte, Taf. X.)

I. Beschreibung der Quellen.

Beim zweiten Hauptstosse am 27. April 1894 des grossen Lokrischen Erdbebens des vorigen Jahres, wobei jene grossartige Spalte entstand, haben sich auch unterirdische Spaltungen unter dem Golfe von Euböa gebildet, welche zur Ausströmung neuer und reichlicher heisser Quellen zu Aedipos und Gialtra auf Euböa Veranlassung gaben. Beauftragt vom Ministerium des Inneren, diese neuen heissen Quellen zu untersuchen, begab ich mich am 20. April (2. Mai) 1894 auf zwei Tage dahin, von wo ich folgende telegraphische Beschreibung des Phänomens dem erwähnten Ministerium zusandte:

Aedipos, den 20. April (2. Mai) 1894. Am Abend des vorigen Freitag, gegen 9 Uhr 20 Min. liess sich in den Bädern von Aedipos ein unterirdisches Geräusch, vom Meere herkommend, hören, welchem starkes Erdbeben, sowie wiederholte andere Getöse, ähnlich Kanonenschüssen, und endlich das Emporbrechen von mehr als 100 neuen heissen Quellen folgten. Während der ganzen Nacht von Freitag zu Sonnabend waren die Erdstösse häufig und hatten eine nord-südliche Richtung. Die Gebäude des Badeortes, gute und schlechte, erlitten keine nennenswerten Spaltungen.

Die neuen heissen Quellen wurden von Freitag Abends bis Sonntag zahlreicher, ihr Wasserquantum stieg auf das Doppelte ¹⁾,

¹⁾ Nach einer am Anfang Juni 1894 vom Ingenieur Diamantidis gemachten Bestimmung beläuft sich die Totalmenge Wasser der neuen Quellen von Aedipos auf 78·5 Liter per Secunde oder 6797·7 Cubikmeter in 24 Stunden. Somit ist dieselbe fast ebenso gross wie diejenige der alten Quellen, welche nach einer Bestimmung von Ingenieur Bailly im Jahre 1889 gleich 8640 Cubikmeter in 24 Stunden gefunden worden ist. Neuen Nachrichten gemäss hat sich die Wassermenge der neuen Quellen und einiger älterer wesentlich vermindert, nichtsdestoweniger ist die Quantität des vorhandenen Quellenwassers noch sehr genügend zum reichlichen Badegebrauch.

und das herauskommende Wasser bildet nun 4 Wildbäche, welche rauschend sich ins Meer ergiessen. Die neuen Quellen erschienen namentlich am Fusse des angrenzenden Berges, besonders in seinen drei Hauptschluchten.

Auf der einen Seite der ersten Schlucht, südöstlich der Badeanstalt, ist eine kleine, 40 Centimeter breite Spalte entstanden, welche das Herabrutschen von Schutt auf dem Berge bewirkte. Auf dieser Spalte sind 3 neue, wasserreiche Quellen emporgestiegen, welche eine Temperatur von respective 44°, 47° und 50° C. besitzen. Auf der anderen Seite derselben Schlucht und in einer Entfernung von 200 Meter von der Badeanstalt wurde ein Schuttblock, ungefähr 3 Cubikmeter gross, emporgeschleudert, an dessen Stelle eine neue heisse Quelle mit reichlichem Wasser und einer Temperatur von 41° C. zu Tage trat. Aus einem anliegenden Bodenriss kamen ferner mehrere kleinere Quellen empor, welche stark heraufspritzen und reichliche Wasserdämpfe verbreiten. Ihre Temperatur schwankt zwischen 41° und 53° C. Unweit von diesen Quellen sind noch andere erschienen mit vielem Wasser und einer Temperatur von 50° bis 73° C.

In der zweiten Bergschlucht, welche über dem Hause des Bürgermeisters von Aedipos sich befindet, sprudelte in einer Entfernung von ungefähr 200 Meter von diesem Haus die reichlichste der neuen heissen Quellen von Aedipos aus einem Bodenriss, welcher sich in einem Felsen unter einem alten Steinbruch bildete.¹⁾ Sie hat eine Temperatur von 70° C., verbreitet reichliche Wasserdämpfe und sammelt sich zu einem starken Bach, welcher rauschend herunterläuft und mehrere kleine Wasserfälle am Grunde der Schlucht bildet. Aus dem Wasser dieses Baches, welches sich am 28. April wesentlich vermehrte, scheiden sich gelbröthliche Niederschläge ab.

In der Umgegend der Platanen entquollen reichliche Wasser aus 50 alten, seit Jahren ganz ausgetrockneten Quellenkratern. Sie nehmen eine Oberflächenausdehnung von circa 200 Quadratmeter ein und spritzen ihr Wasser zu einer Höhe von 1 Meter über dem Quellenkrater. Diese neuen Quellen haben eine Temperatur von 70° bis 82° C., sie kochen fortwährend und verbreiten reichliche Wasser-

¹⁾ Diese Quelle liegt 60 Meter über dem Meeresniveau; ihr Wasserquantum wurde Mitte Juni 1894 gleich 24 Liter per Secunde gefunden.

dämpfe, welche schon aus grosser Ferne sichtbar sind. Auch wurde das Wasser einer alten Quelle der Platanen wesentlich vermehrt und kommt nun kochend heraus, indem es viel Wasserdampf mit Schwefelwasserstoffgeruch verbreitet. Zugleich ist die Temperatur dieser Quelle von 27° auf 55° C. gestiegen.

In der dritten Bergschlucht, welche sich über den Platanen befindet, sind auch mehrere neue Quellen entsprungen, von denen nur 6 nennenswert sind, welche reichlich dampfen und eine Temperatur von 32° bis 80° C. besitzen. Weiter herunter in den Platanen sind in einem Garten 3 neue Quellen erschienen, indem sie die darüber befindliche Erdkrume wegschleuderten. Sie haben eine Temperatur von 81° bis 82° C., verbreiten viel Wasserdampf und lassen viel grauen Schlamm zurück. Diese Wasserdämpfe verbrühten die im Garten gepflanzten Zwiebeln und Lattiche. Die Gärtner, durch das Getöse, welches das Erscheinen dieser Quellen einleitete, erschreckt, zogen sich auf den Berg zurück, wo sie sich niederliessen.

Der ganzen Länge von Thermopotamos (= heissen Bach) nach sind mehrere neue Quellen erschienen, die das sonst trockene Bett dieses Baches in einen wahren heissen Bach verwandelten. Die Temperatur der bedeutendsten von diesen Quellen ist 81° C.; letztere kochen ununterbrochen und verbreiten viel Wasserdampf und Gase, die nach Schwefelwasserstoff riechen.

Die alte grosse Quelle von Hagii Anargyri hat sich wenige Tage vor dem Erdbeben 12 Meter weiter von ihrer ursprünglichen Mündung verlegt; nach dem zweiten Hauptstosse wurde ihr Wasserquantum vermindert, dagegen wurde ihre Temperatur von 77° auf 81° C. gesteigert.

Bei den Bädern von Sylla sind ärmliche Quellen mit 77° C. aus alten Kratern erschienen. Hierneben entwickeln sich reichliche Wasserdämpfe aus einem alten Quellenkrater und lassen sich öfters Getöse hören, die von einer grossen Menge darunter befindlichen kochenden Wassers herrühren. Die Temperatur dieser Wasserdämpfe beträgt 69° C. Vor den Bädern von Sylla sind aus alten, ganz ausgetrockneten Kratern neue heisse Quellen von einer Temperatur von 78° C. erschienen, und neben der Strasse, die vom Badeorte zum Dorfe von Aedipos führt, sind auch welche aus mehreren Rissen der daneben befindlichen Felsen herausgekommen, die eine Temperatur von 58.5° C. besitzen.

Die Gruppe der alten Quellen hart am Ufer, welche auch aus der Ferne dem vorbeifahrenden Schiffer sichtbar ist, blieb sowohl der Temperatur als auch dem Wasserquantum nach unveränderlich. In einer Entfernung von 150 Meter von hier sind am Ufer, durch das Erdbeben hervorgerufen, Felsstürze erfolgt von einem Rauminhalte von etwa 20 Cubikmeter.

Die neuen heissen Quellen von Aedipos sind aller Wahrscheinlichkeit nach, wenn man dieselben nach deren physikalischen Eigenschaften beurtheilt, von derselben Natur wie die schon vorhandenen Quellen, aber die chemische Analyse wird deren wahre Natur erst erschliessen.

Aedipos, 22. April (4. Mai). Diesen Morgen begab ich mich in Begleitung des Bürgermeisters von Aedipos, Herrn Papanikolau, in die Localität Therna auf der nordwestlichen Spitze von Euböa 3 Viertelstunden weit vom Dorfe Gialtra. In dieser Localität war aus einem alten Krater eine kleine Menge Wasser von einer Temperatur von 32° C. vor vielen Jahren erschienen. Seit dem Abende des 15. (27.) April jedoch vermehrte sich dieses Wasser stark und zugleich stieg seine Temperatur auf 44° C. Diese Wässer, anfangs klar, lassen später einen gelblichen Niederschlag zurück. Sie sind geruchlos, haben salzigen Geschmack, verbreiten wenig Wasserdampf und ergiessen sich in's Meer nach einem Lauf von 32 Meter. 30 Meter weiter von dieser Quelle erschien auch am Abend des 15. (27.) April eine andere neue, sehr starke Quelle in einem Ackergrunde, dessen Erdkrume sie wegschleuderte und an deren Stelle sich eine 150 Cubikmeter grosse Grube bildete. Indem das Quellwasser den Schlamm wegschwemte, konnte man sehen, dass es aus einem alten, so blossgelegten Canal herausfloss, welcher in Verbindung mit alten Baderuinen stand, die wahrscheinlich aus römischer Zeit stammen. Durch die Gewalt, mit welcher diese Wasser herunterlaufen, haben sie am unteren Lauf Gruben gebildet, deren bedeutendste einen Rauminhalt von etwa 50 Cubikmeter hat. Die Temperatur dieser Quelle ist 44° C., ihr Wasser ist geruchlos, schmeckt salzig, verbreitet viel Wasserdampf, und nach den physikalischen Eigenschaften ähnelt sie den Quellwässern von Aedipos; sie ist so reichlich, dass sie ähnlich einem Wildbache sich nach einem Lauf von 85 Meter in's Meer ergiesst. Während dieses Laufes bildet sie vier kleine Wasserfälle, von welchen der grösste eine Fallhöhe von zwei Meter

hat, brausend herunterstürzt und reichliche Wasserdämpfe verbreitet, welche ihm das Ansehen eines Dampfwaterfalls verleihen.¹⁾ Diese Wässer sind anfänglich klar, nachher aber lassen sie einen gelblich-rothen Niederschlag fallen. In einer der durch die Wassergewalt gebildeten Gruben befand sich ein aus Ziegeln gefertigter Graben, der menschliche Skeletttheile recenter Zeit enthielt.

Nachdem ich Therma besucht hatte, begab ich mich nach Hagios Georgios, dem Hafenort von Gialtra, eine halbe Stunde weit davon entfernt. Hier ist eine Versenkung des Ufersaumes auf einer Länge von 300 Meter um 6 bis 10 Meter erfolgt. Der Boden hierneben ist von einer Menge Spalten durchzogen; 400 Meter weiter von diesem versunkenen Uferstriche kommen an mehreren Punkten der Meeresoberfläche Gasblasen empor, die nach Schwefelwasserstoff riechen. Diese Versenkung trat im Augenblicke des zweiten Hauptstosses ein, und an der Stelle des versunkenen Bodens bildete sich ein Wasserwirbel. Die Kirche von Hagios Nikolaus an der Küste trägt mehrere gefährliche Risse und von den 140 Häusern des Dorfes von Gialtra stürzten 30 ganz ein, während alle übrigen gefährliche Spalten bekamen. Obwohl dadurch kein Unglück entstand, mussten doch die Einwohner die Häuser verlassen und sich auf den benachbarten Hügeln in Zelten aus Sträuchern niederlassen.

Atalanti, 22. April (4. Mai). Gestern nachmittags und heute früh untersuchte ich wieder die neuen heißen Quellen von Aedipos. Die Wassermenge einiger davon war vermindert, dagegen die anderer vermehrt. Ihre Temperatur ist ebenfalls um etliche Grade schwankend und sie hängt von der Menge der heraufkommenden Wasserdämpfe ab. Die Wasserstrahlen sind auch variabel: früh steigen sie höher, abends sind sie niedriger. Auch ist das Kochen verschieden und im allgemeinen sehr lebhaft in der Frühe.

Aus einer Menge Nebenrissen, von den Mündungen der neuen Quellen auslaufend, kommt Wasser heraus, bald ruhiger, bald stockender, bald mit Spuren von einer pechartigen Substanz vermengt, welche dem herausfliessenden Wasser eine irisirende Oberfläche verleiht.

Diesen Morgen fuhr ich nach Atalanti fort, und indem ich einen Meeresstrich zwischen Roviae und Atalanti, 2 Kilometer lang

¹⁾ Diese Quelle soll wieder ganz ausgetrocknet sein; dagegen ist die alte Quelle mit ihrer sehr kleinen Wassermenge geblieben.

und 80 Meter breit, untersuchte, in welchem der Waldwächter von Hagia Anna milchige Wässer zu beobachten glaubte, fand ich nichts Derartiges. Es scheint, dass ein ruhiger Meeresstreifen im Gegensatz zur umgebenden, etwas bewegten Meeresoberfläche Veranlassung zum Glauben an ein derartiges Phänomen gab.

Als ich in Atalanti ankam, begab ich mich auf das benachbarte Inselehen, um heisse Schlammwasser, die nach einer Nachricht dort hervorgedrungen sein sollten, zu untersuchen. Aber weder die Temperaturmessungen an verschiedenen Punkten des Meeres, noch die Untersuchung der Küste liessen das Auftreten von Schlammwasser oder die Vermengung von heissem mit Meereswasser nachweisen.

II. Chemische Untersuchung der neuen heissen Quellen von Aedipos und Gialtra.

Von den neuen heissen Quellen von Aedipos und Gialtra, welche den physikalischen Eigenschaften nach schon vorhandenen Quellen von Aedipos ähneln, wurden bestimmt: der feste Rückstand, das Chlor, die Totalmenge von Kohlensäure und Schwefelwasserstoff. Es wurde somit die chemische Analyse auf die Bestimmung derjenigen Wasserbestandtheile beschränkt, wodurch man zu beurtheilen im Stande wäre, ob die neuen Quellen von derselben Natur sind, wie die alten.

Im Folgenden werden durch grosse Buchstaben die alten Quellenwasser bezeichnet und durch kleine die neuen Quellenwasser. Es bedeuten ferner:

a die wichtigste neue Quelle, die entstand aus einer Spalte der ersten Bergschlucht oberhalb und südöstlich der Badeanstalt;

b die neue Quelle aus derselben Schlucht, welche Quelle in einer Entfernung von 200 Meter von der Badeanstalt sich befindet;

c die neue Quelle aus der zweiten Bergschlucht, die aus einem Risse in einem Felsen entsprang, der oberhalb eines Steinbruches sich befindet;

d eine der wichtigsten Quellen aus den Platanen;

e eine alte Quelle der Platanen, deren Wasser sich nunmehr wesentlich vermehrt hat und reichliche Wasserdämpfe von Schwefelwasserstoffgeruch verbreitet;

f die wichtigste neue Quelle aus der dritten Bergschlucht oberhalb des Häuschens Pepona in den Platanen;

g die wichtigste Quelle von denen, welche im Garten in den Platanen entsprangen;

h die wichtigste Quelle aus dem Bette von Thermopotamos;

i die wichtigste Quelle oberhalb den Baderuinen von Sylla;

A. Bestimmung des festen Rückstandes.

Der feste Rückstand der alten Quellen schwankte nach einer Bestimmung, die ich im Juni 1889¹⁾ machte, von 22·958 bis 33·355 Gramm in einem Liter Wasser und nach einer anderen Bestimmung, die ich im Mai 1894 durchführte, schwankte derselbe von 29·580 bis 39·707 Gramm. Der feste Rückstand der neuen Quellen von Aedipos schwankt zwischen 19·188 und 37·327 Gramm²⁾, derjenige der neuen Quellen von Gialtra zwischen 37·505 und 39·149 Gramm.

Fester Rückstand in einem Liter Wasser:

Der Quelle <i>a</i> von Aedipos	26·546	Gramm
" " <i>b</i> " "	19·188	"
" " <i>c</i> " "	32·224	"
" " <i>d</i> " "	35·324	"
" " <i>e</i> " "	37·327	"
" " <i>f</i> " "	34·642	"
" " <i>g</i> " "	34·664	"
" " <i>h</i> " "	35·140	"
" " <i>i</i> " "	34·762	"
" alten Quelle von Gialtra	37·505	"
" neuen " " "	39·149	"
" alten " " Aedipos	<i>A</i> I. Gruppe	29·580	"
" " " " "	<i>B</i> II. "	34·845	"
" " " " "	<i>C</i> II. "	34·058	"
" " " " "	<i>D</i> III. "	34·915	"
" " " " "	<i>E</i> V. "	35·465	"
" " " " "	<i>G</i> VI. "	39·707	"

¹⁾ A. K. Dambergis, Ueber die Heilquellen von Aedipos. Athen 1891 (griechisch). — Ber. d. d. ch. Gesellsch. Jahrg. 25, pag. 99.

²⁾ Einige der kochenden Quellen lieferten einen festen Rückstand bis zu 47·327 Gramm, welcher so durch die Concentration des Wassers in Folge andauernden Kochens vermehrt wurde.

B. Bestimmung des Chlors.

Die Totalmenge von Chlor schwankte in den alten Quellen, nach den Bestimmungen, die ich im Juni 1889 machte, von 13·119 bis 19·230 Gramm, nach denjenigen vom Mai 1894 von 15·655 bis 19·241 Gramm in einem Liter Wasser; in den neuen Quellen von Aedipsos schwankte dieselbe von 12·699 bis 21·300 Gramm, in denjenigen von Gialtra von 18·083 bis 19·380 Gramm.

Chlorquantum enthalten in einem Liter Wasser:

Der neuen Quelle von Aedipsos	<i>a</i>	14 695	Gramm
" " " " "	<i>b</i>	12 679	"
" " " " "	<i>c</i>	17 679	"
" " " " "	<i>d</i>	19 312	"
" " " " "	<i>e</i>	21 300	"
" " " " "	<i>f</i>	18 957	"
" " " " "	<i>g</i>	18 846	"
" " " " "	<i>h</i>	18 896	"
" " " " "	<i>i</i>	18 836	"
" alten " " Gialtra		18 083	"
" neuen " " "		19 380	"
" alten " " Aedipsos	<i>A</i>	I. Gruppe .	15 655	"
" " " " "	<i>B</i>	II. " "	18 957	"
" " " " "	<i>C</i>	II. " "	18 673	"
" " " " "	<i>D</i>	III. " "	18 886	"
" " " " "	<i>E</i>	V. " "	19 241	"
" " " " "	<i>G</i>	VI. " "	19 099	"

C. Bestimmung der Totalmenge Kohlensäure.

Die Totalmenge Kohlensäure schwankte in den alten Quellen von Aedipsos von 0·561 zu 0·673 Gramm per Liter Wasser, in denjenigen der neuen Quellen von Aedipsos von 0·601 zu 0·698 Gramm; in denjenigen endlich von Gialtra 0·656 zu 0·692 Gramm.

Totalmenge Kohlensäure enthalten in einem Liter Wasser:

Der neuen Quelle von Aedipsos	<i>a</i>	0 692	Gramm
" " " " "	<i>b</i>	0 682	"
" " " " "	<i>c</i>	0 663	"
" " " " "	<i>d</i>	0 654	"
" " " " "	<i>e</i>	0 698	"

Der neuen Quellen von Aedipsos	<i>f</i>	0.686	Gramm
" " " " " "	<i>g</i>	0.697	"
" " " " " "	<i>h</i>	0.601	"
" " " " " "	<i>i</i>	0.603	"
" alten " " Gialtra		0.656	"
" neuen " " "		0.692	"

D. Bestimmung des Schwefelwasserstoffes.

In manchen neuen Quellen von Aedipsos riecht der Wasserdampf nach Schwefelwasserstoff, jedoch haben dieselben keine bestimmbareren Mengen von Schwefelwasserstoff geliefert und in dieser Beziehung gleichen sie den alten Quellen von Aedipsos. Ausnahme macht die Quelle *e*, wo die Schwefelwasserstoffmenge, die in einem Liter Wasser enthalten ist, gleich 21.7 Cubikcentimeter gefunden worden ist.

Die Quellen von Gialtra, die alte sowohl als die neue, sind frei von Schwefelwasserstoff.

Schluss.

Aus obiger chemischen Analyse kommen wir zum Schlusse, dass die neuen heissen Quellen von Aedipsos und Gialtra von derselben Natur wie die alten Quellen von Aedipsos sind, und dass dieselben den starken heissen Soolquellen einzureihen sind, welche neben minimalen, nur in einer Quelle bestimmbareren Mengen von Schwefelwasserstoff viel Kohlensäure enthalten. Die Heilkraft dieser neuen Quellen wird ohne Zweifel gleich derjenigen der alten Quellen sein, die mit Recht als Thaumaturg bezeichnet wurden.

Athen, den 20. April 1895.

XX. Beiträge zur Geologie und Petrographie der Apache (Davis) Mts, Westtexas.

Von A. Osann.

Mit Tafel XI—XII und einer Figur im Texte.

Allgemeiner und geologischer Theil.

Die in den folgenden Seiten beschriebenen Gesteine wurden während einer circa vierwöchentlichen mit Prof. v. Streeruwitz im Auftrage der geologischen Survey des Staates Texas unternommenen Reise gesammelt. Sie stammen grösstentheils aus den Apache- (Davis-) Bergen, nur ein kleiner Theil aus der benachbarten Mt. Ord range. Endlich sind noch einige Handstücke mitbeschrieben, welche von Streeruwitz auf früheren Expeditionen in den erwähnten Gebirgen sammelte und welche sich in den Sammlungen der geologischen Survey vorfinden.

Unter Westtexas oder dem Transpecos-Gebiete ist hier derjenige Theil des Staates Texas verstanden, welcher im Süden und Südwesten längs des Rio grande an Mexico, im Norden und Nordwesten an Neu-Mexico und den Pecos river grenzt. Der grösste Theil dieses Landes ist ein Hochplateau mit einer durchschnittlichen Höhe von 1000—1200 Meter über dem Meer; der höchste Punkt, den die Southern Pacificbahn bei der Station Paisano erreicht, ist 1548 Meter. Dieses Hochland wird von einer Reihe von Gebirgsketten durchsetzt, die im allgemeinen eine nordwest-südöstliche Streichrichtung besitzen; sie bilden die directe Fortsetzung der Gebirgszüge, die mit nahezu nordsüdlichem Streichen Neu-Mexico durchziehen und im südlichen Theil dieses Staates eine Umbiegung in jene südöstliche Richtung erleiden. Ihre südliche und südöstliche Fortsetzung jenseits des Rio grande bilden die Sierran in den mexicanischen Staaten Chihuahua, Coahuila und Nuevo-Leon. Leider ist über diese Gebirge, soweit sie dem Transpecos-Gebiete angehören, ausserordentlich wenig bekannt, nicht einmal eine den Verhältnissen einigermaßen entsprechende topographische Uebersichtskarte existirt. In den letzten Jahren hat in-

dessen die topographische Abtheilung der geologischen Survey in Washington eine Kartirung im Masstabe 1 : 125.000 begonnen. Es ist das nahezu vollständige Fehlen von topographischen Karten einer genaueren geologischen Kenntnis und besonders auch montanistischen Entwicklung des Landes sehr hinderlich. Für die grosse Bedeutung dieser Gebirge in montanistischer Beziehung spricht einestheils der Reichthum an Erzen, welchen die erwähnten benachbarten Gebirge Neu- und Alt-Mexicos bieten, anderentheils die Resultate einer grossen Anzahl von Proben, die in der geologischen Survey von westtexanischen Erzen ausgeführt wurden.¹⁾ Die Entwicklung des Bergbaues wird für diese sehr wasserarmen und dem Ackerbau schwer zugänglichen Gebiete von grosser Bedeutung werden.

Es sind, soweit die Geologie des Landes erforscht ist, im wesentlichen drei grössere Formationsgruppen, welche diese Gebirge aufbauen.

Die älteste derselben ist die der krystallinen Schiefer, die in einem grossen Theile der Carrizo und van Horn Mts. nachgewiesen sind. Die Sammlungen der geologischen Survey enthalten von Mica tanks in den van Horn Mts. eine grössere Suite grobkrySTALLINER Gneisse, Glimmerschiefer und mit ihnen associirter krystalliner schiefriger Gesteine. Nach den Angaben von Prof. v. Streeruwitz sind diese Grundgebirgsgesteine steil aufgerichtet und besitzen ein im allgemeinen der Längsrichtung der Gebirgsketten paralleles nord-west-südöstliches Streichen.

Die zweite sehr verbreitete Formation ist die des Carbon, und zwar, wie es scheint, fast nur eine unserem Kohlenkalk entsprechende marine Ausbildung, aus welcher von zahlreichen Punkten gut erhaltene und typische Kohlenkalkfossilien bekannt geworden sind. Die Lagerung des Kohlenkalkes ist, wenn von untergeordneten und localen Störungen abgesehen wird, eine nahezu horizontale, wie Streeruwitz an zahlreichen Punkten constatirt hat und auch ich in der Umgebung von Fay und in der Mt. Ord range zu beobachten Gelegenheit hatte. Danach hat die Faltung der krystallinen Schiefer in vorcarbonischer Zeit stattgefunden. Einzelne der Gebirgszüge von Westtexas, wie die Sierra Diablo, werden nahezu ganz von Kohlenkalk zusammengesetzt.

¹⁾ Siehe IV. Annual report of the geological Survey of Texas, pag. 158.

Die dritte geologische Formation endlich, welche in Westtexas grosse Verbreitung besitzt, ist die Kreide, besonders im westlichen Theil des Landes; über sie und ihre reichen Fossilienschätze berichtete neuerdings Taff. ¹⁾ Unter anderen wurden die charakteristischen Kreidefossilien von Osttexas *Gryphaea pitcheri*, *Pecten texanum*, *Turritites brazoensis*, *Ostrea carinata*, *Terebratula wacoensis* etc. wieder gefunden.

Neben diesen drei Hauptformationen ist eine überraschende Mannigfaltigkeit von Eruptivgesteinen vertreten, die ich während meines Aufenthaltes in der geologischen Survey kennen lernte und von denen einige Hauptrepräsentanten im 4. Report der geologischen Survey beschrieben wurden. Sie besitzen theils den Habitus älterer, theils den jüngerer Eruptivgesteine, doch fehlen irgend welche Angaben über ihr Alter. Dass ein Theil der Tiefengesteine von vollständig altem Habitus jünger als der Kohlenkalk sind, beweisen die ausgezeichneten Contactmetamorphosen, welche jene an letzterem hervorgebracht haben. So hat der quarzarme Granit (Syenit) der Quitman Mts. den Kalk zu Kalksilicathornfelsen, die ganz aus Granat, Vesuvian etc. bestehen, umgewandelt. Auch die hier zu beschreibenden Tiefengesteine Syenite und Eläolithsyenite der Apache Mts. und der Mt. Ord range sind jünger als Kohlenkalk, doch lässt sich irgend eine obere Altersgrenze nicht angeben. Wenn daher in den folgenden Beschreibungen die Eruptivgesteine theils als Syenit, theils als Liparit oder Phonolith bezeichnet sind, so ist dies lediglich in Rücksicht auf ihren Habitus geschehen und ohne mit diesen Namen eine bestimmte Altersbeziehung zu verbinden.

Die im wesentlichen aus diesen geologischen Factoren aufgebauten Gebirgszüge treten kahl und schroff und in der Regel ohne vermittelnde Vorberge aus der weiten, meist vollständig ebenen Hochfläche hervor, eine Folge des ausserordentlich trockenen, wüstenartigen Klimas und der damit verbundenen spärlichen und eigenartigen Denudation. Eine Wanderung durch diese Hochebene zeigt alle die klimatischen und geologischen Eigenthümlichkeiten der Wüstenlandschaften: die starken täglichen Temperaturschwankungen, der spärliche, zum Theil nahezu ganz fehlende Pflanzenwuchs, die Häufigkeit der Sandstürme, die überall Spuren ihrer erodirenden Thätigkeit zu-

¹⁾ IV. Annual report of the geological Survey of Texas, 1893.

rücklassen, das Auftreten von Dreikantern, der Ueberzug von Felsen mit brauner Schutzrinde etc. Soweit die geringen Aufschlüsse es beurtheilen lassen, besteht der Boden dieser Ebenen bis zu bedeutenden Tiefen aus lose aufgeschütteten Massen. Zahlreiche Bohrungen und Wasserschächte, welche längs der Southern Pacific und der Texas Pacificbahn angelegt wurden, haben bis in eine Tiefe von über 300 Meter nur die Schuttmassen durchsunken.

Während meines Aufenthaltes in Texas lernte ich in den Sammlungen der geologischen Survey zuerst einen Theil der hier zu beschreibenden Gesteine kennen und sie schienen mir von besonderem Interesse, da sie eine Reihe typischer Tiefen-, Gang- und Ergussgesteine bilden, die in ihrer Mineralführung und ihren Strukturverhältnissen einer zusammengehörigen Eruptivformation angehören. Es sind sämmtlich natronreiche Alkaligesteine, deren Natur als solche durch die weite Verbreitung natronreicher Glieder der Pyroxen- und Amphibolfamilie (Aegirin, Aegirinaugit, Arvfedsonit), durch die fast allenthalben wiederkehrenden mikroperthitischen Verwachsungen von Orthoklas, resp. Sanidin mit Natronfeldspathen (Albit), durch das Auftreten von Riebeckit, Låvenit, eines wahrscheinlich mit Ainigmatit identischen Minerals, documentirt ist. Es scheint mir ein weiterer Beweis für die von Judd¹⁾ ausgesprochene Theorie der „petrographischen Provinzen“ und der „Consanguinity“ der Gesteine eines eruptiven Gebietes von Iddings²⁾. Brögger's³⁾ umfassende Untersuchungen an den Gesteinen der Apache Mts. in vielen Beziehungen so ähnlichen Gesteinen des Christianiabeckens führten bekanntlich zu einer ähnlichen Theorie. Brögger nimmt an, dass alle Eruptivgesteine dieses Beckens aus einem gemeinsamen abgeschlossenen Magmabassin stammen, dessen Magma durch einen hohen Gehalt an Alkalien, besonders an Natron, bei relativ geringem Kalkgehalt ausgezeichnet ist, und dessen chemische Zusammensetzung sich aus den Hauptgesteinstypen und deren relativem Mengenverhältnis annähernd berechnen lässt.

¹⁾ Judd, On the Gabbros, Dolerites and Basalts of Tertiary age in Scotland and Ireland. Quart. Journ. Geol. Soc., 1886, Vol. XLII.

²⁾ Iddings, The origin of igneous Rocks. Philosoph. Society of Washington, Vol. XII.

³⁾ Brögger, Die Mineralien der Syonitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Krystallogr. u. Mineralogie, 1890, Bd. XVI.

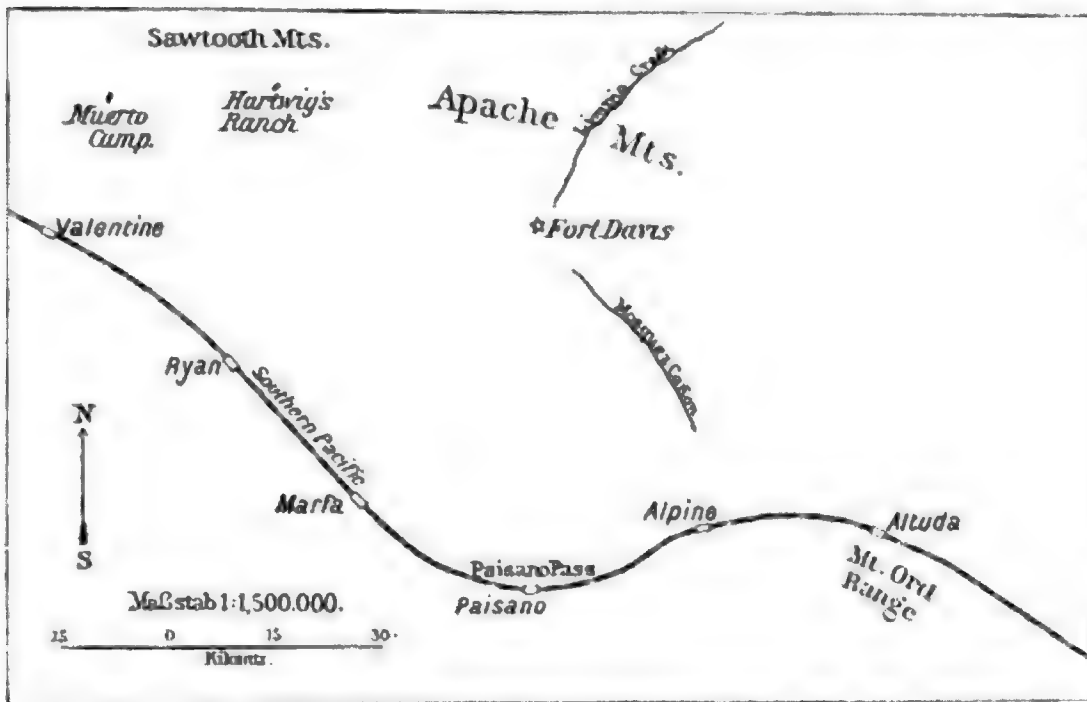
Von Interesse ist es ferner, dass auch in den Apache Mts. wie an so vielen anderen Orten die Tiefengesteine von einer Reihe sehr charakteristischer Ganggesteine begleitet werden, von denen besonders die Gruppen der Tinguäite und Bostonite in zahlreichen Gängen beobachtet wurden. Ebenso ist es von Wichtigkeit, dass diese Ganggesteine von den ihnen entsprechenden Ergussgesteinen sowohl in ihrem ganzen Habitus als in ihrer Mineralführung typisch verschieden sind. So lassen sich die nephelinführenden Ganggesteine, die Tinguäite schon makroskopisch sehr leicht von den nephelinführenden Ergussgesteinen, den Phonolithen, resp. Apachiten, unterscheiden; ihre nicht unwesentlichen structurellen und mineralogischen Unterschiede gehen aus ihrer späteren Beschreibung hervor. Den beiden Gruppen der Tinguäite und Bostonite reiht sich eine dritte, die der Paisanite, an. Es sind die sauersten durchweg quarzführenden Spaltungsproducte des Syenitmagma's.

Die Apache oder Davis Mts. liegen im centralen Theil des Transpecos-Gebietes und bedecken nach einer approximativen Schätzung von Prof. v. Streeruwitz mit ihren Vorbergen eine Fläche von circa 2000 engl. Quadratmeilen.¹⁾ Das Gebirge hat mehr als irgend eine der langgestreckten Sierren von Westtexas den Charakter eines allseitig gleich ausgedehnten Gebirgsstockes. Auch tritt es nicht so unvermittelt wie die letzteren aus der Ebene hervor, sondern ist von einem Kranz von Vorbergen umgeben. Die höchsten Erhebungen liegen, soweit mir bekannt wurde, im westlichen Theile, es sind die Sawtooth Mts., welche eine kahle, ausserordentlich steile und zerrissene Gebirgsmasse von vollständig alpinem landschaftlichem Charakter bilden und sich 2000—3000 Fuss über den Sockel des Gebirges erheben. Die Mount Ord range liegt südlich von den Apache Mts. und ist durch eine breite Ebene von denselben getrennt.

Es ist natürlich, dass innerhalb eines nicht ganz vierwöchentlichen Aufenthaltes in diesen Bergen bei ihrer Ausdehnung und dem vollständigen Mangel einer topographischen Karte von einer auch nur einigermaßen zusammenhängenden geologischen Bearbeitung nicht die Rede sein kann. Zu den beiden erwähnten Schwierigkeiten ge-

¹⁾ Wenn im Folgenden von Meilen die Rede ist, so sind darunter stets englische Meilen verstanden. 1 Mile = 1609 Meter.

sellen sich noch eine Reihe anderer, wie der ausserordentliche Wassermangel, besonders in der Sommerszeit, welcher es bedingt, dass nur an einzelnen wenigen und zum Theil weit auseinander liegenden Punkten ein mehrtägiger Aufenthalt möglich ist. Der Reisende ist dabei gezwungen, sämtliche Lebensmittel und zum Theil auch Trinkwasser mitzuführen, so dass das ganze Reisen im Gebirge ein ausserordentlich beschwerliches und langsames ist. Es können daher hier nur einzelne, sehr allgemeine und grösstentheils unzusammenhängende geologische Beobachtungen mitgetheilt werden, welche lediglich als Ergänzungen zu der petrographischen Beschreibung der Gesteine dienen sollen. Die folgende kleine Kartenskizze mit ihrem



dürftigen Detail macht keinen Anspruch auf Genauigkeit und verfolgt lediglich den Zweck, die Angabe der einzelnen Gesteinslocalitäten etwas übersichtlicher zu machen.

Hartwig's Ranch, der erste Platz, wo unsere Expedition einige Tage sich aufhielt, liegt etwa 18 Meilen nordöstlich von der Bahnstation Valentine (Southern Pacific-Bahn) in einem engen Thalkessel am Süd- und Südwestfuss der Sawtooth Mts. Diese Berge bestehen aus einer stockförmigen Masse von Syenit mit randlichen Uebergängen zu porphyrischen Gesteinen. Der mittelkörnige Syenit ist nur zum kleinern Theil gleichmässig körnig, weit verbreiteter sind porphyrtartige Gesteinsvarietäten mit grösseren Feldspathein-

sprenglingen. Diese Einsprenglinge besitzen häufig die eigenthümlich rhomben- und linsenförmigen Durchschnitte, wie sie für die Feldspathe der südnorwegischen Rhombenporphyre charakteristisch sind; eine nähere, hauptsächlich optische Untersuchung ergab eine nahezu vollständige Uebereinstimmung ersterer mit diesen norwegischen Rhombenfeldspathen.

Von diesem porphyrtartigen Syenit finden sich Uebergänge bis zu Gesteinen mit vollständig dichter Grundmasse. Die Uebergänge wurden theils anstehend beobachtet, theils in einer Serie von Handstücken in den von Hartwig's Ranch in nördlicher und östlicher Richtung verlaufenden Bachbetten gesammelt. Alle diese Gesteine sind porphyrisch durch Feldspath und lassen unter dem Mikroskop ihre Zusammengehörigkeit deutlich erkennen. Die ganz dichte Varietät wurde in dem von Hartwig's Ranch sich südöstlich ziehenden Thal am Contact gegen Kalk anstehend geschlagen. Der Kalk bildet eine kleine, mehrere Hügel zusammensetzende Scholle. Seine Lagerung ist, soweit überhaupt Schichtung deutlich zu erkennen ist, wie in der Nähe der kleinen Wasserpumpstation im Thale, stark gestört; die Bänke sind bis 45° bei nordöstlichem Einfallen aufgerichtet. Vielfach ist ausserdem der Kalk zertrümmert und breccienartig ausgebildet, zum Theil auch, jedenfalls durch Contactmetamorphismus, krystallin geworden. Kalksilikathornfelse dagegen, wie sie so vorzüglich in den Quitman-Bergen am Contact von Kohlenkalk und Syenit auftreten¹⁾, wurden nicht beobachtet. Ebenso wurde nach Fossilien vergebens gesucht, ihre Erhaltung ist nach den vorausgegangenen Bemerkungen auch nicht sehr wahrscheinlich. Das Alter des Kalkes ist daher nicht sicher zu bestimmen, aller Wahrscheinlichkeit nach aber carbonisch oder cretacisch. Jedenfalls ist er älter als der Syenit, und die Störungen in seiner Lagerung und seine krystalline Beschaffenheit sind dem Empordringen des Syenits zuzuschreiben. Demnach ist der Syenit mit grösster Wahrscheinlichkeit jünger als Kohlenkalk.

Für dieses Alterverhältnis von Kalk und Syenit spricht ferner die Thatsache, dass ersterer von einer Reihe von Tinguaitgängen durchsetzt wird, die in der Gefolgschaft des natronreichen Syenits

¹⁾ A. Osann, Report on the Rocks of Trans-Pecos, Texas. 4th annual Report of the geological Survey of Texas 1893.

auftreten. Die Gänge dieser nahezu dichten graugrünen Gesteine sind 1–3 Meter mächtig und besitzen ein NW.—SO.-, theilweise auch ONO.—WSW.-Streichen.

Aehnliche Tinguaitgänge finden sich in dem Syenit und seiner porphyrischen Facies selbst, so wurde etwa eine halbe Meile nord-nordwestlich von Hartwig's Ranch ein etwa 2 Meter mächtiger Tinguaitgang mit O.—W.-Streichen verfolgt. Auch die in der Einleitung als Bostonite bezeichnete Gesteinsgruppe wurde in typischer Ausbildung in der Nähe der Spitze der Sawtooth Mts. in Gängen aufgefunden, Gänge, die zum Theil nur eine Handbreite Mächtigkeit besitzen und deutliche Salbandverdichtung erkennen lassen.

Wie aus einer unten mitgetheilten Analyse hervorgeht, ist dieser Syenit sehr natronreich und schliesst sich dadurch, obgleich in keinem Handstück Eläolith beobachtet wurde, an die Eläolithsyenite und Nephelingesteine der Apache Mts. und des Mt. Ord an.

Einen vollständig anderen landschaftlichen und geologischen Charakter zeigt die Umgebung von Moore's Ranch und der alten Poststation Muerto Spring (Muerto Camp), die beide circa 8 Meilen westlich von Hartwig's Ranch und nahe dem Ausgang der Berge in die Ebene liegen. Während die Sawtooth Mts. ein sehr steiles, zerrissenes Gebirge von alpinem Charakter bilden, haben wir hier und, wie gleich bemerkt werden soll, in einem grossen Theil der äussern Apache-Berge langgestreckte Bergzüge, welche ihre Entstehung mächtigen, übereinander geflossenen Deckenergüssen verdanken und in ihrem landschaftlichen und geologischen Typus ausserordentlich an die peripherischen Theile der centralen französischen Eruptivgebiete des Mont Dore und Cantal erinnern. Der Abfall der Berge gegen die Thäler ist auch hier sehr steil und wird oft von meilenweit zu verfolgenden Gallerien vertical stehender Säulen gebildet, wie sie für die Landschaftsbilder jener französischen Gegenden so charakteristisch sind. Auf der Höhe sind die Berge flach und zeigen plateauartigen Charakter.

In der Umgebung von Muerto Camp liegen zwei solche Ergussformationen übereinander, deren Grenze durch ihre verschiedene Widerstandsfähigkeit den Atmosphäriken gegenüber leicht zu verfolgen ist. Die untere besteht aus Gesteinen, welche später als Liparite beschrieben werden; dieselben enthalten Quarz nur in der Grundmasse, sind dagegen ausgezeichnet durch reichliche Sanidin-

einsprenglinge, die einen charakteristischen blauen Lichtschiller zeigen und natronreich sind.

Diese Liparite bilden mehrere Decken übereinander, die theilweise durch Tuffe getrennt sind. Die Absonderung ist eine dick säulenförmige, die weit zu verfolgenden Säulengalerien ähneln, von der Ferne gesehen, einer Reihe stehender Getreidesäcke. An vielen Stellen sind zwei oder drei solcher Gallerien in verschiedener Höhe der Abhänge übereinander sichtbar. Etwa $\frac{3}{4}$ Meilen nordwestlich von den Adobe-Häusern der alten Poststation ist die Oberfläche einer solchen Decke gut aufgeschlossen; sie ist schwach von Nord nach Süd geneigt. Der Liparit zeigt hier mehrere Centimeter grosse, in die Länge gezogene, mit Chalcedon erfüllte Mandelräume, deren N.—S. orientirte Längsrichtung auf ein Fliessen der Lava von Norden schliessen lässt.

Ueber diesen älteren Lipariten liegt eine Decke von Phonolithen (Apachiten). Die Auflagerungsfläche ist ebenfalls flach nach Süd geneigt. Die Decke ist nicht mehr zusammenhängend, an vielen Stellen ist sie von der Erosion durchnagt, so dass von ihr nur noch einzelne langgestreckte Kuppen erhalten sind, die zum Theil noch eine Mächtigkeit von 60—70 Meter besitzen. Die Absonderung dieser Phonolithe ist ebenfalls eine säulenförmige, die Säulen sind schmaler und regelmässiger gebildet, nicht so weit sichtbar als die der Liparite. Die einzelnen Säulen zerfallen wieder senkrecht zu ihrer Längsrichtung in dünne Platten. Grössere Phonolithblöcke wurden gefunden mit typischer Mandelsteinstructur (Mandelräume 2—3 Centimeter lang), so dass auch diese Gesteine sicher Oberflächenergüsse sind.

Sehr ähnlich dem eben beschriebenen ist der landschaftliche und geologische Charakter der Umgebung der „Crows nest“ genannten Ranch, ungefähr 15 Meilen südöstlich von Hartwig's Ranch.

Ein zweiter grösserer Ausflug wurde von der Bahnstation Marfa aus (etwa 36 Meilen südöstlich von Valentine) nach Fort Davis unternommen. Auch auf dieser Route, welche sich zum kleinern Theil in der Ebene, zum grössern in den Vorbergen der Apache Mounts bewegt, hat man Gelegenheit, den geschilderten, durch übereinandergelassene deckenartige Ströme bedingten Bau des Gebirges zu beobachten.

Fort Davis selbst, der bedeutendste Ort im ganzen Gebirge, liegt in einem breiten Thalkessel an der Einmündung des aus dem

Innern des Gebirges kommenden Limpia Creek. Der Limpia Creek war der einzige Wasserlauf in den Apache-Bergen, in welchem wir etwas fließendes Wasser vorfanden. Direct über Fort Davis erheben sich in circa 60 Meter hohen, nahezu senkrechten Wänden die sogenannten Klippen, das Ende eines grossen Liparitstroms; er zeigt dieselbe Absonderung in dicke, unregelmässig gerundete, vertical stehende Säulen wie der Liparit von Muerto Camp, nur in noch viel grossartigerer Weise. Das Gestein enthält wie das von letzterer Localität sehr reichlich blauschillernde Sanidineinsprenglinge.

Im Thal des Limpia Creek, kurz oberhalb dessen Einmündung in den Thalkessel von Fort Davis, ist der liegende Contact dieses Liparitstroms aufgeschlossen; der letztere ruht auf einem dunkelröthlichgrauen, dichten Gestein, dessen Oberfläche reich an Mandelräumen und zum Theil vollständig schlackig ausgebildet ist. Wie die mikroskopische Untersuchung ergab, ist es die Oberfläche eines sehr olivinreichen Basaltstromes. Verfolgt man das Thal des Limpia Creek aufwärts, so kommt bald der obere Liparitstrom in das Thalniveau und bleibt das herrschende Gestein, soweit der Creek aufwärts verfolgt wurde.

In dem breiten Bette dieses Baches wurden ferner zahlreiche und nach oben an Menge zunehmende Gerölle von Phonolith (Apachit) gefunden, die ihren ganzen Habitus nach so mit dem Phonolith von Muerto Camp übereinstimmen, dass auch für sie ein gleiches geologisches Vorkommen angenommen werden muss. Es ist wahrscheinlich, dass auch hier der Liparit wie bei Muerto Spring von einer Phonolithdecke überlagert wird, so dass sich hier 3 übereinander liegende Strom-, resp. Deckenformationen ergeben würden, eine untere basaltische, eine mittlere liparitische und eine jüngste phonolithische. Da Fort Davis ungefähr 35 Meilen = 57 Kilometer südöstlich von Muerto Camp liegt und, wie ein Blick auf die Kartenskizze zeigt, das Erosionsgebiet des Limpia Creek ein nordöstliches ist, so ist die Verbreitung dieser liparitischen und phonolithischen Gesteine jedenfalls eine sehr weite. Phonolithrollstücke wurden ferner in der Nähe des südlichen Ausganges des Mosquez Canon gefunden.

Von Fort Davis wurde der Rückweg nach der Station Alpine (Southern Pacific) durch den Mosquez Cañon ausgeführt. Auch auf der circa 19 Meilen langen Fahrt durch diesen Cañon lässt sich der Aufbau der steilen Cañonwände aus übereinandergelassenen

Strömen und Decken stellenweise sehr gut verfolgen. Der obere Theil dieser Wände besteht aus einem Gestein, das dem Liparit der Klippen von Fort Davis sehr ähnlich ist und dieselbe sackförmige Absonderung zeigt. Im Cañonboden wurden an verschiedenen Stellen dunkle basaltische Gesteine anstehend gefunden.

In der Nähe des südlichen Ausganges des Mosquez Cañon, etwas nördlich von Mitra Peak, stehen die in einem früheren Reporte schon erwähnten Paisanite an. Es liess sich hier sicher constatiren, dass dieses Gestein einen mächtigen Gang mit N.—S. bis NNO.—SSW.-Streichen bildet. Die Salbänder gegen ein sehr feldspathreiches porphyrisches Gestein sind auf beiden Seiten aufgeschlossen. Die Absonderung des Paisanits ist z. Th. eine klein säulenförmige, grösstentheils aber plattig, und zwar stehen die Platten den Salbändern parallel.

Eine fernere Excursion wurde von Alpine aus in den Paisano-Pass ausgeführt. Dieser Gebirgspass liegt im südlichen Theil der Apache Mts. und wird zwischen den Stationen Alpine und Marfa in einer Länge von 20 Meilen von der Southern Pacific-Bahn durchfahren; in der Mitte des Passes bei Station Paisano erreicht die Bahn ihre höchste Höhe von 1548 Meter. Leider war es der Kürze der angemessenen Zeit und der besonders ungünstigen Witterung wegen nur möglich, den zwischen Alpine und Paisano befindlichen Theil des Passes oberflächlich zu besichtigen. Der geologische Charakter der ihn umsäumenden Berge ist ein anderer als der der oben beschriebenen Gegenden, es sind grosse Massen von Tuffen, Conglomeraten und Breccien, welche hier zur Entwicklung kommen. Kurz nach dem Eingang des Passes von Alpine aus wurden auf der rechten Thalseite mächtig entwickelte, zum Theil rothe, erdige, zum Theil grau-grüne glasige Tuffe gefunden, auch die letzteren verwittern zu weissen oder schmutzig gelb gefärbten erdigen Substanzen. In diesen Tuffen finden sich reichlich Gänge, die zum Theil der Tinguait-, zum Theil der Bostonit-Reihe angehören. Die meisten dieser Gänge haben eine Mächtigkeit von 3—5 Meter, ihr Streichen wurde in mehreren Fällen zwischen O.—W. und NO.—SW. bestimmt. Charakteristisch für die Tuffe ist, dass sie stellenweise vollständig in Breccien und Conglomerate übergehen, die Bruchstücke sehr verschiedener Eruptivgesteine, darunter auch solche von Paisaniten enthalten. Der Paisanit des Paisano-Passes steht weiter thalaufwärts an und scheint auch

hier nach einer flüchtigen Besichtigung einen mächtigen Gang zu bilden, doch sind die Verhältnisse hier nicht so übersichtlich wie im Mosquez Cañon.

Weiter thalaufwärts in der Umgebung der Station Paisano wurden wieder als herrschende Gesteine Conglomerate und Breccien angetroffen. Charakteristisch für diese wie auch für die oben beschriebenen klastischen Gesteine ist das Fehlen sedimentären Gesteinsmaterials; soweit beobachtet werden konnte, tragen nur eruptive Gesteine zu ihrer Bildung bei. Sehr schön sind hier durch Eisenbahneinschnitte eine Reihe von Bostonitgängen mit theilweise vorzüglichen Salbanderscheinungen aufgeschlossen. Auch hier ist die Mächtigkeit stets nur eine geringe, sie wurde bei dem mächtigsten Gang zu circa 10 Meter gefunden.

Ein von Prof. v. Streeruwitz früher aufgefundenes Eläolithsyenitvorkommen aus dem Paisano-Pass konnte des kurzen Aufenthaltes wegen nicht aufgesucht werden. Der petrographischen Beschreibung liegt von ihm gesammeltes Material zu Grunde.

Endlich wurde von Alpine aus eine kurze Excursion nach dem Eläolithsyenitgebiet der Mt. Ord range ausgeführt. Dieses kleine Gebirge liegt südöstlich von Alpine und ist von den Apache-Bergen durch eine weite Ebene getrennt. Der grösste Theil der Mt. Ord-Berge zwischen Alpine und der Station Altuda wird von Kohlenkalk gebildet, dessen Bänke in nahezu ungestörter horizontaler Lagerung sich befinden. Ein Reihe typischer Kohlenkalkfossilien, wie *Fusulina cylindrica*, *Productus semireticulatus* verschiedener Rhychonellen etc. sind aus diesen Schichten beschrieben worden. Bei Altuda mündet ein ziemlich breites Thal, durch welches ein Pass in südsüdwestlicher Richtung über die Mt. Ord range führt. Dieser Pass ist ca. 8 Meilen lang und führt nach Angabe von Prof. v. Streeruwitz grösstentheils durch Eläolithsyenit und die mit ihm verwandten Gesteine. Ein sehr instructives Bild über die Lagerungsverhältnisse wurde von der Spitze eines der höchsten Berge südlich von einem etwa 3—4 Meilen von Altuda entfernten Weiher beobachtet. In nördlicher bis südwestlicher Richtung bilden die Eruptivgesteine eine kahle Berglandschaft, die an ihren Erosionsverhältnissen und ihrer Färbung leicht von der des Kohlenkalkes unterschieden werden kann. In etwa 5—6 Meilen Entfernung tauchen diese Eruptivberge unter einer hohen Wand von Kohlenkalk unter, der sich in einem flachen Gewölbe über die-

selben ausbreitet. In dem mittleren Theile dieses Gewölbes in ungefähr westlicher Richtung liegen die Schichten des Kohlenkalkes horizontal, während sie nach Norden sowohl als Süden allmählich in anticlinaler Richtung sich neigen, so dass das ganze Gewölbe einen sehr flachen Sattel darstellt, dessen nördlicher Flügel ein nördliches, dessen südlicher ein südliches Einfallen hat. Besonders auch ist die Parallelität der Kohlenbänke mit der Neigung der Auflagerungs- oder Grenzfläche der beiden Gesteine, des eruptiven und sedimentären, deutlich zu erkennen. Durch diese Verhältnisse tritt ein ausgesprochen lakkolithartiger Bau hervor. Leider mangelte es auch auf dieser Excursion an Zeit, um einerseits die Eruptivgesteine nach Osten weiter zu verfolgen, andererseits die für die Lakkolithenfrage so wichtigen Contactverhältnisse im Westen zu besichtigen. Es würde sich dabei hauptsächlich um die Frage nach dem Vorhandensein von Contactwirkungen im Kohlenkalk, um die Aussendung von Apophysen in den Kohlenkalk etc. handeln.

Eine wesentliche Bestätigung des lakkolithartigen Baues dieses eruptiven Massivs bilden die gesammelten Gesteine; dieselben stellen eine vollständige Uebergangsreihe von mittelkörnigem Eläolithsyenit durch porphyrische und vollständig phonolithartig aussehende Glieder bis zu einem für das blosse Auge gänzlich dichten Gestein dar. Bei der Besteigung des 150—200 Meter hohen kahlen Berges, der die oben beschriebene Aussicht bietet, wurden folgende Beobachtungen gemacht: Im allgemeinen bemerkt man eine nach oben zu abnehmende Korngrösse des Gesteins, die besonders in dem obersten Theil des Berges zu den später zu beschreibenden phonolithischen Grenzfacies des Eläolithsyenits führt. Der vollkommen dichte Gesteinstypus wurde etwas unter dem Gipfel des Berges auf dem NW-Abhange gesammelt, zugleich wurde an dieser Stelle noch eine Ueberlagerung durch eine kleine Partie eines mittelkörnigen Kalksteines beobachtet.

Meines Erachtens liegt hier ein typischer Lakkolith von Eläolithsyenit in Kohlenkalk vor, wodurch das jüngere Alter des ersteren dem letzteren gegenüber nachgewiesen ist.

Hoffentlich wird in nicht zu langer Zeit eine detaillirte Untersuchung dieser in geologischer Beziehung so interessanten Gegenden das hier Mitgetheilte ergänzen.

Petrographischer Theil.

Gesteine von der Mt. Ord range.

Von der Mt. Ord range liegt, wie schon in dem vorigen Theil bemerkt, eine vollständige Gesteinssuite vor, welche eine continuirliche Reihe von Uebergängen von Eläolithsyenit, einem typischen Tiefengestein, bis zu einer für das unbewaffnete Auge vollständig dichten Grenzfacies umfasst.

Makroskopische Verhältnisse.

Der normale Eläolithsyenit ist ein mittelkörniges grauweisses Gestein, bei dem nur sehr spärlich grössere Feldspatheinsprenglinge porphyrartig hervortreten. Der makroskopisch wie auch mikroskopisch weitaus überwiegende Gemengtheil, der Feldspath, bildet trübe, nach der a-Axe verlängerte Krystalle. Da mit dieser Ausbildung eine parallele Anordnung dieser Feldspathe nicht verbunden ist, erhält das Gestein durch die zwischen ihnen auftretenden eckigen Hohlräume eine ausgesprochen miarolitische Structur. Dunkle Gemengtheile sind reichlich vorhanden, doch lässt sich nur Glimmer, wenn auch spärlich, in schwarzen, zum Theil rothbraunen durchsichtigen Blättchen mit Sicherheit erkennen. Die reichlicheren Mineralien der Pyroxen- und Amphibolgruppe sind bei dem Mangel an krystallographischer Begrenzung makroskopisch nicht von einander zu trennen. Auch die Anwesenheit von Eläolith in Form trüber, schmutziggelber Körner und Krystalle lässt sich makroskopisch mehr vermuthen als bestimmen. Sehr kleine, stark glänzende honiggelbe Körnchen gehören, wie das Mikroskop zeigt, dem Lavenit an. Sie wurden erst mit der Lupe gefunden, nachdem mikroskopisch die reichliche Anwesenheit dieses Mineralen bestimmt war. Quarz fehlt dem Gesteine vollständig.

Auf diesen mittelkörnigen Eläolithsyenit folgt in der Reihe ein Gestein mit bedeutend feinerer Grundmasse und einer Anreicherung an Feldspatheinsprenglingen; man könnte es als porphyrartigen, feinkörnigen Eläolithsyenit bezeichnen. Der Eläolith tritt etwas reichlicher auf, allerdings auch hier stets vollständig umgewandelt.

Die zunächst folgenden Handstücke zeigen eine sehr feinkörnige, stellenweise für das blosse Auge nahezu dichte grauweisse Grundmasse, in der die dunklen Gemengtheile regellos vertheilt in Form kleiner dunkler Punkte zu erkennen sind. Feldspatheinsprenglinge treten ganz zurück, dagegen Eläolith und Sodalith in bis $\frac{1}{2}$ Centimeter Durchmesser zeigenden Krystallen und Körnern einsprenglingsartig hervor. Sie fallen besonders in's Auge, da sie stets von einem Kranz dunkler Gemengtheile eingefasst werden. Diese Handstücke haben ein bedeutend frischeres Aussehen, es sind auch die einzigen, in denen der rothbraune, fettglänzende Eläolith makroskopisch als solcher zu erkennen ist.

Hierauf folgen Handstücke, bei denen zunächst eine Aenderung in dem Auftreten der dunklen Gemengtheile stattfindet; diese treten nicht mehr in Form compacter Körner, sondern grösserer, dunkler, unregelmässiger Flecken auf. Wie das Mikroskop zeigt, ist dies die Folge davon, dass sie die Grundmasse in parallelstengeligen und lappigen Aggregaten durchwachsen, ein Auftreten, wie es bei den dunklen Gemengtheilen der später als Phonolithe (Apachite) zu beschreibenden Ergussgesteine allgemein ist und auch dem Riebeckit in den Paisaniten zukommt. Ueberhaupt erinnern diese Gesteine in ihrem ganzen Habitus und frischen Erhaltungszustand ausserordentlich an jene Phonolithe, man könnte sie als „phonolithische Facies des Eläolithsyenits“ bezeichnen. Durch die feinere und gleichmässiger Vertheilung der eisenreichen Gemengtheile erhalten die nun folgenden Gesteine eine gleichmässig blaugraue Färbung, aus der sich nur selten grössere Feldspathe oder Eläolithe einsprenglingsartig hervorheben.

Schliesslich liegen für das blosse Auge vollständig dichte, grüngraue Gesteine vor, welche makroskopisch einige Aehnlichkeit mit manchen Kalksilicathornfelsen besitzen. Mit der Lupe kann man sie noch als gemengte Gesteine erkennen, ohne indess einen ihrer Gemengtheile näher bestimmen zu können.

Mikroskopische Verhältnisse.

Unter dem Mikroskop lassen sich als primäre Gemengtheile des normalen Eläolithsyenits folgende Mineralien erkennen: Feldspath, Pyroxene, Amphibole, dunkler Glimmer, Eläolith, Lâvenit, Magnetit, Apatit, Zirkon und etwas Flusspath. Wie schon bei der

makroskopischen Beschreibung hervorgehoben wurde, sind die Feldspathe nach der *a*-Axe leistenförmig ausgebildet, während einzelne durch grössere Dimensionen und einen nach {010} tafelförmigen Habitus als Einsprenglinge hervortreten. Zwillingsbildungen sind nur spärlich und dann einfach nach dem Karlsbader Gesetz; polysynthetische Zwillingslamellirung, welche auf die Anwesenheit von Plagioklas in einheitlichen Krystallen schliessen liesse, fehlt vollständig. Dagegen sind ungemein verbreitet Verwachsungen des Orthoklases mit einem wahrscheinlich sauren Plagioklas; beide Mineralien durchdringen sich zum Theil vollständig in annähernd gleichen Mengenverhältnissen. In der Regel kann man beide schon im gewöhnlichen Licht unterscheiden: der Plagioklas pflegt heller und von frischerem Aussehen zu sein, während der Orthoklas durch zahllose winzige Körnchen und Fäserchen stark getrübt ist, wahrscheinlich eine Folge beginnender Zersetzung. Zwischen gekreuzten Nicols tritt der Plagioklas durch stärkere Doppelbrechung hervor. Während bei den Erguss- und Ganggesteinen der Apache Mts., die derartige Verwachsungen zeigen, der Plagioklas mehr oder minder feine Lamellen bildet, die in den meisten Fällen erst bei starken Vergrößerungen zu erkennen sind, zeigen die Feldspathdurchschnitte hier schon bei schwachen Vergrößerungen ein vollständig fleckiges und marmorirtes Aussehen. Theilweise erscheinen die eingewachsenen Plagioklaspartien in Form unregelmässiger, nach allen Richtungen gleichmässig ausgedehnter Flecken, die bei schwacher Vergrößerung schon polysynthetische Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetz erkennen lassen, oder sie bilden ziemlich breite, schnell auskeilende, spindelförmige Lamellen.

Sehr schön ist zu beobachten, wie diese Feldspathe in die miarolitischen Räume secundär weitergewachsen sind. Ihrer Hauptmasse nach pflegen diese Räume von Carbonaten ausgefüllt zu sein. In diese ragen die secundär gebildeten Feldspathe mit sehr scharfer krystallographischer Begrenzung und unterscheiden sich von dem normalen Feldspath des Gesteines durch ihre vollständig wasserklare Beschaffenheit. Die Grenzen gegen den letzteren sind recht scharfe. Nur selten setzen sich die mikroperthitischen Verwachsungen in diese Neubildungen fort, in den meisten Fällen bestehen die letzteren, wie ihre Uebereinstimmung in Doppelbrechung und Auslöschung mit dem Plagioklas beweist, ganz aus diesem.

Von Pyroxenen führt der Eläolithsyenit einen grünlichgrauen, sehr schwach pleochroitischen Augit, der nach seiner optischen Orientirung — es liegt zunächst c die Elasticitätsaxe c — und seiner bis 42° gemessenen Auslöschungsschiefe auf $\{010\}$ in die Diopsid-Malakolithreihe gehört. Randlich wird dieser Augit häufig umwachsen von schmalen Säumen stärker pleochroitischer, grüner Pyroxene, bei denen der c -Axe zunächst a liegt, und die nach ihrer Auslöschungsschiefe zum grösseren Theil dem Aegirin-Augit, zum kleineren dem Aegirin angehören. Die Grenzen aller drei sind nicht scharf, es findet ein allmählicher Uebergang statt, so dass zwischen gekreuzten Nicols in Schnitten aus der Prismenzone die Auslöschung mit der Annäherung an die Parallelstellung von den centralen nach den peripherischen Theilen wandert. Es trat also eine allmähliche Anreicherung des Aegirinmolecüles $Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12}$ in den Pyroxenen ein.

Im allgemeinen sind die Pyroxene unregelmässig begrenzt, seltener zeigen sie sich in der Prismenzone krystallographisch ausgebildet. Der Malakolith ist stellenweise vollständig erfüllt mit winzigen, schlauchförmigen Flüssigkeitseinschlüssen.

Die Hornblende steht den Pyroxenen etwas an Menge nach. Sie besitzt einen Pleochroismus von

a hell grünbraun
 b } dunkel braungrün
 c }

Absorption $c > b > a$.

Sie gehört wohl der sogenannten gemeinen Hornblende an.

Der Glimmer findet sich in vereinzelt grösseren, unregelmässig begrenzten Blättchen von recht charakteristischem Pleochroismus, die den Spaltrissen parallel schwingenden Strahlen sind strohgelb, die normal dazu schwingenden dunkel rothbraun. Auch Spaltblättchen zeigen deutliche Absorptionsunterschiede, der $\parallel \{010\}$ schwingende Strahl wird stärker absorbirt als der normal dazu schwingende. Der Axenwinkel ist sehr klein.

Verwachsungen der dunklen Gemengtheile Pyroxene, Hornblende und Glimmer sind häufig, doch sind dieselben gewöhnlich ganz regellos, so dass auf eine regelmässige Altersfolge derselben nicht mit Sicherheit geschlossen werden kann. Nur scheint der Malakolith älter als die Hornblende zu sein. Die Art der Verwachsung macht es wahrscheinlich, dass ein Theil der Hornblende trotz ihrer com-

pacen Beschaffenheit aus Pyroxen hervorgegangen ist, während der grössere Theil derselben sicher primär ist.

Der Eläolith, der sich nur in vereinzelt grösseren Durchschnitten findet, ist vollständig in schwach doppelbrechende, faserige Zeolithe übergegangen.

Der Låvenit erweist sich als ein constanter, accessorischer Gemengtheil, der keinem der untersuchten Präparate fehlt. Sein Auftreten ist ein recht verschiedenes. Sehr spärlich findet er sich verwachsen mit dunklen Gemengtheilen, besonders Pyroxenen, und bildet dann stets die äussersten, randlichen Theile. Ob die Art dieser Verwachsung eine regelmässige ist, wie dies bei seiner nahen Verwandtschaft mit dieser Gruppe von Mineralien in krystallographischer Beziehung zu erwarten ist, konnte nicht nachgewiesen werden. Dann bildet er entfernt von den dunklen Gemengtheilen zwischen dem Feldspath unregelmässig begrenzte, bisweilen stengelige Formen von stets nur geringen Dimensionen, oft erhält er dabei durch die umgebenden Feldspathe seine Begrenzung. In dieser Art des Vorkommens häuft er sich gerne local, so dass mehrere zuweilen bis 6 Durchschnitte zusammenliegen, die dann durch ihre gleiche optische Orientirung ihre Zusammengehörigkeit zu einem grösseren Individuum beweisen. Endlich kleidet der Låvenit miarolitische Räume aus und ist auch wohl in diesen mit Calcit verwachsen, so dass in diesem Fall an seiner secundären Bildung kein Zweifel ist. In den beiden zuerst besprochenen Fällen ist er entschieden jünger als die dunklen Gemengtheile.

Charakteristisch für den Låvenit sind seine starke Licht- und Doppelbrechung, die beide an Epidot erinnern, die Interferenzfarben gehen in dünnen Schliften in die dritte Ordnung. Der Pleochroismus ist

a und b schwach gelb, nahezu farblos.

c dunkel weingelb.

Schnitte, welche nahezu die Lage von {010} haben, geben eine Auslöschungsschiefe $a : c = 16-18^\circ$. Die Spaltbarkeit nach {100} ist durch recht raue Risse erkennbar. Zwillingsbildungen nach {100} finden sich nicht selten.

Mit dem reichlichen Auftreten des an $Zr O_2$ reichen Låvenits scheint Armuth an Zirkon verbunden zu sein, wenigstens wurde dieses Mineral, das sonst in Eläolithsyeniten so reichlich vorhanden

zu sein pflegt und dies z. B. auch in den Syeniten der Sawtooth Mts. ist, hier nur in ganz vereinzelt kleinen Körnchen beobachtet.

Die opaken Erze zeigen im reflectirten Licht eine dunkel stahlblaue Farbe und sind wohl dem Magneteisen zuzurechnen.

Der hier nur sehr spärliche Fluorit tritt etwas reichlicher in der als „feinkörniger, porphyrartiger Eläolithsyenit“ bezeichneten Gesteinsvarietät auf und soll erst später beschrieben werden.

Der feinkörnige, porphyrartige Eläolithsyenit unterscheidet sich von dem normalen Syenit makroskopisch durch reichlichere Einsprenglinge von Feldspath und ein bedeutend feineres Korn, ausserdem ist der Mineralbestand nahezu der nämliche. Die geringen Unterschiede sind kurz folgende: Glimmer tritt viel stärker zurück, dagegen Eläolith und Sodalith mehr in den Vordergrund. Ebenso ist Aegirin und Aegirinaugit auf Kosten des Malakolithes angereichert. Die Feldspathe der Grundmasse werden schmaler und länger leistenförmig und zeigen mehr die Tendenz zu regelmässiger Anordnung, die sich theils in fluidaler Parallelstellung, theils fleckenweise in einer radialen Anordnung ausspricht. Die miarolitische Structur tritt dadurch mehr zurück.

In diesem Gestein findet sich nun reichlicher der oben erwähnte Fluorit. Stets in den grösseren Feldspatheinsprenglingen eingewachsen, wird das Mineral farblos oder mit einer schwach himbeerrothen Farbe durchsichtig, einer Farbe, wie sie etwa der der aufgewachsenen Fluorite vom St. Gotthardt entspricht. Meistens in Form stark zugerundeter Körner, zeigt es zuweilen quadratische oder rhombische Durchschnitte, deren Dimensionen stets sehr gering sind. Vereinzelt wurden auch Kryställchen gefunden, welche als solche im Schlicke liegen und deutliche Oktaëderform zeigen. Die Durchschnitte zeigen trotz ihrer Kleinheit nicht selten scharfe Spaltrisse, die bei regelmässiger Umgrenzung dieser parallel laufen. Die Lichtbrechung ist sehr schwach, so dass bei rundlichen Contouren Aehnlichkeit mit Glaseinschlüssen besteht. Das Mineral verhält sich stets vollständig isotrop und zeigt nie Spuren irgendwelcher Umwandlungserscheinungen. Gelegentlich wurden winzige Flüssigkeitseinschlüsse in ihm beobachtet.

Nach den beschriebenen Eigenschaften muss das Mineral mit Fluorit identificirt werden, einer chemischen oder mechanischen Isolation stehen die ausserordentlich geringen Dimensionen desselben

im Wege, es ist nur mit sehr starken Vergrößerungen zu beobachten. An der primären Natur dieses Fluorites, der in vollständig frischem Feldspath eingewachsen ist, kann kaum gezweifelt werden. In den meisten Fällen, in welchen Fluorit in Eruptivgesteinen nachgewiesen ist, so in Graniten, Eläolithsyeniten etc., häuft er sich local in Form unregelmässig begrenzter Körner von violetter Farbe und verdankt dann wohl grösstentheils pneumatolytischen Vorgängen seine Entstehung. Nur in dem als Rapakiwi bezeichneten Granit kommt er nach v. Ungern-Sternberg¹⁾ auch in Form winziger Hexaëder als Einschluss in anderen Gemengtheilen vor. Eigenthümlich in den Syeniten des Mt. Ord ist seine Oktaëderform und seine röthliche Färbung.

Die Veränderungen, welche die in der Gesteinsserie nun folgenden, die phonolithische Facies des Eläolithsyenites repräsentirenden Gesteine den beschriebenen gegenüber zeigen, sind theils mineralogische, theils structurelle und lassen sich kurz in Folgendem zusammenfassen:

1. Der Glimmer verschwindet vollständig. Schon in dem feinkörnigen Eläolithsyenit ist er sehr spärlich, die phonolithischen Faciesgesteine enthalten ihn gar nicht mehr.

2. Der Malakolith und die gemeine Hornblende, welche für den Syenit charakteristisch waren, werden ganz verdrängt durch Aegirinaugit, Aegirin und Arvfedsonit.

Der Arvfedsonit zeigt kräftigen Pleochroismus, es ist

a und b tief blaugrün, nahezu gleich

c hell gelbgrün.

Absorption $a \gg b > c$.

Bei Anwendung eines Gypsblättchens findet man der c-Axe zunächst die Elasticitätsaxe a.

Alle Schnitte, welche annähernd {010} parallel liegen, zeigen eine sehr starke Dispersion der Elasticitätsaxen, so dass beim Drehen des Präparates zwischen gekreuzten Nicols nie Dunkelheit eintritt, sondern nur ein Wechsel der Polarisationsfarbe von dunkelgrasgrün zu dunkelkaffeebraun.

Zugleich mit dieser mineralogischen Aenderung in der Natur der dunklen Gemengtheile tritt eine solche auf in Bezug auf deren

¹⁾ v. Ungern-Sternberg, Untersuchungen über den finländischen Rapakiwi-Granit. Leipzig 1882.

Ausbildung. Nur selten findet sich der Aegirin in rundum ausgebildeten Krystallen oder grösseren compacten Körnern, er ist dann gewöhnlich mit Arvedsonit in der Weise verwachsen, dass er die randlichen, letzterer die centralen Partien bildet; beide Mineralien haben die Prismenzone und $\{010\}$ gemeinsam. Das Wachsthum beider Mineralien war ein sehr lückenhaftes, besonders das Aussehen des Aegirins ist oft ein förmlich siebartiges durch reichliche Einschlüsse von Feldspathkörnern. Die weitaus verbreitetere Ausbildung ist in parallel stengeligen und lappigen Aggregaten, wie sie auch in den Apachiten (Phonolithen) der Apache Mts. so ausserordentlich häufig ist und in der Fig. 1 dargestellt wurde. Sie bilden dann in der Grundmasse grössere Flecken, welche aus roh prismatisch begrenzten oder lappigen, unter einander nicht zusammenhängenden Partien bestehen, die alle eine gemeinsame Orientirung zeigen und sich dadurch als Skelettheile eines grösseren Individuums zu erkennen geben. Nicht selten ist die Form dieser einzelnen Theile durch die der angrenzenden Feldspathleisten gegeben, so dass die Krystallisationsperiode dieser Bisilicate eine relativ sehr junge, jedenfalls eine über die der Feldspathe der Grundmasse übergreifende war.

Ausser diesen Gliedern der Pyroxen- und Amphibolgruppe tritt sehr reichlich ein Mineral auf, das in den Phonolithen der Apache Mts. ebenfalls eine ausserordentliche Verbreitung besitzt und entweder mit Ainigmatit identisch ist oder diesem doch sehr nahe steht. Die sehr tiefe Färbung des Minerals — es wird nur in sehr dünnen Schliften durchsichtig —, seine Ausbildung in denselben Wachstumsformen, wie sie oben beschrieben wurden, erschweren eine Bestimmung seiner Eigenschaften sehr. Am besten, zum Theil mit krystallographischer Begrenzung, ist es in den Phonolithen des Limpia Creek ausgebildet, daher die hier mitgetheilten Beobachtungen sich im wesentlichen auf dieses Vorkommen beziehen.

Im auffallenden Licht hat das Mineral einen blauschwarzen metallischen Glanz ähnlich wie Magnetit; es wird mit brauner, respective rothbrauner Farbe durchsichtig. Querschnitte zeigen sechsseitigen oder häufiger noch achtseitigen Umriss, der durch die Formen $\{100\}$ $\{110\}$ $\{1\bar{1}0\}$ und $\{010\}$ bei asymmetrischer Deutung gegeben ist. Die einzelnen Flächenpaare sind sehr verschieden entwickelt; wird der stumpfe Prismenwinkel wie bei der Hornblendeaufstellung nach vorne gekehrt, so sind einzelne Querschnitte dick tafelförmig

nach {100}, in anderen Fällen tritt eine starke Verzerrung dadurch ein, dass eine Prismenfläche sehr stark entwickelt ist und die anderen Formen dagegen zurücktreten. {010} ist gewöhnlich nur schmal. Der Prismenwinkel (110):(1 $\bar{1}$ 0) wurde an einer Reihe von Querschnitten zu ca. 108—111° gemessen, er scheint also nicht unbedeutend kleiner als der der Hornblenden zu sein und nähert sich mehr dem des Ainigmatit (110):(1 $\bar{1}$ 0) = 114°. Infolge der starken Absorption, die das Mineral hat, zeigt es zwischen gekreuzten Nicols eine dunkelbraune Farbe, und die Einstellung auf Dunkel ist eine sehr unpräcise. Die Auslöschung ist bei Querschnitten jedenfalls sehr annähernd den Pinakoiden parallel. Die Ebene der optischen Axen liegt im stumpfen Prismenwinkel wie bei Hornblende und Ainigmatit. Auf Längsschnitten wurden Auslöschungsschiefen bis 40° gemessen, der c-Axe liegt c an, wie man sich durch Anwendung eines Gypsblättchens überzeugen kann. Die Doppelbrechung ist nicht stark. Der Pleochroismus ist:

a braun.

b und c dunkelrothbraun-carmin.

Absorption $c > b > a$.

Zwillingsbildungen wurden nicht beobachtet. Bei den kleinen Dimensionen, in denen das Mineral meistens auftritt, ist Spaltbarkeit nicht zu beobachten, nur in einem Gestein vom Mt. Ord, wo es etwas grössere Körner bildet, lassen sich Spaltrisse nach den Prismen erkennen.

Wie der Arvfedsonit bildet dieses Mineral Aggregate, welche die Grundmasse putzenweise durchwachsen, wie sie Fig. 6 aus dem Phonolith des Limpia Creek zeigt. Die einzelnen, diese Aggregate zusammensetzenden Elemente sind alle gleich orientirt; sie sind selten krystallographisch begrenzt, haben in der Regel lappige Formen oder empfangen von den anliegenden Feldspathen ihre Umrandung. Selbst die einzelnen kleinen Fetzen sind zum Theil wieder lückenhaft gewachsen und siebartig durchlöchert.

Das Mineral geht bei Zersetzung in eine schmutzig gelblich-graue, aus kleinen Körnchen und Fäserchen bestehende Masse über, die im reflectirten Licht ein erdiges Aussehen besitzt, sich isotrop verhält und etwas an Mikrofelsit erinnert. Häufig scheidet sich dabei Eisenoxyd aus, ein Beweis, dass das Muttermineral eisenreich ist.

Nach allen diesen Eigenschaften hat das Mineral mit Ainigmatit grosse Aehnlichkeit und soll in Folgendem der Kürze halber

so bezeichnet werden. Eine Identification mit dem letzteren ist wohl nur durch eine Analyse des isolirten Materiales möglich. Dieser Isolation stehen eine Reihe von Schwierigkeiten gegenüber, die geringen Dimensionen der einzelnen Lappen, die reichliche Anwesenheit von Pyroxen und Amphibolmineralien und endlich die tiefe Färbung, welche es bei der Isolation mit Erzen verwechseln lässt und keine Prüfung seiner Reinheit gestattet. Auf der anderen Seite lässt sich ohne orientirte Schlitze nicht einmal mit Sicherheit bestimmen, ob das Mineral dem mono- oder asymmetrischen System angehört.

Die Verbreitung des Ainigmatit in den eruptiven Gesteinen der Apache Mts. und der Mt. Ord range ist eine sehr weite. In dem normalen Eläolithsyenit des Mt. Ord wurde es nicht beobachtet, dagegen tritt es vereinzelt in der als „feinkörniger Eläolithsyenit“ bezeichneten Gesteinsvarietät auf. In den feinkörnigen und dichten phonolithischen Varietäten von da ist es allgemein verbreitet. Sehr reichlich ist es ferner in den nephelinführenden Ergussgesteinen der Apache Mts., es verdrängt hier zum Theil die Hornblende ganz und bildet mit Pyroxenen zusammen die einzigen dunklen Gemengtheile. Nur sehr spärlich findet es sich in einigen Paisanitpräparaten, den Tinguaiten dagegen ist es vollständig fremd.

Auch sonst scheint dieses Mineral eine weitere Verbreitung in natronreichen Alkaligesteinen zu besitzen. Nach freundlicher mündlicher Mittheilung ist es dasselbe braune Mineral, welches Mügge¹⁾ aus den Phonolithen nahestehenden Trachyten der Insel Terceira beschrieb. Es wird hier nach Mügge häufig von grüner und blaugrüner Hornblende umwachsen, so dass letztere wahrscheinlich ein Umwandlungsproduct dieses Ainigmatit ist. In den Gesteinen des Mt. Ord und der Apache Mts. ist dies sicher nicht der Fall. Arvedsonit und Ainigmatit liegen hier vollständig frisch nebeneinander, Verwachsungen beider wurden überhaupt nicht constatirt. Ebenso fand Mügge²⁾ das Mineral wieder in Lipariten und Trachyten des Massai-Landes. Nach der Beschreibung wäre man versucht, auch das von Rosiwal³⁾ aus phonolithischen Gesteinen der Umgebung des

¹⁾ Mügge, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. Neues Jahrb. f. Min., 1883, II.

²⁾ Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Neues Jahrb. f. Min., B. B. IV, 1886.

³⁾ Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. Denkschr. d. math.-naturw. Classe der kais. Akad. d. Wissensch. Wien 1891.

Kenia (Ostafrika) als Akmit beschriebene Mineral mit ihm für identisch zu halten.

3. Was die Veränderungen anbetrifft, welche die farblosen Gemengtheile: Feldspath, Nephelin und Sodalith, in den phonolithischen Faciesgesteinen erleiden, so ist zu bemerken, dass diese Mineralien sämmtlich hier viel frischer als in dem Eläolithsyenit sind; der Feldspath hat ganz den Habitus des Sanidins angenommen, ebenso ist der Nephelin in der Regel unter dem Mikroskope wasserhell und frisch. Die Feldspathe bilden schmale, scharf begrenzte Leisten und verleihen durch ihre fluidale Anordnung dem Gesteine eine trachytische Structur. Die Verwachsungen mit Albit sind auch hier ganz allgemein verbreitet und bedeutend regelmässiger als im Eläolithsyenit. Der Albit bildet Lamellen und Bänder von recht verschiedener Dicke, aber gewöhnlich scharfer Begrenzung; sie stehen mit ihrer Längsrichtung normal zu der der Sanidinleisten, so dass die Verwachsung jedenfalls nach einer Fläche aus der Orthodomenzone stattfindet. Manchmal zählt man in einer Sanidinleiste 15—20 solche Querbänder von Albit. Fig. 7, welche diese Verwachsungen aus einem Phonolith (Apachit) des Limpia Creek zeigt, könnte sich eben so gut auf eines der hiehergehörigen Gesteine beziehen.

Sodalith, welcher in dem Eläolithsyenit der fortgeschrittenen Umwandlung wegen nicht mit Sicherheit constatirt werden konnte, tritt hier nicht selten in grösseren, meist unregelmässig begrenzten Körnern auf und zeigt zuweilen recht deutliche Spaltbarkeit nach {110}. Ausser gelegentlichen Flüssigkeitseinschlüssen mit beweglicher Libelle ist er nahezu frei von Einschlüssen.

Nephelin und Sodalith nehmen im allgemeinen in der phonolithischen Randfacies des Eläolithsyenits an Menge etwas zu, treten dagegen in der später zu beschreibenden ganz dichten Gesteinsvarietät wieder mehr zurück.

4. Ferner ist das Auftreten einiger seltener Mineralien in der phonolithischen Facies zu erwähnen, welche in dem Eläolithsyenit nicht beobachtet wurden. Eines derselben, das stellenweise recht reichlich vorhanden ist, gehört seinen krystallographischen und optischen Eigenschaften nach in die Eudyalit-Eukolit-Gruppe. Nur relativ selten tritt es in Krystallform auf. Die Durchschnitte werden im wesentlichen begrenzt durch zwei aufeinander senkrecht stehende Flächenpaare, die wohl {0001} und einem Prisma ent-

sprechen; die Ecken der so gebildeten Rechtecke werden abgestumpft, und zwar zwei Paar anliegende gleichwertig und verschieden von den beiden übrigen. Der dadurch scheinbar hemimorphe Charakter der Durchschnitte ist durch die rhomboëdrische Ausbildung des Mineralen bedingt. Spaltrisse parallel einem der grösseren Flächenpaare entsprechen der Spaltbarkeit nach $\{0001\}$ des Eudyalit.

Ausser in Krystallen findet sich das Mineral in Körnern, die gewöhnlich isodiametrale rundliche Formen zeigen ähnlich wie Granat. Wenn die Dimensionen stark sinken, werden seine Umrisse auch unregelmässig eckig oder lappig, seine Durchschnitte zeigen dann ebenfalls das lückenhafte Wachsthum wie die dunklen Gemengtheile. Selten findet man das Mineral in schmalen Zwickeln zwischen die Feldspathe eingekeilt und durch diese seine Umgrenzung bedingt.

Die Farbe in dünnen Schliften ist ein helles Gelbgrau mit schwachen, aber deutlichen Absorptionsunterschieden, der stärker absorbirte Strahl hat einen Stich in's Bräunliche. Die Doppelbrechung des Minerals ist sehr schwach, viele der Körner verhalten sich vollständig isotrop, die übrigen zeigen Graublau erster Ordnung zwischen gekreuzten Nicols, ihre Interferenzfarbe erinnert an die des Meliliths. Dabei ist die Doppelbrechung in der Regel in einem Durchschnitte nicht gleichmässig, sondern in den peripherischen Theilen stärker, in den centralen schwächer. Die Lichtbrechung und infolge dessen das Relief ist bedeutend höher als das der farblosen Gemengtheile und erinnert an das des Apatit. Soweit die wenigen gut begrenzten Durchschnitte einen Schluss erlauben, ist das Mineral optisch negativ und die Absorption $o > e$.

Alle die erwähnten Eigenschaften sprechen dafür, dass das Mineral der Eudyalit-Eukolit-Reihe angehört und dem Charakter seiner Doppelbrechung nach dem Eukolit nahe steht. Ein Vergleich mit dem Eudyalit in dem Eläolithsyenit von Kangerdluarsuk und mit den von Ramsay¹⁾ beschriebenen eudyalitreichen Gesteinen von Lujavr Urt ergaben eine grosse Uebereinstimmung, besonders auch mit den letzteren in Bezug auf die Art des Auftretens.

Låvenit wurde merkwürdigerweise in keinem dieser phonolithischen Grenzgesteine gefunden, dagegen ganz vereinzelt ein Mineral, das wahrscheinlich mit Rosenbuschit zu identificiren ist. Es

¹⁾ Ramsay, Petrogr. Beschreibung der Gesteine von Lujavr Urt, Fennia, 3, 1890.

bildet farblose Nadeln, die ungefähr die Lichtbrechung des Apatit, aber eine mehr faserige Beschaffenheit als dieser zeigen. Die Doppelbrechung ist stark, die Interferenzfarben gehen bis in die zweite Ordnung. Die Nadeln löschen stets parallel aus, mit ihrer Längsrichtung fällt die Axe der grössten Elasticität a zusammen. Eine Verwechslung mit Zeolithen ist wohl der hohen Lichtbrechung wegen ausgeschlossen.

Als Seltenheit wurde ferner in einem der Präparate ein grosser, gut sechseckig begrenzter Olivin durchschnitten gefunden. Wie alle alten Gemengtheile ist er von einem Kranz von Aegirin und Arvfedsonit umgeben. Die Ausscheidung von Eisenoxyd auf seinen Sprüngen deutet auf einen eisenreichen Olivin.

Während die Structur dieser als „phonolithische Grenzvarietät des Eläolithsyenits“ bezeichneten Gesteine im wesentlichen bedingt ist durch die Leistenform der Feldspathe, ihre fluidale Anordnung und das eigenthümliche skeletartige Wachsthum der dunklen Gemengtheile, zeigt die ganz dichte Grenzvarietät ein davon recht verschiedenes Structurbild. Der Feldspath bildet sehr kleine unregelmässig begrenzte oder zugerundete Körner, die zum Theil trotz ihrer geringen Dimensionen mikropertithische Verwachsungen noch recht gut erkennen lassen. Von eisenreichen Gemengtheilen finden sich noch reichlich Aegirin, spärlicher Arvfedsonit und Ainigmatit. Die skeletartigen Wachstumsformen dieser Mineralien sind verschwunden, sie bilden rundliche Körner oder kurze Säulchen ohne scharf krystallographische Begrenzung. Verwachsungen von Aegirin und Arvfedsonit sind sehr spärlich, auch hier bildet der erstere die peripherischen, der letztere die centralen Theile. Das dem Eukolit nahe stehende Mineral findet sich noch recht reichlich in kleinen rundlichen Körnern. Auch der Nephelin bildet Körner, seltener kleine Krystalle und zeichnet sich dem trüben Feldspath gegenüber durch seine klare Beschaffenheit aus. Bei der fast durchgehends isodiametralen Form der Gemengtheile ist natürlich auch jede Spur einer fluidalen Anordnung verschwunden, die Structur ist eine aplitische geworden.

Aegirin-Syenit vom Mosquez Cañon.

Das vorliegende Handstück wurde von v. Streeruwitz gesammelt. Es ist ein feinkörniges Gestein von gleichmässigem Korn mit ausgezeichnet miarolitischer Structur, dessen mineralogischer

Aufbau ein sehr einfacher ist; seine Gemengtheile sind Feldspath, Aegirin, Aegirinaugit, Apatit, Eisenerze und relativ reichlich Zirkon. Weder Eläolith, noch Quarz konnte in mehreren Präparaten nachgewiesen werden.

Der trübe grauweiße Orthoklas zeigt grösstentheils einen nach der a -Axe etwas verlängerten Habitus, zum Theil auch eine nach (010) dick tafelförmige Ausbildung. Durch die regellose Anordnung dieser Feldspathe wird die für das Gestein charakteristische miarolitische Structur hervorgebracht. Unter dem Mikroskop zeigt der Orthoklas ganz allgemein Verwachsungen mit Plagioklas, dagegen fehlt der letztere in selbständigen Individuen vollständig.

Aegirin mit dem gewöhnlichen Pleochroismus und Aegirinaugit bilden unregelmässig begrenzte Fetzen und Körner. Beide unterscheiden sich im polarisirten Licht durch die schwächere Doppelbrechung und grössere Auslöschungsschiefe des letzteren; bei beiden liegt der c -Axe zunächst die Elasticitätsaxe a .

Glieder der Amphibol- und Glimmer-Reihe fehlen.

Syenit von den Sawtooth Mts. und dessen Randgesteine.

Wie schon in der Einleitung erwähnt, bildet der Syenit der Sawtooth Mts. eine stockförmige Masse mit ausgezeichnet peripherischer Randfacies, die zu vollständig dichten porphyrischen Gesteinen führt.

Der gleichmässig körnige Syenit ist ein hellgraues bis gelblichgraues mittelkörniges Gestein, das wesentlich aus trübem grauem oder durch Infiltration von Eisenhydroxyd gelblich gefärbtem Feldspath besteht; durch die nach der a -Axe gestreckte kurzsäulenförmige Ausbildung dieses Hauptgemengtheils und seine vollständige regellose Anordnung erhält das Gestein eine typisch miarolitische Structur. Dunkle Gemengtheile sind relativ reichlich vorhanden, lassen sich aber bei ihren geringen Dimensionen und mangelnder krystallographischer Begrenzung makroskopisch nicht näher bestimmen. Vereinzelt beobachtet man mit der Lupe Glimmerblättchen; dieselben sind nicht mehr frisch und zeigen einen schwachen violett-bräunlichen Glanz. Quarz ist nur sehr spärlich vorhanden und seiner ganzen unregelmässigen Vertheilung nach ein secundäres Ausfüllungsproduct miarolitischer Hohlräume, den meisten mikroskopischen Präparaten fehlt er vollständig. Erst bei den randlichen feinkörnig porphyrischen Gesteinen tritt er als primärer Gemengtheil, aber stets nur in geringer

Menge in der Grundmasse auf. Der Syenit gleicht zum Verwechseln manchen Nordmarkit-Varietäten Südnorwegens.

Unter dem Mikroskop erkennt man, dass ausser Feldspath und Glimmer sowohl Mineralien der Pyroxen- als Amphibolgruppe zugegen sind, ausserdem die gewöhnlichen accessorischen Gemengtheile Zirkon, etwas Titanit, Erze und sehr reichlich Apatit.

Im Dünnschliff zeigt der Orthoklas weit weniger gute, regelmässige Begrenzung, als nach dem makroskopischen Aussehen zu erwarten ist, vielmehr greifen die roh rechteckigen Durchschnitte mit unregelmässig zackigen Rändern in einander. Die bei Gelegenheit des Eläolithsyenits vom Mt. Ord beschriebenen Verwachsungen von trübem Orthoklas mit klarerem und stärker doppelbrechendem Plagioklas sind auch hier allgemein verbreitet. Zuweilen enthält ein grösserer Orthoklasdurchschnitt einen mit ihm gleich orientirten grösseren Plagioklaskern mit polysynthetischer Zwillingsstreifung. Sehr schön sind secundäre Fortwachsungen des Feldspathes in die miarolitischen Hohlräume zu beobachten; der neu gebildete Feldspath ist vollständig wasserklar, krystallographisch scharf begrenzt und stimmt seiner optischen Orientirung nach mit dem stärker doppelbrechenden Plagioklas überein.

Von Pyroxenen ist ein unter dem Mikroskop hellgrau durchsichtiger Malakolith ohne merklichen Pleochroismus in Form unregelmässiger Körner oder in der Prismenzone krystallographisch begrenzter dicker Säulen vorhanden; seine Auslöschungsschiefe $c:c$ wurde zu circa 40° gemessen. Zum Theil ist er reich an farblosen Glaseinschlüssen. Randlich ist dieser Malakolith nicht selten verwachsen mit Aegirinaugit, der die gewöhnlichen schon erwähnten Eigenschaften besitzt.

Die Hornblende, welche den Pyroxenen an Menge nahezu gleichkommt, ist charakterisirt durch helle Färbung und für ein Mineral der Amphibolgruppe auffallend geringen Pleochroismus und schwache Absorption. Es ist der Strahl

- || a hell gelbbraun,
- || b etwas dunkler rothbraun,
- || c grünbraun.

Die Absorption ist $b > c > a$. Mit dieser schwachen Absorption ist verbunden eine bedeutende Auslöschungsschiefe, $c:c$ circa 25° und eine im allgemeinen sehr schwache Doppelbrechung. Die Färbung

ist in vielen Schnitten sehr ungleich, es wechseln intensiver gefärbte, stärker pleochroitische und schwächer gefärbte Theile in unregelmässiger Abgrenzung.

In ihren optischen Eigenschaften erinnert diese Hornblende sehr an diejenige, welche der Amphibolpikrit des Schriesheimer Thales führt und welche früher für Diallag gehalten wurde. Sowohl die Hornblende als gelegentlich der Malakolith sind von winzigen opaken Körnchen völlig durchstäubt, wie dies in basischen Tiefengesteinen, besonders Gabbros, häufig der Fall ist.

Malakolith und Hornblende sind häufig regelmässig mit einander verwachsen, und zwar bildet die letztere stets die randlichen Partien, vielleicht ist auch ein Theil von ihr paramorph nach ersterem; indessen lassen regelmässig begrenzte Hornblendequerschnitte keinen Zweifel an der grösstentheils primären Natur des Mineralen.

Das Auftreten des stets sehr spärlichen Glimmers in dem Syenit und den mit ihm verbundenen Randgesteinen ist ein eigenes. Grösseren isolirten Blättchen begegnet man recht selten, sie besitzen einen Pleochroismus, der zwischen sehr hellgelb, fast farblos, und rothbraun schwankt. Häufiger dagegen finden sich dunkle Putzen, die aus einer Verwachsung kleiner Glimmerfetzen mit opaken Erzkörnern bestehen, zu denen sich zuweilen noch serpentinarartige Zersetzungsproducte gesellen und welche aller Wahrscheinlichkeit nach Pseudomorphosen nach Olivin sind. Dieselben werden später bei den Rhombenporphyren noch erwähnt werden.

Erwähnt wurde schon, dass der Syenit der Sawtooth Mts. reich an Apatit und Zirkon ist. Die opaken Erze scheinen, wofür ihre stellenweise Umrandung durch Leukoxen spricht, dem Titaneisen anzugehören.

Dieser gleichmässige körnige Syenit bildet, soweit aus den gemachten Excursionen und der Verbreitung der Blöcke sich schliessen lässt, nur einen geringen Theil des Syenitstockes, der weitans bedeutendere zeigt durch grössere Feldspatheinsprenglinge einen porphyrischen Charakter. Am verbreitetsten sind Gesteine, deren Hauptmasse dasselbe Korn und dieselbe Structur wie die oben beschriebene Varietät besitzen, dabei aber mehrere Centimeter grosse Feldspatheinsprenglinge führen. Von ihnen aus vollziehen sich durch Feinerwerden des Kornes Uebergänge bis zu Gesteinen, die für das unbewaffnete Auge eine vollständig dichte violettgraue Grundmasse

besitzen, wie sie am Contact mit der in der Einleitung erwähnten Kalkscholle östlich Hartwig's Ranch anstehen.

In allen diesen porphyrtartigen und porphyrischen Gesteinsvarietäten fallen die Feldspatheinsprenglinge den Feldspathen der Grundmasse gegenüber durch ihre dunkel perlgraue Farbe und ihre weitaus frischere Beschaffenheit auf. Ausserdem zeigen sie sehr häufig die spitz-rhombischen und linsenförmigen Durchschnitte, die so charakteristisch sind für die Rhombenporphyre Süd-Norwegens. Diese Rhombenporphyre Norwegens treten ausser in Form von Gängen und Decken nach Brögger auch als Grenzfacies, der als Laurvikite bezeichneten Augitsyenite auf.

Die Grösse der Rhombenfeldspathe in den Gesteinen der Sawtooth Mts. schwankt zwischen 1 und 3 Centimeter Durchmesser. Bei näherer Betrachtung mit der Lupe findet man, dass sie sehr häufig umwachsen sind von einer schmalen Zone gleich orientirten Feldspathes, der ganz die trübe Beschaffenheit des normalen Gesteinsfeldspathes besitzt. Die Grenze beider ist scharf und wird häufig markirt durch dunkle Körner, die, wie das Mikroskop zeigt, Augit sind (siehe Fig. 2). Nach aussen ist diese äussere Feldspathzone unregelmässig begrenzt und greift zackenförmig in die normale Gesteinsmasse ein. Infolge dieser eigenthümlichen Verwachsung ist es schwierig, die Rhombenfeldspathe mit Erhaltung ihrer Form aus dem Gestein auszulösen. In anderen Fällen sind die Rhombenfeldspathe besser krystallographisch begrenzt und frei von der beschriebenen Umwachsung; sie wittern dann leicht aus dem Gestein aus und auf ihrer Untersuchung beruhen wesentlich die folgenden Angaben über Form und optisches Verhalten.

Der Habitus der Rhombenfeldspathe ist bedingt durch das Vorherrschen der Prismenflächen und der Basis; das Brachypinakoid (010) fehlt selten, ist aber gewöhnlich viel schmaler ausgebildet als die Prismen; terminal tritt neben (001) noch $(\bar{2}01)$ zuweilen schmal auf. Die Oberfläche der kurz prismatischen Krystalle ist zu rauh, um irgend welche goniometrische Messungen zu gestatten. Der Winkel (001):(010) wurde an einem sehr guten Spaltstück zu $89^{\circ} 55'$ gemessen, es ist indessen infolge der ausserordentlich feinen, nur unter dem Mikroskop hervortretenden Zwillingsbildungen kein grosser Wert auf diesen Winkel zu legen, da, wie auch Förstner bei der Untersuchung der Feldspathe von Pantelleria nachwies, durch

diese Zwillingbildungen Scheinflächen mit guten Reflexen entstehen können. Die Winkel dieser Scheinflächen ergeben dann monosymmetrische Symmetrie, während die wirklichen Winkel (001):(010) der einzelnen Lamellen bedeutend von 90° abweichen können.

Zwillinge nach dem Carlsbader Gesetz sind makroskopisch häufig zu beobachten; die Verwachsungsfläche ist in der Regel keine Ebene, fällt aber im grossen nahezu mit (100) zusammen, ein Verhältniss, wie es bei den Rhombenfeldspäthen Süd-Norwegens gewöhnlich ist. Dagegen ist makroskopisch keine Spur einer polysynthetischen Zwillingbildung zu erkennen. Orientirte Schiffe, welche mit Erhaltung der äusseren Form angefertigt wurden, zeigen folgende Verhältnisse:

Präparate || (001) erwiesen sich der Hauptmasse nach wasserklar durchsichtig und nahezu frei von Zwillinglamellen; nur in peripherischen Partien zeigt sich eine ausserordentlich feine Zwillingstreifung, deren Lamellen den Spaltrissen nach (010) parallel laufen. Diese Lamellen treten am besten hervor, wenn das Präparat sich nahe seiner Dunkelstellung befindet, sind dagegen unter 45° Stellung überhaupt nicht sichtbar. Die Auslöschung ist nur sehr wenig schief, eine genaue Bestimmung ist der Feinheit der Lamellen wegen nicht auszuführen. Die lamellenfreien Stellen löschen anscheinend genau parallel aus. Mit der Hauptmasse dieses Rhombenfeldspathes sind einzelne unregelmässig begrenzte trübere und etwas stärker, doppelbrechende Partien eines anderen Feldspathes verwachsen, welcher Zwillingstreifung und eine sehr geringe Auslöschungsschiefe von circa 1° zeigt. Es ist dieser Feldspath, wie die Combination der Auslöschungsschiefe auf (001) und (010) ergibt, ein Oligoklas.

Präparate parallel (010) zeigen beide Feldspathe ohne Zwillingstreifung in unregelmässigen Partien durcheinandergewachsen. Der Rhombenfeldspath ergibt eine Auslöschungsschiefe von $1\frac{1}{2}$ — 3° , der Oligoklas von 3 — $4\frac{1}{2}^\circ$.

Am charakteristischsten für den Rhombenfeldspath sind Schiffe, welche normal zu (001) und (010) angefertigt wurden, sie werden in ihrer ganzen Ausdehnung durchsetzt von ausserordentlich feinen Zwillinglamellen, die die Lage von Lamellen nach dem Albitgesetz haben. Nebenbei ist fleckenweise eine zweite, ebenfalls ausserordentlich feine Lamellirung zu erkennen, die die erste senkrecht kreuzt. Die Auslöschungsschiefe ist keine constante, aber immer recht be-

trächtlich, sie wurde an einer Reihe verschiedener Stellen zu 16—19° gemessen. Es herrscht demnach zwischen dem Rhombenfeldspath Südnorwegens und dem der Sawtooth Mts. eine ausserordentliche Uebereinstimmung in der optischen Orientirung, wie aus der folgenden Zusammenstellung hervorgeht.

	Auslöschung auf		
	(001)	(010)	einer Fläche ⊥ zu (001) und (010)
Rhombenfeldspath von den Sawtooth Mts.	parallel oder nahezu parallel	1½—3° schief	16—19° schief
Rhombenfeldspath von Süd- norwegen nach Brögger ¹⁾ und Mügge ²⁾	parallel oder 1—2° schief	0—3° (Mügge), 0—6½° (Brögger) schief	5—18° (meistens 14°) (Mügge), bis 22½° (Brögger)

Mikrochemische Reactionen des Rhombenfeldspathes der Sawtooth Mts. ergaben reichliche Anwesenheit von Natron neben Kali.

In den Gesteinsschliffen fällt der Rhombenfeldspath den trüben Feldspathen der Hauptgesteinsmasse gegenüber durch seine Frische und Reinheit auf (siehe Fig. 2). Die unter den letzteren so verbreiteten mikropertithischen Verwachsungen fehlen nahezu ganz. Von Zwillingsbildungen ist gewöhnlich nur die nach dem Carlsbader Gesetz zu sehen, wobei die unregelmässig verlaufende Zwillingsgrenze in der Regel die spitzen Ecken der Rhomben verbindet; zuweilen findet dann eine schwalbenschwanzähnliche Endigung in 2 Spitzen statt. Einige wenige Durchschnitte wurden beobachtet, welche aus mehreren grösseren unregelmässig an einander grenzenden und verschieden orientirten Partien bestanden, ob auch hier Zwillingsbildung vorliegt, ist fraglich. Die polysynthetische, respective mikroklinartige Zwillings-

¹⁾ Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3, pag. 293.

²⁾ Mügge, Feldspath aus dem Rhombenporphyr von Christiania. Neues Jahrb. f. Min., 1881, II, pag. 107.

bildung ist nur in wenigen Schnitten zu erkennen und dann bezeichnender Weise in solchen, bei denen die Spaltrisse sowohl nach (001) als (010) scharf hervortreten, die also annähernd normal zu diesen beiden Flächen getroffen sind.

Sehr charakteristisch für die Rhombenfeldspathe sind die schon erwähnten orientirten Umwachsungen durch einen anderen, der ganz die trübe Beschaffenheit und die mikroperthitischen Verwachsungen des gewöhnlichen Gesteins-Feldspathes zeigt. Die meistens stark gerundete, in vielen Fällen vollständig linsenförmig verlaufende Grenze gegen den umschlossenen Rhombenfeldspath ist in der Regel eine recht scharfe, nach aussen gegen die Gesteinsmasse ist sie unregelmässig und zackig. Die optische Orientirung dieser Feldspathhülle ist dieselbe wie die des Kernes, namentlich setzen sich auch die Zwillingsgrenzen nach dem Carlsbader Gesetz in die erstere fort. In Fig. 2 tritt die äussere Umgrenzung dieser orientirten Umwachsung kaum hervor, dagegen ist zum Theil sehr gut die Anreicherung von Augit und Erzkörnern an der Grenze von Hülle und Kern zu sehen. Viele dieser Augite, welche eine roh prismatische Ausbildung besitzen, sind mit ihrer Längsrichtung normal zu der Grenze orientirt.

Für die Deutung der Rhombenfeldspathe ferner von Wichtigkeit sind ihre Einschlüsse. Reichlich Apatit in grossen wasserhellen Krystallen, Erzkörner und gelegentlich Zirkon. Dann ein Pyroxen in meist kleinen und stark zugerundeten Körnern, der in seiner Farbe etwas von dem grüngrauen normalen Pyroxen des Gesteins abweicht und einen etwas dunkleren rauchgrauen, stellenweise violettgrauen Ton zeigt, sich also in Färbung mehr den in den Rhombenporphyren Südnorwegens verbreiteten Pyroxenen nähert. Ausserdem finden sich in den Rhombenfeldspathen die früher erwähnten Pseudomorphosen, welche aller Wahrscheinlichkeit nach aus Olivin hervorgegangen sind. Es sind unregelmässig oder rundlich begrenzte Putzen, die aus sehr reichlichen Erzkörnern bestehen, zwischen welchen ein schwach grünlich gefärbtes faseriges Zersetzungsproduct, wahrscheinlich Serpentin, liegt. In den peripherischen Theilen dieser Putzen ist der oben erwähnte Glimmer in kleinen Fetzen eingewachsen. Apatitkrystalle legen sich häufig randlich an diese Pseudomorphosen an. In der übrigen Gesteinsmasse finden sich diese Pseudomorphosen ebenfalls, doch weit spärlicher als in den Rhombenfeldspathen.

Nach den geschilderten Verhältnissen lassen sich über die Natur und Entstehung dieser Rhombenfeldspathe in dem Syenit der Sawtooth Mts. und seinen Randgesteinen folgende Schlüsse ziehen:

Ihrer Hauptmasse nach bestehen diese Feldspathe aus einem sehr fein polysynthetisch verwilligten asymmetrischen Feldspath, welcher seinen physikalischen Eigenschaften und seinem hohen Natrongehalt nach mit den von Brögger als „Natronmikroklin“ bezeichneten Feldspatheinsprenglingen aus den Rhombenporphyren Südnorwegens übereinstimmt. Untergeordnet ist mit diesem Natronmikroklin ein Oligoklas verwachsen.

Der starke Contrast in dem Habitus zwischen den Rhombenfeldspathen und dem normalen Feldspath des Gesteins, die Umwachsung des ersteren durch den letzteren in paralleler Orientirung, die Anhäufung von Pyroxen- und Erzkörnern an der Grenze beider, die Art der Einschlüsse, die stets den Charakter sehr alter, zum Theil wohl in der normalen Gesteinsmasse wieder gänzlich resorbirter Gemengtheile besitzen: alle diese Momente sprechen dafür, dass diese Rhombenfeldspathe sehr alte Krystallisationen aus dem Syenitmagma sind, deren eigenthümliche lenticulare Form durch randliche magmatische Resorption entstanden ist. Die Bildung dieser Lösungsformen, wie man sie nennen könnte, hängt zum Theil von der Aenderung der physikalischen Verhältnisse im Magma, zum Theil aber sicher auch von der chemischen Natur des natronreichen und kalkarmen Magmas und ebenso der chemischen Natur der Feldspathe selbst ab. Dafür spricht das Auftreten derselben Erscheinung bei den chemisch jedenfalls sehr nahe verwandten Rhombenporphyren des südlichen Norwegens und dem Fehlen derselben Erscheinung in anderen porphyrischen Gesteinsgruppen, wie z. B. den Labradorporphyren.

Was die übrigen Gesteinsgemengtheile anbetrifft, so lässt sich mit Abnahme der Korngrösse eine Anreicherung an Hornblende auf Kosten des stärker zurücktretenden Pyroxens constatiren. Glimmer mit den erwähnten Eigenschaften ist auch hier nur sehr spärlich und zeigt zweifellose Resorptionserscheinungen. Bei den Feldspathen nimmt die Tendenz zu einer besser krystallographischen und dabei lang leistenförmigen Ausbildung, sowie zu paralleler Anordnung zu. Nebenbei tritt etwas Quarz als jüngstes Ausscheidungsproduct zwischen den Feldspathen auf. Erst bei der ganz dichten Gesteinsvarietät verliert der Feldspath seine Leisten-

form, er bildet kleine unregelmässig begrenzte Körner, die Structur des Gesteins wird aplitisch.

Eine Analyse des Syenits von den Sawtooth Mts. wurde im chemischen Laboratorium zu Heidelberg ausgeführt. Sie ergab:

<i>SiO</i> ₂	59·48
<i>TiO</i> ₂	0·17
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	13·46
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	}	6·71
<i>FeO</i>		
<i>MgO</i>	1·64
<i>CaO</i>	1·83
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	11·67
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	6·03
<i>H</i> ₂ <i>O</i>	0·20
Summa . . .		101·19

Leider ist der Gehalt an Thonerde anscheinend zu niedrig, der an Alkalien sicher zu hoch bestimmt, so dass eine Discussion der Analyse nicht durchzuführen ist.

Eläolithsyenit vom Paisano-Pass.¹⁾

Wie schon früher bemerkt, hatte ich nicht Gelegenheit, dieses Gestein selbst zu sammeln; der Beschreibung liegt ein früher von Prof. v. Streeruwitz gesammeltes Handstück zu Grunde. Dasselbe ist hellgrau, gleichmässig feinkörnig und zeigt durch die parallele Anordnung der nach (010) tafelförmigen Feldspathe eine ausgeprägte Parallelstructur (Foyaitypus Brögger's). Eläolith bildet gut begrenzte Krystalle, ist aber stets in erdige Zersetzungsproducte übergegangen. Die dunklen Gemengtheile lassen sich makroskopisch nicht näher bestimmen.

Unter dem Mikroskop lassen sich die übrigen Gemengtheile als Olivin, Grauer Augit (Malakolith), Aegirin, Braune Hornblende, Arvfedsonit, Ainigmatit, Låvenit, Pyrrhit (?), Sodalith, Apatit und Erze erkennen.

¹⁾ Die Beschreibung dieses Eläolithsyenits wurde schon im 4. Report der geologischen Survey von Texas gegeben. Hier ist dieselbe der Vollständigkeit halber im Auszug wiederholt.

Der Olivin ist relativ häufig, er findet sich constant in allen Präparaten. Stets bildet er unregelmässige Körner und ist randlich mit dunklen Gemengtheilen, besonders auch Erzkörnern, verwachsen. Wahrscheinlich eine Erscheinung, die auf starke randliche Corrosion zurückzuführen ist; in einer späteren Periode der Mineralbildung haben dann die Olivinkörner als Ansatzpunkte für die Krystallisation der Amphibol- und Pyroxenmineralien gedient.

Die physikalischen Eigenschaften der Pyroxene und Amphibole sind die normalen. Die Pyroxene treten in zwei Generationen auf, einmal in terminal unregelmässig begrenzten prismatischen Krystallen, gewöhnlich so mit einander verwachsen, dass der Malakolith die centralen, der Aegirin die peripherischen Theile bildet, dann in kleineren unregelmässig begrenzten Fetzen. Ebenso sind die braune Hornblende und der Arvfedsonit häufig mit einander verwachsen, wobei sich der letztere als jünger als die erstere ergibt. Die Krystallisationsfolge der vier Mineralien ist: Malakolith, braune Hornblende, Aegirin, Arvfedsonit. Ainigmatit und Lâvenit zeigen die Eigenschaften, wie sie gelegentlich der Mt. Ord-Gesteine beschrieben wurden.

Zu erwähnen ist nur noch das als Pyrrhit bezeichnete Mineral. Es wurde nur in einer Gruppe kleiner, dicht zusammenliegender Octaëder gefunden. Dieselben sind vollständig isotrop, haben ziemlich starke Lichtbrechung und sind mit dunkelweingelber Farbe durchsichtig. Sie gleichen in ihrem Aussehen vollständig den mikroskopischen Kryställchen von Pyrrhit in den Sanidiniten von São Miguel.

Sodalith endlich ist anscheinend der jüngste Gemengtheil und vielleicht theilweise eine secundäre Bildung.

Die Tinguáite.

Unter dem Namen Tinguáite sind hier, wie schon oben mitgetheilt, Gesteine zusammengefasst, welche sowohl geologisch als mineralogisch sehr gut charakterisirt sind, und sich stets schon im Handstück leicht von den übrigen in den Apache Mts. gesammelten Gesteinen unterscheiden lassen. Die Eläolithsyenite und Natronsyenite begleitend, treten sie meist in schmalen, selten wenige Meter Mächtigkeit überschreitenden Gängen auf; zum Theil durchsetzen sie

die erwähnten Tiefengesteine selbst, zum Theil treten sie in ihrer Nachbarschaft, so in der kleinen Kalkscholle östlich von Hartwig's Ranch, auf. Ein Theil der unten beschriebenen Tinguaiten indessen wurde nicht anstehend beobachtet, sondern entstammt Rollstücken aus dem Limpia Creek; dieselben stimmen aber in ihrem ganzen Habitus so mit den anstehend beobachteten überein, dass mit grosser Sicherheit auch bei ihnen auf ein gangförmiges Auftreten geschlossen werden kann. Besonders zu betonen ist, dass sie mit den ihnen in mineralogischer Beziehung entsprechenden Ergussgesteinen schon im Handstück nicht zu verwechseln sind. Auch die Spärlichkeit dieser Rollstücke z. B. im Limpia Creek lässt auf ein geologisches Auftreten schliessen, das der Erosion nur geringe Angriffsfläche bietet, während die Ergussgesteine in den untersuchten Gebieten sehr weit zu verfolgende Decken bilden und sich Gerölle von ihnen allenthalben sehr reichlich finden.

Makroskopisch sind die Tinguaiten fast durchgehends ganz dichte Gesteine von splitterigem Bruch und grüner Farbe, welche letztere sie ihrem stets beträchtlichen Gehalt an Aegirin verdanken; die Farbe geht bei Verwitterung in ein schmutziges Braun über. Grössere Feldspatheinsprenglinge finden sich sehr vereinzelt, die Mehrzahl der Gesteine ist ganz frei von ihnen. Dagegen ist in einer kleinen Gruppe von Tinguaiten aus der Umgebung von Hartwig's Ranch ein brauner Glimmer in recht kleinen Blättchen makroskopisch zu erkennen.

Auch unter dem Mikroskop ist der mineralogische Aufbau der Tinguaiten ein sehr einfacher; die Gemengtheile sind: Feldspathe, Nephelin, Aegirin, Aegirinaugit und untergeordnet die gewöhnlichen accessorischen Gemengtheile Apatit und spärliche Eisenerze. Die bei den Nephelin führenden Ergussgesteinen der Apache Mts. so ausserordentlich verbreiteten Glieder der Amphibolfamilie fehlen hier gänzlich. Wie schon bemerkt, tritt dagegen in manchen Gängen ein braunes Glimmermineral constant und ziemlich reichlich auf und es entstehen dadurch Uebergänge zu Glimmertinguaiten, wie dieselben in typischer Ausbildung aus dem südlichen Norwegen durch Andreae¹⁾ bekannt gemacht wurden. Andererseits liegen vom Limpia Creek

¹⁾ Andreae, Ueber Glimmertinguait, einen neuen Gesteinstypus. Verhandl. des naturhist.-med. Vereins zu Heidelberg. 1890, IV. Bd.

Gesteine der Tinguáitfamilie vor, welche frei von Nephelin sind. Man kann dieselben als nephelinfreie Tinguáite bezeichnen, und es würden diese Gesteine in der Mitte zwischen nephelinführenden und quarzführenden stehen. Die letzteren sind bis jetzt in den Apache Mts. nicht gefunden worden, treten dagegen ebenfalls im südlichen Norwegen auf.

Es lassen sich demnach die Tinguáite der Apache Mts. nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung in 3 Untergruppen theilen: In

1. Normale Tinguáite (nephelinführend),
2. glimmerführende Tinguáite,
3. nephelinfreie Tinguáite.

Die typischen Vertreter dieser 3 Abtheilungen sind sich indessen, wenn man von den erwähnten Differenzen in der Zusammensetzung absieht, so ähnlich, dass sie zusammen beschrieben werden sollen.

Der Feldspath tritt, wie schon bemerkt, selten in einer älteren Generation als Einsprengling auf. Solche Einsprenglinge zeigen dann unter dem Mikroskop eine sehr innige Verwachsung von Kalifeldspath mit einem etwas stärker doppelbrechenden, aller Wahrscheinlichkeit nach sauren Natronfeldspath. Relativ reich an Feldspatheinsprenglingen ist ein Tinguáit aus der Nähe der alten Poststation Muerto Spring. Die Einsprenglinge heben sich durch grössere Dimensionen aus der feinkörnigen Grundmasse hervor, ohne in den meisten Fällen eine scharfe krystallographische Umgrenzung zu zeigen; ist eine solche vorhanden, so zeigt sie, dass die Krystalle einen nach der *a*-Axe verlängerten säulenförmigen Habitus besitzen. Einfache Zwillingbildungen nach dem Carlsbader Gesetz sind sehr häufig. Der Kalifeldspath ist vollständig durchwachsen von meistens spitz auskeilenden Lamellen und Fasern des Plagioklases, die eine zur Längsrichtung der leistenförmigen Durchschnitte annähernd normale Lagerung besitzen. Die Lamellen treten durch ihre stärkere Doppelbrechung am besten hervor, wenn die Schwingungsrichtungen des Kalifeldspathes 45° mit den Nikolhauptschnitten bilden, verschwinden dagegen nahezu ganz in der Nähe der Dunkelstellung. Die stark undulöse Auslöschung, die der Kalifeldspath zuweilen zeigt, ist wohl auch durch kryptoperthitische Verwachsungen bedingt.

Die Ausbildung der Feldspathe der Grundmasse ist eine verschiedene, und durch sie werden wesentlich die Unterschiede in der Structur der Tinguáite bedingt. In einem Fall bilden dieselben

im Verhältnis zu ihrer Dicke sehr schmale lange Leisten, die gewöhnlich nach dem Carlsbader Gesetz verzwillingt sind. Die Anordnung dieser Leisten ist eine fluidale und die Gesteine erhalten dadurch eine den Trachyten genäherte Structur. In anderen Fällen bildet der Feldspath der Grundmasse unregelmässige, allotriomorphe Körner, die die Zwischenräume zwischen den anderen Gemengtheilen ausfüllen. Zwischen diesen beiden Extremen steht eine allerdings nur local auftretende Ausbildungsweise, bei der die Feldspathe ohne scharfe krystallographische Begrenzung in einer Richtung verlängert sind und die Tendenz zeigen, sich radial zu Feldspathsphärolithen zu gruppieren.

Der Nephelin ist in der Regel reichlich vorhanden und bildet die bekannten kurzprismatischen Krystalle mit rechteckigen und hexagonalen Durchschnitten. Seltener ist er in allotriomorphen Körnern zwischen die Feldspathe eingeklemmt und lässt sich dann nur durch Behandlung mit *HCl* und Tingiren sicher nachweisen. Der Nephelin ist der Gemengtheil, welcher am ersten der Umwandlung anheimfällt, er geht dabei in trübe erdige Substanzen über.

Die Mineralien der Pyroxengruppe Aegirin und Aegirinaugit sind stets reichlich vorhanden, doch fehlen grössere Einsprenglinge ganz. Gewöhnlich bilden sie lange, sehr schmale Säulchen, welche in der Prismenzone durch Prisma und die beiden verticalen Pinakoide begrenzt sind, sich dagegen terminal ausfasern. Beide Mineralien sind sehr häufig in der Weise regelmässig mit einander verwachsen, dass der Aegirinaugit den Kern, der Aegirin die randlichen Partien der Säulchen bildet. Beide sind leicht zu unterscheiden, die bedeutend stärkere Doppelbrechung des Aegirin, die geringe Auslöschungsschiefe desselben $c : a$ circa $4-6^\circ$ auf $\{010\}$ gegenüber $30-36^\circ$ bei Aegirinaugit und der stärkere Pleochroismus des Aegirins dienen als sichere Unterscheidungsmerkmale. Der Pleochroismus des Aegirins ist:

a grasgrün
b gelblichgrün
c grünlichgelb
Absorption $a > b > c$.

Absorption und Pleochroismus des Aegirinaugit sind nicht so stark; bei beiden Pyroxenen liegt a zunächst der Axe c . In anderen

Vorkommnissen bilden beide Pyroxene unregelmässige Körner und gehen in ihren Dimensionen bis zu ausserordentlich feinen Fäserchen und Körnchen herab.

Der in einigen Tinguaiten auftretende Glimmer bleibt den Pyroxenen gegenüber an Menge stets bedeutend zurück; er bildet grösstentheils unregelmässig begrenzte Fetzen, seltener sechsseitig begrenzte Blättchen. Letztere finden sich stets in grösseren Feldspatheinsprenglingen eingeschlossen, ein Beweis für die primäre Natur und das relativ hohe Alter des Mineralen.

Die Absorption des Glimmers ist nicht sehr stark. In Schnitten normal zur Hauptspaltbarkeit ist der den Spaltrissen parallel schwingende Strahl dunkelrothbraun, der normal dazu schwingende strohgelb. Dieser Pleochroismus erinnert an den der Glimmer mancher Minetten, sowie denjenigen aus dem früher von dem Autor beschriebenen Verit vom Cabo de Gata. Der Winkel der optischen Axen ist sehr klein, die meisten Spaltblättchen geben im convergenten Licht ein scheinbar einaxiges Axenbild. An drei gut begrenzten Blättchen wurde bei einer geringen Oeffnung des dunklen Kreuzes eine normalsymmetrische Axenlage constatirt, es gehört also der Glimmer zum Theil dem Anomit an. Wahrscheinlich kommt aber hier neben Anomit auch normaler Biotit vor, wie dies so häufig nachgewiesen ist und auch bei dem Glimmer des Verits der Fall ist. Zuweilen ist der Glimmer mit den Pyroxenen verwachsen, es bildet dann stets der erstere als älterer Gemengtheil den Kern, die letzteren die peripherischen Partien. An accessorischen Gemengtheilen sind die Tinguaiten sehr arm, es finden sich Apatit in einzelnen Kryställchen und in geringer Menge opake Eisenerze.

Was die Structur der Tinguaiten anbetrifft, so tritt, nur untergeordnet, ein Gegensatz grösserer Feldspatheinsprenglinge der Grundmasse gegenüber auf, in den meisten Fällen ist ein sehr gleichmässiges Korn charakteristisch für diese Gesteine. Dagegen wird die Structur wesentlich bedingt durch die Ausbildung der Feldspathe der Grundmasse und die des Nephelins. Im allgemeinen pflegt bei allotriomorpher Begrenzung der ersteren der letztere gut und scharf begrenzte Krystalle zu bilden, dagegen ist bei leistenförmiger Ausbildung und fluidaler Anordnung der Feldspathe der Nephelin in unregelmässig begrenzten Partien jenen zwischengeklemmt.

Die Bostonite.

Wie schon in der Einleitung erwähnt, werden die Syenite und Eläolithsyenite der Apache Mts. auch von Bostoniten, einer Gruppe von Ganggesteinen begleitet, welche wie die Tinguaiten stets nur in schmalen, wenige Meter mächtigen Gängen auftreten, sich aber von diesen scharf durch den vollständigen Mangel des Aegirins und Nephelins auszeichnen. Sie sind mineralogisch charakterisirt durch das fast ausschliessliche Herrschen des Feldspathes, Quarz ist stets nur sehr spärlich und seine Anwesenheit zum Theil nur bei starken Vergrößerungen zu constatiren, ebenso sind farbige Gemengtheile nur in sehr geringen Mengen vorhanden, während alle Tinguaiten ägirinreiche Gesteine sind.

Makroskopisch haben die Bostonite zum Theil ein durchaus trachytisches Aussehen, helle Farben, und die für die Trachyte charakteristische raube Beschaffenheit (einzelne Gänge im Paisano-Pass). Andere Vorkommen zeigen eine bräunlichgraue Farbe und gleichen makroskopisch und mikroskopisch mehr Orthophyren (Gänge nahe der Bahnstation Paisano-Pass und in den Sawtooth Mts.). Die erstere Varietät enthält Feldspatheinsprenglinge von sanidinartigem Habitus, während den letzteren Einsprenglinge vollständig fehlen.

Als Typus der orthophyrartigen Varietäten mögen hier Gänge von der Spitze der Sawtooth Mts. beschrieben werden, welche zum Theil nur handbreite Mächtigkeit besitzen. Die makroskopisch nahezu ganz dichten Gesteine bestehen unter dem Mikroskop ganz vorwiegend aus Feldspath in kurzen, dicken Leisten ohne scharfe Begrenzung und mit unregelmässigen Rändern ineinandergreifend. Ihre Anordnung ist eine vollständig regellose. Nur wenige dieser Feldspathe zeigen eine einfache Zwillingsheilung nach dem Carlsbader Gesetz. Die sonst in den Gesteinen der Apache Mts. so verbreiteten mikroperthitischen Verwachsungen fehlen nahezu ganz. Quarz ist sehr spärlich und lässt sich nur mit starken Vergrößerungen zwischen den Feldspathen erkennen.

Ein hellgrauer diopsidartiger Pyroxen in wenigen kleinen Fetzen, etwas Zirkon und Apatit vervollständigen das Bild der mineralogischen Zusammensetzung. Kleine opake Erzkörnchen finden sich staubartig in der ganzen Gesteinsmasse vertheilt.

Die eben gegebene Beschreibung lässt sich fast ganz auf einen circa 2 Meter mächtigen Gang eines graubraunen, dichten Gesteines

aus der Nähe der Station „Paisano-Pass“ anwenden. Die Feldspathe zeigen hier sämtlich eine sehr ausgesprochene undulöse Anlöschung vielleicht infolge kryptoperthitischer Verwachsungen. Quarz ist etwas reichlicher als in dem oben beschriebenen Gestein vorhanden. Auch hier sind dunkle Gemengtheile sehr spärlich. Etwas gemeine Hornblende von schwachem Pleochroismus, wie sie in den Syeniten der Sawtooth Mts. vorkommt, sehr wenig Pyroxen und gelegentlich ein Glimmerblättchen bieten nichts Charakteristisches dar.

In einem anderen Gestein, dessen gangförmige Natur in einem Bahneinschnitt nahe der Station Paisano-Pass sehr gut zu constatiren ist, zeigt der Glimmer Resorptionserscheinungen, er ist theilweise ganz in ein Gemenge opaker Erze und kleiner Pyroxenmikrolithe umgewandelt. Auch hier ist bei den Feldspathen undulöse Auslöschung allgemein verbreitet.

Bei den Bostoniten, welche einen mehr trachytischen Typus besitzen und welche durch makroskopische Feldspatheinsprenglinge ausgezeichnet sind, werden die Feldspathe der Grundmasse länger leistenförmig, schärfer begrenzt und ordnen sich fluidal an. Im übrigen sind die Verhältnisse den oben beschriebenen vollständig gleich, sehr geringer Quarzgehalt, sehr spärliche Mengen dunkler Gemengtheile charakterisiren auch diesen Gesteinstypus.

Die Paisanite.

Die unter diesem Namen zusammengefassten Gesteine haben sämtlich eine hellgraue bis nahezu weisse sehr feinkörnige bis dichte Grundmasse, aus welcher sich in den meisten Fällen nur spärliche und kleine Einsprenglinge von Feldspath und Quarz hervorheben; es besitzen dieselben dadurch ein trachytisches Aussehen, doch fehlt ihnen die bei Trachyten so häufige rauhe Beschaffenheit. In dieser hellen Grundmasse liegen ausser den erwähnten Einsprenglingen unregelmässig begrenzte dunkel graublaue Flecken, welche, wie die Lupe erkennen lässt, aus einer innigen Verwachsung eines dunklen Gemengtheiles mit der Grundmasse bestehen. Das Mikroskop zeigt, dass dieses dunkle Mineral ein Glied der Hornblendereihe ist, welches in parallelstengligen und lappigen Aggregaten putzenweise in die Grundmasse eingewachsen ist.

Unter dem Mikroskop ist die Zahl der Gemengtheile ebenfalls nur eine sehr geringe. In einzelnen Handstücken vom Mosquez Cañon

findet sich ausser den erwähnten sehr spärlich in Form kleiner unregelmässig begrenzter Fetzen ein dunkelbraunes, schwer durchsichtiges Mineral. Es ist dasselbe, das bei den randlichen Faciesgesteinen des Mts. Ord-Syenites als „Ainigmatit“ ausführlich beschrieben wurde. Auch die übrigen gewöhnlichen accessorischen Mineralien Apatit, Zirkon und Erze sind nur spärlich vertreten.

Die Feldspatheinsprenglinge zeigen die glasige Beschaffenheit des Sanidins, nur selten übersteigt ihr Durchmesser $\frac{1}{2}$ Centimeter. Ihr Habitus ist ein nach der a -Axe verlängerter, die herrschenden Formen sind $\{001\}$, $\{010\}$ und $\{\bar{2}01\}$, denen sich zuweilen untergeordnet $\{\bar{1}11\}$ zugesellt. Zwillingsbildungen sind makroskopisch nicht zu erkennen. Ausserordentlich charakteristisch für die mikroskopische Beschaffenheit dieser Feldspathe sind die mikroperthitischen (zum Theil wohl auch kryptoperthitischen) Verwachsungen mit einem sauren Plagioklas. Die äusserst feinen, erst bei starken Vergrösserungen zu beobachtenden Lamellen des letzteren häufen sich besonders in den randlichen Partien des Kalifeldspathes und keilen meistens nach dem Inneren zu aus, so dass dann die centralen Theile vollständig homogen erscheinen. Zwischen gekreuzten Nicols treten diese Lamellen durch etwas stärkere Doppelbrechung nur hervor in der Nähe der Maximalhelligkeitsstellung des Kalifeldspathes, verschwinden dagegen, wenn die Auslöschungsrichtungen des letzteren nahe mit den Nicolhauptschnitten zusammenfallen. Auf Spaltblättchen nach $\{001\}$ stehen die Lamellen normal zu den Spaltrissen nach $\{010\}$, auf Blättchen nach $\{010\}$ bilden sie mit den Spaltrissen nach $\{001\}$ Winkel von $72\text{--}73^\circ$; sie sind also wie gewöhnlich nach einer steilen Orthodomenfläche eingelagert. Die Auslöschung der Feldspatheinsprenglinge sowohl in lamellenführenden als lamellenfreien Theilen ist auf Spaltblättchen nach $\{001\}$ eine parallele, auf solchen nach $\{010\}$ $9\text{--}12^\circ$ schief. Diese Gleichheit im optischen Verhalten macht es wahrscheinlich, dass bei den scheinbar lamellenfreien Stellen die mikroperthitische Verwachsung in eine kryptoperthitische übergegangen ist, wie dies Brögger für die Mikro- und Kryptoperthite aus den südnorwegischen Syenitpegmatitgängen nachwies. Häufig ist mit den lamellaren Einlagerungen auch eine Theilbarkeit nach dieser steilen Orthodomenfläche verbunden.

Die Quarzeinsprenglinge sind stets klein und sehr spärlich. Sie führen Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle.

Wie schon erwähnt, gehört das Mineral, das die oft mehrere Millimeter im Durchmesser grossen dunklen Flecken hervorruft, der Hornblendegruppe an. Unter dem Mikroskop erscheint es in parallelstengeligen oder schwammartig durchlöcherten Aggregaten, welche die aus Quarz und Feldspath gebildete Grundmasse durchwachsen. Die einzelnen Elemente dieser Aggregate zeigen z. Th. krystallographische Begrenzung, zum Theil bilden sie unregelmässig begrenzte Lappen, in welche die Feldspathleisten mit scharfer idiomorpher Begrenzung hineinragen (siehe Fig. 3). Es ist dies ein Beweis dafür, dass dieses Hornblendemineral eine relativ junge Krystallisation aus dem Magma ist, dass ihr zum Theil die Bildung der Feldspathe der Grundmasse vorausgeht. Auf Querschnitten beobachtet man die charakteristische Hornblendespaltbarkeit. Pleochroismus und Absorption sind sehr kräftig, die der *c*-Axe zunächst liegende Elasticitätsaxe ist *a*. Der Pleochroismus ist

- a dunkelblau,
- b etwas heller graublau,
- c hellgrün mit einem Stich in's Gelbe.

Absorption $a > b > c$.

Sehr stark ist die Dispersion der Elasticitätsaxen, infolgederen die Interferenzfarben in der Nähe der Dunkelstellung von Dunkelgrün in Dunkelbraun übergehen. Die dadurch bedingte unpräcise Auslöschung und die schwache Doppelbrechung erschweren die Bestimmung der Auslöschungsschiefe auf {010}. Mittelst Thoulet'scher Lösung isolirte Spaltblättchen nach {110} ergaben eine Auslöschungsschiefe, die zwischen 4 und 7° schwankt, wie auch der Pleochroismus etwas schwankend ist. Wie ein Vergleich mit Originalpräparaten ergab, ist es dasselbe Mineral, welches Harker¹⁾ aus Quarzporphyren von Mynydd Mawr in Nordwales und Teall²⁾ aus einem Granitporphyr von der kleinen Felseninsel Ailsa Crag beschrieben haben.

In beiden Gesteinen zeigt es dieselbe charakteristische Art der Ausbildung und die starke Dispersion der Elasticitätsaxen. In

¹⁾ Harker, Notes on the Geology of Mynydd Mawr and the Nantle Valley. Geolog. Mag., 1888, pag. 221 and: Additional Note on the blue Hornblende of Mynydd Mawr. Ibid. pag. 455.

²⁾ Teall, On a microgranite containing Riebeckite from Ailsa Crag. Min. Mag. 1891, Bd. IX.

beiden Vorkommen wurde es als Riebeckit bezeichnet. Die oben erwähnten Eigenschaften des Mineralen aus dem Paisanit ergeben eine vollkommene Uebereinstimmung der Auslöschungsschiefe (bei Riebeckit 4—5° auf {110} nach Rosenbusch) und des Pleochroismus mit dem Riebeckit von Socotra, dagegen fehlt dem letzteren die starke Absorption der Elasticitätsachsen. Der letzteren Eigenschaft nach steht es dem Arvfedsonit näher, von dem es sich indessen durch kleinere Auslöschungsschiefe unterscheidet. Wahrscheinlich existiren verbindende Zwischenglieder zwischen Arvfedsonit und Riebeckit, bei welchen der Eisenoxydgehalt auf Kosten des Eisenoxyduls allmählich zunimmt. Ob die starke Dispersion der Elasticitätsachsen mit dem Verhältnis von Eisenoxydul zu Eisenoxyd zusammenhängt, ist indessen immerhin fraglich, vielleicht ist sie durch einen Gehalt an Titansäure bedingt.

Jedenfalls steht die Hornblende aus dem Paisanit dem Riebeckit so nahe, dass sie als solche bezeichnet werden soll.

Bei Zersetzung geht der Riebeckit in trübe, im auffallenden Licht erdig aussehende Massen über.

Die Grundmasse der Paisanite besteht aus Quarz und Feldspath. Ihrem Mengenverhältnis nach herrscht der Feldspath, obgleich fleckenweise beide Mineralien im Gleichgewicht vorhanden sein mögen. Stets verhält sich der Feldspath dem Quarz gegenüber idiomorph, er bildet scharf begrenzte Durchschnitte, die auf einen durch Herrschen von {001} und {010} nach a verlängerten Typus schliessen lassen. Auch die Feldspathe der Grundmasse zeigen mit ausserordentlicher Regelmässigkeit und Schönheit mikroperthitische Verwachsungen. Die Lage der eingewachsenen Lamellen ist dieselbe wie bei den Einsprenglingen (siehe Fig. 4).

Der Quarz der Grundmasse bildet nicht einzelne kleine Körner, sondern grössere einheitlich orientirte Flecken, denen die Feldspathe eingebettet sind. Die Structur wird dadurch mikroperthitisch.

In einigen Handstücken vom Paisano-Pass zeigt die Grundmasse eine etwas abweichende Beschaffenheit. Neben den oben beschriebenen Verhältnissen wird sie, besonders um Einsprenglinge herum, sehr feinkörnig und zeigt im polarisirten Licht ein dunkles verwaschenes Kreuz. Bei starken Vergrösserungen und Anwendung eines Gypsblättchens erkennt man, dass solche Partien quarzarm sind und die Feldspathe radialfaserige Aggregate bilden, eine Structur, die

an die Pseudosphärolithe der Granophyre erinnert. Auch diese Fasern, mit deren Längsrichtung stets die grössere Elasticität zusammenfällt, zeigen noch sehr deutlich mikroperthitische Verwachsungen.

Einige Handstücke von Paisanit aus dem Paisano-Pass lassen deutliche Wirkungen eines mechanischen Druckes erkennen, besonders sind es die Quarzeinsprenglinge, welche undulöse Auslöschung oder einen Zerfall in einzelne Felder, mit geringer Abweichung in der optischen Orientirung, beobachten lassen. Es werden diese Handstücke von mikroskopischen Spalten durchzogen, auf denen Neubildungen von Quarz, meistens in Form recht scharf begrenzter Krystalle und von Riebeckit in grösseren compacten Fetzen stattgefunden hat. Es zeigt sich auch hier eine Tendenz zur Neubildung von Riebeckit, wie dies schon in anderen Gesteinen häufig beobachtet wurde.

Eine Analyse des typischen Paisanites vom Mosquez Cañon ergab mir die Zusammensetzung unter I. Die folgenden Analysen II, III und IV sind diejenigen von Ganggesteinen, welche chemisch wohl die nächsten Verwandten des Paisanites sind, II die des Groruditcs von Varingskollen, III des Quarz Lindöits von Frön (Gangmitte), IV die des Lindöits von Gjefsen.¹⁾

	I	II	III	IV
SiO_2	73·35	74·35	69·00	62·32
$TiO_2 + ZrO_2$	—	—	0,35	Spur
Al_2O_3	14·38	8·73	13·95	17·05
Fe_2O_3	1·96	5·84	1·56	1·30
FeO	0·34	1·00	2·38	2·46
MnO	—	0·22	0·55	—
MgO	0·09	0·07	0·14	0·57
CaO	0·26	0·45	0·49	1·20
Na_2O	4·33	4·51	5·67	5·14
K_2O	5·66	3·96	5·11	6·18
Glühverlust	—	0·25	0·70	0·45
	100·37	99·38	99·95	99·73 ²⁾

Bei der einfachen mineralogischen Zusammensetzung des Paisanites von Mosquez Cañon, der im wesentlichen nur aus Feldspathen.

¹⁾ Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. I. Die Gesteine der Grorudit-Tingnait-Serie. 1894.

²⁾ Mit FeS_2 0·43; CO_2 2·65; P_2O_5 Spur.

Quarz und Riebeckit besteht, lässt sich eine Berechnung der Mengenverhältnisse der einzelnen Gemengtheile ausführen. Zunächst zeigt das Verhältniss von $Fe_2O_3 : FeO$, dass das Hornblendemineral seinen Eisengehalt ganz vorwiegend in der Form des Fe_2O_3 enthält, also dem Riebeckit viel näher steht als dem Arvfedsonit, worauf auch, wie schon hervorgehoben, die geringe Auslöschungsschiefe auf {110} spricht. Der geringe Gehalt an Kalk zeigt, dass der mikroperthitisch mit Orthoklas verwachsene Feldspath Albit sein muss. Nimmt man zur Berechnung der einzelnen Gemengtheile die ungefähre Zusammensetzung des Riebeckit von Socotra an als ¹⁾

SiO_2	. . .	50 Procent	
Fe_2O_3	. . .	39	„ (FeO als Fe_2O_3 mitberechnet)
Na_2O	. . .	9	„

und berechnet aus dem Eisengehalt des Paisanites, der bei dem fast vollständigen Fehlen von Eisenerzen jedenfalls nahezu ganz in der Hornblende enthalten ist, die zugehörigen Mengen von SiO_2 und Na_2O , so erhält man:

Riebeckit	{	SiO_2	3·00
		Fe_2O_3	2·34
		Na_2O	0·54
			5·88

Der Kaligehalt und der Rest des Natrons vertheilen sich dann auf das Orthoklas- und Albitmolekül in folgender Weise:

Orthoklas- molekül	{	SiO_2	21·68
		Al_2O_3	7·78
		K_2O	5·66
			35·12
Albit- molekül	{	SiO_2	21·98
		Al_2O_3	6·24
		Na_2O	3·79
			32·01

Es bleiben dann als Rest noch 0·36 Procente Al_2O_3 und 26·99 Procent SiO_2 .

¹⁾ A. Sauer, Ueber Riebeckit, ein neues Glied der Hornblendegruppe. Zeitschr. d. d. geol. Ges. XL. Bd., 1888, pag. 138.

Demnach besteht der Paisanit vom Mosquez Cañon angenähert aus:

Riebeckit	6	Procent
Orthoklasmolekül	35	"
Albitmolekül	32	"
Quarz	27	"
	<hr/>	
	100	Procent

Die Berechnung des in seinem SiO_2 -Gehalt am nächsten stehenden Grorudits von Varingskollen ergab Brügger

Pyroxen (Aegirin)	21.61	Procent
Kalifeldspathsilicat	21.83	"
Natronfeldspathsilicat	19.11	"
Quarz	37.45	"
	<hr/>	
	100.00	Procent

Unter den die Natronsyenite und Eläolithsyenite begleitenden Ganggesteinen anderer Localitäten zeigen die Paisanite grosse Aehnlichkeit, sowohl chemisch und structurell, wie auch in ihrer Stellung den genannten Tiefengesteinen gegenüber mit den Gliedern der Grorudit-Tinguait-Reihe, wie sie so vollständig in der Umgebung von Kristiania entwickelt und von Brügger eingehend beschrieben sind. Besonders stehen sie den quarzreichen Varietäten dieser Reihe, den Groruditen, nahe, nur dass bei diesen unter den eisenreichen Gemengtheilen der Aegirin weitaus vorherrschend ist, während in den Paisaniten derselbe durch eine eisenoxydreiche Hornblende, Riebeckit, vertreten wird. Wo in der Grorudit-Tinguait-Reihe ein Hornblendemineral als wesentlicher Gemengtheil auftritt und die Pyroxene vertritt, wie bei dem Lindöit von Frön, ist die Hornblende ein Arvfedsonit, was aus dem bedeutenden Vorherrschen des Eisenoxyduls dem Oxyd gegenüber sich documentirt (Analyse III). Die porphyrische Ausbildung durch nicht sehr reichliche und kleine Feldspatheinsprenglinge, das Fehlen der Quarzeinsprenglinge (im typischen Paisanit vom Mosquez Cañon), die mehr oder weniger kurz leistenförmige Ausbildung der Grundmassfeldspathe in unregelmässiger Anordnung durch Quarz verkittet (Grorudit von Grusslethen), die oft über grössere Strecken einheitliche Orientirung dieses Quarzes und die dadurch bedingte mikropoikilitische Structur (Brügger, pag. 22) sind beiden Gesteinstypen gemeinsam.

Ein wesentlicher Unterschied findet sich dagegen in der Natur des eisenreichen Gemengtheiles und der Art seines Auftretens. Während der Aegirin in den Groruditen theils als Einsprengling, theils in Form eines feinen Nadelfilzes in der Grundmasse auftritt, bildet der Riebeckit stets die eigenthümlich schwammartigen, von Grundmassequarz und Feldspath durchwachsenen Skelette, wie dies für das Auftreten der Natronhornblenden in den Gesteinen der Apache Mts. und des Mt. Ord die Regel ist.

Von den in den Lindöiten und accessorisch in den Groruditen auftretenden natron- und eisenreichen Hornblenden (Arvfedsonit und Katoforit) unterscheidet sich dieser Riebeckit durch seine optische Orientirung und chemische Zusammensetzung.

In chemischer Beziehung ergibt der Vergleich des Grorudits von Varingskollen und der etwas basischeren Grorudite von Grorud, Kallerud etc. (Brögger, pag. 63) mit dem Paisanit, dass erstere Gesteine bedeutend eisenreicher sind, ein Verhältnis, das sich in dem grösseren Reichthum an Aegirin, dem Riebeckit im Paisanit gegenüber ausspricht. Hand in Hand mit diesem stärkeren Eisengehalt geht der höhere Natrongehalt, der bei den Groruditen stets den des Kalis überschreitet, während dieses Verhältnis beim Paisanit umgekehrt ist. Wo in der Grorudit-Tinguait-Reihe der Eisengehalt stark sinkt, findet auch eine Umkehr in dem Alkaliverhältnis statt, wie dies die Analyse des Lindöits von Gjefsen IV zeigt. Es steigt mit der Abnahme des Eisens zugleich die Thonerde bedeutend, da die Alkalien dann ganz vorwiegend mit dieser zur Bildung von Feldspathen beitragen.

Charakteristisch für Grorudite und Paisanite ist der geringe Gehalt an Magnesia und Kalk, der nur ausnahmsweise $\frac{1}{2}$ Procent übersteigt.

Die nephelinfreien Ergussgesteine (Liparite).

Die Gesteine dieser Gruppe lassen in einer für das blosse Auge vollständig dichten hellgrauen oder röthlichen Grundmasse nur reichliche Feldspatheinsprenglinge von sanidinartigem Habitus erkennen, deren Dimensionen zwischen $\frac{1}{3}$ und 1 Centimeter schwanken und welche in der Regel durch einen sehr charakteristischen blauen Schiller ausgezeichnet sind. Andere Gemengtheile sind selbst mit der Lupe nicht zu erkennen. Alle gesammelten Handstücke haben

den Habitus junger Eruptivgesteine und mögen daher hier nach ihrer Zusammensetzung und ohne Rücksicht auf ihr geologisches Alter als Liparite bezeichnet werden.

Als typischer Repräsentant dieser Gesteine kann der Liparit beschrieben werden, welcher eine weit zu verfolgende Decke in der Umgebung des Fort Davis bildet, und aus dem die steilen Klippen und Felsen oberhalb dieses Platzes bestehen.

Die Feldspatheinsprenglinge wittern leicht aus dem Gestein aus und lassen sich in der Umgebung des Fort in grösserer Menge sammeln. Die Krystalle sind wie die später zu erwähnenden von Muerto Spring stets säulenförmig nach der c -Axe entwickelt. Prismenflächen und Klinopinakoid sind ungefähr im Gleichgewicht ausgebildet. Terminal treten constant $\{001\}$ $\{\bar{2}01\}$ und sehr häufig $\{021\}$ auf; die Flächen der letzteren Form kommen zum Theil so stark zur Entwicklung, dass $\{001\}$ nur eine schmale Abstumpfung ihrer Kante bildet. Die Flächen sind matt und die Kanten stark gerundet, so dass die Krystalle zu genaueren Messungen ungeeignet sind. Der Winkel der Spaltflächen $\{001\}$ zu $\{010\}$ wurde als Mittel mehrerer Messungen zu nahezu genau 90° gemessen. Sehr verbreitet sind Zwillinge nach dem Carlsbader Gesetz, die Individuen sind mit $\{010\}$ verwachsen. Ausserordentlich häufig sind die lose gesammelten Krystalle durchbrochen nach einer Fläche, welche nahezu die Lage von $\{100\}$ hat; diese Fläche zeichnet sich durch muschelige Beschaffenheit und einen eigenartig seidenartigen Glanz aus. Sie gehört jedenfalls der Orthodomenzone an, doch lässt sich ihre Lage der unvollkommenen Beschaffenheit wegen nicht näher bestimmen. Auf ihr tritt im reflectirten Licht der blaue Schiller stets am stärksten hervor, während er Flächen, die nahezu normal zu ihr liegen, vollständig fehlt. Der Schiller ist bei den Feldspathen von Fort Davis ein helles Himmelblau, ähnlich dem der Adulare des St. Gotthardt, und bedeutend heller als der der Labradore der Pauls-Insel.

Blättchen nach den beiden Hauptspaltflächen lassen sich sehr leicht in grosser Vollkommenheit herstellen. Solche nach $\{001\}$ ergaben eine zu den Spaltrissen von $\{010\}$ parallele Auslöschung, Blättchen nach $\{010\}$ dagegen eine Auslöschungsschiefe von $10\frac{1}{2}$ bis 12° . Die Auslöschung ist stets eine sehr präzise und einheitliche. von Zwillingstreifung oder eingelagerten Lamellen eines anderen Feldspathes ist weder im gewöhnlichen noch polarisirten Licht etwas

zu erkennen. Blättchen nach {010} zeigen neben der basischen Spaltbarkeit vereinzelte, aber recht scharfe Spaltrisse, welche mit denen nach {001} einen Winkel von $72^{\circ} 26'$ bilden (Mittel von 10 Ablesungen an 2 sehr scharfen Rissen). Es ist eine ähnliche Spaltbarkeit, wie sie der sogenannte Murchisonit von Exeter besitzt, und welche dort einer Fläche $\{\bar{7}01\}$ entspricht. W. Cross¹⁾ fand in dem ebenfalls farbenschillernden Sanidin aus Lipariten von Chalk Mountain, Denver Co, Colorado eine ähnliche Spaltbarkeit, welche der Fläche $\{\bar{1}\bar{5}02\}$ parallel geht, Brögger²⁾ in farbenschillernden Feldspathen aus dem Pegmatitgang von Ula bei Laurvik eine solche, die der Fläche $\{\bar{8}01\}$ angehört.

Die Neigungen dieser Flächen zu {001} sind die folgenden:

$$\begin{aligned}\{\bar{7}01\} : \{001\} &= 73^{\circ} 13' \\ \{\bar{1}\bar{5}02\} : \{001\} &= 72^{\circ} 40' \\ \{\bar{8}01\} : \{001\} &= 72^{\circ} 2' 30''\end{aligned}$$

Es liegt demnach der hier gemessene Winkel von $72^{\circ} 26'$ zwischen den beiden letzteren Werten und entspricht am nächsten der Fläche $\{\bar{1}\bar{5}02\}$.

Ausser diesen Spaltrissen treten auf den Spaltblättchen des farbenschillernden Sanidins von Fort Davis noch sehr reichlich eigenthümliche Risse von constanter Lage auf, die ein von Spaltrissen vollständig verschiedenes Aussehen haben; sie sind stets sehr kurz und zeigen besonders auf {010} eine faserige Beschaffenheit. Auf Blättchen nach {001} liegen dieselben sämmtlich parallel und stehen normal auf den Spaltrissen nach {010}; man kann hier durch ihre seitliche Verschiebung beim Heben und Senken des Mikroskop-tubus ihr schiefes Einfallen constatiren.

Auf Spaltblättchen nach {010} sind sie etwas kürzer und unregelmässiger in ihrem Verlauf, es sind hier 2 verschiedene Systeme von Rissen, die theils getrennt liegen, theils sich zu zickzackförmigen Rissen combiniren, wie sie Fig. 5 sehr gut zeigt. Die Risse fallen hier senkrecht ein, entsprechen also Flächen aus der Orthodomen-

¹⁾ W. Cross, On the lustre exhibited by sanidine in certain Rhyolites. Bull. of the U. St. Geol. Survey, Nr. 20, pag. 75.

²⁾ W. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatite der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Krystallogr., Bd. 16, pag. 544.

zone. Der faserigen Beschaffenheit und des kurzen Verlaufes dieser Risse wegen sind sehr genaue Messungen über ihre Lage nicht möglich.

Die folgenden Winkelwerte beziehen sich auf Messungen auf Spaltblättchen nach $\{010\}$. Ein System der Risse bildet hier mit der Normalen auf $\{001\}$ einen Winkel, der im Mittel zahlreicher Ablesungen zu $9^{\circ}30'$ gefunden wurde, die Risse liegen zu dieser Normalen im umgekehrten Sinn wie die Spaltrisse nach $\{\bar{1}\bar{5}02\}$, also im spitzen Winkel β . Die Lage der dieser Richtung entsprechenden Fläche ist ziemlich genau $\{\bar{2}01\}$, das mit $\{001\}$ einen Winkel von $99^{\circ}37'$ einschliesst. Das zweite System von Rissen weicht von der Normalen auf $\{001\}$ in demselben Sinn wie die Spaltrisse nach $\{\bar{1}\bar{5}02\}$ ab und bildet mit der ersteren Richtung einen Winkel von circa 34° ; die diesen Rissen entsprechende Fläche liegt daher über dem stumpfen Winkel β und bildet mit $\{001\}$ einen Winkel von circa 124° . Es ist dies sehr annähernd die Lage eines negativen Orthodomas $\{701\}$, das mit $\{001\}$ einen Winkel von $124^{\circ}7'$ einschliesst.

Eine genügende Erklärung für die Entstehung dieser vollständig regellos vertheilten und auf ganz frisch hergestellten Spaltflächen auftretenden Risse lässt sich nicht geben. Es liegt der Gedanke nahe, dass ursprünglich feine Lamellen eines anderen Feldspathes eingewachsen waren, welche durch Lösung entfernt wurden. Dem widerspricht einmal die absolut frische Beschaffenheit dieser Feldspathe und hauptsächlich die ungewöhnliche Lage dieser Risse. Bei einer Reihe von Feldspathen aus den Apache Mts. wurden solche gesetzmässige lamellare Verwachsungen beobachtet, und stets hatten die Lamellen eine Lage, welche ungefähr dem positiven Orthodoma $\{\bar{1}\bar{5}02\}$ entspricht. Nur auf eines sei hier hingewiesen. Sehr häufig zeigen diese natronreichen Kalifeldspathe undulöse Auslöschung und, wie später noch bei den nephelinführenden Ergussgesteinen erwähnt werden wird, zum Theil Erscheinungen, welche an die Einwirkung eines stärkeren Druckes erinnern. Meines Erachtens sind diese Erscheinungen durch Spannungen bedingt und mit den optischen Anomalien von Mischkrystallen zu vergleichen; es wäre möglich, dass diese Risse die Folge einer Auslösung solcher Spannungen sind. Dass der Feldspath von Fort Davis relativ sehr natronreich ist, dafür spricht 1. sein Farbenschiller, der, soweit bis jetzt bekannt, stets nur bei natronreichen Kalifeldspathen auftritt; 2. seine hohe

Auslöschungsschiefe auf {010}, er verhält sich in dieser Beziehung genau wie die von Brögger untersuchten Natronkalifeldspathe aus der Umgebung von Laurvik; 3. sein hohes specifisches Gewicht, das im Muthmann'schen Pyknometer mit Chlorkohlenstoff zu 2.582 bestimmt wurde. Ausserdem wurde der hohe Natrongehalt auch direct durch mikrochemische Reactionen nachgewiesen. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass bei Sanidin die Fläche {201}, die normal auf der Spaltfläche {010} und nahezu normal auf der Spaltfläche {001} steht, als Gleitfläche auftritt und so eine Auslösung von Spannungen parallel zu ihr stattgefunden hat. Die Fläche des negativen Orthodomas {701} ist allerdings meines Wissens weder als Krystall-, noch als Structurfläche bekannt.

Von dunklen Gemengtheilen in den Lipariten von Fort Davis ist sehr wenig zu erwähnen. Einige kleinere unregelmässig begrenzte Fetzen eines hellgrünen Pyroxens gehören wahrscheinlich dem Aegirin an. Ausserdem finden sich locale Anhäufungen von Eisenoxyd, die nach ihrer Anordnung mit grosser Wahrscheinlichkeit aus einem Bisilicat, vielleicht einem Amphibolmineral, hervorgegangen sind.

Die Grundmasse des Liparites ist sehr ähnlich der der Paisanite, sie besteht aus Feldspath und reichlichem Quarz.

Der erstere ist kurz leistenförmig begrenzt und zeigt mikroperthitische Verwachsungen, doch nicht mit der Regelmässigkeit wie bei den Paisaniten. Der Quarz bildet grössere einheitlich orientirte Flecke, denen die Feldspathe eingelagert sind, es entsteht dadurch eine mikropoikilitische Structur der Grundmasse.

Sehr ähnliche Verhältnisse zeigt der Liparit aus der Umgebung von Muerto Spring. Die Feldspatheinsprenglinge besitzen hier einen etwas dunkler blauen Schiller, der mehr an den der Labradore der Pauls-Insel erinnert. In ihrer Form stimmen sie vollständig mit denen von Fort Davis überein; dagegen tritt auf Spaltflächen nach {001} eine deutliche Auslöschungsschiefe von $1-1\frac{1}{2}^\circ$ auf, es gehört dieser Feldspath demnach in die Reihe der Anorthoklase. Die Auslöschungsschiefe auf {010} beträgt $7-10^\circ$, das specifische Gewicht wurde zu 2.594 bestimmt. Ein beträchtlicher Natrongehalt wurde auch hier mikrochemisch nachgewiesen. Die bei dem Sanidin von Fort Davis erwähnten eigenthümlichen Risse fehlen hier vollständig.

Im übrigen lässt sich bei dem Liparit von Muerto Spring fast wörtlich wiederholen, was oben über die Beschaffenheit der Grundmasse, das Auftreten dunkler Gemengtheile etc. gesagt wurde.

Das Gleiche gilt für einen Liparit von der Ranch „Crow's nest“, nur dass hier den Sanidineinsprenglingen der blaue Schiller fehlt.

Eine Analyse des Liparits von Fort Davis, welche im chemischen Laboratorium zu Heidelberg ausgeführt wurde, ergab folgende Zusammensetzung:

<i>SiO₂</i>	71·10
<i>TiO₂</i>	0·57
<i>Al₂O₃</i>	11·39
<i>Fe₃O₃</i> }	5·33
<i>FeO</i> }	
<i>MgO</i>	1·54
<i>CaO</i>	0·08
<i>Na₂O</i>	3·95
<i>K₂O</i>	6·37
<i>H₂O</i>	0·44
<i>P₂O₅</i>	0·05
Summa	
100·82	

Auch hier ist, wie bei den Paisaniten, der niedere Kalkgehalt neben dem hohen Natrongehalt ein Beweis dafür, dass der mit Sanidin verwachsene Feldspath Albit ist. Wahrscheinlich ist in der Analyse der Thonerdegehalt etwas zu nieder, der Eisengehalt etwas zu hoch bestimmt.

Die Phonolithe (Apachite).

Die nephelinführenden Ergussgesteine wurden in den Apache Mts. an 2 Localitäten gesammelt, einmal in der Umgebung von Muerto Camp, wo sie in typischer Deckenform auftreten, und dann als Gerölle im Limpia Creek nahe Fort Davis. Im Bett der Limpia Creek wurden sie vom Fort aus, thalaufwärts verfolgt, ohne dass das Anstehende erreicht werden konnte, doch ist der ganze Habitus der von da stammenden Handstücke, ihre Zusammensetzung und Structur, denen von Muerto Camp so ähnlich, dass auch für sie

ein deckenartiges Vorkommen mit grosser Sicherheit angenommen werden kann.

Es sind graue, bei Verwitterung sich rothbraun färbende, mittel- bis feinkörnige Gesteine, welche leicht an ihrem fettigen Glanz, der durch den Nephelinreichthum bedingt ist, sowie an ihrer leichten Theilbarkeit in dünne Platten als in die Phonolithgruppe gehörig erkannt werden.

Von grösseren Einsprenglingen findet sich ein glasiger Feldspath recht spärlich, dann aber, in über Centimeter grossen scharf begrenzten Krystallen, die tafelförmig nach dem Klinopinakoid ausgebildet, mit dieser Fläche der Theilbarkeit des Gesteines parallel angeordnet sind. Ein zweiter in manchen Handstücken und besonders auf angewitterten Flächen makroskopisch stark hervortretender Gemengtheil ist der Nephelin, er bildet nicht selten bis über 2 Millimeter grosse, scharf begrenzte Einsprenglinge. Bei der Verwitterung geht das sonst fettglänzende, durchsichtige Mineral in trübe, weisse oder röthliche Zersetzungsproducte über, die leicht weggeführt werden und auf der Oberfläche der Blöcke rechteckige und sechseckige Vertiefungen zurücklassen. Die grösseren Nephelineinsprenglinge sind in der Regel von einem Kranze dunkler Gemengtheile der Pyroxen- und Amphibolfamilie umgeben; nach Wegführung des Nephelins treten diese Anhäufungen der Bisilicate als dunkle Flecken auf der grauen Gesteinsmasse hervor, wodurch diese ein an manche Knotenschiefer erinnerndes Aussehen erhält, das durch den leichten Zerfall in dünne Platten noch erhöht wird.

Im allgemeinen nimmt, wie zu erwarten ist, die Korngrösse nach dem Hangenden und Liegenden der Decke ab. Die Oberfläche der Decke am Muerto Camp ist schon stark erodirt, indessen fanden sich Blöcke, die sehr feinkörnig sind und 3—4 Centimeter grosse, leere oder Zeolithe enthaltende Mandelräume zeigen; dieselben stammen jedenfalls aus der Nähe der Deckenoberfläche. Eine glasige Ausbildung der Grundmasse ist mit dieser Mandelsteinstructur nicht verbunden, dagegen Unterschiede in der Natur der Gemengtheile, die später näher besprochen werden sollen.

Unter dem Mikroskop sind die Gesteine dieser Gruppe von den nephelinfreien Ergussgesteinen ausser der Nephelinführung durch den Reichthum und die Mannigfaltigkeit der Mineralien der Pyroxen- und Amphibolgruppe ausgezeichnet. Biotit wurde in den circa 20

untersuchten Präparaten nur einmal gefunden. Das unregelmässig begrenzte Blättchen war erfüllt von Erzkörnern und umrandet von Hornblende; jedenfalls ist der Biotit eine sehr alte Ausscheidung aus dem Magma und grösstentheils wieder resorbirt worden.

Die Pyroxengruppe ist durch 3 gut charakterisirte Glieder vertreten, einen Augit, der jedenfalls der Diopsid-Malakolithgruppe angehört, Aegirinaugit und Aegirin. Der erstere unterscheidet sich von den beiden letzteren unter dem Mikroskope durch seine hellgraue Farbe bei fast vollständigem Mangel an Pleochroismus und seine optische Orientierung, bei ihm liegt der *c*-Axe zunächst *c*. Die Auslöschungsschiefe $c:c$ beträgt circa 41° . Er ist älter als die übrigen Pyroxene und sämtliche Amphibolmineralien. Obgleich recht selten krystallographisch scharf begrenzt, bildet er meist roh prismatische Formen, zeichnet sich aber sämmtlichen übrigen dunklen Gemengtheilen gegenüber durch sein compactes Wachsthum aus. Randlich wird er gewöhnlich von Aegirinaugit und Aegirin, seltener von Mineralien der Hornblendegruppe in der gewöhnlichen Orientirung umwachsen und documentirt dadurch sein höheres Alter. Von Einschlüssen pflegt er nur farbloses Glas zu führen.

Dieser graue Pyroxen herrscht in den Gesteinen mit relativ grobem Korn, die aus den centralen Theilen der Decke des Muerto Camp stammen. In den feinkörnigen Gesteinen, nach den Grenzen der Decke zu, werden die Säume der natronreichen Pyroxene immer breiter, bis eine nahezu vollständige Ersetzung durch Aegirinaugit und Aegirin eintritt. Diese bilden kurze, dick prismatische Krystalle, die terminal stets ausgefranst sind, die centralen Partien bestehen aus Aegirinaugit, die peripherischen aus Aegirin. Beide gehen dabei ohne scharfe Grenzen in einander über, so dass die Auslöschungsschiefe solcher Prismen von aussen nach innen allmählich zunimmt. Beide Mineralien sind deutlich pleochroitisch, der Aegirin zeigt den gewöhnlichen Pleochroismus zwischen grasgrün und gelbgrün, beim Aegirinaugit ist er weniger ausgesprochen, doch sind sie sicher nur zwischen gekreuzten Nicols an der schwächeren Doppelbrechung und der grösseren Auslöschungsschiefe ($a:c$ circa 30°) des letzteren zu unterscheiden. Sowohl Aegirin als Aegirinaugit sind stets ausserordentlich reich an Einschlüssen, sie sind zum Theil vollständig siebartig durchlöchert und von Feldspathen der Grundmasse durchwachsen; auch scharf begrenzte Nephelinkrystalle umschliessen sie nicht selten. Zu-

weilen wird die Aegirinsubstanz auch an den Längsseiten der prismatischen Krystalle fast vollständig von den Feldspathen der Grundmasse verdrängt, bei starker Vergrößerung findet man dann zwischen den letzteren nur noch kleine Aegirinzwickel und -fäden, die aber alle noch mit dem Hauptindividuum gleiche Orientirung besitzen, der Aegirin verliert sich so förmlich in der Grundmasse. Eine ähnliche Durchwachsung mit Grundmasse findet sich bei den Amphibolmineralien und ist ein Beweis für die relativ späte Auskrystallisation dieser Gemengtheile.

Unter den Amphibolmineralien herrscht in den gröber körnigen Gesteinen eine braune bis grünbraune Hornblende, die wahrscheinlich zwischen Arvfedsonit und Barkevikit steht. Die Farbe wechselt in demselben Schnitt nicht selten zwischen braunen und grünen Tönen. Der Pleochroismus ist sehr kräftig. Er ist

a = hellbraun bis gelbbraun.

b = dunkelbraun, zum Theil mit einem Stich in's Graue.

c = dunkelgrün bis grünbraun.

Absorption $c = b > a$. Der Axe c zunächst liegt a . Die Auslöschungsschiefe wurde bis 15° gemessen.

In den feinkörnigen Gesteinsvarietäten des Muerto Camp wird diese braune Hornblende verdrängt durch eine andere, jedenfalls sehr natronreiche, von recht eigenthümlichem Pleochroismus; dieselbe gehört ihrer Absorption nach vielleicht in die neuerdings von Brügger mit dem Namen „Katoforit“ bezeichnete Amphibolreihe. Der Pleochroismus ist

a = dunkelgrünblau bis rein stahlblau.

b = dunkelbraungrau bis rauchgrau.

c = hellgelbbraun, in dünnen Schnitten fast farblos.

Absorption $b > a > c$.

Die Bestimmung der übrigen optischen Eigenschaften wird sehr erschwert durch die schwache Doppelbrechung und die starke Dispersion der Elasticitätsachsen, die auf Schnitten nach $\{010\}$ sich bei einem Wechsel der Polarisationsfarben ohne Dunkelstellung kundgibt. Der Axe c zunächst liegt a . Die Auslöschungsschiefe ist grösser als bei der braunen Hornblende und sicher über 20° .

Beide Mineralien, die braune und blaue Hornblende (Katoforit), bilden die schon mehrfach beschriebenen lappigen und stengeligen Aggregate, doch findet sich erstere zum Theil auch in compacten, aber regellos begrenzten Fetzen, sie entspricht in ihrem Auftreten mehr dem grauen Pyroxen, den sie auch stets begleitet. Beide Hornblenden sind, wie schon erwähnt, jünger als die Pyroxene, ihre häufigen Verwachsungen beweisen dies. Auch die Thatsache, dass diese Hornblenden nicht nur sehr häufig von den Feldspathen der Grundmasse ihre äussere Begrenzung erhalten, sondern auch von diesen in fluidaler Anordnung durchwachsen werden, wie später bei den Feldspathen noch erwähnt werden wird, spricht für ihr ausserordentlich junges Alter; ihre Bildung fällt mit der Consolidation der Gesteine nahezu zusammen (siehe Fig. 8).

Auch der *Ainigmatit*, welcher gelegentlich der Beschreibung der Mt. Ord-Gesteine erwähnt wurde, findet sich bei diesen Ergussgesteinen in ausserordentlicher Verbreitung wieder. Die Art der Ausbildung ist dieselbe wie dort (siehe Fig. 6).

In einigen Handstücken von Limpia Creek tritt er nur mit Aegirin und Aegirinaugit vergesellschaftet auf und steht diesen an Menge kaum nach. Am Muerto Camp unterliegt das Mineral häufig einer Umwandlung, es bildet sich neben reichlicher Ausscheidung von Eisenoxyd eine grüngelbe, stellenweise etwas faserige Masse, die Aggregatpolarisation zeigt und die Formen des Mutterminerals noch gut erkennen lässt.

Die stets nach $\{010\}$ tafelförmigen Feldspatheinsprenglinge sind, wie schon bemerkt, nur sehr spärlich; es ist Zufall, wenn beim Schlagen eines Handstückes einer oder zwei blossgelegt werden. Ihre Begrenzung wird gebildet von $\{001\}$ $\{010\}$ $\{110\}$ $\{\bar{1}01\}$ oder statt der letzteren Form seltener $\{201\}$. Auf Spaltblättchen nach $\{001\}$ ist die Auslöschung parallel, auf solchen nach $\{010\}$ beträgt sie $7-8^\circ$. Die Spaltblättchen nach $\{010\}$ zeigen neben Spalt-rissen nach $\{001\}$ oft sehr scharf ein anderes System von Rissen, das mit $\{001\}$ einen Winkel von $25-26^\circ$ bildet; es ist dies die bei Sanidin häufig beobachtete Spaltbarkeit nach $\{100\}$ ($100:001 = 63^\circ 57' = \zeta$). Die Ausbildung und Anordnung der Feldspathe der Grundmasse sind es, welche die leichte Theilbarkeit der Gesteine und auch wesentlich ihre mikroskopische Structur bedingen. In ihrem Habitus sind auch diese Feldspathe dünn, tafelförmig nach $\{010\}$

wie die Einsprenglinge, doch ohne regelmässige Begrenzung in der Orthodomenezone; sie liegen mit $\{010\}$ alle der Theilbarkeit der Gesteine parallel. Eine Folge davon ist, dass Schliffe parallel und senkrecht zu den letzteren ein vollständig verschiedenes Structurbild zeigen. In Schliffen parallel der Theilbarkeit bilden die Grundmassfeldspäthe regellos begrenzte, meistens zugerundete Durchschnitte von sehr gleichmässigen Dimensionen und ohne irgend welche regelmässige Anordnung, so dass das Structurbild hier an das mancher Hornfelse erinnert. Präparate senkrecht zu der Theilbarkeit dagegen zeigen scharf begrenzte lange Leisten in fluidaler Anordnung. Dieselbe Anordnung zeigen auch die Feldspathe, welche, wie oben erwähnt, von Aegirin, Aegirinaugit und den Amphibolmineralien umschlossen werden: in den Schnitten der ersteren Orientirung zeigen die letzteren das erwähnte siebartige Aussehen durch die zahlreichen rundlichen Feldspatheinschlüsse, während sie in denen der zweiten Orientirung wie von einem Strom von Feldspathleisten durchflossen werden (Fig. 8). Zwillingsbildungen sind an den Feldspathen der Grundmasse nur sehr spärlich zu beobachten und dann nur einfache nach dem Carlsbader Gesetz, dagegen sind mikroperthitische Verwachsungen ausserordentlich verbreitet und fehlen kaum einem Durchschnitte. Die Verwachsungsverhältnisse sind dabei ganz ähnlich wie bei den phonolithartig entwickelten Grenzgesteinen vom Mt. Ord. Bei den leistenförmigen Durchschnitten stehen die durch stärkere Doppelbrechung ausgezeichneten Albitlamellen und Bänder nahezu normal auf der Längsrichtung; sie sind wie bei den Mt. Ord-Gesteinen von sehr verschiedener Breite im Gegensatze zu den Verwachsungen bei den Paisaniten, wo sie stets von ausserordentlicher Feinheit sind. Fig. 7 gibt diese Verwachsungen in einem Phonolith vom Muerto Camp. Ist der Sanidin nach dem Carlsbader Gesetz verzwillingt, so setzen die Lamellen häufig durch beide Zwillingshälften ungestört hindurch, seltener setzen sie an der Zwillingsgrenze ab. Auf Schnitten, welche den Sanidin parallel $\{010\}$ treffen, treten die Lamellen nicht so deutlich hervor, da hier der Unterschied in der Stärke der Doppelbrechung nicht so gross zu sein scheint, auch ist der Verlauf der Lamellen hier kein so regelmässiger. Nicht selten kreuzen sich dann 2 Lamellensysteme unter spitzen Winkeln. In manchen Handstücken vom Muerto Camp, die nicht mehr ganz frisch sind, hat eine Wegführung des Albits aus dem Sanidin stattgefunden; der letztere wird dann von

Canälen durchzogen, die theilweise secundär wieder von Infiltrationsproducten, wie Eisenoxyd oder kleinen opaken Körnchen, erfüllt wurden.

Ausser den erwähnten, scharf begrenzten Einsprenglingen und den Feldspathen der Grundmasse treten in manchen Präparaten vom Muerto Camp reichlich Feldspathe einer dritten Generation auf, welche bei regelloser Begrenzung sich von der letzteren durch bedeutend grössere Dimensionen auszeichnen, sie sind fast durchgehends Carlsbader Zwillinge. Mikroperthitische Verwachsungen zeigen sie nur selten in ihrer ganzen Masse, öfter nur in den randlichen Partien; weitaus häufiger dagegen ist nur eine sehr ausgesprochene undulöse Auslöschung zu erkennen, die beim Drehen der Präparate wie ein dunkler Balken über die Durchschnitte wegzieht. Ausserdem treten an diesen Feldspathen Erscheinungen auf, welche ausserordentlich an diejenigen erinnern, welche Feldspath oder Quarz in gepressten und durch Druck veränderten Gesteinen zeigt. So zeigen sie Sprünge, die gewöhnlich nach kurzem Verlauf wieder auskeilen und im gewöhnlichen Licht nicht auffallen; zwischen gekreuzten Nicols dagegen treten dieselben dadurch hervor, dass den ihnen angrenzenden Partien des Feldspathes eine etwas verschiedene optische Orientirung zukommt; wenn die Sprünge auskeilen, geht die optische Orientirung dieser Theile ohne scharfe Grenzen in einander über. Durch mehrere solche Sprünge kann ein Zerfall eines Individuums in mehrere in ihrer optischen Orientirung etwas abweichende Körner stattfinden, ähnlich wie dies bei Quarzeinsprenglingen gepresster Quarzporphyre so häufig der Fall ist. Der dunkle Balken, welcher an Stelle einheitlicher Auslöschung solche Feldspathe durchwandert, wird häufig an diesen Sprüngen seitlich verschoben und verworfen, ein Verhalten, das an das Absetzen secundär gebildeter Zwillingslamellen an Sprüngen im Feldspath erinnert, wie es von v. Wervecke und Anderen beschrieben wurde.

Da die Phonolithe des Muerto Camp eine nur schwach geneigte Decke von vollständig ugestörter Lagerung bilden, ist an die Wirkung eines von aussen kommenden Druckes nicht zu denken. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist das beschriebene Phänomen durch Spannungen und Volumveränderungen der Feldspathe während des Erkaltes des Gesteines hervorgerufen und es wird dabei wesentlich das verschiedene Verhalten des Sanidin und des ihm theils mikro-

theils kryptoperthitisch eingelagerten Albiten in Rechnung zu ziehen sein. Es ist dies, wie ich glaube, ein ähnliches Verhalten, wie es für die optischen Anomalien mancher isomorpher Mischungen von Brauns nachgewiesen worden ist. Hier bei den perthitischen Feldspathen, wo die Mischung des Kali- und Natronfeldspathes keine moleculare ist, sondern grössere Molekülcomplexe beider Substanzen mit einander verwachsen sind, wird die starke Temperaturänderung während der Gesteinsabkühlung wesentlich die Spannungen hervorrufen, die zum Theil durch die Bildung der Risse ausgelöst werden.

Der Nephelin tritt stets in gut begrenzten Krystallen als Einsprengling auf. Wenn er makroskopische Dimensionen annimmt, wie dies in den centralen Theilen der Decke der Fall ist, sind seine Formen oft verzerrt, bei geringeren Dimensionen dagegen in der Regel modellscharf. Die Krystallform wird wie gewöhnlich durch die Combination $\{10\bar{1}0\}$ $\{0001\}$ bei kurz prismatischem Habitus gebildet. Die Spaltbarkeit nach den beiden genannten Formen tritt zum Theil recht deutlich durch einzelne, aber scharfe Spaltrisse hervor. Die kleineren Einsprenglinge pflegen vollständig frei von Einschlüssen zu sein, dagegen sind die grösseren, besonders in ihren centralen Theilen, vollständig erfüllt von Grundmassfeldspathen, so dass man zwischen gekreuzten Nicols glaubt, einen Theil der Grundmasse vor sich zu haben. Einschlüsse der dunklen Gemengtheile sind bedeutend spärlicher, letztere legen sich dagegen randlich gern an die Nepheline an und umgeben sie kranzartig, eine Folge des zum grössten Theil jüngeren Alters derselben.

Endlich ist noch eine wasserhelle structurlose Basis zu erwähnen, welche in geringer Menge in diesen Phonolithen auftritt. Am besten ist sie in Schriffen senkrecht zur Theilbarkeit der Gesteine zu studiren, sie erfüllt die zwickelförmigen Räume zwischen den Feldspathen.

Fasst man die geschilderten Verhältnisse zusammen, so ergibt sich, dass die hier vorliegenden ergussförmig auftretenden und die Syenite und Eläolithsyenite begleitenden Nephelingeesteine ihrer Zusammensetzung und Structur nach den Phonolithen am nächsten stehen. Dagegen weichen sie von den typischen Vertretern der letzteren Gesteinsfamilie nicht unerheblich in zwei Momenten ab.

Zunächst ist es der Reichthum an Mineralien der Hornblende-gruppe und des Ainigmatit, welche diese Gesteine auszeichnen. Sie kommen den Pyroxenen an allgemeiner Verbreitung und Mannigfal-

tigkeit der Ausbildung nahezu gleich. Zugleich ist es die späte Bildungsperiode dieser Amphibolmineralien, die sich im allgemeinen als jünger als die der Pyroxene ergibt und in manchen Fällen sicher noch die der Grundmassfeldspathe überdauert, welche für diese Gesteine besonders den Phonolithen gegenüber charakteristisch ist. In typischen Phonolithen ist Hornblende ein recht seltenes Mineral. es tritt dann unter Umständen auf, welche auf ein relativ sehr hohes Alter schliessen lassen, ist häufig von dunklen Magnetitträndern umgeben und einer theilweisen Resorption unterlegen. Dabei neigen die beschriebenen Gesteine der Apache Mts. nicht etwa durch Nephelinarmuth zu Trachyten, sondern sind in der Regel recht nephelinreich.

Ausserdem ist es die allgemeine Verbreitung mikroperthitischer Verwachsungen, besonders auch bei den Feldspathen der Grundmasse, wie sie Figur 7 zeigt und wie sie wohl bei Phonolithen in einer solchen Ausdehnung noch nicht bekannt geworden ist.

Den durch diese beiden Momente ausgezeichneten Gesteinstypus möchte ich in der grossen Gruppe der phonolithischen Gesteine besonders abgrenzen und mit dem Namen „Apachit“ bezeichnen.

Fig. 1.



Fig. 2.

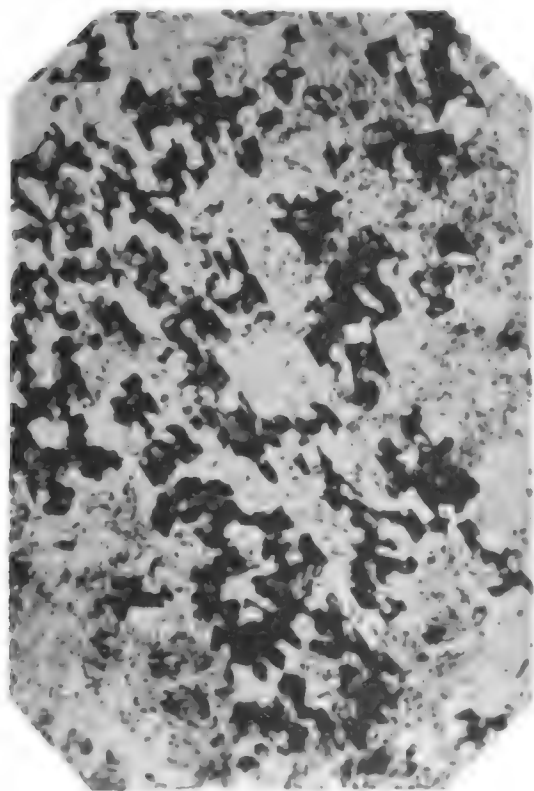
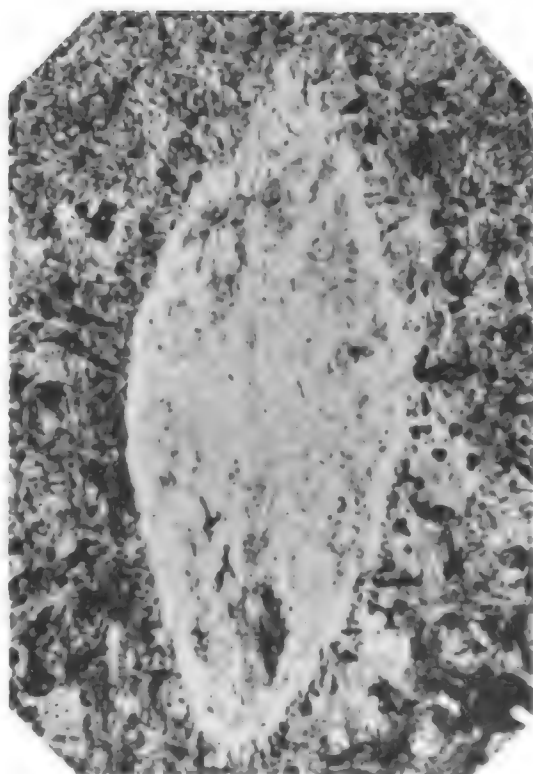


Fig. 3.



Fig. 4.

Lichtdruck von Max Jaffe, Wien.

XXI. Die Hyacinthen (Quarze) der Gypse des Röth bei Jena.

Von E. Zschimmer in Jena.

(Mit 2 Textfiguren.)

In den dem Röth angehörigen Gypsen des Jenzigs und des Hausberges bei Jena fand ich gelegentlich einer geologischen Excursion Stücke mit rundum ausgebildeten Quarzkrystallen. Sie sind 0·5 — 8·0 Millimeter lang, von gelblich-rother bis ziegelrother Farbe und von den Flächen $\infty R. + R. - R$ begrenzt, den „Hyacinthen von Compostella“ zu vergleichen. Einer Anregung des Herrn Prof. Dr. Linck folgend, habe ich das Vorkommen näher untersucht.

Die Krystalle sitzen sowohl in dem gangförmig auftretenden weissen Fasergyps, als auch in dichtem, ziegelrothem oder schmutzigweiss gefärbtem Lagergyps und scheinen einer bestimmten 0·5—1·5 Meter mächtigen Zone anzugehören.

Vor dem Eintritt in die nähere Beschreibung mögen einige andere ähnliche Vorkommnisse erwähnt und mit Rücksicht auf die Ansichten über ihre Entstehung kurz betrachtet werden.

Nach Zirkel¹⁾ findet sich Quarz, beziehungsweise rother Eisenkiesel als Bestandmasse des Gypses an folgenden Orten: Kittelsthal bei Eisenach; Tonna in Coburg; Fahnern bei Langensalza; Golling in Salzburg; Val Canaria am St. Gotthardt; Recoaro nw. Vicenza; Corvetto, Castelnau de Durbau Pyren.; San Jago de Compostella in Spanien, Prov. Galicien; Paredes in Guadalaxara, Spanien.

Am bekanntesten sind wohl die sogenannten „Hyacinthen von Compostella“. Dieses Vorkommen zu San Jago de Compostella wurde von F. Römer²⁾ angezweifelt. Römer fand bei Almansa in Murcia „Gypsstücke mit den bekannten kleinen Krystallen von rothem Eisenkiesel, den sogenannten „Hyacinthen von Compostella“

¹⁾ Zirkel, Lehrb. d. Petrographie, II. Aufl., III, pag. 514.

²⁾ Neues Jahrb. f. Geologie etc. 1864, pag. 771.

erfüllt“ und sagt darüber: „Diese Krystalle sind . . . für die dem Keuper äquivalenten Gyps und Steinsalz führenden Thone der spanischen Triasbildung so bezeichnend, dass sie fast nirgends in derselben vermisst werden“ „So wenig sie wirkliche Hyacinthen sind, so wenig kommen sie von San Jago de Compostella“ „In jedem Falle sollte man die übliche Bezeichnung „Hyacinthen von Compostella“ ganz der Vergessenheit übergeben.“

Zirkel¹⁾ hält die Identificirung der eben erwähnten Gyps führenden Thone mit Keuperbildungen für irrthümlich und sucht die Ansicht Leymerie's²⁾ zu begründen, nach welcher die Gypse einer Wirkung von Schwefelwasserstoffquellen ihren Ursprung verdanken, die im Gefolge von Ophiteruptionen, — also in nachtriadischer Zeit, — hervorgebrochen sind.

Ganz analog ist das Vorkommen von „Hyacinthen“, welches Beaugéy³⁾ aus den salzführenden Thonen von der Nordseite der Pyrenäen, Departement Landes, Aude, Pyrén. orient., beschreibt. Interessant ist dabei die Beobachtung von Anhydriteinschlüssen, die sich in Form rechteckiger Täfelchen, zuweilen in einzelnen Zonen angehäuft, in den Krystallen fanden.

Curie und Flamand⁴⁾ berichten über ein ähnliches Vorkommnis in Algier. Die Gypse, welche, mit Zellendolomiten und Thonen vergesellschaftet, die algerischen Ophite begleiten, sind augenscheinlich aus den durchbrochenen Kalken durch Metamorphose mittels SO_2 entstanden, sie erscheinen in Gängen, sind gemengt mit Quarz, Pyrit, Turmalin, Anhydrit etc“

In der sedimentären Mulde von Airolo am St. Gotthardt findet sich, wie Grubenmann⁵⁾ mittheilt, in einem Gypsstocke Quarz mit Pyrit, Glimmer, Talk, Turmalin, Disthen und Zirkon.

Senft⁶⁾ beschreibt das Quarzvorkommen im Gypsstocke bei Kittelsthal. Dieser befindet sich im oberen Zechstein und besteht aus dichtem und faserigem Gyps in Wechsellagerung mit Thon. Im

¹⁾ Lehrb. d. Petrographie, 2. Aufl., II, pag. 675.

²⁾ Leymerie, Bull. soc. géol. (2) XX, 1863, 245.

³⁾ Grotb's Zeitschr. f. Krystallographie, XX, pag. 274. Ref.

⁴⁾ Neues Jahrb. f. Geologie etc. 1890, II. Etude sur les roches éruptives de l'Algérie. Ref.

⁵⁾ Mittheilungen der Thurgauischen Naturf. Ges. Frauenfeld, 1888, VIII, 1—27.

⁶⁾ Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellschaft, 1861.

dichten Gyps fand Senft „erbsengrosse, sechsseitige Doppelpyramiden, deren Basiskanten abgestumpft sind, bisweilen zu Zwillingen verwachsen, rauchbraun, glasglänzend, durchsichtig. Sie erscheinen immer nur einzeln eingewachsen im dichten Gyps, zumal in der dolomitführenden Zone desselben und scheinen in einer gewissen Beziehung zu den Dolomitkrystallen zu stehen“. Senft nimmt an, dass sich der Gypsstock, sowie der darüberlagernde Zechsteindolomit aus den Zersetzungsproducten eines Glimmerdioritgesteines vom Ringberge bei Ruhla gebildet habe.

Nicht unerwähnt möge noch ein Vorkommen von Quarz in Gyps bleiben, welches O. Fraas¹⁾ mittheilt. „Am Südabhange der sogenannten Salzkette im nördlichen Pandschab, welche von Dschelam bis Kalabagh am Indus reicht, tritt das Steinsalz in ziemlich mächtigen Massen zu Tage und ist die älteste Bildung dieses Gebirges. Darüber liegt Gyps, dann theils Dolomit und Kalk mit *Productus antiquatus*, *Orthis pelargonata* und anderen Versteinerungen, theils Sandsteine und Schieferthone mit *Obolus* Neuerdings wurden in dem begleitenden Gyps, der zuweilen rosenroth bis schneeweiss ist, ausgezeichnet schöne, etwa 1 Centimeter lange Krystalle von Rosenquarz, Combination der beiden Rhomboeder mit untergeordnetem Prisma gefunden.“

Aus dem Mitgetheilten geht hervor, dass für die Gypse, in denen sich Quarzkrystalle fanden, zum Theil eine secundäre Entstehung angenommen wird. In Algier sollen sie aus kohlensaurem Kalk durch Einwirkung von SO_2 , in Spanien durch die Wirkung von Schwefelwasserstoffquellen, bei Kittelsthal durch Zersetzung eines Glimmerdiorits entstanden sein. Wahrscheinlich secundär dürfte auch der Gyps mit Anhydrit einschliessenden Quarzen aus den Nordpyrenäen sein.

In den genannten Fällen ist der Quarz wohl als eine mit dem Gyps gleichzeitige Bildung aufzufassen.

Ich will nicht versuchen, irgend eine Ansicht für oder wider die angenommene Entstehung jener Gypse auszusprechen, wengleich ich der Annahme zuneige, dass die Ansichten F. Römer's über die spanischen quarzführenden Gypse das Richtige treffen, ja vielleicht

¹⁾O. Fraas, Ueber das Vorkommen des Chlornatriums und der begleitenden Salze in Indien. Groth's Zeitschr. f. Krystallographie, I, 70. Briefl. Mittheilungen. Warth, Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, 1876, XXIV, 385.

alle Gypse entweder an Ort und Stelle als Gyps oder Anhydrit abgelagert oder höchstens von dem Orte ihrer Ablagerung durch Gewässer in Lösung wegtransportirt und anderwärts wieder abgeschieden wurden. Insbesondere scheint die ungeheuerliche Hypothese von Senft über die Bildung der Gyps- und Dolomitlager bei Kittelsthal ja längst wieder verlassen. Dagegen will ich constatiren, dass

1. die Quarze aus den Pyrenäen Anhydrit einschliessen,
2. vielfach, so bei Kittelsthal, in Algier, am Südadhang der Salzkette im Pandschab Dolomit in Begleitung der Gypse auftritt und
3. meist eine spätere secundäre Entstehung der Quarze angenommen wird.

Die Gypse, in denen ich die eingangs beschriebenen Quarzkrystalle fand, sind am Jenzig, am Hausberge und an den Kernbergen bei Jena bis zu einer Mächtigkeit von 20 Meter entwickelt. ¹⁾ Sie liegen im untersten Röth und sind der obersten Schicht des mittleren Buntsandsteins ²⁾ unmittelbar aufgelagert. Auffallend ist die starke, mindestens doppelte, in zwei aufeinander senkrechten Richtungen vollzogene Faltung der Gypsschichten.

Nach E. E. Schmid ³⁾ bilden die Gypse eine linsenförmige Einlagerung zwischen dem mittleren Buntsandstein und den Röthmergeln. „Diese Thatsache ist von einiger geologischer Bedeutung; mit der Krümmung der Gypsschichten zwischen den ebengeschichteten Sandsteinen und Mergeln, und mit ihrem gangartigen Auftreten am Hausberge zusammengenommen, macht sie es durchaus unwahrscheinlich, dass der Gyps auf dieselbe Weise durch successiven Absatz entstanden sei, wie Sandstein, Mergel und Muschelkalk, und stützt die Ansicht von seinem späteren Eindringen.“ Später modificirte Schmid ⁴⁾ seine Ansicht und sagte: „ . . . der Absatz des Gypses erfolgte aus einem wahrscheinlich so salzreichen Meere, dass in demselben keine Organismen bestehen konnten.“

Passarge ⁵⁾ fasste die Röthgypse als Ablagerungen in Strandseen auf.

¹⁾ S. Passarge, Das Röth im östlichen Thüringen. Jena 1891, pag. 6.

²⁾ Die oberste Schicht des mittleren Buntsandsteins wird von E. E. Schmid als Chirotheriumsandstein bezeichnet. Passarge stellt denselben zum Röth.

³⁾ E. E. Schmid u. Schleiden, Die geognost. Verhältnisse des Saaletales bei Jena. Leipzig 1846.

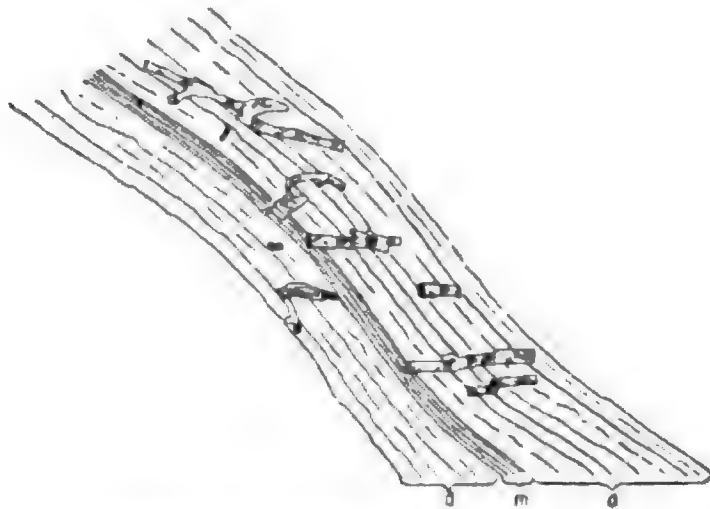
⁴⁾ E. E. Schmid, Das ostthür. Röth. Jahrb. d. k. preuss. Landesanst. 1881.

⁵⁾ S. Passarge, Das Röth im östl. Thüringen.

Sowohl Schmid als Passarge messen der Faltung der Gypse, beziehungsweise der gypshaltigen Schichten, — und sie sind in mindestens doppelter Weise gefaltet — welche, im ungefalteten Gebirge liegend, an den Teufelslöchern bei Jena so trefflich aufgeschlossen sind, keine Bedeutung bei. Gerade diese Erscheinung aber ist es, welche es überaus wahrscheinlich macht, dass die Gypse des Saalethales aus Anhydrit durch Wasseraufnahme entstanden sind, und das Vorkommen der Quarze bildet für diese Auffassung eine Stütze.

Die mit Gypsmergeln in Wechsellagerung befindlichen körnigen, grobkristallinen und porphyrtartigen Gypse werden durchsetzt von

Fig. 1.



Gangförmig auftretender Fasergyps am Jenzig.

d dichter, körniger Gyps.
m Gypsmergel.
f Fasergyps, durchgreifend gelagert.

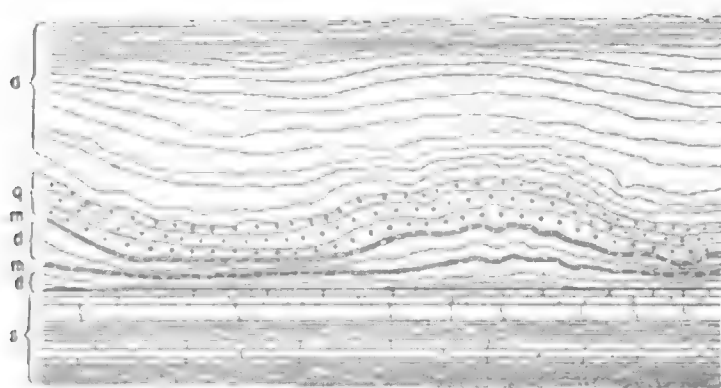
gangförmig auftretendem faserigem und dichtem Gyps von unzweifelhaft secundärer Entstehung (Fig. 1).

Die Quarzkrystalle fanden sich sowohl im gangförmigen Gyps als auch in der Hauptmasse des dichten Gypses in einer 0·5 — 1·5 Meter mächtigen Zone, deren obere Grenze etwa 3·5 Meter über dem oberen Niveau des mittleren Buntsandsteins liegt, zufolge von Faltung und Verdrückung aber an einigen Stellen bis auf 1 Meter herabsinkt (Fig. 2).

Sämmtliche Quarzkrystalle sind reich an zwei Arten von Einschlüssen. Sie enthalten in grosser Menge hexagonale Täfelchen. Dieselben sind in einer Richtung gestreckt, zeigen lebhaft Polari-

sationsfarben und Spaltungstracen parallel dem langen und einem kurzen Kantenpaar, öfters auch faserige Beschaffenheit. Häufig sind sie zu Zwillingen verwachsen, so dass die Auslöschungsrichtungen symmetrisch zur langen Kante liegen. Während diese Einschlüsse ohne Zweifel Gypskristalle sind, scheinen die rechteckig, zuweilen achtseitig umgrenzten Täfelchen der zweiten Art, welche gerade Auslöschung zeigen, Anhydrit zu sein. In einigen Individuen waren die Einschlüsse zonar angehäuft.

Fig. 2.



Profil am Jenzig.

- s Chirotheriumsandstein.
- d dichter, körniger, z. Th. porphyrtiger Gyps,
- m Gypsmergel.
- q Quarzföhrende Zone.

Nirgends sitzen die Krystalle in Hohlräumen oder bilden sie Drusen.

Nach dem Vorkommen der Quarze in den Gängen ergibt sich zunächst, dass dieselben gleichzeitiger Entstehung mit dem Ganggyps oder jünger als dieser sind, die vom Quarz eingeschlossenen Gyps- und Anhydritkryställchen demonstrieren aber eine gleichzeitige Bildung von Gyps und Quarz auch im dichten Gyps, so dass man nicht fehlgehen dürfte, wenn man den Lagergyps, den Ganggyps und die Quarze als mehr oder minder gleichzeitige Bildungen ansieht. Es würde somit der Quarz zur Zeit der Umwandlung des aus dem Meere abgesetzten Anhydrits in Gyps sich zu bilden begonnen haben und die Entstehung der Ganggypse dürfte sich zeitlich nicht sehr viel von dem Beginne jener Umwandlung unterscheiden.

Es wäre nun noch die Frage nach der Art der Entstehung der Quarze zu erörtern und zu untersuchen, in welcher Beziehung sie zu den überlagernden Schichten stehen.

Die quarzführende Zone des Gypses enthält kleine Dolomitenkrystalle in grosser Menge, und nach E. E. Schmid bildet Dolomit einen gewöhnlichen Gemengtheil der Röthgypse. Dieser Umstand lässt eine Beziehung der quarzführenden Gypse zu den Hornsteinen, Hornsteindolomiten und Dolomiten im oberen Röth vermuthen.

E. E. Schmid¹⁾ gibt folgendes Profil des Röths am Jenzig (von oben nach unten):

Meter	9·5	Mergel, hell und carbonatreich werdend, immer noch dünn-schrieffrig, aber seiner Mengung nach dem unteren Muschelkalk sehr nahe stehend.
47	47	Hornsteindolomite, thonige Dolomite und Gyps in Zwischenschichten und Kluftausfüllungen. Bunte Mergel, dolomitisch, thonig, sandig.
		Dolomit. (Oberer Rhizocoralliumdolomit.) Mergel. Dolomit. (Mittlerer Rhizocoralliumdolomit.) Mergel.
22	22	Sandstein, glimmerreich, mitunter in glimmerreichen Quarzitschiefer übergehend.
		Mergel. Dolomit. (Unterer Rhizocoralliumdolomit.) Lichte Mergel.
31·5	{	Gypsflötz, dem Chirotheriumsandstein unmittelbar aufgelagert.

Die Zusammensetzung der Hornsteine, Dolomite und Mergel ist nach Schmid²⁾:

Hornstein vom Jenzig	81·2	Procent SiO_2	0·0	Proc. $MgCO_3$
Dolomit " "	61·7	" "	13·1	" " "
Mergel vom Jenzig	42·0—42·4	" "	8·2—8·5	Proc. $MgCO_3$

¹⁾ E. E. Schmid, Das ostthüringische Röth, pag. 148.

²⁾ Ibid. pag. 133, 134. Leider fehlt die genauere Angabe der Zonen, denen die analysirten Gesteine entnommen wurden.

Somit scheint es nicht unwahrscheinlich, dass die Tagewässer bei ihrem Wege in die Tiefe Magnesiumcarbonat aufnahmen, und dieses wiederum die Löslichkeit der Kieselsäure beförderte. Bischof⁷⁾ liess destillirtes Wasser auf ein Gemenge von Magnesia alba, kohlen-saurem Kalk, Eisenoxydhydrat und Kieselsäurehydrat in einem ver-schlossenen Gefässe mehrere Tage unter öfterem Umschütteln einwir-ken. Danach ergab die Analyse des filtrirten Wassers in 10.000 Theilen:

Kieselsäure	0·0130
Eisenoxyd	0·0389
Kohlensaure Kalkerde	0·0908
Magnesia alba	2·4462
	<hr/>
	2·5889

Da nun ferner die Atmosphärlin wegen des Gehaltes an freier Kohlensäure zweifellos mehr $MgCO_3$ lösen, so dürfte sich auch die Löslichkeit der Kieselsäure günstiger stellen.

Ein von mir in folgender Weise angestellter Versuch gab die unten stehenden Resultate.

Käufliches Magnesiumcarbonat wurde in mit Kohlensäure gesät-tigtem Wasser gelöst, dieser Lösung dann frisch gefällte gallertartige Kieselsäure zugesetzt und das Ganze unter öfterem Umschütteln 48 Stunden stehen gelassen. Es waren in 10.000 Cubikcentimeter des Filtrats enthalten:

1·3342 Gramm SiO_2
15·191 „ $MgCO_3$

Hieraus ergibt sich zunächst die beträchtliche Löslichkeit von SiO_2 in einer Magnesiumcarbonat-haltigen Lösung.

Nun war es aber wahrscheinlich, dass bei dem Eindringen solcher Lösung in den Anhydrit und bei der dabei vor sich gehen-den Umsetzung von Magnesiumcarbonat in Bittersalz: — $CaSO_4 + MgCO_3 = CaCO_3 + MgSO_4$ — auch die Kieselsäure wieder ab-geschieden wurde.

Es wurde daher einem anderen Theile der Lösung frisch ge-fällter Gyps zugesetzt, unter öfterem Umrühren 24 Stunden stehen gelassen, filtrirt und das Filtrat auf SiO_2 untersucht, wobei sich ergaben in 10.000 Cubikcentimeter 0·86406 Gramm SiO_2 .

⁷⁾ Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie, I, pag. 875, 876. Bonn 1847.

Daraus geht hervor, dass in der That die Kieselsäure nach der Umsetzung des Magnesiumcarbonates in den schwerer löslichen Kalkspath (Dolomit) ebenfalls wieder aus der Lösung ausfällt, und zwar in der kurzen Zeit von 24 Stunden schon 35·238% der gesammten Kieselsäuremenge.

Somit steht unserer oben entwickelten Theorie über die Entstehung der Quarze nichts im Wege.

Fassen wir kurz die gewonnenen Resultate zusammen, so ergibt sich, dass:

1. Die Gypse des Röths bei Jena vermuthlich als Anhydrit zur Ablagerung gekommen sind;
2. die Quarze ihre Entstehung der Infiltration von Kieselsäure- und Magnesiumcarbonat-haltigen Lösungen in den Anhydrit verdanken;
3. die Entstehung der Quarze somit gleichzeitig mit der Umbildung des Anhydrits in Gyps sein dürfte.

Diese Resultate sind, wie besonders hervorgehoben werden mag, mit den oben, pag. 8, festgestellten anderwärts gemachten Erfahrungen in vollster Uebereinstimmung, so dass man vielleicht auch für andere Vorkommnisse dieselbe Art der Entstehung annehmen darf.

Herrn Professor Dr. Linck sage ich für die Anregung und freundliche Unterstützung meiner Untersuchungen verbindlichsten Dank.

Mineralogisches Institut der Universität Jena, im Juni 1895.

XXII. Die exotischen Gesteine vom Waschberg bei Stockerau.

Von Dr. Anton König.

Die Aufmerksamkeit der Geologen erregte schon frühzeitig das Vorkommen grösserer und kleinerer Gesteinsmassen in den eocänen, den Alpen vorgelagerten Schichten, von Gesteinsmassen, die ihrer Natur nach unzweifelhaft entfernter gelegenen Gebieten entstammten, dabei aber dennoch sich scharf von den erratischen, auf Glacialphänomene zurückzuführenden Funden unterschieden. Man gab ihnen, um diesen Unterschied hervorzuheben, den Namen *exotische Blöcke* (Studer). Ein solches Vorkommen ist vom Waschberge bei Stockerau schon lange bekannt.¹⁾ Die erste ausführlichere Beschreibung exotischer Gesteine von diesem Fundorte gab F. v. Hauer²⁾, und zwar beruhen seine Gesteinsbeschreibungen, die sich freilich bloss auf makroskopische Verhältnisse beziehen, auf den Angaben Hochstetter's.

Durch die Güte des Herrn Prof. Suess erhielt ich aus der geologischen Sammlung der Wiener Universität eine Anzahl von Handstücken solcher Fremdgesteine des Waschberges; weiteres Material lieferten mir einige Excursionen nach dem genannten Berge wie auch dem etwas nordöstlich davon liegenden Michelberge. Die vorliegende Arbeit wurde im mineralogisch-petrographischen Universitätsinstitute ausgeführt, und ich erfülle nur eine angenehme Pflicht, wenn ich an dieser Stelle meinem wärmsten Dank Ausdruck verleihe, den ich meinem verehrten Lehrer Herrn Hofrath Tschermak für die freundliche Unterstützung mit den reichlichen Hilfsmitteln des Institutes schulde. Nicht minder zu Dank bin ich Herrn Assistenten Dr. Pelikan verpflichtet für werkhätigen Rath und Beihilfe. Nach der Beschreibung der einzelnen Gesteine werde ich mir einige Worte über die Deutung der in Rede stehenden Funde erlauben.

¹⁾ A. Boué L. J. 1830, pag. 76. Partsch in Haid. Abh. II, I, pag. 5.

²⁾ F. v. Hauer, Die Eocängebilde im Erzherzogthum Oesterreich und in Salzburg. Jahrb. d. geol. Reichsanst., IX, pag. 103.

Mikrogranit.

Das dem Museum des geologischen Institutes angehörige Handstück zeigte eine röthlichgraue Farbe und liess in einer anscheinend dichten Grundmasse mit freiem Auge Quarzkörnchen, röthliche, meist unregelmässig umgrenzte Feldspathkrystalle, dunkle Biotitblättchen und spärlicher grüne, stängelige Massen einer chloritartigen Substanz erkennen. Es erwies sich als sehr widerstandsfähig und sprang bei heftigem Schlagen nach einer sehr ebenen Fläche, wohl einer ehemaligen, wieder verfestigten Bruchfläche. Das Gestein scheint nach seiner Erstarrung starken mechanischen Einwirkungen ausgesetzt gewesen zu sein, worauf obige Beobachtung hindeutet. Dasselbe bewies die Untersuchung der Dünnschliffe, in deren einem besonders deutliche Trennungslinien zu sehen waren, die haarscharf durch Feldspathkrystalle hindurchsetzten und längs welchen die Bruchstücke verschoben waren. An der gleichen optischen Orientirung konnte man mit Sicherheit die Zusammengehörigkeit der Stücke erkennen. Auch anderweitige Zerbrechungen von Krystallen fanden sich vor. Das Gestein ist ziemlich stark zersetzt, welcher Umstand manchen Bestimmungen hindernd in den Weg trat. Nachstehend der mikroskopische Befund.

Einsprenglinge. Der reichlich vorhandene Quarz findet sich in Form von manchmal ziemlich scharfen Dihexaëdern, doch ist in vielen Fällen Kantenrundung bis zu lappiger Ausbuchtung und Einschluss von Grundmasse zu bemerken. Andererseits zeigen viele Durchschnitte eigenthümliche zackige Fortsetzungen in die Grundmasse hinein, deren optische Orientirung mit dem Krystall übereinstimmt, so dass sich um denselben ein ganzer Hof bildet. Diese Erscheinung wird man wohl als ein Weiterwachsen des Quarzes während der Effusivperiode deuten können, umsomehr, als auch die Feldspathe zum Theil ein ähnliches Verhalten aufweisen.

Der Quarz enthält theils unregelmässig, theils in Bändern angeordnete Einschlüsse in ziemlich grosser Anzahl. Es sind wohl meist Flüssigkeitseinschlüsse und in einem derselben sah ich auch eine in steter Bewegung begriffene Libelle. — Weiter möchte ich einen Einschluss im Quarz erwähnen von unregelmässig sechseitiger Form und eigenthümlich gekörneltem Aussehen. Im polarisirten Lichte liess derselbe sehr deutlich zwei, den Nicolhauptsehnitten

parallele dunkle Balken erkennen, die von einer Ecke des Umrisses ausgingen. In der Richtung von diesem Punkte gegen die Peripherie ergab sich die grössere, senkrecht darauf die kleinere Elasticitätsaxe. Nimmt man dazu, dass die Lichtbrechung deutlich geringer war, als bei dem umschliessenden Quarz, so wird man diesen Einschluss wohl für Chalcodon halten können. Auffällig ist, dass die nach den Erscheinungen im polarisirten Licht vorauszusetzende radialfaserige Textur auch bei ziemlich beträchtlicher Vergrösserung (Reichert Obj. 8, Oc. III) nicht sichtbar wurde. Es machte vielmehr das Bild den Eindruck einer aus Schuppen und Körnchen von ausserordentlich geringer Grösse zusammengesetzten Masse, in der winzige opake, schwarze Pünktchen eingestreut waren.

Die Feldspathe zeigen einige Besonderheiten. Es ist nämlich Orthoklas und Plagioklas in ungleicher Menge vorhanden, und zwar überwiegt unter den Einsprenglingen der Plagioklas; umgekehrt ist das Verhältnis in der Grundmasse. Die Orthoklaskrystalle zeigen durchwegs einen schichtenartigen Aufbau, meist einen scharf rechteckig umgrenzten Kern, welcher meist stärker zersetzt ist. Am Rande kann man sehr oft ein Weiterwachsen in die Grundmasse hinein constatiren. Die Orthoklase sind theils einfache Individuen, meist aber Karlsbader Zwillinge.

Der Plagioklas, dessen genaue Bestimmung nach der neuen Methode von Prof. Becke¹⁾ wegen der Zersetzungen und der zu kleinen Berührungsflächen mit Quarz nicht sicher möglich war, ist von wechselnder Zusammensetzung. Nach der geringen Auslöschungsschiefe, welche zwischen 1° und 10° schwankt und einer allerdings etwas fraglichen Bestimmung, die in Parallelstellung $\epsilon > \gamma'$ $\omega < \alpha'$ ergab, dürfte er als Oligoklas bis basischer Andesin bezeichnet werden.

Seine Formen sind ziemlich wechselnd und es lassen sich die einen mit stets abnehmender Grösse bis in die Grundmassegemengtheile verfolgen. Einerseits finden sich grössere ziemlich scharf begrenzte prismatische Krystalle, welche nach dem Albit-, zuweilen auch gleichzeitig nach dem Periklingesetze verzwillingt sind und manchmal sieht man ganz deutliche Roc-tourné-Zwillinge.²⁾ Anderer-

¹⁾ Becke, Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase, auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens, Sitzb. d. Akad. d. Wiss. Wien 1893. CII, Abth. I.

²⁾ G. Rose, Ueber die Krystallform des Albites von Roc-tourné und Bonhomme in Savoyen. Pogg. Ann. 1865, CXXV, pag. 457.

seits erkennt man im Dünnschliff unter den Einsprenglingen von geringerer Grösse schmale leistenförmige Durchschnitte mit Zuspitzung an beiden Enden, welche Zwillinge, und zwar Zweihälfter darstellen. Der Lichtbrechung nach gehören sie ebenfalls dem Plagioklas an. In immer abnehmender Grösse lassen sie sich bis in die Grundmasse verfolgen.

Bemerkenswerter erscheint aber eine dritte Form der Feldspath-ausscheidungen.

Es sind dies sehr kleine Nester von Plagioklas und Orthoklas, in welchen diese beiden Minerale zum Theil mit geraden, zum Theil mit unregelmässigen Zusammensetzungsflächen verwachsen sich vorfinden. An solchen Stellen erkennt man auch durch die stark wechselnde Lichtbrechung, dass dem Plagioklas wohl kaum eine constante Zusammensetzung zukommt.

Die Zersetzungsproducte der Feldspathe unseres Gesteines sind die gewöhnlichen: kaolinige trübe Massen, in welchen vereinzelte Muscovitblättchen durch ihre hellen Polarisationsfarben sich verrathen.

Von anderen Einsprenglingen ist zu nennen ein dunkler Biotit, der beträchtliche Umwandlungserscheinungen aufweist. Linsenförmig schieben sich nämlich in die Glimmerblätter Bröckchen von Epidot ein, der Glimmer bleicht stark aus und ausserdem setzen sich chloritische Massen ab. Reichlich sind im Glimmer Einschlüsse von Magnetit und Apatit vorhanden.

In dem Gestein war ausserdem noch ziemlich reichlich Hornblende enthalten, doch sind in den Dünnschliffen nur äusserst spärliche Reste davon zu sehen. Jedoch liessen einige derselben durch Farbe und besonders durch die Spaltbarkeit die Hornblende sicher constatiren. An ihre Stelle ist als Umwandlungsproduct ein Chlorit getreten, der durch seine sehr schwache Doppelbrechung bei dunkelblau-violetten Polarisationsfarben, sehr geringem Pleochroismus dem Pennin anzugehören scheint. Gleichzeitig schieden sich ziemlich viel Kalk und Epidot ab.

Von den Nebengemengtheilen, welche der Grösse nach schon unter die Grundmassegemengtheile gehören, sind Apatit, Zirkon und Magnetit zu nennen, die auch als Einschlüsse im Feldspath und Glimmer sich häufig vorfinden. Der Zirkon zeigt rundliche unregelmässige Körner oder scharfe prismatische Kryställchen mit pyramidalen Endigungen. Ab und zu umschliesst er Magnetit. Der

Apatit lässt eine Erscheinung, die v. Foullon aus dem Quarzporphyr von Recoaro ¹⁾ beschrieben hat, deutlich erkennen. Fast alle Apatitkryställchen haben einen centralen Hohlraum, der manchmal, und zwar besonders bei Krystallen, deren eines Ende abgebrochen ist, leer, meist aber von deutlich erkennbarem Magnetit, in einigen Fällen hingegen von einer bräunlichen, mit Chloritschüppchen durchsetzten Masse erfüllt ist. Ueberdies findet man Magnetit in Form von scheinbar langgestreckten Säulchen. An einem derselben nahm ich deutlich eine feine Ueberkleidung desselben mit Apatitsubstanz wahr. ²⁾ In einem der angefertigten Schiffe zeigte sich auch eine unregelmässig begrenzte Partie von Brauneisenerz, welche einen deutlichen Kern von Magnetkies aufwies. Es lässt sich aber nicht sagen, ob der Magnetkies ursprünglich war oder erst durch Umwandlungsphänomene hinein kam.

Die Grundmasse ist holokrystallin, Glas ist nicht vorhanden. Sie besteht aus Quarz von theils unregelmässiger Form, theils in scharfer Begrenzung mit rechteckigen Durchschnitten, Orthoklas und Plagioklas. Der letztere wurde durch Aetzung und Färbung, dann durch das Vorfinden von kleinen Zweihälftern, analog den unter den Einsprenglingen vorhandenen, festgestellt. Allenthalben ist Apatit, Magnetit, Chloritschüppchen, Eisenerze in Form von braunen, körnigen Massen und feinen Häutchen zwischen den Gemengtheilen reichlich vorhanden.

Das Gestein ist also ein Mikrogranit mit ziemlich viel Plagioklas, mit Biotit und Hornblende.

Auf meinen Excursionen fand ich kein demselben ähnliches Fundstück. Auch aus der Nähe ist kein Vorkommen von Quarzporphyr bekannt, mit Ausnahme eines bei Ritterkamp in der Nähe von Rapottenstein, welches von Lipold ³⁾ beschrieben wurde. Von diesem Porphyr gibt Lipold an, dass er den Granit durchsetzt, dass in einer lichten bis dunkelgrünen Grundmasse Quarzkrystalle sich vorfinden. Ein Vergleichstück stand mir leider nicht zu Gebote. — Auf dem Wege gegen den Michelberg fand ich noch in der Ebene nächst

¹⁾ v. Foullon, Porphyr von Recoaro. Diese Mitth. II. Bd., pag. 452.

²⁾ Es scheint sich also bei Ausscheidung von Magnetit Apatitsubstanz gern in der Nähe ausgeschieden zu haben.

³⁾ Lipold, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., III. Bd., pag. 52. Die krystallinen Schiefer und Massengesteine in Nieder- u. Oberösterreich nördlich der Donau.

dem Dorf Obernberg ein etwa faustgrosses Rollstück eines rothen Quarzporphyres, dessen ich hier Erwähnung thue, weil er vollständig mit dem Quarzporphyr von St. Veit und Enzesfeld aus den Gosauschichten übereinstimmt, während er sich von dem eben beschriebenen Porphyr auf das Bestimmteste unterscheidet.

Unter seinen Einsprenglingen tritt der Quarz mehr zurück, der Feldspath ist ganz zersetzt und Glimmer fehlt fast völlig. Die Grundmasse ist ein ausserordentlich feinkörniges Gemenge von Quarz und Feldspath, welches fast mikrofelsitisch genannt werden könnte. In derselben lassen sich auch eigenthümliche schlierenartige Bildungen wahrnehmen; kurz sowohl das makroskopische wie das mikroskopische Bild der beiden Gesteine ist ein völlig verschiedenes. Von Interesse ist aber dieser zweite Porphyr dadurch, dass Kittl¹⁾ denselben als einen Hauptgemengtheil des Gosauconglomerates in der Einöde bei Baden bezeichnet und angibt, ihn ebenfalls am Waschberg gefunden zu haben.

Granophyr.

Das zweite Gestein, dessen Handstück ebenfalls der geologischen Sammlung der Wiener Universität entstammt, ist von lichtgrauer Farbe. Die Grundmasse desselben ist sehr feinkörnig und sieht stellenweise streifig aus. Von Einsprenglingen fallen dem unbewaffneten Auge sofort auf ziemlich scharfe Dihexaeder von Quarz, unregelmässig begrenzte, viel spärlicher auftretende Feldspathpartien und sechseckige Blättchen eines tombackbraunen, metallisch schimmernden Glimmers. Das Gestein ist auf seiner Etikette als Granit bezeichnet, doch gestattet der mikroskopische Befund nicht, diesen Namen beizubehalten, da deutlich zwei Stadien der Ausscheidung zu erkennen sind.

Unter den Einsprenglingen tritt, wie soeben bemerkt, der Quarz bedeutend hervor. Seine Dihexaeder lassen sich unschwer aus dem Verbaude des Gesteines lösen, sie zeigen auch meist eine mässige Kantenrundung. Im Dünnschliffe macht man die Bemerkung, dass die Quarze offenbar durch die Erschütterungen beim Schleifen von der Grundmasse etwas abgetrennt werden, denn man sieht sie im polarisirten Lichte oft von einem beim Drehen des Präparates dun-

¹⁾ Kittl, Das Gosauvorkommen in der Einöde bei Baden. Verh. d. geol. Reichsanstalt., 1893, pag. 379.

kel bleibenden Bande umgeben, obwohl nichts auf das Vorhandensein von Glas deutet.

Einschlüsse finden sich im Quarz ziemlich zahlreich, sind aber stets ausserordentlich klein. Es sind dies Fetzen der Grundmasse, Chloritschüppchen, unregelmässige Tröpfchen einer braunen, anscheinend isotropen Substanz, sehr winzige Nadelchen, welche einen schwachen Pleochroismus von gelbgrün zu braun zeigen und gerade (?) auslöschten. Feldertheilung des Quarzes bemerkt man im polarisirten Lichte nicht gerade selten.

Der Feldspath zeigt viel weniger scharfe Conturen als der Quarz, viele Einsprenglinge sehen wie zerbrochen aus. Die Mehrzahl der grösseren Individuen ist im Inneren ziemlich stark zersetzt in eine wolkige trübe Masse mit hie und da im polarisirten Lichte aufblitzenden Glimmerschüppchen. Bei der Aetzung und Färbung färbt sich der grösste Theil der Einsprenglinge. Dies erklärt sich meiner Ansicht nach so. Viele der Orthoklase sind deutlich mikroperthitisch gestreift, werden daher Färbung zeigen. Die Zersetzungsproducte dürften sich ebenfalls leichter färben lassen. Andere Feldspathe sind wiederum mikropegmatitisch zusammengesetzt. Nur die Wachstumsformen zeigen einheitliche Gestaltung. Bei Beschreibung der Grundmasse wird es übrigens nöthig, nochmals auf die Beziehung der Feldspathe zu derselben zurückzukommen.

Der Glimmer erscheint im Dünnschliff rothbraun, mit ziemlich scharfen Grenzen und spärlichen Einschlüssen von Apatit und Eisenerzen. Nach dem makroskopischen Ansehen, nach der Beobachtung, dass es nicht möglich ist, mit einem feinen Messer Blättchen abzuspalten, würde man starke Zersetzungserscheinungen erwarten dürfen. Doch dies ist durchaus nicht der Fall. Im Vergleich zum Glimmer des oben beschriebenen Mikrogranites muss der Glimmer dieses Gesteines als frisch bezeichnet werden.

Auf die Mikrostructur des Gesteines nimmt dieses Mineral insoferne nicht unwesentlichen Einfluss, als sich naheliegende Blättchen gerne parallel stellen. Der Zwischenraum zwischen ihnen ist dann immer mit wasserklarer Feldspath- oder Quarzsubstanz ausgefüllt. Dieselbe wächst manchmal über diese Begrenzung hinaus und erlangt krystallographische Begrenzung.

An accessorischen Mineralien ist das Gestein recht arm; es findet sich spärlich Zirkon, Apatit und Magnetit.

Die Grundmasse muss ihrer Hauptsache nach als schön granophyrisch bezeichnet werden, da die Implicationsstructur entschieden vorwaltet. In der Grundmasse finden sich aber ganz unregelmässig umgrenzte Partien von granitischem — körnigem — Aussehen. An solchen Stellen grenzen sich Orthoklas und Quarz unregelmässig gegeneinander ab, ohne dass einer der beiden es zu einer selbständigen Formausbildung brächte. Auf den granophyrischen Antheil der Grundmasse muss ich noch etwas näher eingehen und erstens erwähnen, dass zwischen den sich verflechtenden Feldspath- und Quarztheilchen sich unregelmässige, braune Fetzchen einer isotropen von Salzsäure nicht angreifbaren Substanz finden. Es dürften diese wohl Reste von Glas vorstellen.

Interessante Ergebnisse liefert die Aetzung und Färbung. Es stellt sich dabei heraus, dass die zierlichen, oft federartig gebildeten Feldspathquarzpartikelchen zweierlei Art sind. Die einen bestehen aus Orthoklas und Quarz, diese nehmen keine Farbe an, sondern sie gewinnen blos das für den Orthoklas charakteristische corrodirt Ansehen. Die anderen färben sich intensiv und sind demzufolge aus Plagioklas mit Quarz zusammengesetzt. Es ist aber nicht möglich, mit Sicherheit zu sagen, in welcher Reihenfolge sich diese beiden Formen ausgeschieden haben, wenn es auch stellenweise den Anschein gewinnt, als ob die Orthoklasquarzbüschel rings von den Plagioklasbüscheln umschlossen seien.

Gerne setzen sich die Stengel, welche die granophyrischen Büschel bilden, in gleicher Orientirung an ein grösseres Feldspathkorn an und es war möglich, sich zu überzeugen, dass die gewöhnliche Anordnung die ist, wonach die Stengel parallel der grösseren Elasticitätsaxe, also parallel der Axe α gerichtet sind, wie dies Bäckström¹⁾ von den Neubildungen von Feldspath in Gesteins-einschlüssen im Diabas angegeben hat.

Ausser den federförmigen, meist von einem Punkte strahlig ausgehenden Gruppen findet man aber granophyrische Substanz stellenweise mit ganz scharfer rechteckiger Umgrenzung, so dass bei schwacher Vergrösserung der Eindruck eines wirklich homogenen Krystals erweckt wird. Stärkere Vergrösserung und Anwendung des polarisirten Lichtes geben aber den richtigen Aufschluss.

¹⁾ Bäckström, Ueber fremde Gesteinseinschlüsse in einigen skandinavischen Diabasgesteinen. Schwed. Akad. d. Wiss. Bd. 16, XVI, pag. 12, 14.

Es ist, als ob in der Grundmasse es neuerdings zur Ausscheidung von Einsprenglingen kommen wollte. — Auch orientirte Umwachsungen von einseitlicher Feldspathsubstanz finden sich in dieser Weise ausgebildet, ebenso zwillingsähnliche Gebilde. Neben den granophyrischen Büscheln findet man in der Grundmasse auch zahlreiche Wachstumsformen von Orthoklas, theils kleine, scharfe Rechtecke — diese zeigen oft einen nicht homogenen, aus kleinen Körnchen zusammengesetzten Kern von beträchtlich höherer Lichtbrechung und abweichender optischer Orientirung — theils aber auch gegabelte und ausgezackte Formen. Schon bei der Besprechung des Glimmers wurde erwähnt, dass sich Feldspathsubstanz gerne zwischen den parallel gerichteten Glimmerplättchen ausscheidet. Man wird das Gestein diesen Befunden zufolge mit Recht als *Granophyr* bezeichnen können.

Aus der näheren Umgebung wurde von Prof. Becke¹⁾ ein *Granophyr* von Marbach beschrieben. Allein dieses Gestein ist ganz verschieden von dem eben beschriebenen. Es unterscheidet sich durch das Vorhandensein von *Mikroklin* und *Hornblende*, wie auch dadurch, dass der Quarz unter den Einsprenglingen sehr spärlich und fast nur in der Grundmasse vorhanden ist.

Granit.

Dieses Gestein scheint für die Beurtheilung des ganzen Vorkommnisses die grösste Bedeutung zu haben, da von demselben sehr viele Blöcke von so bedeutender Grösse am Waschberge vorkommen, dass in der That die Ansicht, dass das Gestein anstehe, nicht schlechthin von der Hand zu weisen ist. Stur hat auch in der im Vorjahre publicirten geologischen Karte der Umgebung Wiens diese Anschauung vertreten. Es lagen mir zwei verschiedene Arten des *Granites* vor, die nicht unwesentlich von einander differiren.

Nahe der Spitze des Waschberges auf dessen Südabhang fand ich eine Gruppe von grossen *Granitblöcken*, welche eine ziemlich unregelmässige Zerklüftung zeigten, aus dem Boden vorragend. Kleinere Stücke einer lichterem Varietät traf ich auf der Nordseite des Berges. Die ersterwähnten Blöcke bestehen aus einem mittelkörnigen *Granit (A)* mit fleischrothem *Orthoklas*, hellem *Quarz* und

¹⁾ Diese *Mitth.*, VIII, pag. 250.

dunklem Glimmer. Die zweite Varietät (*B*) unterscheidet sich schon makroskopisch dadurch, dass das Korn viel feiner und der Feldspath von weisser Farbe ist. Zum Vergleich lag mir aus der Sammlung des geologischen Institutes ein Handstück eines vom Waschberg stammenden Granites vor, der der Varietät *A* sehr ähnlich war, ferner ein Stück des Granites von Meissau, welcher beim Bau des Equitablehauses verwendet wurde; auch dieses ähnelte der Varietät *A* ausserordentlich.

Die Untersuchung der Dünnschliffe beider Varietäten ergab Folgendes. Ich beschreibe zuerst die beiden von mir gesammelten Varietäten *A* und *B* und werde dann die übrigen Funde vergleichen.

Es ergibt sich, dass die beiden makroskopisch stark verschiedenen Varietäten im mikroskopischen Bilde weniger differiren. Zuerst muss in Bezug auf die Structur bei beiden Formen eine Neigung zu mikropegmatitischer Ausbildung festgestellt werden, die sich dadurch kundgibt, dass der Quarz oftmals dreieckige und winkelhakenähnliche Gestalten aufweist, und zwar in der Varietät *B* mehr als in *A*. Was nun die Gemengtheile betrifft, so ist Folgendes hervorzuheben. Der Feldspath ist in beiden Fällen grösstentheils Orthoklas, und zwar fast durchwegs mikroperthitisch ausgebildet. Zum kleineren Theile ist er Plagioklas, und zwar dürfte er, wie die Vergleichung seines Lichtbrechungsvermögens mit Quarz wahrscheinlich machte (Kreuzstellung $\varepsilon > \alpha' \omega \leq \gamma'$) zwischen Oligoklas und Andesin stehen. Orthoklas und Plagioklas zeigen meist Zersetzungen, die sich oftmals auf einen rechtwinkelig begrenzten Kern im Innern des Krystalls beschränken.

Mikroklin, ein Bestandtheil, der im Granit der böhmischen Masse selten fehlt, ist in der Varietät *A* fast gar nicht, in der Varietät *B* nur spärlich vertreten.

Der dunkelbraune Glimmer ist im Dünnschliff bräunlichgelb bis schwarzgrün, zeigt die bekannten Einschlüsse von Magnetit, Apatit, spärlichem Zirkon, nebst den Umwandlungsproducten, Epidotkrümelchen, Chloritschuppen etc. Muscovit fehlt — im Granit der böhmischen Masse ist er in den meisten Varietäten vorhanden. — Die Accessorien Apatit, Magnetit, Zirkon treten nicht sehr reichlich auf. Erwähnenswert ist, dass die Varietät *B* reicher an Eisenerzen ist. Schon dem unbewaffneten Auge fallen auf dem lichten Gesteine

zahlreiche braune, rostfleckartige Punkte auf, welche solchen Zeretzungsproducten entsprechen.

Der Unterschied beider Granite liegt also erstens in der Korngrösse, dann in der Färbung des Feldspathes und den verschiedenen Mengenverhältnissen der Bestandtheile.

Das oben erwähnte, aus der geologischen Sammlung stammende Stück stimmt sehr nahe mit der Varietät *A* überein, nur weist es einen bedeutenderen Mikroklingehalt auf. Der Granit von Meissau zeigt diese Eigenthümlichkeit in noch viel höherem Grade. Vergleichen wir nun in Kürze die Granitvorkommnisse der näheren und weiteren Umgebung, so werden wir zuerst auf den Granit von Meissau gewiesen.

Auf Cžížek's Karte sieht man in dieser Gegend unregelmässig begrenzte Granitpartien verzeichnet, deren Längsachse etwa Nord-Nord-Ost gerichtet ist, und welche aus dem herrschenden Gneiss emporragen. Weiter gegen Westen findet sich in ähnlicher Lagerung der von Koller¹⁾ beschriebene Granit von Rastenberg und noch weiter gegen Westen tritt abermals Granit zu Tage bei Rappottenstein.

Ein Handstück des Meissauer Granites verdanke ich der Güte des Herrn Dr. Köchlin. Für das freie Auge erscheint derselbe identisch mit der Varietät *A* des Waschberg-Granites, im mikroskopischen Bilde fällt aber bei sonstiger Uebereinstimmung als unterscheidendes Merkmal die beträchtliche Menge von Mikroklin auf. Auch diesem Granit fehlt der Muscovit gänzlich.

Es muss hier erwähnt werden, dass Cžížek angibt, dass bei Meissau ein lichter, feinkörniger Granit von porphyrischem Aussehen in der Gegend von Burg Schleinitz, Sondorf u. s. w. Gänge und kleinere Massen bilde. Der Granit von Rastenberg (vergl. Koller. l. c. pag. 216, 220) unterscheidet sich von unseren Funden sofort durch einen wesentlichen Hornblende-Gehalt, welchen Bestandtheil ich im Meissauer und im Waschberg-Granite völlig vermisste. Der Granit von Rappottenstein ist — wenigstens in dem mir vorliegenden Stück — weit grobkörniger, weist mehr Mikroklin auf und enthält schon Muscovit.

Diese Reihe von Granitvorkommnissen mag darauf hinweisen, dass am Ostrande der böhmischen Masse ziemliche Differenzen in

¹⁾ Diese Mittheilungen, V.

der Ausbildung des Granites zu Tage treten. Daraus folgere ich, dass man, auch wenn der Granit des Waschberges dem von Meissau nicht so ähnlich wäre, noch immer nicht gezwungen wäre, eine Herkunft aus weiterer Ferne anzunehmen.

Nun will ich in Kürze noch die am Waschberg und am etwas nördlich davon liegenden Michelberg gefundenen Gneissarten charakterisiren. Besonders am Südabhange des Michelberges in dem dortigen Steinbruche beobachtete ich grössere Massen von Gneiss, ähnlich gelagert wie der Granit am Waschberge.

Das Gestein ist ausserordentlich stark zersetzt. Dem freien Auge fällt die linsenförmige Anordnung von Quarz und Feldspath auf, so zwar, dass das Gestein wie gefleckt aussieht. — Im mikroskopischen Bilde fesselt der Anblick, den der Quarz darbietet, dadurch, dass derselbe ganz und gar durchschwärmt, um nicht zu sagen erfüllt, ist von unregelmässig geformten Einschlüssen mit breiten dunklen Conturen. Nicht selten sind diese Einschlüsse in Reihen angeordnet.

Der Orthoklas ist meist völlig zu einer trüben, kaolinartigen Masse verwandelt. An einigen Stellen sah ich in dieser getrübten Substanz, beiläufig rechteckig umgrenzte Querschnitte eines wasserklaren Minerals von geringer Doppelbrechung. Ab und zu zeigten dieselben Zwillingsbildung. Man wird kaum fehlgehen, wenn man darin neugebildeten Feldspath sieht.

Plagioklas ist in grösserer Menge vorhanden, in geringerer Mikroklin.

Recht häufig findet man Muscovit in strahligen Nestern. Ebenso ist ein brauner, sehr stark zersetzter Glimmer vorhanden, trübe Massen von Eisenhydroxyd, Chloritschüppchen etc. durchschwärmen das Gestein. Für die tiefgreifenden Zersetzungen derselben zeugen ferner die starken Adern von Calcit, welche sich reichlich in demselben vorfinden. Infolge dessen ist es nicht gut möglich zu sagen, welchem Gneiss der Umgebung dieses Gestein am meisten ähnelt.

Weiters ergaben Lesestücke vom Abhang und Fuss des Waschberges, denen freilich für die Beurtheilung der geologischen Verhältnisse wenig oder gar kein Wert zukommt, folgende Resultate.

Es fand sich ein typischer feinkörniger Granitgneiss mit etwas Plagioklas, ferner ein lichter, sehr frischer Augengneiss mit Mikroklin, viel mikroperthitischem Feldspath, wenig Plagioklas, mit

lichem Glimmer und dunklem Glimmer, welch letzterer lagenweise angeordnet ist, und Granaten.

Dann kommt ein ziemlich plagioklasreicher Fibrolithgneiss vor, der die grösste Aehnlichkeit mit dem von Kammege zeigt.¹⁾ Nur eines scheint einen Unterschied darzubieten. In den allerdings kleinen Stücken, welche mir zu Gebote standen, fehlte der Granat, der im Kammegeger Gneiss laut Becke's Beschreibung eine Rolle spielt. Hingegen tritt ein anderer Bestandtheil sehr in den Vordergrund, und zwar ist dies der Apatit, welcher in Form von unregelmässig begrenzten Bröckchen oder auch von kurzen Säulchen vorhanden ist. Vom Fibrolith ist nichts Besonderes zu melden.

Wichtiger als diese Funde erscheint mir ein etwa faustgrosses flaches Geschiebe von glimmerschieferähnlichem Gneiss, welches aus der Sammlung des geologischen Institutes stammt. Denn ich konnte aus dem Kalk des Waschberges ein kleineres Stück eines völlig identischen Gesteines herausschlagen. Dieses Gestein ist von grünlich-brauner Farbe und fällt sofort durch seinen Reichthum an lichtigem Glimmer auf und es schmiegt sich der Muscovit gleichsam wie eine Hülle um linsenartig begrenzte Partien von Feldspath und Quarz herum.

Der Feldspath, grösstentheils Orthoklas, ist zum Theil stark, zum Theil minder verwittert und weist unregelmässige Begrenzung auf. Manchmal zeigt er Zwillingsbildung. Stärker zersetzt ist der in geringerer Menge vorhandene Plagioklas. Eine eigenthümliche Erscheinung wies ein Orthoklaskrystall auf. Derselbe war ziemlich frisch, aber von runden und länglichen, wirt durcheinander liegenden Körnern wie durchschwärmt. Diese Körner kann man nach Licht- und Doppelbrechung bloß für Quarz halten.

Der Quarz dieses Gesteins zeigt übrigens ebenfalls eine bemerkenswerte Eigenthümlichkeit. Stellenweise sieht es nämlich aus, als ob die betreffenden Krystalle aus lauter kleinen Scherben zusammengesetzt wären.

Ein weiterer, charakteristischer Bestandtheil ist ein ziemlich lichtgrüner Chlorit von kaum merkbarem Pleochroismus und sehr geringer Doppelbrechung, der wohl einem braunen Glimmer seine

¹⁾ Becke, Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. Diese Mitth., IV, pag. 218.

Entstehung verdanken dürfte. In diesen Chloritplättchen wurden an mehreren Stellen divergentstrahlig angeordnete Nadelchen eines braunen Minerals beobachtet, welche von hoher Lichtbrechung, infolge dessen fast undurchsichtig waren (Rutil?).

Neben diesen beschriebenen Hauptgemengtheilen kommen noch Zirkon in scharf ausgebildeten Nadelchen und Apatit, letzterer häufig mit Einschlüssen vor.

Es ist schon früher die Möglichkeit erwähnt worden, dass wenigstens der Granit des Waschberges anstehend sei, indem auf die Aehnlichkeit in der Ausbildung mit dem Granit von Meissau hingewiesen wurde. Ich kann noch eine weitere Beobachtung hinzufügen, welche für ein Anstehen nicht gerade ungünstig ist. Unmittelbar an die Blöcke, welche an der Spitze des Waschberges zu Tage treten, stösst ein Feld an, das sich den Bergabhang hinab zieht. Untersucht man die Erde dieses Feldes, so findet man in ihr reichlich die rothen Orthoklase des Granites und massenhaft Quarzkörner, Glimmerschuppen, Chlorit u. s. w. Dass diese dem Granit entstammen, ist umso wahrscheinlicher, als ein seitwärts von den Blöcken liegender Acker viel mehr Kalktrümmer und viel weniger Feldspath und Quarz in seiner Erde aufweist. Diese Angaben reichen natürlich nicht hin, zu behaupten, dass der Granit am Waschberge anstehe.

Der glimmerschieferähnliche Gneiss war als ein in den Nummulitenkalk eingebettetes, flaches Geschiebe gefunden worden. Daraus ist zu schliessen, dass er einen längeren Transport durch fliessendes Wasser hinter sich hatte als er von dem sich bildenden Kalk umhüllt wurde. Die Structur des Kalkes zu untersuchen, war um so mehr geboten, als auch das freie Auge nicht gar selten kleine fremde Einschlüsse unterschied.

Im Dünnschliffe findet man gut erhaltene und zertrümmerte Nummulitenschalen, erdige braune Massen, daneben mehr minder zahlreiche Bruchstücke von Quarz, kleine Brocken von Feldspath und Quarz mit Glimmer, deren Aussehen völlig dem des Granites entspricht. Diese Dinge sind alle in einer Art Grundmasse von Kalk eingebettet. An dieser Grundmasse fällt wieder Folgendes auf. Zum Theil ist der Kalkspath wasserklar und bildet

grössere einheitliche Partien, zum anderen Theil besteht er aus winzigen rundlichen Körnern, die dicht aneinander geschaart sind. Diese Stellen gewinnen ein trübes Ansehen. Die einheitlichen Kalkkrystalle haben sich offenbar später langsam gebildet, während die körnigen Partien den ersten Niederschlag einer raschen Krystallisation bilden. Beobachtet man nämlich den Schlamm kalkhaltiger Wässer, so findet man diese winzigen Kalkkörnchen in grosser Menge.¹⁾

Welche Schlüsse kann man nun aus diesen Beobachtungen ziehen? Der Nummulitenkalk ist eine Ablagerung eines seichten Meeres nahe dem Ufer. In dieses Meer wurden durch Flüsse Gesteine fremder Gesteine hineingetragen — Beweisstück: der glimmerschieferähnliche Gneiss. — Grössere Partien von Granit und Gneiss waren der Zerstörung durch Brandung u. s. w. ausgesetzt — Beweis: die im Kalk eingebetteten Bruchstücke dieser Gesteine. — Man könnte sich also Klippen und vorgelagerte Inseln in der Nähe des alten Continents als Ursache der Fremdlinge im Eocän des Waschberges denken.

Uebrigens hat ja Tietze schon vor längerer Zeit²⁾ bei Gelegenheit der Besprechung der in Galizien vorkommenden ähnlichen Bildungen die Ansicht ausgesprochen, dass alle diese exotischen Gesteine einem Gesteinswalle — das Wort natürlich in einem weiteren Sinne genommen — entstammen, der den grossen Gebirgen vorgelagert war und allmählich zerstört wurde.

Ein abschliessendes Urtheil könnte nur auf Grund einer ausgedehnten vergleichenden Untersuchung in geologischer und petrographischer Hinsicht gefällt werden, die sich über alle Vorkommnisse zu erstrecken hätte.

Mineralogisch-petrographisches Univ.-Institut in Wien, Juli 1895.

¹⁾ Vergl. hierüber Loretz, Untersuchungen über Kalk und Dolomit. I u. II. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XXX u. XXXI, pag. 388 u. 762.

²⁾ Tietze, Verh. d. geol. Reichsanst., 1885, pag. 379. Dort die frühere Literatur. Vergl. auch Gumbel, Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges, pag. 626.

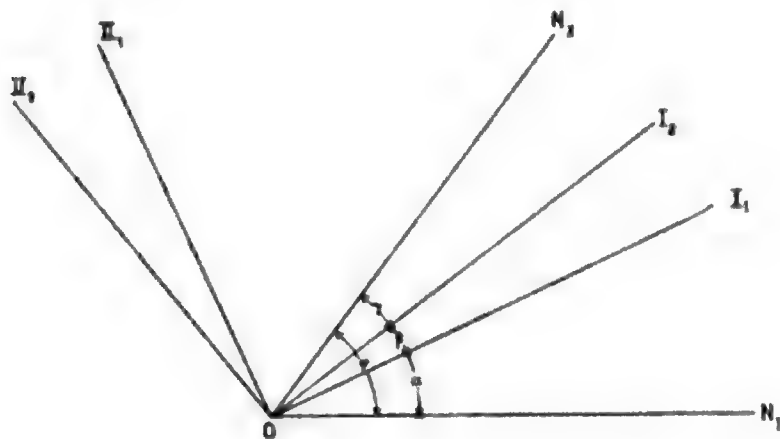
XXIII. Methode zur Bestimmung der Lage der optischen Axen in Dünnschliffen.

Von Ing. C. Viola in Rom.

(Mit 4 Figuren im Text.)

Man lege einen Quarzdünnschliff, der auf irgend eine Weise in Bezug auf seine optische Axe geschnitten ist, auf einen zwei-axigen Dünnschliff und suche die optische Erscheinung, welche sich verwirklichen soll, im convergenten polarisirten Lichte zwischen zwei gekreuzten Nicols. Fassen wir vorerst die Richtung eines Strahles in's Auge (monochromatisches Licht von der Wellenlänge λ), und für diesen Strahl seien I_1 und II_1 die Polarisationsrichtungen des unteren Dünnschliffes und I_2 , II_2 diejenigen des Quarzes, Fig. 1.

Fig. 1.



Die Winkel α , β , γ und $\varphi = \alpha + \beta + \gamma$ seien gegeben, und e_1 , e_2 die optischen Verspätungen der zwei Schliche für die gegebene Strahlenrichtung.

Angenommen, die Lichtintensität im Polarisator sei die Einheit, dann wird die Lichtintensität im oberen Nicol folgendermassen ausgedrückt:

$$\begin{aligned}
 J &= \cos^2 \varphi + \sin 2\alpha \cdot \sin 2\beta \cdot \cos 2\gamma \cdot \sin^2 \pi \frac{\varrho_1}{\lambda} \\
 &\quad + \sin 2\gamma \cdot \sin 2\beta \cdot \cos 2\alpha \cdot \sin^2 \pi \frac{\varrho_2}{\lambda} \\
 &\quad - \sin 2\alpha \cdot \sin 2\gamma \cdot \sin^2 \beta \cdot \sin^2 \pi \frac{\varrho_1 - \varrho_2}{\lambda} \\
 &\quad + \sin 2\alpha \cdot \sin 2\gamma \cdot \cos^2 \beta \cdot \cos^2 \pi \frac{\varrho_1 + \varrho_2}{\lambda}
 \end{aligned}$$

Wir gehen daran zu prüfen, wann diese Intensität Null wird, unabhängig von den optischen Verspätungen. Es ist vor allen Dingen klar, dass die Auslöschung des Lichtes nur dann möglich ist, wenn $\varphi = 90^\circ$ ist, das heisst wenn die zwei Nicols gekreuzt sind; und wir wollen daher für das Folgende diese Annahme festhalten. Zweitens ist für die Auslöschung des Lichtes nothwendig und hinreichend, dass einer dieser vier Fälle eintrete:

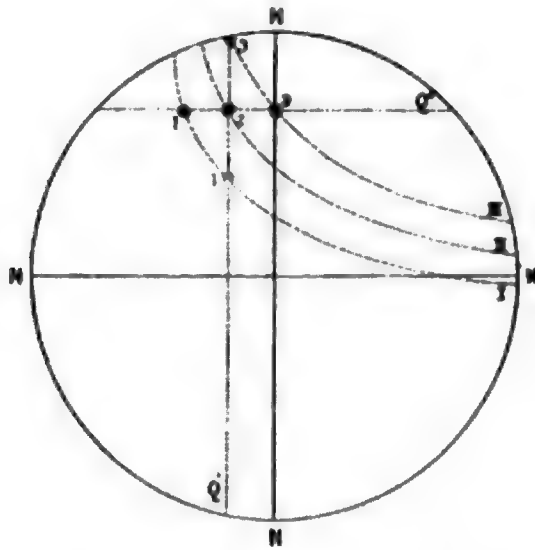
$$\begin{aligned}
 \alpha &= 0 \quad \text{und} \quad \gamma = 90^\circ \\
 \alpha &= 0 \quad \text{„} \quad \gamma = 0 \\
 \alpha &= 90 \quad \text{„} \quad \gamma = 90 \\
 \alpha &= 90 \quad \text{„} \quad \gamma = 0;
 \end{aligned}$$

das heisst, dass sowohl im unteren Schlicke als auch im oberen die Polarisationsrichtungen mit denjenigen der zwei Nicols zusammenfallen. Dies festgestellt, gehen wir dazu über, zu sehen, welches diejenigen Strahlen sind, die vollständig auslöschen, wenn sie durch zwei übereinander gelegte Dünnschliffe gehen. Nun gilt für alle, den Hyperbelästen des unteren Dünnschliffes entsprechenden Strahlen $\alpha = 0$ oder $\alpha = 90^\circ$, und ferner gilt für alle, den zwei Balken des Quarzes entsprechenden Strahlen $\gamma = 0$ oder $\gamma = 90^\circ$. Daraus folgt, dass das Licht vollständig ausgelöscht wird für jene Strahlen, welche den zwei Balken des Quarzes und den Hyperbelästen des unteren Dünnschliffes gemeinsam sind. Die Balken des Quarzes sind oben parallel zu den Asymptoten der Hyperbel und daher geschieht die Auslöschung nur für zwei Strahlen.

Die Erscheinung, welche wir bei convergentem Lichte und gekreuzten Nicols wahrnehmen, wenn ein Quarzdünnschliff auf einen zweiaxigen Dünnschliff gelegt ist, wird in 2 schwarzen Punkten bestehen, um welche herum sich bunte Polarisationslinien anschliessen, wenn man weisses Licht anwendet. Es sei also I in Fig. 2 die Lage

eines Hyperbelastes des unteren Dünnschliffes und $Q' Q''$ diejenige der Balken des Quarzes, dann werden 1 und 1 die zwei schwarzen Punkte bedeuten, welche wir im Ocular des Mikroskops wahrnehmen werden. Ist dagegen II ein Hyperbelast, so fallen die zwei schwarzen Punkte in einen zusammen, nämlich Punkt 2 der Fig. 2. Und wenn III die Lage eines Hyperbelastes ist, entstehen die zwei schwarzen Punkte 3 und 3. Man sieht, dass, wenn man einen Quarzdünnschliff anwendet, dessen Winkel in Bezug auf seine optische Axe bekannt ist, es leicht ist, jeden Punkt der Hyperbel zu bestimmen und daher, nöthigenfalls, diese zu construiren. Wir wollen jedoch diese Methode noch anderweitig anwenden, nämlich für die Bestimmung der Lage der optischen Axenpole, wenn

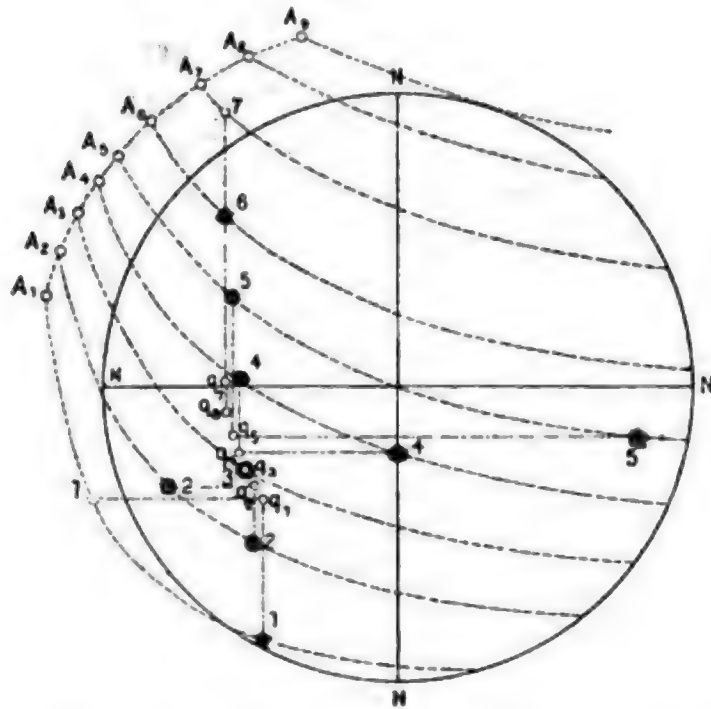
Fig. 2.



sie natürlich im Gesichtsfelde erscheinen. Wollen wir vor Allem darauf achten, wie sich die Lage der schwarzen Punkte verändert, wenn man den Mikroskoptisch dreht. Hier drehen sich natürlich sowohl die Axenpole des unteren Dünnschliffes, als auch derjenige des Quarzes, indem aber ihre relative Lage unverändert bleibt. So sehen wir, dass, wie Fig. 3 zeigt, während man den Mikroskoptisch dreht, die schwarzen Punkte 1, 1 in 2, 2 übergehen; dann treffen sie in 3 zusammen, später gehen sie wieder auseinander in 4, 4, dann in 5, 5 etc., indem sie sich immer mehr von einander entfernen, je weiter der Mikroskoptisch gedreht wird. Wir bemerken hier, dass in 3 der Axenpol des Quarzes auf einen Hyperbelast des unteren Dünnschliffes fällt. Bis jetzt haben wir den Mikroskoptisch

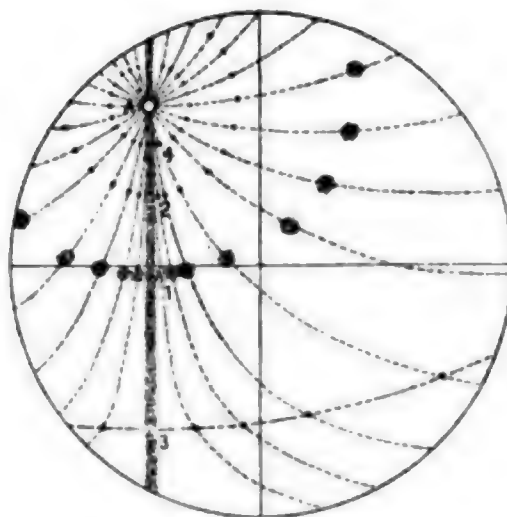
gedreht, dreht man aber die zwei Nicols gleichzeitig, so vereinfacht sich die Sache und die optische Erscheinung ist deutlicher. Man kann zu diesem Zwecke das Mikroskop neues Modell Fuess an-

Fig. 3.



wenden. Um einen concreten Fall vor Augen zu haben, denken wir, dass (wie in der Fig. 4) ein Axenpol des unteren Dünnschliffes in

Fig. 4.



dem Gesichtsfelde erscheint. Dieser Pol sei A . Ist nun der untere Dünnschliff allein vorhanden und wird die Spur der Ebene der optischen Axen parallel zu einem der Nicols gelegt, so sieht man eine

schwarze Linie. Wird nun der Quarzschliff darauf gelegt, und zwar so, dass sein Axenpol auf die oben erwähnte Spur fällt, so werden wir wieder im Ocular des Mikroskopes eine einem der Nicols parallel laufende schwarze Linie bemerken. Ist umgekehrt diese schwarze Linie vorhanden, so ist dies ein untrügliches Zeichen, dass obige Bedingung erfüllt ist. Der Axenpol des Quarzes sei 1. Nun drehen wir die beiden Nicols gleichzeitig. Die zwei Axenpole A und 1 bleiben fest, und wir werden anstatt der schwarzen Linie, zwei schwarze Punkte sich bilden sehen (in der Fig. 4 liegt ein schwarzer Punkt ausserhalb des Feldes), welche sich nach und nach um A herum drehen, während man die Nicols weiter dreht. Diese zwei Punkte werden näher wie 2 oder entfernter wie 3 von A erscheinen, je nachdem der Axenpol des Quarzes näher oder entfernter von A liegt, wie die Fig. 4 selbst zeigt. Fällt der Axenpol des Quarzes mit dem Axenpole des unteren Dünnschliffes zusammen, so werden wir bei gleichzeitiger Drehung der Nicols nur einen schwarzen Punkt bemerken, welcher immer fest bleibt und um denselben herum Polarisationsfarben.

Wir haben nun ein sicheres Mittel in der Hand, um zu entscheiden, ob die Axenpole der zwei Dünnschliffe zusammenfallen oder nicht, und daher ist auch ein Mittel gefunden, um die Lage der Axenpole eines in Frage stehenden Dünnschliffes zu bestimmen. Um praktisch diese Aufgabe lösen zu können, habe ich 10 Quarzdünnschliffe schneiden lassen, welche mit der optischen Axe Winkel bilden von 0° bis 90° je um 10° steigend. Ich befestige diese Quarzlamellen eine hinter der anderen in der Weise, dass sie alle parallel orientirt ein Ganzes bilden, welches ich Satz nenne. Ich schiebe nun diesen Satz auf den zu prüfenden Dünnschliff in der Weise, dass auf diesen nach und nach alle Lamellen zu liegen kommen, so aber, dass in convergentem Lichte immer der schwarze Balken erscheint. Jedesmal, wenn eine Quarzlamelle direct aufliegt, drehe ich ein wenig die Nicols und ich beobachte, ob der erscheinende schwarze Punkt fest bleibt oder sich bewegt. Hat man einmal durch dieses Verfahren erreicht, dass der schwarze Punkt fest bleibt, so ist sicher, dass die optische Axe des zu prüfenden Schliffes einen Winkel mit der Axe des Mikroskopes bildet, wie die optische Axe der Quarzlamelle selbst mit der Axe des Mikroskopes. Der Winkel ist natürlicherweise als in Quarz gemessen zu verstehen.

Es kann vorkommen (und wird eigentlich fast immer vorkommen), dass man mit dem vorhandenen Satze nicht erreicht, dass der schwarze Punkt fest bleibe bei Drehung der Nicols, allein man wird immer bestimmen können, ob die zu diesem Zwecke nöthige Quarzlamelle zwischen zwei auf einander folgenden, zu Gebote stehenden 10 Lamellen liegt. Man wird dann sagen, dass der in Frage stehende Winkel zwischen die, den zwei Quarzlamellen entsprechenden Winkel zu liegen kommt. Will man aber eine grössere Genauigkeit erreichen, so wird man verschiedene aus Quarzlamellen gebildete Sätze construiren lassen, welche von 5 zu 5° in Bezug auf die optische Axe des Quarzes geschnitten sind. Wenn man anstatt eines Mikroskopes mit gleichzeitig drehbaren Nicols, nur ein solches mit drehbarem Tisch zur Verfügung hat, dann ist der schwarze Punkt, den man in convergentem Licht erhält, immer beweglich, sowohl wenn der Axenpol des Quarzes auf den Axenpol des zu prüfenden Schliffes, als auch, wenn er ausserhalb desselben fällt. Jedoch bleibt er im ersteren Falle vom Centrum des Gesichtsfeldes immer gleich weit entfernt, im zweiten Falle dagegen beschreibt er einen ganz beliebigen Weg. Wenn man vermittels einer Quarzlamelle erreicht hat, dass man ganz nahe am Axenpole des unteren Dünnschliffes einen schwarzen beweglichen Punkt hat, das heisst, wenn der schwarze Punkt einen ganz kleinen Kreis, wie 4 der Fig. 4, beschreibt, wird man als wahrscheinliche Lage des gesuchten Poles die mittlere Lage von zwei schwarzen Punkten, die unter sich um 180° entfernt sind, annehmen. Und dadurch ist die Bestimmung der Axenlage eines Dünnschliffes auf die grösste Einfachheit zurückgeführt.

XXIV. Das körnige Gestein von Rongstock.

Von J. E. Hibschr.

Es bestand bei mir keineswegs die Absicht, über dieses Gestein vor der eingehenden Untersuchung der gesamten Umgebung von Rongstock weiter das Wort zu ergreifen. Besonders, da diese Untersuchung schon im nächsten Sommer für das III. Blatt der geologischen Specialkarte des böhmischen Mittelgebirges in Angriff genommen werden soll. Allein die auf pag. 188—191 des XV. Bd. dieser Zeitschrift von Herrn H. O. Lang ausgesprochenen Klagen darüber, dass die chemische Zusammensetzung dieses Gesteins, welche auf pag. 99 des XIV. Bd. dieser Zeitschrift mitgetheilt wurde, mit seinen Theorien nicht in Einklang zu bringen sei, änderten meinen Sinn.

Herr H. O. Lang zweifelt an der Richtigkeit der oben genannten Analyse. Um diese Zweifel zu zerstreuen, wurde von dem Rongstocker Gestein eine zweite Analyse durch Herrn R. Pfohl ausgeführt. Zu derselben wurden Mittelproben aus dem Material eines ganzen gepulverten Handstückes verwendet. Die Resultate dieser Analyse folgen unter II., während in I. die erste Analyse wiederholt wird.

Dem sehr berechtigten Wunsche des Herrn Lang, die für die Analysen verwendeten Mengen von Substanz, sowie die erhaltenen Gewichtsmengen der einzelnen Bestandtheile mitzutheilen, wird mit Vergnügen nachgekommen. Die betreffenden Zahlen folgen unter den Analysen.

	I.	II.	III.
SiO_2	50·50	50·52	—
TiO_2	1·91	Spur	—
P_2O_5	0·92	1·31	—
Al_2O_3	17·71 ¹⁾	17·98	—
Fe_2O_3	5·41	5·09	—
FeO	4·02	5·90	—
CaO	7·91	7·95	—
MgO	3·33	3·36	—
K_2O	3·02	3·70	3·76
Na_2O	5·52	3·60	6·15
H_2O chem. geb. . .	0·45	1·03	—
Summe	100·70	100·44	—

¹⁾ Neu berechnet.

Belegzahlen zu Analyse I. Einwage für den Aufschluss mit (NaK) CO_2 1·0604 g; Einwage für den Aufschluss mit HF zur Bestimmung der Alkalien 1·0090 g; Einwage für den Aufschluss mit H_2SO_4 (behufs Bestimmung von FeO) im geschlossenen Rohre 0·5003 g. — SiO_2 0·5355 g. — TiO_2 0·0203 g. — $\Sigma (Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5) = 0·3028 g$, entsprechend 28·55%; davon $\frac{1}{3}$ zur Bestimmung von P_2O_5 , $\frac{1}{3}$ zur Bestimmung von Fe. — P_2O_5 als $Mg_3P_2O_7$ 0·0051 g. — Fe_2O_3 , Verbrauch an Permanganat ($1 cm^3$ Perm. = 0·0037 g Fe) $6·6 cm^3 = 9·92\%$ Fe_2O_3 . — FeO, Verbrauch an Permanganat $4·2 cm^3 = 4·02\%$ FeO. — Das auf Fe_2O_3 berechnete FeO ($4·51\%$ Fe, O_3) von der Gesamtsumme des Fe ($9·92\%$ Fe_2O_3) abgezogen, ergibt für Fe_2O_3 den Rest von 5·41%. — Al_2O_3 aus der Differenz [$28·55\% - (0·92 + 9·92) = 17·71\%$]. — CaO 0·0839 g. — MgO als $Mg_3P_2O_7$ 0·0988 g. — $(KCl + NaCl) = 0·1548$; $2 KCl \cdot PtCl_4 = 0·1573 g$; daraus K_2O 3·02%, Na_2O 5·52%. — Chem. geb. Wasser (Einwage 1·0872 g) 0·0049 g entsprechend 0·45%.

Belegzahlen zu Analyse II. Einwage für den Aufschluss mit (NaK) CO_2 0·8783 g. Einwage für den Aufschluss mit HF zur Bestimmung der Alkalien 0·5940 g. Einwage für den Aufschluss mit H_2SO_4 im geschlossenen Rohre zur Bestimmung von FeO 0·3622 g. Einwage für die Bestimmung des chemisch gebundenen Wassers 1·7354 g. — SiO_2 0·4438 g. — TiO_2 Spur. — Für das Gesamtisen wurden $7·6 cm^3$ Permanganat ($1 cm^3 = 0·00314 g$ Fe), entsprechend 11·64% Fe_2O_3 , verbraucht; für die Bestimmung FeO $5·3 cm^3$ Permanganat. Daher FeO = 5·90%; Fe_2O_3 5·09%. — P_2O_5 , 0·0060 g $Mg_3P_2O_7$, entsprechend 1·31% P_2O_5 . — Al_2O_3 aus der Differenz: $(Al_2O_3 + Fe_2O_3 + P_2O_5) = 0·2717 g^1) = 30·93\%$; $30·93 - (11·64 + 1·31) = 17·98\%$ Al_2O_3 . — CaO 0·0698 g = 7·95%. — MgO 0·0820 $Mg_3P_2O_7$, entsprechend 3·36%. — $(KCl + NaCl) = 0·0752 g$; $2 KCl \cdot PtCl_4 = 0·1133 g$; $K_2O = 3·70\%$; $Na_2O = 3·60\%$. — Chem. geb. H_2O 0·0180 g = 1·03%.

Die beiden Analysen stimmen so gut überein, dass von der Ausführung weiterer Analysen dieses Gesteins vorläufig abgesehen werden kann. Nur die Alkalien wurden ein drittes Mal bestimmt. Die Ergebnisse dieser Untersuchung sind unter III. angeführt.

Belegzahlen zu Analyse III. Einwage 0·5927 g. $(KCl + NaCl) = 0·1041 g$; $2 KCl \cdot PtCl_4 = 0·1151 g$; daraus $K_2O = 3·76\%$; $Na_2O = 6·15\%$.

Hingegen weichen unsere Analysen von der durch Herrn Lang auf pag. 191 l. c. mitgetheilten in den Mengen des SiO_2 und des Al_2O_3 wesentlich ab. Die Verwendbarkeit dieser im Laboratorium des Herrn Prof. Dr. P. Jannasch ausgeführten Analyse für die Zwecke des Herrn Lang ist sehr fraglich. Auch erklärt Herr Prof. Jannasch selbst, wie Herr Lang (l. c.) angibt, die Analyse wohl für gut, „trotz alledem dürfe man nicht auf die absolute

¹⁾ Hievon $\frac{1}{3}$ zur Bestimmung von Fe_2O_3 und $\frac{1}{3}$ zur Bestimmung von P_2O_5 verwendet.

Richtigkeit einer jeden Bestimmung schwören“. Für die Verlässlichkeit unserer Bestimmungen stehen wir in jedem Masse ein. Uebrigens lässt die von Herrn Lang mitgetheilte Analyse beim Vergleich mit unseren auf den ersten Blick erkennen, dass in den 24·19% Al_2O_3 auch gegen 3% $P_2O_5 + TiO_2$, sowie 3% SiO_2 enthalten sind. Wenn man die letztgenannten Mengen von den 24·19% Al_2O_3 in Abzug bringt und die SiO_2 entsprechend corrigirt, verbleiben keine grossen Differenzen zwischen unseren und der Heidelberger Analyse.

Unsere Analysen stimmen übrigens mit dem durch die mikroskopische Untersuchung festgesetzten Mineralbestande des Rongstocker Gesteins gut überein. Das Gestein besteht etwa zu 60% aus einem Plagioklas, aus einem alkaliführenden Augit annähernd zu 20% und aus circa 10% Biotit. Der Rest vertheilt sich auf Orthoklas, Nephelin, Apatit und Magnetit.

Tetschen, November 1895.

XXV. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

- Brügelmann G.: Ueber eine eigenartige Darstellungs- und Bildungsweise grosser Kalk- und Strontiankrystalle und über Gasglühöfen. — Zeitschr. f. anorg. Chemie, Bd. X, 1895.
- Fedorow E. v.: Theorie der Krystalstructuren. — 1. Theil: Mögliche Structurarten. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXV, 2./3. H., 1895.
- Derselbe: Optische Mittheilungen. — 1. Ueber einen Glimmercomparator. — 2. Noch ein Schritt in der Anwendung der Universalmethode zu optischen Studien. — 3. Die zu den optischen Axen normalen Schnitte der Plagioklase. Zeitschr. f. Kryst. etc. XXV, 4. H., 1895.
- Fuess R.: Mikroskope und deren wichtigste Nebenapparate für krystallographische und petrographische Untersuchungen. — Zeitschr. f. angewandte Mikroskopie, Leipzig 1895.
- Derselbe: Ueber Neuconstructions von Instrumenten für krystallographische und petrographische Untersuchungen. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beilage Bd. X, 1895.
- Derselbe: Apparat zur dauernden Kennzeichnung bemerkenswerter Stellen in mikroskopischen Objecten oder Präparaten. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1895, Bd. I.
- Goldschmidt V., Anlegegoniometer mit zwei Kreisen. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXV, 4. H.
- Derselbe: Polarstellen am zweikreisigen Goniometer. — Zeitschr. f. Kryst. XXV.
- Klein C., Ein Universaldrehapparat zur Untersuchung von Dünnschliffen in Flüssigkeiten. — Sitzungsber. d. kgl. preuss. Akad. d. Wissensch. zu Berlin. LII, 1895. Sitz. d. math.-naturw. Cl. v. 19. December.
- Leiss C.: Eine einfache photographische Camera für Mikroskope. — Zeitschr. f. angewandte Mikroskopie. Leipzig 1895.
- Lenk H.: Messung des Winkels der optischen Axen im Mikroskope. — Zeitschr. f. Kryst. XXV, 1895.
- Linck G.: Grundriss der Krystallographie. — Jena 1896, G. Fischer.
- Nies A.: Allgemeine Krystallbeschreibung auf Grund einer vereinfachten Methode des Krystallzeichnens. — Stuttgart 1895, E. Schweizerbart'sche Buchh.
- Panebianco R., Calcolo Cristallografico appendice al Trattato di Mineralogia. Vol. I.
- Stöber F.: Notice Cristallographique sur l'Épidote de Quenast et la Barytine de Fleurus. — Brüssel, Bull. de l'Acad. roy. de Belgique, 3^e sér., Tome XXIX, Nr. 3, 1895.
- Derselbe: Notice Cristallographique sur la Cotunnite artificielle. — Brüssel, Bull. de l'Acad. roy. de Belgique, 3^e ser., Tome XXX, Nr. 9—10, 1895.

- Derselbe: Note sur la Détermination de l'Indice de Refraction des Prismes à grands angles réfracteurs. — Brüssel, Bull. de l'Acad. roy. de Belgique, 3^e sér., XXX, Nr. 11, 1895.
- Viola C., Die Einführung des geometrischen Rechnens in die geometrische Krystallographie. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. X, 1895.
- Wülfing E. A.: Ueber den kleinsten Gesichtswinkel. — Zeitschr. f. Biologie, Bd. XXIX, N. F. XI, 1895.

Mineralogie.

- Bauer M.: Edelsteinkunde. 2.—6. Lieferung. — 1895, Leipzig, Tauchnitz Verlag.
- Busz H.: Mittheilungen über Caledonit, Kamarezit, Breithauptit und Magnetkies. — (Vorl. Ber. siehe Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde vom 13. November 1893 und 5. März 1894.) — Neues Jahrb. f. Min. etc. Bd. I, 1895.
- Hussak E. and Prior G. T., Lerisite and Zirkelite, two new Brazilian Minerals. — Min. Magazine. Vol. XI, Nr. 50.
- Schulze E.: Abdruck aus: Lithia hercynica. Verzeichnis der Minerale des Harzes und seines Vorlandes. — Leipzig, Veit & Cie., 1895.
- Sollas W. J.: On the crystalline form of Riebeckite. — Proceedings, 3. ser., Vol. 3, Nr. 4, 1895.
- Tassin Wirt: Directions for collecting minerals. — Part H of bull. of the U. S. National Museum, Nr. 39, 1895.
- Wrany A.: Die Pflege der Mineralogie in Böhmen. — 2. Hälfte, 1. Th. Prag 1896, H. Dominicus.

Petrographie, Geologie, Palaeontologie.

- Beck R. und Hibsich J.: Section Grosser Winterberg-Tetschen, Blatt 104 der geol. Spezialkarte des Königreiches Sachsen. (Nebst Erläuterungen.) — Herausgegeben vom kgl. Finanz-Ministerium, Leipzig 1895.
- Becke F.: Vorläufige Mittheilung über Beziehungen zwischen Dynamometamorphose und Molecularvolum. — Anzeiger der kais. Akademie der Wiss. Wien, Sitzung vom 23. Jänner 1896.
- Becke F., Berwerth F. und Grubenmann U. Bericht über die Arbeiten zur petrographischen Erforschung der Centalkette der Ostalpen. — Anzeiger der kais. Akad. d. Wiss. Wien, Sitzung vom 23. Jänner 1896.
- Becker G. F., Reconnaissance of the Gold Fields of the Southern Appalachians. — 16. Jahresbericht d. U. S. Geol. Survey, 1894/95. Washington 1895.
- Brögger W. C.: Die Eruptivgesteine des Christianiagesbietes. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. — Videnskabselskabets Skrifter. I. Math.-naturw. Cl. 1895, Nr. 7.

- Busz H., Ueber einige Eruptivgesteine aus Devonshire in England. — (Vorl. Ber. siehe Sitzungsber. d. Niederrhein. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde vom 13. November 1893.) — Neues Jahrb. f. Min. etc. Bd. I, 1896.
- Clements J. M.: The Volcanics of the Michigamme District of Michigan. — Journ. of Geol. Vol. III, Nr. 7, Oct.—Nov. 1895.
- Cohen E.: Zusammenstellung petrographischer Untersuchungsmethoden nebst Angabe der Literatur. — Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Buchh., 1896.
- Derselbe: Meteoreisenstudien IV. — Wien, Annal. d. k. k. Naturhist. Hofmuseums, 1895, X, Nr. 2.
- Derselbe: Verzeichnis der Meteoriten in der Greifswalder Sammlung am 1. Juli 1895. — Sep.-Abdruck aus den Mittheil. d. Naturw. Vereines f. Neuvorpommern u. Rügen. 27. Jahrgang. 1895.
- Cross W.: Intrusive Sandstone Dikes in Granite. — Bull. of the Geol. Society of America. Vol. V, pp. 225—230.
- Derselbe: The Laccolitic Mountain Groups of Colorado, Utah and Arizona. — 14. Jahresber. 1892—93 d. U. S. Geol. Survey. Washington 1895.
- Geological Literature added to the geological Society's library during the half-year ended Decemb. 1894. — Geol. Soc., Burlington house, London 1895.
- Gredler V.: Die Porphyre von Bozen und ihre mineralogischen Einschlüsse. — Bozen 1895.
- Hoffmann Fr. A.: Petrographische Untersuchung der Basalte des Ebsdorfer Grundes bei Marburg. — Inaug.-Diss., N. J. f. M., G. u. P., Beil. Bd. X, 1895.
- Johnston-Lavis H. J. u. Gregory J. W.: Eozoonal Structure of the ejected blocks of Monte Somma. — The scient. transact. of the roy. Dublin soc., Vol. 5, ser. 2, 1894.
- Johnston-Lavis H.: Sulla inclusione di Quarzo nelle lave di Stromboli etc. e sui cambiamenti da ciò causati nella composizione della lava. — Boll. della Soc. Geol. It., Vol. 13, 1894.
- Johnston-Lavis J.: Notes on the geography, geology, agriculture and economics of Iceland. — Scottish geogr. Magazine for Sept. 1895.
- Johnston-Lavis H. J. and Franco P.: Formation of Fluorides etc. — Geol. Mag., July 1895.
- Kemp J. F.: The Geology of Moriah and Westpart Townships, Essex County N. Y. — Bull. of the N. Y. S. Museum, Vol. 3, Nr. 14, September 1895.
- Derselbe: Preliminary Report on the Geology of Essex County. — Contrib. from the Geological Dep. of Columbia College, Nr. XXXI, Albany 1894.
- Lamplugh G. W.: The Crush-Conglomerates of the Isle of Man. — Quart. J. of the Geol. Soc. for Nov. 1895.
- Lang O.: Die Bildung des Harzgebirges. Sammlung gemeinverständlicher wissenschaftlicher Vorträge herausgeg. von Rud. Virchow und W. Wattenbach. — Hamburg 1896. Verlag d. Druckerei-Act.-Ges. (vormals J. F. Richter).
- Laspeyres H.: Die Meteoritensammlung der Universität Bonn. II. Abschnitt: Meteoreisen. — Verhandl. d. naturh. Vereines in Bonn. LII. Jahrg. 1895.

- Luquer L. Mcl.: The relative Effects of Frost and the Sulphate of Soda Tests on Building Stones. — Trans. from the Am. Society of Civil Engineers, Vol. 33, March 1895.
- Melzi G.: Le Porfiriti della Catena Orobica settentrionale. — R. Instituto Lomb. di scienze e lettere, Milano 1895.
- Merrill G. P.: Directions for collecting rocks and for the preparation of thin sections. — Part J of Bull. of the U. S. National Museum, Nr. 39, 1895.
- Mojsisovics E. v., Waagen W. und Diener C.: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. — Sitzungs-Bericht d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, Math.-naturw. Cl., Bd. CIV, Abth. I. December 1895.
- Novarese V.: Sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in valle della Germanasca (Alpi Cozie). — Roma, Boll. del R. Comit. geol. 1895, Nr. 3.
- Pelikan A.: Ueber ein Ganggestein aus dem Biliner Braunkohlenreviere und die durch dasselbe hervorgerufenen Contacterscheinungen. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Bd. 45, H. 2, 1895.
- Pirsson L. V.: On some Phonolitic Rocks from Montana. — Am. J. of Sc., Vol. L, 1895.
- Derselbe: Complementary Rocks and Radial Dikes. — Amer. Journ. of Sc. Vol. L, 1895.
- Ries H.: On a Granite-Diorite from Harrison, Westchester County, N. Y. — Contrib. from the Min. Dep. of Columbia College, XXII. Trans. N. Y. Acad. Sci. Vol. XIV. pag. 80.
- Rinne F.: Ueber rhombischen Augit als Contactproduct, chondrenartige Bildungen aus künstlichen Schmelzen und über Concretionen in Basalten. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1895, Bd. II.
- Sacco Federico: Essai sur l'orogénie de la terre. — Turin, C. Clausen, 1895.
- Sauer A.: Blatt Oberwolfach-Schenkenczell der geol. Specialkarte des Grossherzogthums Baden. (Nebst Erläuterungen.) — Herausgegeben v. d. grossherzogl. badischen geol. Landesanst. Heidelberg 1895.
- Schafarzik Fr.: Die Pyroxen-Andesite des Cserhát. — Jahrb. d. königl. ungar. geol. Anstalt. Bd. 9, 1895.
- Schalch F.: Blatt Petersthal-Reichenbach der geol. Specialkarte des Grossherzogthums Baden. (Nebst Erläuterungen.) — Herausgegeben von der grossherzogl. Badischen geol. Landesanst. Heidelberg 1895.
- Schmidt Albert: Beobachtungen über das Vorkommen von Gesteinen und Mineralien in der Centralgruppe des Fichtelgebirges nebst einem Verzeichnisse der dort auftretenden Mineralien und deren Fundstätten. — J. D. Erlangen, Nürnberg, 1895.
- Smith G. O.: The Volcanic Series of the Fox Islands, Maine. — J. Hopkins Univ.-Circulars, Nr. 121, Oct. 1895.
- Stella A.: Sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in valle Varaita (Alpi Cozie). — Roma, Boll. del R. Comit. geol. 1895, Nr. 3.
- Stur D.: Geologische Specialkarte der Umgebung von Wien, nebst Erläuterungen. (Col. XIV, XV, XVI, Zone 12, 13 d. Specialkarte d. österr.-ung. Monarchie im Masstabe 1:75.000.) — Wien, Verlag d. k. k. geolog. Reichsanstalt.

- Teller F.: Geologische Karte der östlichen Ausläufer der karnischen u. julischen Alpen. (1 : 75.000, 4 Blätter.) Verlag d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Wien 1895.
- Tietze E.: Geologische Karte von Olmütz nebst Erläuterungen. (Col. XVI, Zone 7 der Specialkarte der österr.-ung. Monarchie im Masstabe von 1:75.000.) — Wien, Verlag d. k. k. geolog. Reichsanstalt.
- Vogt J. H. L.: Beiträge zur genetischen Classification der durch magmatische Differentiationsprocesse und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen. — Fortsetzungen und Schluss. Zeitschr. f. prakt. Geologie, April, Sept., Nov. und Dec. 1895.
- Weed W. H. und Pirsson L. V.: Igneous Rocks of Yogo Peak, Montana. — Amer. Journ. of Science, Vol. L, 1895.
- Dieselben: On the Igneous Rocks of the Sweet Grass Hills, Montana. — Americ. Journ. of Science, Vol. L, 1895.

Erklärung.

Durch ein bedauerliches Versehen ist in den „Erläuterungen zu Blatt I der geolog. Karte d. böhm. Mittelgebirges“ (diese Mittheil., Bd. XV, Heft 3/4) unterlassen worden, die Bemerkung einzufügen, dass das am Nordrande der Karte (nördlich der Hauptverwerfung) gelegene Quadersandsteingebiet durch Herrn Prof. Dr. R. Beck (Freiberg i. S.) aufgenommen worden ist. Mit Vorwissen dieses Herrn und mit Bewilligung des Directors der k. sächs. geol. Landesanstalt, Herrn Geh. Bergrath Prof. Dr. H. Credner, wurde dieser Kartentheil nach dem Manuscripte für das Blatt Gr.-Winterberg—Tetschen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen in das I. Blatt der Mittelgebirgskarte eingezeichnet. Ich spreche beiden genannten Herren nachträglich meinen besten Dank aus. Herrn Geh. Bergrath Prof. Dr. H. Credner schulde ich auch vielen Dank für die wertvollen Rathschläge, welche mir derselbe bei Wahl und Anordnung der Farben auf der Mittelgebirgskarte in lebenswürdigster Weise ertheilte.

Prof. Dr. J. E. Hibs.

Register.

	Seite		Seite
Adamello, Contactminerale	159	Dislocationen, Mittelgebirge	273
Aedipos, neue heisse Quellen	385	Dolerit, Rongstock	188, 485
Aegirin-Syenit, Mosquez-Cañon	419	Eisenglanz, chem. Anal.	184
Ainigmatit	414	— opt. Eig.	49
Albit, Lakous (Kreta)	135	Eklogite, Allalengebiet	115
Allalengebiet, metamorpher Gabbro	91	Eläolithsyenit, Mt. Ord range	407
Apache Mts.	394	— Paisano-Pass	428
Apachit	447	End-Eruption	328
Augit in Nephelin-Basanit, opt. Eig.	386	Epidot, Friedeberg	9
— in Tephriten	295	Eruption, Vesuv 1891—94	321
— Mittelgebirge	285	Eruptionsherde, Mittelgebirge	273
Augitit, Mittelgebirge	264	Eruptionsperiode	328
Auswürflinge, Mittelgebirge	291	Eruptivgesteine, tertiäre, Mittelgebirge	233
Baryt, Mittelgebirge	285	Erzgebirge, Bruchzone	214
Basalt, Mittelgebirge	245, 271	Exotische Gesteine vom Waschberg bei	
Basaltgebiet von Klöch	361	Stockerau	466
Biotit, Mittelgebirge	285	Fadensande, Vesuv	341
Bomben, Vesuv	340	Feldspathbasalt, Mittelgebirge	245
Bostonit, Apache Mts.	434	Foraminiferen, Mittelgebirge	218
Braunkohle, Mittelgebirge	232	Fossilien, Mittelgebirge	217
Breno, Wernerit (Dipyr)	159	Friedeberg (Schlesien), Mineralvor-	
Brockentuffe, tertiäre, Mittelgebirge	235, 291	kommen	9
Carbon, Apache Mts.	395	Fumarolenproducts, Vesuv	344
Cenoman, Mittelgebirge	211	Ganggesteine, Mittelgebirge	237
Chabasit, Mittelgebirge	285	Gabbro, metamorphe	91
Chloritschiefer, Gurtipohl	192	Gialtra, neue heisse Quellen	385
Cohen E., Salzpflanze im Granit nörd-		Graber H. V.: Auswürflinge, Mittel-	
lich von Pretoria	1, 194	gebirge	291
Contactlagerstätte, Friedeberg	9	Granat, Friedeberg	9
Contactminerale des Adamello	159	Granit, Waschberg	474
Contactwirkung, Mittelgebirge	271	Granophyr vom Waschberg	471
Dambergis, Prof. A. K.: Die neuen		Grünschiefer, Allalengebiet	121
heissen Quellen von Aedipos und		Gyps, Quarzkrystalle im	457
Gialtra	385	Hauyn, Mittelgebirge	285
Davis Mts.	394	Hauyntephrit, Mittelgebirge	256
Diamant, opt. Eig.	49, 351	Hirsch J. E.: Spezialkarte des böhm.	
Diluvium, Mittelgebirge	275	Mittelgebirges	202, 495
Dipyr von Breno	159	— Das körnige Gestein von Rongstock	485

	Seite		Seite
Hornblende, Mittelgebirge	285	Phonolith, Apache Mts.	447
Humit in Serpentin	126	Plagioklas, in tephritischen Auswürf- lingen	303
Hyacinthen (Quarz) im Gyps	457	Pretoria N., Salzpfanne im Granit 1, 194	
Kieselsäure, Löslichkeit	464	Pseudophit, Gurtipohl	192
Klöch, Basaltgebiet von	361	Pyroxen, Friedeberg	9
Kohlenkalk, Apache Mts.	395	— Renfrew, opt. Eig., Anal.	29
König Anton: Die exotischen Gesteine vom Waschberge bei Stockerau	466	Quarz (Hyacinthen) im Gyps	457
Kreta, Albit	135	Quellen, neue heisse von Aedipos und Gialtra	385
Kretschmer Franz: Mineralvorkommen von Friedeberg	9	Rhombenfeldspath, Sawtooth Mts.	425
Lakous, Albit	135	Rohrer R.: Analyse des Eisenglanz von Elba	184
Lang O. H.: Dolerit von Rongstock	188	Rompel J.: Chloritschiefer, Gurtipohl 192 — Topfstein von Tafamont	351
Lapilli, Vesuv	341	Rongstock, Analysen des Dolerit 188, 485	
Leucitbasalt, Mittelgebirge	254	Salomon W.: Contactminerale des Ada- mello	159
Leucittephrit, Mittelgebirge	265	Salzpfanne im Granit, Pretoria N. 1, 194	
Literatur	196, 351, 490	Sanidin, als Hülle um Plagioklas 305, 307 — s. a. Natronmikroclin.	
Magmabasalt, Mittelgebirge	271	Saussuritgabbro, Allalengebiet	108
Magnetit Mittelgebirge	285	Sawtooth Mts., Syenit	419
Matterhorn, Gesteine	104	Schäfer R. W.: Metamorphe Gabbro- gesteine von Allalin	91
Matteucci R. V.: Ausbruch des Vesuv 1891—1894	325	Schlacken, Vesuv	340
— Vesuv 1894	77	Schwefelsinter, Warasdin-Töplitz	192
Metamorphe Gabbrogesteine	91	Serpentin, Allalengebiet	126
Mikrogranit vom Waschberg	467	Sigmund A.: Basaltgebiet von Klöch 361	
Mittelgebirge, böhmisches, geologische Spezialkarte	201, 495	Skapolith, s. Dipyr	159
Mosquez-Cañon, Aegirin-Syenit	419	Spectralapparat	49
Mt. Ord range, Gesteine	407	Syenit, Sawtooth Mts.	419
Natronmikroclin, Sawtooth Mts.	425	Tafamont, Topfstein	351
Nephelinbasalt, Mittelgebirge	254	Tephrit, Mittelgebirge	256
Nephelin-Basanit, Klöch	380	— andesitähnlicher, Mittelgebirge	311
— Seindl	384	— Leucit-, Mittelgebirge	313
Nephelintephrit, Mittelgebirge	259	— phonolithähnlicher	315
Oligocän, Mittelgebirge	224	Tephrituff, Mittelgebirge, Anal.	237
Olivingabbro, Allalengebiet	106	Thomsonit, Mittelgebirge	285
Optische Axe, Bestimmung in Dünn- schliffen	481	Tinguait, Apache Mts.	429
Optische Untersuchung, Apparate zur	49	Topfstein, Tafamont	351
Osann A.: Geologie und Petrographie der Apache Mts., Westtexas	394	Trümmersande, Vesuv	339
Paisanit	435	Tuffe, tertiäre, Mittelgebirge	233
Paisano-Pass, Eläolithsyenit	428	Turon, Mittelgebirge	212
Palagonittuff, Klöch	378	Viola C.: Albit, Lakous	135
Pflanzenreste, Mittelgebirge	217, 238		

	Seite		Seite
Viola C.: Bestimmung der optischen		Westtexas, Geologie	394
Axe in Dünnschliffen	481	Wollastonit, Friedeberg	9
Vesuv, Ausbruch 1891—1894	325	Wülfing E. A.: Zur Kenntnis der Py-	
— Auswurfsmassen 1891—1894	339	roxenfamilie	29
— Fumarolenproducte 1891—1894	344	— Apparate zur optischen Unter-	
— Thätigkeit 1894	77	suchung; Diamant, Eisenglanz	49
Vesuvian, Friedeberg	9	— Dispersion des Diamanten	351
Vulcan. Thätigkeit, Vesuv	77	Zeynek R. v.: Schwefelsinter von	
Warasdin-Töplitz, Schwefelsinter	192	Warasdin-Töplitz	192
Waschberg bei Stockerau, exotische		Zschimmer E.: Die Hyacinthen (Quarze)	
Gesteine	466	der Gypse des Röth bei Jena	457
Wernerit von Breno	159		

Druckfehler und Berichtigung.

pag. 211, Zeile 1 v. u. lies Roxellana statt Boxellana.

pag. 288, im Analysenbeleg zu Nr. 9 Leucittephtit der unteren Decke des Falkenberges soll es heissen: $\Sigma (Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5) = 0.3433g = 28.04\%$. Diese auf 300 cm^3 gebracht; davon 50 cm^3 für die Fe-Bestimmung und 100 cm^3 für die P_2O_5 -Bestimmung verwendet.



TSCHERMAK'S
MINERALOGISCHE
UND
PETROGRAPHISCHE
MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

SECHZEHNTER BAND.

MIT 7 TAFELN UND 37 TEXTFIGUREN.

WIEN 1897.
ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
ROTHENTHURMSTRASSE 15.

Alle Rechte vorbehalten.

Inhalt.

1. Heft.

	Seite
I. Ueber den Schichtenbau der Krystalle. Von A. Pelikan. (Mit 12 Textfiguren.)	1
II. Geologie der Ponzainsel. Von Dr. Carl Camillo Schneider. (Mit einer geologischen Karte, Taf. I, und 7 Textfiguren.)	65
III. Zinnober von Schönbach bei Eger. Von Prof. Dr. Gustav C. Laube	96
IV. Notizen	100
Berichtigung	101
V. Literatur	102

2. Heft.

VI. Die Gabbrogesteine in der Umgebung von Ronsperg in Böhmen. Von Fr. Martin. (Mit einer Tafel in Lichtdruck, Tafel II, und 6 Textfiguren.)	105
VII. Chemische Untersuchung des Säuerlings in Seifersdorf (Oesterr.-Schlesien). Von Prof. E. Ludwig	133
VIII. Chemische Untersuchung der Constantinquelle in Gleichenberg (Steiermark). Von Prof. E. Ludwig. (Mit 1 Textfigur.)	140
IX. Methode zur Bestimmung des Lichtbrechungsvermögens eines Minerals in den Dünnschliffen. Von C. Viola	150
X. Gesteine der Columbretes. Von F. Becke. (Mit einer Taf. III und 1 Textfigur.)	155
XI. Notizen. (Mit 2 Textfiguren.)	180
XII. Literatur	182

3. und 4. Heft.

XIII. Ueber einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite. Von U. Grubenmann in Zürich	185
XIV. Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Contactgesteine. Von K. v. Kraatz-Koschlan und V. Hackman. (Hiezu Tafel IV und V.)	197

*

	Seite
XV. Gesteine der Columbretes. Von F. Becke. (Mit 3 Textfiguren)	308
Anhang: Einiges über die Beziehung von Pyroxen und Amphibol in den Gesteinen	327
XVI. Die Basalte der Steiermark. Von Alois Sigmund. (Mit 4 Textfiguren)	337
XVII. Notizen	360
XVIII. Literatur	362

5. Heft.

XIX. Bericht über die vulcanischen Ereignisse während des Jahres 1894. Von E. Rudolph in Strassburg im Elsass	365
----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

6. Heft.

XX. Ueber Einschlüsse im Granitporphyr des Leipziger Kreises. Von Reinhold Reinisch in Leipzig. (Mit Taf. VI)	465
XXI. Beiträge zur Mineralogie Böhmens. Dritte Reihe. Von Dr. Friedrich Katzner. (Mit 1 Textfigur)	504
XXII. Der Eisenglanz von Dognacska im Banat. Von A. Pelikan. (Mit Taf. VII.)	519
XXIII. Mineralogisches. Von A. Frenzel	523
XXIV. Ueber die Geologie der Ponzaininsel. Von V. Sabatini in Rom .	530
XXV. Notizen	536
XXVI. Literatur	538
Register	548

I. Ueber den Schichtenbau der Krystalle.

Von A. Pelikan.

(Mit 12 Textfiguren.)

Causa formalis lapidum nihil aliud est quam virtus lapidifica, quae vel materiae praeparatae insidet, vel efficienti causae accedere debet, ut lapis fiat.

A. Boetius de Hoot, *Gemmarum et lapidum historia*. Lugd. Batav. 1636. — pag. 29. —

Einige Beobachtungen, welche in der letzten Zeit angestellt wurden, haben das Problem des Wachstums der Krystalle in ein neues Licht gerückt; während man früher die Meinung hegte, die Vergrößerung der Krystalle erfolge durch mehr oder minder gleichmässigen Absatz gleicher Substanz auf allen Flächen, wobei also gleich alte Schichten von gleicher chemischer Beschaffenheit sein müssten, weiss man jetzt, dass gleichzeitig an demselben Krystalle abgesetzte Schichten aus verschiedener Substanz bestehen können, dass sich also verschiedene Flächen eines Krystalles verschieden verhalten. Wenn hiebei die auf den verschiedenen Flächen abgelagerten Substanzen erkennbare Farbenunterschiede aufweisen, so entsteht die unter dem Namen der „Sanduhrstructur“ bekannte Wachstumserscheinung, welche z. B. an vielen gesteinsbildenden Augiten zu sehen ist. Man glaubte eine Erklärung dieser sonderbaren Formen darin gefunden zu haben, dass man annahm, die betreffenden Krystalle seien zuerst als gabelförmige Skelette gewachsen, wie solche von zahlreichen Mineralen (z. B. von Olivin) wirklich bekannt sind, und erst später in einer Periode ruhigerer Entwicklung beziehungsweise langsameren Wachstums hätten sich die Lücken mit Krystallsubstanz, die aber jetzt eine andere Beschaffenheit gehabt hätte, ausgefüllt.

(Vergl. Rosenbusch, Mikroskop. Physiogr. der gesteinsbildenden Minerale, 3. Aufl. pag. 514.) Die Unhaltbarkeit dieser Erklärung ergibt sich aber aus der Beobachtung, welche der Verfasser gelegentlich der Wiederholung des sogenannten Sénarmont'schen Versuches machte. Aus einer gesättigten Lösung von Strontiumnitrat, welche mit dem Farbstoffextracte von Haematoxylon Campechianum versetzt worden war, schieden sich Krystalle ab, welche deutliche Sanduhrstructur zeigten, indem die Anwachskegel (= Anwachspyramiden) der Prismenflächen ungefärbt waren, während die der übrigen Formen prachtvoll roth erschienen. „Da man das Wachsen der Krystalle unter dem Mikroskope genau verfolgen kann, so lässt sich unschwer constatiren, dass auch die kleinen Individuen bereits den charakteristischen Bau besitzen und dass daher von gabelförmigen Jugendformen, die erst später zu geschlossenen Individuen heranwachsen sollen, nicht die Rede sein kann.“ (A. Pelikan, Sanduhrförmig gebaute Krystalle von Strontiumnitrat. — Tschermak's Mineralog. und petrographische Mittheilungen, Bd. XIII.) Auch die Beobachtungen an Mineralen führten zu denselben Schlüssen, worüber Näheres noch mitgetheilt werden wird.

Die Sanduhrstructur stellt sich somit nur als eine besondere Art des Schichtenwachsthums dar und es ist evident, dass eine befriedigende Erklärung nur aus einer Einsicht in die allgemeinen Gesetze des Schichtenwachsthums gewonnen werden kann, falls wir uns nicht damit begnügen wollen, behufs Erklärung einer neuen Erscheinung, zur Einführung einer neuen, ebenso unbekanntem Kraft zu greifen, wie dies Boetius de Boot, der gelehrte Leibarzt Rudolf's II., in den eingangs angeführten Zeilen thut. Das hohe Interesse, das diesem Gegenstande innewohnt, rechtfertigt wohl eine selbständige Bearbeitung.

Das hier zu behandelnde Thema steht in enger Beziehung zu dem Gebiete der sogenannten „optischen Anomalien“; sehr häufig sehen wir Schichtenbau im engeren Sinne (d. i. Aufbau der Krystalle aus unterscheidbaren Schichten) und optische Anomalien vereinigt; andererseits aber treten beide Erscheinungen getrennt und scheinbar völlig unabhängig von einander auf.

Die Behandlung des Stoffes erfolgt in der Weise, dass zuerst die beobachteten Thatsachen vorgeführt werden, worauf in einem allgemeinen Theile die Discussion und Zusammenfassung gegeben wird.



Augit.

Der Bau der Augite zeigt alle Erscheinungen, welche der Schichtenbau überhaupt darbieten kann.

1. Vollkommen gleichartige Schichten, welche ohne Unterbrechung aufeinanderfolgen und demgemäss überhaupt nicht hervortreten; Schnitte aus solchen Krystallen erscheinen vollständig homogen. Parallel eingelagerte Einschlüsse bewirken zuweilen eine Trennung für das Auge. Diese Art des Baues wird uns nicht weiter beschäftigen.

2. Verschieden gefärbte Schichten von gleicher Form folgen regelmässig auf einander. Die ersten Beobachtungen hierüber verdanken wir *Wedding*. (Beitrag zu den Untersuchungen der Vesuvlaven. Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch. 1858, pag. 375.) „Alle Augite sind in dünnen Plättchen, oft auch in ganzen Krystallen, durchsichtig, und nur durch die bald dunkler, bald heller grüne Färbung unterschieden. Nun sieht man oft in den feinen Schnitten Streifungen, Zonen von hellerer und dunklerer Farbe regelmässig abwechselnd, genau den äusseren Contouren folgend. Es sind dies höchst wahrscheinlich Anwachsstreifen und würden dann als Beweis dienen, dass die Krystalle nicht beim Entstehen schon ihre jetzige Grösse hatten.“

Bei diesem einfachen Schichtenbaue sieht man bisweilen nur einen Kern und eine davon unterscheidbare Hülle, oder aber es folgen auf den Kern zahlreiche untereinander verschiedene Zonen; mit dem Wechsel in der Farbe der letzteren geht Hand in Hand ein Wechsel der optischen Eigenschaften: das Elasticitäts-Ellipsoid erhält eine andere Lage und die Brechungsexponenten ändern ihre Werte, womit auch eine Vergrösserung oder Verkleinerung des Winkels der optischen Axen Hand in Hand geht. Hierüber folgen später noch ausführliche Mittheilungen. Zuweilen ergibt die Untersuchung eine continuirliche Aenderung der optischen Constanten beim Fortschreiten vom Kerne gegen den äusseren Rand zu, ohne dass einzelne Schichten gegeneinander abgesetzt wären; es handelt sich hier offenbar um eine gleichmässige Aenderung der chemischen Constitution ohne Unterbrechungen. An die Stelle der Schichtung ist die Mischung getreten. Wir können diese Art des Aufbaues, die zuerst von *Vogelsang* beschrieben wurde (Beiträge zur Kenntnis der Trachyt- und Basaltgesteine der hohen Eifel. Zeitschr. d. D. geol.

Gesellsch., Bd. XLII, pag. 53), gewissermassen als Grenzfall zwischen den Abtheilungen 1 und 2 betrachten.

Einen hieher zu stellenden Fall beobachtete ich in einem Leucitophyr vom „Perlenkopf“. Der beiläufig parallel zu 010 geführte Schnitt zeigt im gewöhnlichen Lichte einen nicht sehr deutlich umschriebenen Kern von lichtbräunlicher Farbe und eine ziemlich sattgrüne Hülle; Pleochroismus ist kaum wahrnehmbar. Zwischen gekreuzten Nicols erscheint der Kern bedeutend besser abgegrenzt; auf ihn folgen ein paar ziemlich schmale Schichten, welche abwechselnd mit dem Kerne und der Hülle auslöschen, sie nehmen den Platz ein, der im gewöhnlichen Lichte als verwaschener Rand des Kernes erscheint; dann folgt eine breite Zone, die sich bis an den Rand erstreckt; in ihr ist keine weitere Unterabtheilung mehr zu constatiren. Da die Spaltrisse sehr spärlich vorhanden und nicht gut ausgebildet sind, ist eine Bestimmung der Auslöschungsschiefe nicht leicht ausführbar. Auf einen der besten Spaltrisse bezogen, ergab sich der Winkel $c:c$ im Kerne mit $31^{\circ}5'$, in der breiten Randzone nahe der Begrenzung 36° . Die Auslöschung erfolgt im Kerne vollständig gleichmässig und nimmt in der Hülle vom Kerne nach aussen continuirlich zu.

Diese regelmässige Zunahme der Auslöschungsschiefe erfolgt auch dann, wenn deutlich unterscheidbare Schichten aufeinander folgen, so z. B. gibt Wülfing für den Augit von Nordmarken (Typus I nach Flink) an, dass im Innern, wo der betreffende Krystall hellgrün war, eine Auslöschungsschiefe $c:c = 44^{\circ} 15'$, in einer folgenden grünen Zone $44^{\circ} 26'$ und im dunkelgrünen Raude $44^{\circ} 36'$ beobachtet wurde. (Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie. — Habilitationsschrift, Heidelberg 1891, pag. 20.) Gewöhnlich liegen bei derartig gebauten Krystallen die dunkleren Partien nach aussen zu, sind also jünger, während die zuerst abgesetzte Substanz, der Kern, am hellsten erscheint. Allgemein gilt demnach der Satz, dass die eisenärmere, hellere Substanz einen kleineren Winkel $c:c$, die eisenreichere, dunklere, einen grösseren hat. Es mag späteren Ausführungen vorgreifend gleich hier im Anschlusse bemerkt werden, dass auch der von Tschermak aufgefundene Satz: dass die eisenärmere Pyroxensubstanz einen kleineren, die eisenreicheren Mischungen einen grösseren Axenwinkel aufweisen, in den weitaus meisten Fällen als zutreffend erkannt wurde. Es ist bedauerlich, dass das riesige,

in der petrographischen Literatur aufgespeicherte Material für Vergleiche, wie der oben angestellte, fast wertlos ist, da die meisten Autoren einfach Auslöschungsschiefen angeben, ohne zu bemerken, welche Elasticitätsaxe mit der Verticalaxe den gemessenen Winkel einschliesst. (Als Beispiel neuesten Datums sei hier nur angeführt: Hoffmann, Petrograph. Untersuchungen der Basalte des Ebsdorfer Grundes bei Marburg. N. J. f. M., B.-Bd. X, pag. 196.)

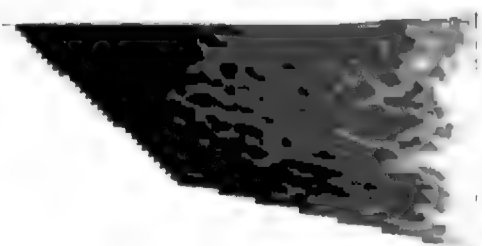
Aber auch dort, wo eine derartige Angabe vorliegt, muss man bei der Benützung derselben vorsichtig sein, da manche Autoren bona fide diejenige Elasticitätsaxe, welche mit c den kleineren Winkel bildet, als Axe kleinster Elasticitätsaxe c betrachten, was, wie wir sehen werden, durchaus unstatthaft ist. Bei dem Schichtenwachstume, welches wir hier betrachten, kommt sowohl der Fall vor, dass die Form des Krystalles während der ganzen Zeit seiner Bildung die gleiche geblieben ist als auch der, dass gewisse Formen verschwinden oder neue auftreten. In den Durchschnitten hat man dann entweder Polygone von gleicher Seitenzahl, oder diese nimmt ab oder zu. Die erste diesbezügliche Beobachtung hat Bütschly gemacht. (Mittheilung an Prof. G. Leonhard. — N. J. f. M. 1867, pag. 700.) „Nicht immer jedoch ist die Gestalt der inneren Schalen absolut entsprechend der äusseren; es finden sich an ersteren häufig, zwar immer den Gesetzen der Krystallographie entsprechend gebildete Ecken und Kanten, die bei späterem Wachsthum des Krystalles verschwanden.“ Bütschly hat auch beobachtet, dass die Einschlüsse in den Augiten vom Aetna genau den Grenzen der Schichten folgen.¹⁾

3. Von besonderem Interesse ist aber die dritte Art des Schichtenbaues der Augit-Krystalle, die sogenannte „Sanduhrstructur“. Wie bereits in der Einleitung hervorgehoben wurde, bezeichnet dieser Ausdruck jene Art des Schichtenwachsthums, bei welcher auf krystallographisch verschiedenen Flächen verschieden zusammengesetzte Substanz abgelagert wurde. Am eingehendsten hat sich mit der Sanduhrform der Augite Blumrich beschäftigt (Sanduhrform der Augite. — Tschermak's Mineral. u. petrograph. Mittheil., Bd. XIII, pag. 239).

¹⁾ Aus der weiteren Beschreibung Bütschly's glaubt man schliessen zu dürfen, dass die von ihm beobachteten Krystalle Sanduhrstructur gezeigt haben. Thatsächlich zeigen manche Krystalle dieses Fundortes Andeutungen einer solchen.

nachdem bereits Brögger (Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge etc. — Zeitschr. f. Kryst., Bd. XVI, pag. 155) und Becke (Ueber den Aufbau der Krystalle aus Anwachskegeln, Lotos, 26. Nov. 1892) neue Gesichtspunkte für die Beurtheilung dieser Gebilde aufgestellt hatten. Brögger sagt l. c. bei Besprechung des Homilit: „Diese Stundenglasstructur dürfte also eine eigenthümlich ausgebildete Zonarstructur sein, analog derjenigen mehrerer Augite, wie dies zuerst von van Werweke beschrieben wurde (N. J. f. M., 1879, pag. 483 und 823) und wie ich selbst auch an mehreren anderen Vorkommnissen beobachtet habe. Das am meisten Auffallende dabei ist der Umstand, dass die derselben Schale angehörigen, also gleichzeitig abgesetzten Schichten verschiedene Zusammensetzung besitzen müssen, je nachdem sie parallel der Verticalzone oder parallel anderen Zonen oder Flächen sich absetzen, ein Verhältnis, welches in der That im höchsten Grade bemerkenswert ist und ein näheres Studium verdienen dürfte.“

Die wichtigsten Ergebnisse, zu denen Blumrich gelangte, der auf Veranlassung Becke's die Sanduhrstructur der Augite studirte, sind folgende: Die Anwachskegel der krystallographisch verschiedenen Flächen zeigen verschiedene Farbe und verschiedenes optisches Verhalten. Die Anwachskegel der Pyramidenflächen sind am hellsten, jene des Klinopinakoids sind dunkler und die der Flächen (100) und (110) zeigen die dunkelste Farbe. Der Winkel $c:c$ in Schnitten nach dem Klinopinakoide beträgt in den von ihm untersuchten Augiten vom Boxberge bei Schönhof in Böhmen 56° in den dunklen, 51° in den hellen Partien. Ferner wurde gefunden, dass die Dispersion um die positive Mittellinie geneigt ist, $\rho > v$ und dass jene optische Axe, welche auf 100 austritt, wenig, hingegen jene, welche mit der Verticalaxe den kleineren Winkel bildet, stark dispergirt ist und dass daher $c_\rho : c < c_v : c$. An jenen Zonen, die durch die verschiedenen Anwachskegel verfolgt werden können, sieht man, dass sie dort, wo sie in hellen Partien verlaufen, breiter, in den dunklen Anwachskegeln aber sehr schmal sind, wodurch allmählich der Habitus des Krystalles verändert wird, da eine Streckung nach der b - und c -Axe eintritt. Sanduhrstructur tritt entweder selbständig oder in Verbindung mit gewöhnlichem Schichtenbaue (Vergl. 2) auf. Blumrich spricht die Vermuthung aus, dass „ein sehr alkalireiches Magma für das Auftreten der Sanduhrstructur günstig sei“. Ferner wird aus dem



ungewöhnlich grossen Auslöschungswinkel $c : c$ auf das Vorhandensein von Natrium geschlossen, das in einer Beimischung von Akmit- bzw. Aegirinsubstanz vermuthet wird.

Weitere Angaben über sanduhrförmig gebaute Augitkrystalle machte H. V. Graber in seiner Untersuchung: „Ueber Auswürflinge in den tephritischen Brockentuffen der Umgebung von Tetschen a. E. (Tschermak's Mineralog. und petrograph. Mittheilungen, Bd. XV, pag. 291.) Graber fand, dass in den andesitähnlichen Tephriten und in den Leucittephriten die Augite eine violette Färbung zeigten, während sie in den phonolithähnlichen Gesteinen dieser Gruppe mehr grüne Farben aufweisen. Dabei wurde beobachtet, dass die violetten Augite durch starke Bisectricendispersion ausgezeichnet sind. Bekanntlich hat schon Rosenbusch den Gedanken ausgesprochen, dass diese Eigenschaft mancher Augite einem Titangehalte zuzuschreiben sei; es ist nun nicht unwichtig, dass Graber fand, dass die Gesteine mit violetten Augiten reichlich Titanit führen, welcher in den phonolithartigen Tephriten, deren Augite grün sind, vollständig fehlt. Bezüglich der Auslöschungsschiefe wurde festgestellt, dass sowohl in den grünen als auch in den violetten Augiten der Winkel $c : c$ mit der Tiefe der Färbung zunimmt. Die Anwendung der sogenannten Klein'schen Lupe macht bekanntlich die Bestimmung der Grösse des Axenwinkels auch in solchen Fällen möglich, wo z. B. nur eine Axe im Gesichtsfelde sichtbar ist; Graber hat daher eine grosse Anzahl solcher Bestimmungen durchgeführt, welche folgende Resultate ergaben: Sowohl in den violetten Augiten im allgemeinen, als auch in den prächtig grasgrünen Augiten der phonolithähnlichen Tephrite vom Maschkenberge waren die Werte für $2V$ in den helleren Partien grösser, in den dunkleren kleiner. Bei den violetten, titanhaltigen Augiten gibt dieses Ergebnis keinen Anlass zu irgendwelchen Bemerkungen; bei dem grünen Augite hingegen ist die Sache etwas anderes. Bekanntlich hat Tschermak schon im Jahre 1869 die Ansicht ausgesprochen, dass der positive Axenwinkel der Augite vom Eisengehalte derselben abhängt und mit demselben zunimmt. Diese Ansicht wurde bisher durch alle Beobachtungen als zutreffend erkannt, und es ist demgemäss von Wichtigkeit, auf dieses abweichende Ergebnis Graber's besonders hinzuweisen. Es mag noch bemerkt werden, dass Graber ausdrücklich angibt, stets den Winkel um die positive Mittellinie gemessen zu haben. Graber hat auch mit Hilfe der durch Becke eingeführten Modification der

Klein'schen Lupe, welche zur Zeit, als Blumrich eine Untersuchung ausführte, noch nicht im Gebrauche war, die von diesem beschriebenen Sanduhraugite einer Bestimmung hinsichtlich des Axenwinkels unterworfen. Er fand

$$2V \text{ im Anwachskegel von } (111) = 61^{\circ} 20' - 63^{\circ} 40'$$

$$\text{„ „ „ } (110) = 58^{\circ} 40' - 61^{\circ} 20'$$

Auch in diesen (violetten) Augiten ist der Wert $2V$ für die lichten Anwachskegel der Pyramide grösser als für die dunklen des aufrechten Prismas.

In der Arbeit Sigmund's: „Die Basalte der Steiermark“ (Tschermak's Mineralog. und petrograph. Mitth., Bd. XV, pag. 361) wird gleichfalls über sanduhrförmig gebaute Augite berichtet. Die Augite der Palagonittuffe von Klöch zeigen eine bräunlichgelbe, sehr schwach pleochroitische Hülle und einen farblosen Kern. Besonders an Schnitten parallel oder fast parallel der Symmetrieebene erkennt man, dass sie sanduhrförmig gebaut sind. Das Maximum der Auslöschung $c:c$ in den Anwachskegeln der Pyramide beträgt 52° , in den Anwachskegeln der verticalen Flächen 60° .

Die Augite des Nephelinbasanites von Klöch besitzen gleichfalls einen farblosen Kern und eine violettgraue, titanreiche Hülle. In seltenen Fällen findet sich im Innern der Krystalle ein blassgrüner regelmässig contourirter Kern, welcher den Rest einer protogenen, nun zumeist resorbirten Augitgeneration darstellt. Auch an den Augiten dieses Gesteines lässt sich, oft schon im einfachen Lichte, die Sanduhrstructur besonders an Schnitten parallel der Symmetrieebene erkennen; deutlich heben sich die lichten Anwachskegel der Pyramide von den dunklen der verticalen Flächen ab. Häufig combinirt sich die Sanduhrstructur mit der Zonenstructur; dann sieht man im parallelen polarisirten Lichte verschieden gefärbte Zonen innerhalb der Anwachskegel. Die Auslöschungsschiefen verhalten sich so wie im vorigen Gesteine, stets sind diejenigen der Pyramide kleiner als die der verticalen Flächenzone; doch sind die Werte durchwegs geringer als vorhin angegeben wurde:

$$c:c \text{ Pyram. } 48^{\circ}$$

$$c:c \text{ Prisma } 52^{\circ}.$$

In einem Nephelin-Basanite des Seindl fand Sigmund sowohl die Augite der Grundmasse als auch die Einsprenglinge sanduhrförmig gebaut. Sie besitzen einen farblosen Kern und eine violett-

der schwach dispergirten Axe A zugekehrten Seite gelblich, an der entgegengesetzten blau gefärbt; daraus ergibt sich:

$$c_{\rho} : c < c_{\nu} : c$$

3. Der Axenwinkel $2V$ nimmt ab, wenn man vom Kerne zur Hülle übergeht; es ist:

$2V$ im Kerne 61°

„ „ Anwachkegel der Pyramide 55°

„ „ „ „ Prismenfläche 44°

Zur übersichtlichen Darstellung dienen die beiden vorstehenden Figuren aus der Arbeit Sigmund's. In Fig. 1 ist die Lage der optischen Axen und der Mittellinie c im Kerne k , in den Pyramidenflächen s und im Prisma m veranschaulicht. Fig. 2 stellt einen Schnitt durch einen sanduhrförmig gebauten Augitkrystall dar, der ebenfalls parallel (010) geführt ist. Angegeben ist die Richtung der Verticalaxe c und jene der beiden optischen Axen A und B .

Sanduhrstructur an sitzend gebildeten Augitkrystallen. Krystallbau und optische Eigenschaften des Augits von Nordmarken.

Wie aus den vorstehenden Mittheilungen ersichtlich ist, beziehen sich alle Untersuchungen über die sanduhrförmig gebauten Augite auf Krystalle, welche im Gestein eingeschlossen waren. In den nachfolgenden Zeilen soll nun ein Beispiel von sitzenden Krystallen beschrieben werden, welche gleichfalls ausgezeichneten Sanduhrbau aufweisen. Es handelt sich um das längst bekannte und wiederholt beschriebene Vorkommen von Nordmarken. Der Reichthum an Krystallen und die Mannigfaltigkeit der Formen, welche dieser Fundort darbietet, haben bereits zahlreiche Untersuchungen veranlasst. Tschermak war der Erste, welcher in seiner Abhandlung: „Ueber Pyroxen und Amphibol“ (Mineralog. Mittheil., 1871, Heft 1) über die optischen Verhältnisse dieses Diopsidvorkommens Angaben machte. Die untersuchten Krystalle waren klein und zeigten nichts von dem hier zu besprechenden Schichtenbaue. Bezüglich der Arbeit Hj. Sjögren's: Krystallographische Studien (Geol. För. Forhandl. Nr. 13, pag. 364 bis 381. 1. Pyroxen von Nordmarken) entnehme ich dem Referate Brögger's (Zeitschrift f. Kryst., Bd. IV, pag. 529), dass der Autor sein Hauptaugenmerk auf die Formenentwicklung und die äussere Flächen-

beschaffenheit der Krystalle gerichtet hat. Er hebt hervor, dass die Flächen der Verticalzone am stärksten glänzend sind und dass bei den übrigen der Glanz mit dem Zunehmen ihrer Winkel gegen die Verticalaxe abnimmt; ferner, dass das Orthodoma ($\bar{1}01$) fast stets gegen die Basis (001) überwiegt, im Gegensatz zu der Angabe von Streng, wonach die Basis die stärker entwickelte Fläche sein soll. Streifung der Flächen kommt nach Sjögren vor auf dem Ortho- und Klinopinakoid parallel der Verticalaxe, auf dem Orthodoma in der Richtung der Symmetrieebene und auf ($\bar{2}23$). Die Streifung auf ($\bar{1}01$) kann zur Orientirung benützt werden. Den gleichen Zweck verfolgt die Arbeit von J. Lehmann (Zeitschr. f. Kryst., Bd. V, pag. 529). Auch hier ist der innere Bau der Krystalle nicht in den Bereich der Untersuchung gezogen.

Die ausführlichste Beschreibung verdanken wir G. Flink (Studien über schwedische Pyroxenmineralien. Zeitschr. f. Kryst., Bd. XI, pag. 449). Obwohl auch Flink den Sandubrbau der Augitkrystalle von Nordmarken merkwürdigerweise nicht aufgefunden hat, müssen wir uns mit seiner Arbeit doch eingehender beschäftigen, weil sich im Laufe der später mitzutheilenden Untersuchungen Resultate ergeben haben, welche gestatten, den Widerspruch zwischen den Ergebnissen der optischen Untersuchungen Flink's und jener seiner Vorgänger aufzuhellen.

Bekanntlich gehört die krystallographische Orientirung mancher Glieder der Pyroxenreihe zu den misslichsten Aufgaben des messenden Krystallographen. Da die Winkel $100:001$ und $\bar{1}00:\bar{1}01$ einander ausserordentlich nahestehen¹⁾ und überdies infolge der Flächenbeschaffenheit (s. vorne bei Sjögren) nicht mit der nöthigen Genauigkeit bestimmt werden können, so ist eine Verwechslung von Basis und Orthodoma leicht möglich. Wenn dann die Auslöschungsschiefe auf 010 bestimmt und jene Elasticitätsaxe, welche gegen die Basis (oder die als Basis angenommene Fläche) geneigt ist, als c betrachtet wird, können auch Verwirrungen bezüglich der optischen Verhältnisse entstehen, freilich nur bei sehr oberflächlichem Arbeiten.

Tschermak, Dölter und Wiik bestimmten den Winkel $c:c$ bei dem Nordmarkner Augite mit $46^{\circ}45'$, beziehungsweise

¹⁾ Flink gibt an (pag. 459): $100:001 = 74^{\circ}35'$
 $\bar{1}00:\bar{1}01 = 74^{\circ}23'$

$45^{\circ} 30'$ — 46° , beziehungsweise $46^{\circ} 30'$, Flink fand $44^{\circ} 38\frac{1}{2}'$, $44^{\circ} 53\frac{1}{2}'$. Anstatt nun der Ursache dieses Widerspruches näher nachzuforschen — sie liegt, wie ich zeigen werde, in der Sanduhrstruktur — erklärt Flink: Tschermak, Dölter und Wiik hätten einfach die Bisectricen vertauscht!

Der Habitus der am häufigsten vorkommenden grossen, dunkelgrünen Krystalle von Nordmarken (Typus I nach Flink) wird bestimmt durch die Flächen (100), (010), (001), ($\bar{1}$ 01) und (110).

Die krystallographisch richtige Aufstellung ist nach meinen Erfahrungen ausserordentlich leicht zu erzielen, wenn man sich der Aetzfiguren bedient. Baumhauer hat bereits im Jahre 1874 (Pogg. Ann. 153, 75) die Aetzfiguren des Diopsid auf dem Klinopinakoid und den Pyramidenflächen beschrieben, welche er durch Behandlung der Krystalle mit einem Gemisch von feingepulvertem Flusspath und Schwefelsäure erhalten hatte.

Später hat Greim denselben Gegenstand behandelt (Ueber Aetzfiguren an Diopsid und Spodumen. N. J. f. M., 1889, Bd. I, pag. 252), und zwar hauptsächlich „mit Rücksicht auf die Verwendbarkeit der Aetzfiguren zur Orientirung der Krystalle“. Er fand, dass sowohl die Aetzfiguren auf den Prismenflächen als auch jene auf dem Orthopinakoide zu dem angegebenen Zwecke gut geeignet seien und beschreibt die Aetzfiguren auf dem Klinopinakoide als „Parallelogramme, die mit ihrer Längserstreckung gegen die Kante [010 : 110] in demselben Sinne geneigt sind, wie die Kante [010 : 111].

Wülfing hat in seiner Arbeit: „Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie“ gleichfalls von der Aetzung behufs Orientirung der Krystalle Gebrauch gemacht.¹⁾

Nach meinen Beobachtungen sind die Aetzfiguren auf dem Klinopinakoide, welche von den Autoren mit Vorliebe zur Orientirung benützt wurden, hiezu am wenigsten geeignet, da die Aetzerscheinung auf dieser Fläche sehr complicirt ist, wie ich später noch zeigen werde. Ich benützte mit Erfolg fast ausschliesslich die Aetzung mit Flussäure auf dem Orthopinakoide oder auf einer zu diesem parallel angeschliffenen Fläche. Die Aetzfiguren haben die Form lang ge-

¹⁾ Loc. cit., pag. 6 gibt Wülfing für den Krimler Augit an $cc = 42^{\circ}$ (43°). Nach meiner Bestimmung ergab sich für Na-Licht: $cc = 47^{\circ} 21'$, $ac = 42^{\circ} 39'$; mein Resultat stimmt mit den Angaben Zepharovich's überein.

streckter Deltoide und lassen sich am besten mit „Ausrufungszeichen“ vergleichen; ihr spitzes Ende zeigt immer nach der Endfläche, das stumpfe nach dem Orthodoma (Fig. 3).

Die consequente Anwendung der Aetz- methode zeigte bald, dass die früher benützten Kennzeichen (die breitere Fläche ist Basis, die schmälere Doma) absolut wertlos seien, da auf einer und derselben Stufe die verschiedensten Ausbildungen nebeneinander vorkommen.

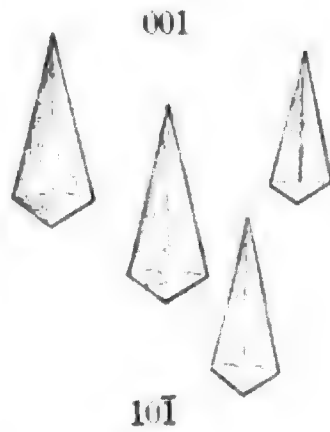
Nachdem ich einmal auf die Sanduhr- structur des Nordmarkener Augites aufmerksam geworden war, blieb nicht lange unbemerkt, dass verschiedene Platten, welche alle möglichst parallel zum Klinopinakoide hergestellt worden waren¹⁾, verschiedene Werte für die Auslöschungsschiefe ergaben. Dementsprechend wurde ein Krystall in drei parallele Platten zerschnitten, von denen zwei nur die Anwachs- pyramiden der (010)-Flächen enthielten und daher keine Sand- uhr-structur zeigten, während die mittlere Platte die Anwachspyramiden des Orthopinakoides, der Endfläche und des Orthodoma ($\bar{1}01$) ent- hielt. Die den beiden letztgenannten Formen angehörigen Partien sind nicht verschieden von einander.

Die Auslöschungsschiefen wurden mittels eines Bertrand- schen Oculares und auch durch Einstellung auf die grösste Dunkel- heit bestimmt. Das gelbe Licht wurde mit Hilfe von Chlornatrium (auch Bromnatrium) hergestellt, das rothe durch Anwendung von Kupferoxydulgläsern. Die für die Platten, welche die Flächen 010 und $0\bar{1}0$ trugen, und welche daher nur die Substanz der Anwachs- kegel dieser Flächen zur Untersuchung darboten, erhaltenen Werte waren:

	gelbes Licht	rothes Licht
c:c . . .	44° 10'	43° 52'
a:c . . .	45° 50'	46° 08'
Flink gibt an c:c . . .	44° 38'	44° 53'.

Im wesentlichen herrscht also hier zwischen meinen Ergebnissen und denen Flink's Uebereinstimmung. Ich halte es daher für wahr-

Fig. 3.



¹⁾ Mit Hilfe des Apparates zum Planparallelschleifen von Fuess in Berlin.

auf die anscheinend gesetzmässige Aenderung der optischen Eigenschaften stützt.

In seiner Abhandlung: „Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie“ (Mineral. und petrogr. Mittheilungen, Bd. XV, pag. 47) gibt Wülfing an, dass für den Augit von Renfrew die Auslöschungsschiefe $s\rho < sv$, während bei den Pyroxenen der Diopsid-Hedenbergitreihe $s\rho > sv$ gelte.

Bei dem von mir untersuchten Nordmarkener Augite ist nun im Anwachskegel des Klinopinakoids $s\rho < sv$ ($c\rho : c < cv : c$) und im Anwachskegel des Orthopinakoids ist es umgekehrt $s\rho > sv$ (s. oben).

Damit ist also erwiesen, dass die angelagerten Substanzen in verschiedenen Anwachskegeln bedeutende Verschiedenheiten zeigen können; ein näheres Eingehen auf die festgestellten Thatsachen fällt nicht mehr in den Rahmen dieser Arbeit; es wird diesem Augitvorkommen an einem anderen Orte eine ausführliche Besprechung gewidmet werden. Ich will nur noch erwähnen, dass Schnitte senkrecht zur ersten Mittellinie deutlich erkennen lassen, dass der Winkel der optischen Axen um die Mittellinie c mit der Tiefe der Färbung zunimmt.

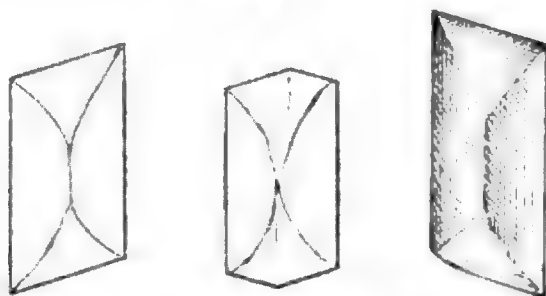
Die Aetzfiguren auf dem Klinopinakoid; Nachweis der Hemiëdrie der Augitsubstanz.

Wie ich früher bereits hervorgehoben habe, wurde von früheren Autoren häufig die Aetzung auf dem Klinopinakoide als Mittel zur Orientirung empfohlen.

Ein Versuch, den ich mit der im vorstehenden beschriebenen Pyroxenvarietät von Nordmarken ausführte, belehrte mich jedoch bald, dass, wenigstens im vorliegenden Falle, die angegebene Methode deswegen nicht ausführbar sei, weil auf der geätzten Fläche zweierlei Aetzfiguren erscheinen. Die einen sind anscheinend flach und haben den von früheren Beobachtern angegebenen rhomboidalen Umriss; das längere Seitenpaar verläuft parallel zur Prismenkante. Bei sehr vielen aber ist die spitze Ecke durch eine kleine Fläche abgestumpft, wodurch der Umriss ein sechsseitiger wird. Durch die Aetzung des Orthopinakoids kann man sich überzeugen, dass bei den Figuren mit rhomboidalem Umriss das eine Seitenpaar im Sinne der Kante $010 : 001$ verläuft; da aber die beiden Seiten a

und b nicht immer ganz deutliche Längenunterschiede aufweisen, so verliert die Methode schon dadurch an Brauchbarkeit.

Fig. 5.



Die Aetzfiguren des zweiten Typus sind anscheinend tief und haben gleichfalls meist rhomboidalen Umriss, ihre obere Kante verläuft im Sinne der Trace des Orthopinakoides auf der Längsfläche, nicht selten aber sind sie sechseckig, so wie wir dies bei dem ersten Typus erwähnt haben. Auffallend ist der Umstand, dass sich die Figuren des ersten und des zweiten Typus, wenn sie rhomboidalen Umriss haben, in correlaten Stellungen befinden. Zwillingsbau war bei den von mir untersuchten Krystallen nicht vorhanden; ein solcher könnte allerdings das Auftreten von Aetzfiguren in correlaten Stellungen auf (010) erklären, wenn (100) als Zwillingssebene fungirt und der Aufbau ein polysynthetischer ist. In diesem Falle wäre dann zu erwarten, dass die Aetzfiguren je eines Typus in Streifen parallel zur c -Axe angeordnet wären, was aber auch nicht der Fall ist; die beiden Typen sind vielmehr ganz gesetzlos durcheinander gemischt; es bleibt daher nur die Annahme übrig, dass die Ursache dieser anormalen Aetzerscheinung in dem molecularen Baue des Mineralies begründet ist. Ich will nur noch darauf hinweisen, dass ich auch einen Augit aufgefunden habe (Finmossen, Schweden, s. pag. 20), bei welchem ich auf dem Klinopinakoide nur solche Aetzfiguren erhalten habe, deren obere Begrenzung nicht im Sinne der Kante $010:001$ verläuft, sondern im Sinne von $010:\bar{1}01$; es sind also nur Figuren der zweiten Stellung vorhanden. Die Bestimmung der Endfläche (001) erfolgte durch die tadellos ausgebildeten Aetzfiguren auf 100. Es wird Aufgabe einer späteren Arbeit sein, dem Zusammenhange zwischen den Aetzerscheinungen, dem krystallographischen Baue, den optischen Erscheinungen und der chemischen Zusammensetzung nachzugehen.

Angeregt durch die oben geschilderten Ergebnisse, habe ich auch noch andere Augite in den Kreis der Beobachtung einbezogen.

So z. B. den Typus IV der Nordmarkener Augite. Ich schliesse auf die Zugehörigkeit der von mir untersuchten Krystalle zu diesem Typus Flink's aus dem Umstande, dass erstens die Vergesellschaftung mit Calcit, Magnetit und Chlorit vorhanden ist, und dass zweitens die Krystalle, so wie Flink es angibt (Zeitschr. f. Kryst., Bd. XI, pag. 471), meist mit dem Orthopinakoide oder mit der Längsfläche aufgewachsen sind. Die Farbe gibt Flink allerdings als „schwach gelbgrün“ an, während meine Krystalle schön grün sind.

Der Habitus der Krystalle wird von folgenden Formen beherrscht: Orthopinakoid, Längsfläche, basisches Pinakoid, Orthodoma ($\bar{1}01$) und Pyramide $o = (22\bar{1}) = 2P$. Ueber die Ausbildung der Formen sagt Flink: „Die Pyramide $2P$ herrscht gewöhnlich nächst den Pinakoiden vor. Dies Flächenpaar ist jedoch meistens an den beiden Enden der Krystalle sehr verschieden ausgebildet. — Diese Ungleichheit gilt auch von der negativen Grundpyramide, welche jedoch immer sehr untergeordnet ist.“

Soweit meine Beobachtungen, welche ich noch keineswegs für abgeschlossen halte, reichen, muss die Angabe Flink's folgendermassen präcisirt werden: Von den vier Flächen der Pyramide o treten stets nur zwei wirklich auf; z. B. $22\bar{1}$ und $2\bar{2}\bar{1}$. Auch das basische Pinakoid zeigt Verschiedenheiten in der Ausbildung zu beiden Seiten der Verticalaxe. Krystallographisch ausgedrückt heisst das soviel als: von den Symmetrieelementen des monoklinen Krystall-systemes ist bei unserem Augite nur die Symmetrieebene vorhanden, die zweizählige Symmetriecaxe (b) ist verschwunden. Selbstredend fehlt auch das Symmetriecentrum, da keine parallelen Gegenflächen auftreten. Aehnliche Beobachtungen wie die mitgetheilten hat schon Williams gemacht. (American Journ. of Sc., 1889, 38, 79. — On the possibility of hemiedrism in the monoclinic system and the hemiedrism of Pyroxen.)

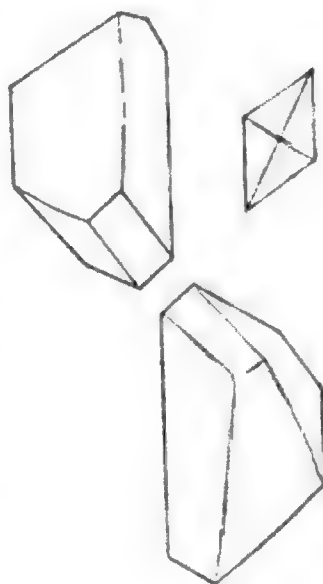
Der Verfasser stellt Betrachtungen an über die möglichen Arten der Hemiëdrie im monoklinen Systeme und führt als Beispiele für die „geneigtflächige Hemiëdrie“ (Hemiëdrie mit Symmetrieebene wie oben angegeben) einige Abbildungen von Pyroxen vor, welche anscheinend dieser Hemiëdrie angehören, z. B.:

Diopsid von der Mussa-Alpe bei Hessenberg (Min. Notizen, Nr. 1, Taf. II, Fig. 18), ferner:

Des Cloizeaux, Min., Vol. I, pag. 54, Atlas Fig. 57. Pyroxen von Orange Co., N. Y. Zeitschr. f. Kryst., 15, 122, Fig. 2 und Grassy Lake bei Rossie St. Lawrence Co., N. Y. und von Canaan Conn.

An allen den angegebenen Stellen finden sich in der That Augitkrystalle abgebildet, welche den Habitus hemiëdrischer Ausbildung an sich tragen; es ist aber eine bekannte Sache, dass zahlreiche Minerale eine derartige Ausbildung nicht selten zeigen, ohne dass eine Hemiëdrie zu Grunde läge; es sind Ausbildungsanomalien — nichts weiter. Auch beim Pyroxen war man bisher geneigt, dieselbe Ursache der abweichenden Ausbildung anzunehmen. Ich bin aber in der Lage, durch die Aetzfiguren wahrscheinlich zu machen, dass der hemiëdrische Charakter in der Molecularbeschaffenheit der Krystallsubstanz begründet ist. Ich habe nämlich gefunden, dass bei jenen Augiten, deren Krystalle äusserlich hemiëdrischen Habitus zeigen, auch die Aetzfiguren diesem Charakter zuneigen, wie sich aus folgenden Beobachtungen ergibt: Auf dem Klinopinakoide des in Rede stehenden Augits von Nordmarken (Typus V) erhält man gleichfalls zweierlei Aetzfiguren: grosse und kleine. Die kleinen bieten keinen Anlass zu weiteren Betrachtungen; sie zeigen einfach rhomboidalen Umriss und scheinen verhältnismässig sehr seicht zu sein. Die grossen aber tragen deutlich asymmetrischen Charakter an sich, wie die

Fig. 6.



beistehenden Figuren (Fig. 6) zeigen; merkwürdigerweise treten auch sie in zwei Stellungen auf; die Kanten, welche bei den einen kurz sind, sind bei den anderen lang und umgekehrt. Man sieht ganz deutlich die Beziehung der Form der Aetzfiguren zum Symmetriecharakter der geätzten Fläche: in der holoëdrischen Abtheilung des monoklinen Systems hat das Klinopinakoid entsprechend der Eigenschaft der Queraxe, zweizählige Symmetrieaxe zu sein, antimetrischen (dimetrischen) Charakter; durch den Wegfall dieses Symmetrieelementes wird die Längsfläche asymmetrisch und dies kommt in den Aetzfiguren deutlich zum Ausdrucke. Genau dieselben Verhältnisse treffen wir bei dem Diopsid von Ala (Fig. 7). Wieder erscheinen zweierlei Aetzfiguren: grosse und kleine. Die kleinen haben wieder

mehr oder weniger deutlich in Reihen angeordnet. Ihre längsten Kanten verlaufen im Sinne der Kante 010:001.

Alle übrigen Augite, welche ich untersucht habe, zeigen ein anderes Verhalten. Der durch die Untersuchungen Zepharovich's bekannt gewordene Krimler Diopsid liefert kleine, rhomboidale Aetzfiguren von ganz normaler Ausbildung; Figuren in anderer Stellung oder Ausbildung sind nicht vorhanden; die gleiche Beobachtung machte ich an den Augiten vom Vesuv, vom Laacher See, von Wolfsberg und von anderen Fundorten.

Der Umstand, dass die Augite, welche anormale Aetzerscheinungen zeigen, Diopside oder den Diopsiden nahe stehende Augite sind, während die basaltischen Augite stets normales Verhalten aufweisen, deutet darauf hin, dass die Ausbildung der Aetzfiguren in einem engen Zusammenhange mit der chemischen Zusammensetzung steht. Ich vermute, dass eines der Silicate, aus denen die Krystallmolekel der Augite besteht, monoklin-hemiëdrisch ist, und dass die Quantität, in welcher die betreffende Verbindung beigemischt ist, in der Form der Aetzfiguren zum Ausdrucke kommt.

Die Untersuchung wird in dieser Richtung fortgesetzt.

Um aber eine richtige Auffassung der vorgebrachten Thatsachen zu ermöglichen, muss noch Folgendes erwähnt werden:

Am Magnesit und Siderit beobachtete Tschermak¹⁾, dass bei der Aetzung neben symmetrischen Aetzfiguren auch asymmetrische in ergänzenden Stellungen vorkommen. Er hat aus diesen Beobachtungen den Schluss gezogen, dass man Siderit und Magnesit entweder als Verwachsung eines rhomboëdrisch-hemiëdrischen Minerals mit einem noch unbekanntem tetartoëdrischen ansehen könne, oder als durchaus tetartoëdrisch, dass aber die Mischung von linken und rechten Theilchen eine so innige sei, dass dadurch die Aetzfiguren beider gewöhnlich vereinigt, als monosymmetrische Vertiefungen sich bilden. Als dritte Möglichkeit gibt er an, beide Minerale als rhomboëdrisch gelten zu lassen und die asymmetrischen Figuren als Ausnahmen zu betrachten. Becke ist geneigt, diesen dritten Erklärungsversuch als das Richtige zu betrachten. Er sagt (Ueber Dolomit und Magnesit, Mineral. u. petrogr. Mittheilungen, Bd. IX, pag 254):

¹⁾ Ueber die Isomorphie der rhomboëdr. Carbonate und des Natronsalpeters. (Tschermak's Mineral. u. petrogr. Mittheilungen, Bd. IV, pag. 112.)

„Die Beobachtung hat seither einige Fälle kennen gelehrt, wo die Aetzfiguren einen geringeren Grad von Symmetrie zeigten, als nach der Krystallform zu erwarten war. In diesen Fällen (z. B. monosymmetrische Aetzfiguren auf der Würfelfläche des Pyrit und auf der Oktaëderfläche von Magnetit) liess sich zeigen, dass eine Verzerrung vorliegt, hervorgebracht durch Störungen im Aufbau des Krystalls, die mit der Art seines Wachsthums zusammenhängen“.

Beckenkamp beobachtete eine ähnliche Discordanz zwischen der Flächensymmetrie und der Symmetrie der Aetzfiguren am Aragonit (Die Mineralien der Aragonitgruppe, Zeitschr. f. Kryst., Bd. XIV, pag. 381) und schloss daraus, dass jedes „Individuum“ hemimorph nach b und c sei.

Auch für die Augite möchte ich an dem von mir vorgebrachten Erklärungsversuche festhalten, da gerade solche Krystalle, welche am wenigsten zu der Annahme von Störungen Anlass geben, diese anormale Aetzung zeigen.

Baryt.

Der Schichtenbau des Baryt ist zuweilen sehr deutlich ausgeprägt. Manche Krystalle von Felsöbanya besitzen folgenden Bau: Der Kern, von Längsfläche und Makrodoma begrenzt, zeigt schwach gelbliche Färbung; auf ihn folgt eine licht himmelblaue Schichte von geringer Dicke und abweichender Gestalt; es treten nämlich an ihr zwei neue Formen auf: das aufrechte Prisma und das Brachydoma. Die äusserste Schichte ist wieder fast farblos mit einem Stich in's Blaue und zeigt auch die beiden hinzugekommenen Formen.

Die blaue Farbe gleicht ganz derjenigen mancher Cölestine (z. B. jener von Sicilien), welche von Wittstein auf spurenweise beigemengtes Eisenphosphat, von Muthmann aber auf Spuren von schwarzem Schwefel zurückgeführt wird. Meine Bemühungen, die Ursache dieser Blaufärbung zu ermitteln, sind durchaus resultatlos geblieben. Die Krystalle von Schemnitz sind ähnlich gebaut; sie bestehen meist aus einem klaren Kern und einer trüben Hülle von bläulicher Farbe. Die Baryte von Příbram sind seit langem bekannt als Beispiele für die Veränderung des Krystallhabitus im Verlaufe des Wachsthums. Die äussere Form des Krystalles wird bestimmt durch die Formen: Längsfläche, aufrechtes Prisma, Brachydoma. Im

Inneren der trüben — weissen oder schwach röthlichen — Krystalle erblickt man einen ganz farblosen Kern, der nur von Längsfläche und Makrodoma begrenzt ist.

Das Wachsthum dieser Krystalle muss in folgender Weise vor sich gegangen sein: Zuerst bildete sich ein farbloser Kern von der angegebenen Form; hierauf trat eine Aenderung der Bildungsbedingungen ein, — der Wechsel der Farbe deutet auf das Hinzutreten eines Lösungsgenossen — was zur Folge hatte, dass der Krystall mit anderem Habitus weiter wuchs. Die neue Substanz wurde aber fast ausschliesslich auf dem Makrodoma abgesetzt, da der Kern durch die Längsfläche nicht sichtbar sein könnte, wenn auf ihr ebenfalls die weisse oder röthliche Substanz abgesetzt worden wäre; zum Schlusse folgte wieder eine Schichte durchsichtiger Substanz auf allen Flächen. Es wäre aber zweifellos irrig, wollte man annehmen, dass während der Zeit, als auf dem Makrodoma die weisse oder röthliche Substanz abgesetzt wurde, das Wachsthum der Längsfläche überhaupt sistirt gewesen wäre; die Dickenzunahme erfolgte nur ausserordentlich langsam und vielleicht eben deswegen wurde die beigemischte Substanz zurückgewiesen. Die Stufe, welche dieser Beschreibung zugrunde liegt, zeigt aber noch eine weitere Eigenthümlichkeit. Während der Baryt gebildet wurde, schied sich auch Kupferkies aus, und zwar scheint der Absatz des letzteren erst nach der Bildung der Barytkerne begonnen zu haben; die kleinen, wie Punkte erscheinenden Krystalle von messinggelber Farbe haben sich auf die Makrodomenflächen des Baryt angesetzt, wodurch die Zuwachsschichten nach dieser Form sehr deutlich hervorgehoben werden. An einem Krystalle ist der Rand des Kernes mit Kupferkieskryställchen besetzt und die oben erwähnte letzte Zuwachsschichte lässt den dem Kerne entsprechenden Theil der Längsfläche frei, so dass also eine dem Kerne entsprechende Vertiefung auf der Längsfläche des fertigen Krystalles erscheint; auf derselben Stufe sitzen auch Krystalle, bei denen dann auf dem mittleren Felde der Längsfläche Kalkspath in Form eines rauhen Ueberganges abgesetzt ist. Die eben besprochene Barytstufe bietet also für das Studium des Krystallwachsthums mehrere wichtige Erscheinungen dar:

1. Die Veränderung des Habitus der Barytkrystalle, welche zeitlich mit dem Auftreten der Kupferkiesausscheidung zusammenfällt.

an; sondern in manchen grösseren Krystallen finden sich einzeln zerstreute oder zu Häufchen verbundene, winzig kleine, dem blossen Auge kaum sichtbare Kryställchen von Cinnabarit im Krystallinneren — — — — durch Kryställchen, die parallel den Flächen (101) einmal oder alternierend interpolirt sind, wird im Krystall die Schalenbildung mehr oder weniger scharf angedeutet.“ An einer anderen Stelle schreibt Helm h a c k e r: „Die Schalenbildung ist an diesen Krystallen (Baryte v. Krašná hora) keine seltene Erscheinung.“

„Die umhüllten Krystalle, sehr oft von verschiedener Form als die der umhüllenden Schale sich darstellend, werden durch farbige Zonen im Krystallinneren, die parallel sind gewissen Flächen, unterschieden, wenn nicht der Krystallkern durch seine eigene Farbe absticht.

Eine eigenthümlich wiederholte Schalenbildung wird an manchen Krystallen beobachtet.“

So z. B. zeigt ein Krystall einen schmutzig honiggelben Kern von der Form (101) (011) (010), in welchem selbst noch die Schalenbildung durch schmutzig gefärbte Zonen parallel den Flächen von *M* deutlich ausgebildet ist. Auf der Oberfläche des Kernes sind bis mohngrösse Pyritkryställchen dicht neben einander aufgewachsen, wodurch die Trennung des gefärbten Krystallkernes von der wasserhellen Schale noch deutlicher wird. Allein in der wasserhellen Schale ist wiederum durch schwache röthliche Zonen — von ungemein fein vertheiltem Hämatit herrührend — eine wiederholte Schalenbildung parallel den Flächen (011) (210) (101) angedeutet.

Die Bemerkung Helm h a c k e r's, „dass die Krystallformen des Kernes und der Schale von einander unabhängig seien“, indem „ein Zwillingkrystall als Kern in einem einfachen Krystallkern auftritt, oder dass ein einfacher Krystallkern von einer zwillingsartig ausgebildeten Krystallschale umhüllt wird“, erledigt sich dadurch, dass der oben erwähnte „Zwillingkrystall als Kern“ überhaupt kein Zwilling ist, sondern eine parallele Verwachsung nach (001), wie aus der Fig. 20 auf Taf. II der Arbeit Helm h a c k e r's unzweifelhaft hervorgeht.

Als Ergebnisse unserer Untersuchung des Baryt wäre hervorzuheben:

1. Der Baryt ist ein Mineral, welches den Aufbau aus Schichten in ausgezeichneter Weise erkennen lässt.

2. Die Schichten treten entweder dadurch hervor, dass sie von verschiedener Färbung sind; oder dadurch, dass parallel zu den Krystallflächen fremde Minerale eingelagert sind.

3. Die auswählende Kraft der verschiedenen Flächen einer Combination zeigt sich beim Baryt in ganz ausgesprochener Weise. Die Hämatit- und Cinnabariteinschlüsse, welche *Helmhacker* beobachtete, liegen stets nur auf gewissen Flächen (meist auf den Flächen 101); auch die dilute Färbung der Pribramer Krystalle folgt den Anwachspyramiden einer gewissen Form.

4. Soweit unsere Kenntnisse reichen, sind bei der Anlagerung verschiedener Substanzen auf krystallographisch verschiedenen Flächen stets Stoffe betheiligt, welche nicht isomorph sind mit der Hauptmasse des Krystalls.

Zinnerz.

Ueber den inneren Bau der Zinnerzkrystalle ist wenig bekannt. In dem von *Schrauf* veröffentlichten Manuscripte *Madelung's* (Zeitschr. f. Kryst., Bd. VII, pag. 75) wird das Zinnerz zum erstenmale als anormal zweiachsig aufgeführt (Zinnerz von St. Christoph bei Breitenbrunn in Sachsen). Weitere Angaben über den Bau der Krystalle werden aber nicht gemacht.

In *Rosenbusch's* „Mikroskopischer Physiographie der gesteinsbildenden Minerale“ (Bd. I, pag. 352) heisst es: „Im durchfallenden Lichte gelblich bis braun oder roth in verschiedenen Tönen; selten nahezu farblos, oft in Bändern und Streifen oder in concentrischen Zonen verschiedenfarbig; im auffallenden Lichte fast metallischer Diamantglanz. Bisweilen ist ein schwacher Pleochroismus wahrnehmbar. Das Interferenzkreuz zerfällt nicht selten bei der Drehung der Präparate in Hyperbeln. — Optisch positiv.“

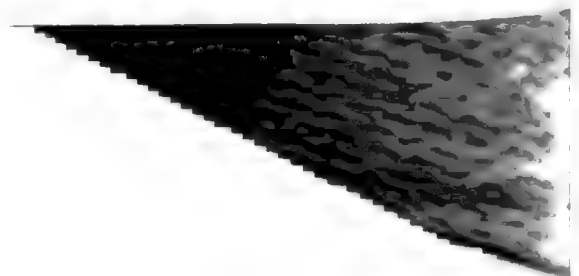
Zinnerz von Schlaggenwald.

Schliffe senkrecht zur Verticalaxe zeigen einen Aufbau aus hellen und dunkleren Schichten. Der Kern des Krystalles ist gewöhnlich ganz dunkel gefärbt; keine der folgenden Schichten erreicht den Kern in Bezug auf die Tiefe der Färbung. Die Schichten sind nicht an allen Stellen von gleicher Dicke; zuweilen keilt die eine oder

die andere ganz aus. Sehr merkwürdig ist das Verhalten der Prismenkanten. In einer lichten Schichte tritt plötzlich eine Abstumpfung der Kanten durch zwei Flächen eines ditetragonalen Prisma auf, dessen Kanten ihrerseits wieder durch die Flächen des verwendeten Prisma abgestutzt werden.

Der Winkel der beiden Flächen des ditetragonalen Prisma beträgt ca. 66° (im Fuess'schen Mikroskope gemessen), woraus sich mit Wahrscheinlichkeit die Form (320) ergibt, welche den Winkel $66^\circ 19'$ verlangt. (Siehe Dana, pag. 234.) In der darauffolgenden dunklen Schichte zeigt sich deutlich die Tendenz, die Flächen an den Prismenkanten wieder zum Verschwinden zu bringen; dies wiederholt sich ein paar Mal, wobei zuweilen die Substanzanlagerung auf dem verwendeten Prisma eine derart energische wird, dass im Durchschnitte auf (100) ein dunkles Dreieck entsteht, von welchem sich auf die Prismenflächen (110) und ($\bar{1}\bar{1}0$) nur ganz schmale Streifen fortsetzen. Man sieht hier deutlich, dass Flächen, auf welchen sich viel Substanz ablagert (hier 100), verschwinden müssen und dass dementsprechend die Krystalle stets von Flächen langsamsten Wachstums eingeschlossen sein werden. (Vergl. Becke, Der Aufbau der Krystalle aus Anwachskegeln, pag. 17.) Weiter nach aussen wird dann die Sache etwas undeutlicher, indem die Grenzen der einzelnen Schichten nicht mehr so scharf abgesetzt sind. Immerhin aber sieht man, dass das Voraneilen im Wachstume seitens der Flächen des verwendeten Prisma aufgehört hat, so dass die Anwachsipyramiden derselben normale Formen annehmen und sich nur durch die dunklere Färbung von den übrigen Partien unterscheiden.

Schnitte nach (110) zeigen in der Mitte lichtere Färbung und zu beiden Seiten dunkle Streifen, welche den Anwachskegeln nach (100) entsprechen. In dieser Platte sind die Schwingungen // c in den mittleren Theilen braun, in den seitlichen Streifen granatroth; hingegen jene $\perp c$ in ersteren gelb, in letzteren braun. Ueber den Pleochroismus des Zinnsteines lag ausser der bereits angeführten kurzen Bemerkung in Rosenbusch's Physiographie keine Angabe vor. In jüngster Zeit hat auch Arzruni eine diesbezügliche Beobachtung veröffentlicht (Zeitschr. f. Kryst., Bd. XXV, pag. 469). Der von ihm beschriebene künstliche Kassiterit zeigte braune oder hellviolette Farbe und im letzteren Falle deutlichen Pleochroismus; es waren die Schwingungen // c farblos, die dazu senkrechten rosafarben.



Platten parallel (100) endlich zeigen folgendes Verhalten: Durch die Mitte des Präparates verläuft ein axialer, dunkler Streifen; rechts und links davon erscheinen breite Partien mit dem Pleochroismus braun-gelb, wie oben angegeben wurde; zu beiden Seiten folgen dann ziemlich scharf abgegrenzt dunkle Partien, deren Färbung gegen den Rand zu intensiver wird. Der Schnitt verhält sich demnach genau so, wie es sich nach dem bereits geschilderten Baue der Krystalle erwarten lässt. Die Fig. 10 gibt einen solchen Schnitt nach 100 wieder; die schematische Fig. 11 veranschaulicht durch die Linie SS' die Lage des in der vorhergehenden Figur abgebildeten Schnittes.

Fig. 10.

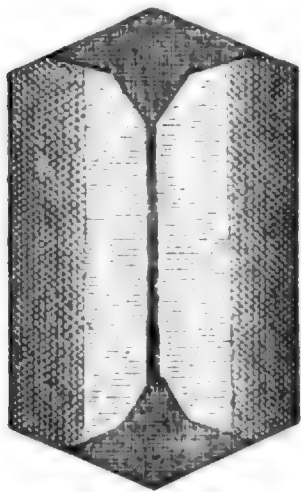
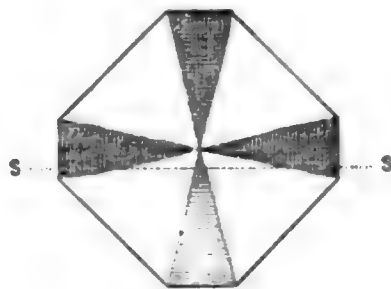


Fig. 11.



Ausser den angegebenen Erscheinungen zeigt ein Schliff nach (100) aus einem Schlaggenwalder Krystalle noch folgendes:

Der mittlere dunkle Streifen setzt sich nach oben und unten fort, indem er sich verbreitert, wobei seine Contouren zuerst unter circa 60° divergiren, um dann schliesslich fast horizontal zu verlaufen. Die Erscheinung steht zweifellos im Zusammenhange mit den Anwachskegeln der verwendeten Pyramide; ich bin aber nicht im Stande alle Einzelheiten in befriedigender Weise zu deuten.

Das reine Zinnoxid stellt eine farblose Masse dar; die Farbe der Zinnsteinkrystalle muss demnach von beigemengten Stoffen herühren. Alle Analysen geben mehr oder minder beträchtliche Mengen von Fe_2O_3 an; für das Schlaggenwalder Vorkommen beträgt der Gehalt an Eisenoxyd nach Dana (6. Aufl., pag. 235) 0.12 Procent. Da nun die angegebene Eisenverbindung sicher nicht als isomorph mit Zinnstein angesehen werden kann, so haben wir einen Fall vor uns,

welcher am meisten Aehnlichkeit mit jenem der künstlichen Färbung der Krystalle durch Farbstoffe aufweist. Hier wie dort zeigt sich in den gefärbten Krystallen ein Pleochroismus, welcher der an sich farblosen Substanz natürlich fremd ist. Lehmann (Zeitschr. f. phys. Chemie, Bd. VIII, Ueber künstl. Färbung von Krystallen) glaubte gefunden zu haben, dass bei solchen durch Pigmente gefärbten Krystallen, welche Pleochroismus zeigen, der schwächer gebrochene Strahl farblose oder nahezu farblose Schwingungen besitze. Es hat sich aber herausgestellt, dass dieser Satz keineswegs Anspruch auf allgemeine Giltigkeit erheben könne; auch der künstliche Zinnstein zeigt das gegentheilige Verhalten. Da er optisch positiv ist, so entspricht den Schwingungen parallel zur Hauptaxe, welche, wie eben ausgeführt wurde, lichter gefärbt oder farblos sind, der grössere Brechungs-exponent. Arzruni fand $\varepsilon - \omega = 0.0961$ für Na-Licht (vergl. auch Lehmann, Molecularphysik, Bd. I, pag. 474).

Die Untersuchung des Zinnsteins ergab also, dass er einfachen Schichtenbau, d. h. eine Aufeinanderfolge deutlich unterscheidbarer Schichten zeigt, und dass die Anwachspyramiden der Form (100) durch intensivere Färbung ausgezeichnet sind, wodurch Sanduhr-structur (im weiteren Sinne des Wortes) hervorgerufen wird. Bei dem geringen Gehalte an fremden Stoffen, den die Analysen nachweisen, ist die Annahme einer isomorphen Beimischung zur Erklärung des Sanduhrbaues so gut wie ausgeschlossen.

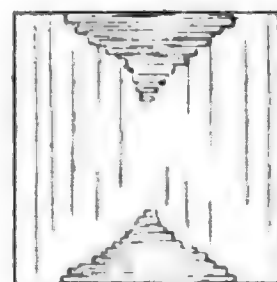
Calcit.

Die ersten Mittheilungen über Schichtkrystalle dieses Mineralen rühren von Tschermak her, welcher im Bd. XL der Sitz.-Ber. d. Wiener Akademie, pag. 109 Calcitkrystalle beschrieb, die einen dunklen Kern von der Form $-2R$ besaßen, während die Hülle das Grundrhomboëder R zeigte.

Sehr schöne Schichtkrystalle kommen auf Andreasberger Stufen vor. Die sogenannten „Kanonenspathe“, Krystalle der Combination: Prisma und basisches Pinakoid, zeigen schon äusserlich auf der Endfläche ausgezeichnete Zonalstructur, die einzelnen Zonen sind abwechselnd farblos und weiss und besitzen alle die gleiche Form.

In der Mitte der Basisfläche liegt ein weisses Sechseck, um dieses herum legen sich farblose Zonen, zwischen die sich hie und da ein weisses Band oder eine deutliche weisse Schichte einschiebt. Durch Streifungen oder durch das Aneinanderstossen von farblosen und weissen Partien zerfällt die Endfläche in sechs Dreiecke, deren Spitzen im Mittelpunkte der Endfläche liegen und deren Grundlinien die Seiten des Sechseckes bilden. Ein Längsschnitt durch einen abgebrochenen Krystall zeigt Streifen parallel den Prismenkanten und ein weisses Dreieck, dessen Basis in dem weissen Mittelfelde des Pinakoids liegt und dessen Spitze in etwa einem Drittel der Höhe des Krystalles sich befindet. Da auch die untere Endfläche dasselbe Verhalten, wenn auch weniger deutlich, zeigt, so besitzt der Krystall eine sanduhrähnliche Structur. Die Anwachskegel (beziehungsweise Anwachspyramiden) der Basis sind trüb, der übrige Krystall ist farblos (siehe Fig. 12). Ein Dünnschliff parallel zur Basis des trüben Anwachskegels der Endfläche zeigte, dass zahlreiche Hohlräume vorhanden seien; dieselben besitzen die Form von Dreiecken, Parallelogrammen und Trapezen; ihre Begrenzungselemente laufen den horizontalen Krystallaxen parallel.

Fig. 12.



Betrachtungen über das Wachsthum derartig gebauter Krystalle führen zu folgenden Schlüssen:

1. Der Krystall kann in den verschiedenen Stadien seines Wachsthums immer jene Dicke besessen haben, welche durch die entsprechende weisse Schichte auf der Endfläche bezeichnet wird: dann müsste man aber annehmen, dass am Schlusse farblose Schichten ringsherum nur auf den Prismenflächen abgesetzt worden wären, oder

2. Der ursprünglich farblos angelegte Krystall hat in einem bestimmten Stadium seines Wachsthums in der Mitte seiner Endfläche ein Feld von anderem Baue angelegt und dieses Feld hat sich dann weiterhin erhalten und vergrössert. Diese letztere Erklärung scheint die richtigere zu sein, da alle Krystalle derselben Stufe das gleiche Verhalten zeigen; auch die kleinen Individuen besitzen den centralen Fleck auf der Endfläche. Ueberdies sind von vielen anderen Mineralien, z. B. Pyrit, Fluorit, ähnliche Erscheinungen bekannt und speciell bei den beiden letzten Mineralien als auf hypo-

paralleler Anordnung der Theilchen erkannt worden (vergl. Becke, Aetzvers. am Fluorit).

Ein anderes Verhalten zeigen zwei Stufen, von denen die eine die (wahrscheinlich irrthümliche) Fundortsbezeichnung „Samson Andreasbai“ trägt, vermuthlich aber ebenso wie die zweite von Andreasberg her stammt.

Die Krystalle bilden niedrige Säulen; die den Abschluss bildenden Basisflächen zeigen nur selten regelmässig sechsseitigen Umriss; gewöhnlich sind drei Seiten länger, drei kürzer; in der Mitte erscheint ein dreiseitiger matter Fleck, der bei genauer Betrachtung als aus drei ungemein wenig gegen einander geneigten Rhomboëderflächen bestehend erkannt wird.

Der Aufbau der Krystalle ist folgender:

In der Mitte des Krystalles liegt eine zur Basis parallele Platte aus völlig durchsichtigem Kalkspath; die Platte setzt durch die ganze Dicke des Krystalles hindurch; nach oben und unten folgt dann je eine beiläufig ebenso dicke weisse Schichte und zum Schlusse beiderseits wieder eine ziemlich dicke farblose Platte. Der ganze Krystall bietet demnach die Erscheinung dar, als ob er aus einer Anzahl gleich grosser Scheiben durch einfaches Aufeinanderschichten gebildet wäre. Ein Dünnschliff parallel zur *c*-Axe lehrt, dass die Trübung von Hohlräumen herrührt, welche parallel zur Basis angeordnet sind.

Da die Krystalle auf ihrer Unterlage frei aufsitzen, kann also eine äussere Einwirkung durch Druck etc. nicht stattgefunden haben: es bleibt demnach kaum eine andere Annahme übrig als die, dass von einem gewissen Zeitpunkte an der Absatz der Substanz fast nur auf der Endfläche stattgefunden habe.

Ein ähnliches Verhalten zeigt der Turmalin, von welchem später noch die Rede sein wird. Die Erscheinung hängt damit zusammen, dass krystallographisch verschiedene Flächen eines Krystalles verschiedene Löslichkeit besitzen, wie später eingehender erörtert werden wird.

Sehr deutlich ausgesprochenen Schichtenbau weisen auch die Krystalle von Hostoe auf den Faröer-Inseln auf. Dieselben sind rauchbraun gefärbt, ähnlich wie die Rauchquarze, zeigen einzig und allein die Form eines Rhomboëders und besitzen gekrümmte, mit warzenähnlichen Vorragungen besetzte Flächen. Da der Winkel an



der herablaufenden Kante des Rhomboëders mit dem Anlegegoniometer gemessen, beiläufig 91° ergab, dürfte die Form $h = -\frac{3}{2}R = \pi(0\bar{3}\bar{3}2)$ vorliegen. Ein Schliff durch die Mitte eines Krystalles lehrt, dass der Kern ganz dunkelbraun, fast schwarz ist, eine darüber liegende Schichte von gleicher Form ist braun und die äussere Hülle endlich ist bräunlich gelb. Hier kann man auch deutlich die Anwachs-
pyramiden der vier, den Schliff begrenzenden Rhomboëderflächen von einander unterscheiden. Die geschilderte Erscheinung hat viele Aehnlichkeit mit dem Verhalten mancher Stoffe beim Krystallisiren aus Lösungen, denen irgend ein Farbstoff zugesetzt wurde. Die zuerst abgesetzten Schichten sind meist dunkel; die späteren werden immer lichter und oft legt sich aussen um den ganzen Krystall eine farblose Schichte herum. Dabei kann man aber an der abnehmenden Dicke der aufeinanderfolgenden Schichten erkennen, dass die Geschwindigkeit des Wachsthum's das erwähnte Verhalten bedingt. Da aber bei dem Calcit von Hostoe der Kern klein, die erste Schichte schmal und die äussere Hülle breit ist, so scheint eine andere Ursache zu Grunde zu liegen. Vermuthlich hat die Zusammensetzung der Lösung überhaupt im Laufe der Zeit eine Veränderung erfahren. Jedenfalls aber war die Menge des die Färbung bewirkenden Stoffes ohne Einfluss auf die Ausbildung der Form.

Turmalin.

Beim Turmalin geht die Schichtenbildung fast immer Hand in Hand mit optischen Anomalien. Aus der Zusammenstellung bei Brauns (Opt. Anomal., pag. 273) entnehme ich Folgendes:

„Eine Platte von grünem brasilianischen Turmalin liess deutlich zonalen Aufbau erkennen, ein hellgrüner hexagonaler Kern war von einem dunkelgrünen Rande umgeben. Die dem letzteren angehörenden Theile der Platte gaben sehr gestörte Interferenzbilder“, während der innere Theil stellenweise normales Verhalten aufwies.

„Ein Turmalin von Elba ist in der Mitte farblos, am Rande rosaroth; unter dem Mikroskop sieht man, dass die rothe Farbe nicht gleichmässig, sondern unregelmässig fleckig vertheilt ist. Eine Platte parallel der Basis verhält sich, im parallelen Lichte unter-

sucht, im Bezirke der farblosen Mitte normal; am Rande erscheint sie graulich und gelblich gefleckt. Im convergenten Licht erweist sich die Mitte als einaxig, der Rand als zweiaxig.“

„Eine andere Platte aus einem Turmalin von Elba schien roth und war rissig, unter dem Mikroskop sah man, dass die Hauptmasse wieder farblos war; die rothe Farbe war fleckig vertheilt und an die Risse gebunden.“

„Die Krystalle sind oft in ihrer ganzen Masse gleich gefärbt, oft auch wechselt die Farbe von Schicht zu Schicht, oder unregelmässig von Fleck zu Fleck.“ Um Aufschlüsse über den Schichtenbau des Turmalins zu gewinnen, habe ich aus einigen Turmalinkrystallen von Elba (sogenannten Mohrenköpfen) Längsschnitte hergestellt, an welchen folgende Erscheinungen zu beobachten sind:

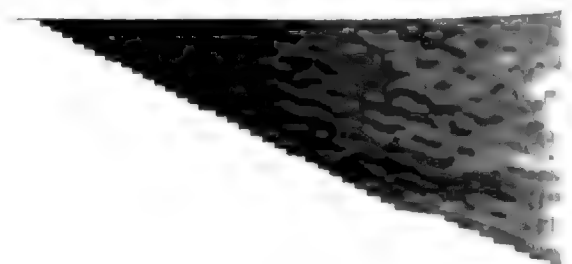
Präparat I. Der Kern ist dunkelbraun, in dem circa 1 Millimeter dicken Schliffe undurchsichtig und nach oben durch Rhomboëderflächen abgeschlossen. Die nachfolgende Schichte ist licht bräunlichgrün; ihre Dicke beträgt auf den Rhomboëderflächen circa 1 Millimeter, auf den Prismenflächen 0·1 Millimeter; sie ist nach oben zu undeutlich abgegrenzt und geht in das vollkommen farblose Ende des Krystalles über; diese farblose Schichte ist etwa 6 Millimeter dick; auf den Prismenflächen wurde keine farblose Substanz abgelagert.¹⁾ Der Krystall ist durch das basische Pinakoid abgeschlossen.

Präparat II. Der Kern des Krystalles ist braun, bei 1 Millimeter Dicke durchscheinend; auf den Prismenflächen liegt eine circa 1·5 Millimeter dicke bräunlichgelbe Schichte, das obere Ende des Krystalles ist grün.

Präparat III. Ein vollkommen farbloser Krystall, hat ein violettes Ende; ein Absatz violetter Substanz auf den Prismenflächen hat sicherlich nicht stattgefunden, da man dies unbedingt wahrnehmen müsste, selbst wenn die abgelagerte Schichte noch so dünn wäre. In dem gefärbten Ende wechseln wieder grauviolette mit röthlichvioletten Schichten ab.

Präparat IV zeigt dasselbe wie III; nur ist hier auch auf einer Prismenfläche farbige Substanz abgelagert; sie ist aber nicht violett, wie der Kopf, sondern grün.

¹⁾ Es ist wohl überflüssig zu bemerken, dass der Rand des Schliffes vollkommen intact war.



welches man sieht, sind diese Linien den Kanten des Würfels parallel, laufen paarweise in einen Punkt zusammen und bilden hienach ein im Innern des Krystalls liegendes Quadrat. Dieses Quadrat scheint etwas hinter der Oberfläche des Hexaëders zu liegen. Oefters sieht man dahinter noch ein oder mehrere kleinere tiefer im Krystalle, doch so, dass sie einen gemeinschaftlichen Mittelpunkt haben. Dies Phänomen zeigt sich bei Krystallen der Art nach allen sechs Richtungen, in welchen man durch ein Hexaëder hindurchsehen kann. . . . Am häufigsten haben diese Linien violblaue Färbungen.“ Die Quadrate bilden sonach „Würfeloberflächen“, welche „parallel der äusseren Oberfläche sind und mitten im Krystall inne liegen“. „Die farbigen Schichten zeigen sich dabei zuweilen dick, oft aber sind sie ausserordentlich dünn.“

„Diese Schichten hängen sehr häufig durchaus nicht mit dem Gesteine zusammen, auf welchem der Krystall aufgewachsen ist, noch kommen sie sonst auf irgend eine Weise mit der Oberfläche des Krystalls in Berührung.“ — — „Vielmehr muss man annehmen, dass die Entstehung dieser Schichten ursprünglich, d. h. mit dem Krystalle zu einer Zeit geschehen sei, und zwar so, dass nach einem gewissen Zeitraume, nachdem die Bildung einer Varietät Flusspath geendet hatte, eine neue von anderer Farbe sich bildete u. s. f. Der Krystall, an welchem Richter seine ersten Beobachtungen anstellte, war weingelb und umschloss im Innern zwei violblaue Schichten: ein anderer Krystall von Ehrenfriedersdorf war gleichfalls im Innern gelb, die „Oberfläche“ war pflaumenblau. Flusspath von Cornwall zeigte „graue Färbungen und amethystblaue Streifungen im Innern“. Ferner beobachtete Richter folgende Combinationen: Honiggelber Kern, violblaue Hülle, darauf folgend eine grüne Schichte, in welcher wieder „2 bis 3 violblaue Würfeloberflächen liegen“. Ferner: Weisser undurchsichtiger Kern, honiggelbe Umhüllung. „Augenscheinlich ist aus diesen Beispielen, dass diese Krystalle sich aus diesen verschiedenen Varietäten gleichsam schalenartig aufgebaut haben. Die einzelnen Schalen sind vollkommen mit einander verwachsen und man hat Krystalle, bei denen man beim Auseinanderschlagen deutlich sieht, wie die Färbung allmählich von einer Ablagerung zur anderen intensiver und lebhafter wird, aber nicht etwa durch Uebergehen der Farben ineinander nach der Regel der Farbenscala, sondern so, als wenn zuerst nur wenige Theile von Flusspath der einen Färbung mit jenen der anderen gemengt und verwachsen, und

ist. In der Sammlung eines sich hier aufhaltenden Spaniers ist ein Hexaëder von durchsichtigem, berggrünem Flusspathe befindlich, in dem man wieder ein violblaues Hexaëder bemerkt, in diesem ist die Combination des Octaëders, Dodekaëders und Hexaëders enthalten. Die innere Combination ist wie das Ganze von blass berggrüner Farbe und sie zeichnet sich nur dadurch aus, dass auf der Octaëderfläche derselben eine dunkelviolblaue dünne Ablagerung aufgetragen ist. Den Parallelismus aller dieser Gestalten erweist die Theilbarkeit.“ Ferner werden Krystalle von Marienberg beschrieben, welche aus einem schwärzlichblauen Dodekaëder-Kerne und einer berggrünen Hexaëder-Hülle bestehen. Das Verständnis dieser Art des Schichtenbaues bereitete dem Verfasser grosse Schwierigkeiten. „Dem menschlichen Verstande wird leichter begreiflich sein, wie durch irgend eine gleichmässig über einer Krystallfläche wirkende Kraft Substanz des Krystalles aus einer Auflösung hat angezogen werden können und hiedurch der schalen- oder schichtenartige Aufbau desselben bewirkt worden ist, als einzusehen, wie ein eingeschlossener Krystall in anderer Form sich habe fortbilden können, oder wie eine Ablagerung anderer Form, als der eingeschlossene Krystall, sich gleichmässig rings um denselben habe bilden können“. Heute ist uns diese Erscheinung nicht mehr so ganz unverständlich. Durch viele Erfahrungen bei der Krystallzucht sind wir darüber unterrichtet, dass geringe Mengen fremder Substanzen („Lösungsgenossen“) die Krystallform wesentlich zu beeinflussen vermögen und speciell beim Fluorit sind wir, dank den schönen Untersuchungen Becke's (Aetzversuche am Fluorit, Tschermak's Mineral. u. petrograph. Mittheil., Bd. XI, pag. 349) in der Lage, noch eine andere Ursache namhaft machen zu können. Becke fand:

1. Krystallographisch gleichwertige Richtungen verhalten sich beim Auflösen gleich, ungleichwertige aber verschieden.

2. Die Lösungsgeschwindigkeit ist von der Natur des Lösungsmittels abhängig.

3. Für Säureätzung ergeben sich Minima der Lösungsgeschwindigkeit normal zur Würfel-, Oktaëder- und Dodekaëderfläche, wobei die Reihenfolge der Aufzählung zugleich den relativen Werten entspricht. Maxima erhält man:

1. In der Zone der Ikositetraëder,
2. „ „ „ „ Triakisoktaëder,
3. „ „ „ „ Tetrakishexaëder.

Bei Anwendung alkalischer Lösungsmittel ist die Reihenfolge der Maxima und Minima eine entgegengesetzte. Nun ist es aber a priori wahrscheinlich, dass bei der Abscheidung von Krystallen aus einer Lösung immer diejenigen Formen entstehen werden, denen die grösste Bestandfähigkeit zukommt. Demnach wäre zu erwarten, dass aus sauren Auflösungen¹⁾ Fluoritkrystalle in Würfelform sich abscheiden werden, nachdem die Hexaëderfläche gegen Säuren widerstandsfähiger ist, als Oktaëder- und Rhombendodekaëder; umgekehrt dürften muthmasslich die Oktaëder des Fluorits aus alkalischen Lösungen abzuleiten sein. Leider liegen in dieser Richtung noch gar keine Untersuchungen vor, so dass man die Richtigkeit des obigen Schlusses nicht weiter prüfen kann.

Wir dürfen aber doch als wahrscheinlich annehmen, dass bei der Bildung jener Krystalle, bei denen Kern und Hülle verschieden gestaltet sind, ein Wechsel des Charakters der Lösung stattgefunden hat.

Was den Zusammenhang zwischen der Feldertheilung (d. i. der Erscheinung, dass Platten nach den Würfelflächen im polarisirten Lichte in vier durch die beiden Diagonalen und die Quadratseiten begrenzte Dreiecke zerfallen, Platten nach dem Oktaëder hingegen in 3 Theile), der anormalen Doppelbrechung und der Schichtenstructur betrifft, so muss bemerkt werden, dass es bisher nicht gelungen ist, hier Klarheit zu gewinnen. Schon Hussak (Ein Beitrag zur Kenntniss der optischen Anomalien am Flusspath. Zeitschr. f. Kryst., Bd. XII, pag. 558) macht die Bemerkung: „Dass sich bei Untersuchung des prachtvoll zonal gebauten Würfels von Zinnwald, noch deutlicher aber an dem schön zonalen Flusspath von Schlaggenwald und Marienberg in Sachsen zeigt, dass die Doppelbrechung nicht abhängig ist vom zonalen Bau, denn doppeltbrechende Lamellen zeigen sich auch in den violblauen Schalen des Krystalls, jedoch büsst die Erscheinung durch die intensive Färbung an Deutlichkeit ein. So zeigen die Flusspathwürfel von Marienberg besonders in der farblosen Schale und im farblosen Kern deutlich die rechtwinklige Streifung. Nur in einem Falle zeigte sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen zonalem Bau und der Doppelbrechung, und zwar an einem gleichmässig violett gefärbten Flusspath von Cumberland.“

Auf Grund meiner eigenen Untersuchungen kann ich die Angaben Hussak's nur bestätigen. Ich habe aber aus meinen, aller-

¹⁾ Becke, loc. cit. 419.

dings nicht sehr zahlreichen Beobachtungen den Eindruck empfangen, dass bei jenen Krystallen, in welchen der Farbstoff unregelmässig wolkig vertheilt ist, die Doppelbrechung weniger gesetzmässig auftritt, während dort, wo verschieden gefärbte Schichten in bestimmter Reihenfolge alterniren, auch die Doppelbrechung gewisse Gesetzmässigkeiten, die sich insbesondere in der Feldertheilung zu erkennen geben, zeigt. Die Erscheinungen compliciren sich aber dadurch, dass manche Krystalle zweierlei Farbstoff enthalten, wie z. B. jene von Schlaggenwald: einen rothen, welcher unregelmässig vertheilt ist, und einen violblauen, der an bestimmte Schichten gebunden ist. Hier muss auch auf die Beobachtung Hussak's (loc. cit. pag. 557) aufmerksam gemacht werden, welcher fand, dass in einem Krystalle von Zinnwald der Farbstoff in der Form winziger violetter Globuliten auftrat, welche zu Fäden aneinandergereiht waren, welche den Seiten des Würfels parallel gingen. Becke (loc. cit. pag. 385) gelangte wieder seinerseits durch das Studium der Aetzfiguren zu dem Schlusse, dass in manchen Fluoritkrystallen „lineare Störungen des Molecularbaues“ vorhanden seien, welche einmal parallel der Basis, ein anderes Mal parallel zur Axe der Anwachskegel orientirt sind. Die angeführte Beobachtung Hussak's macht es wahrscheinlich, dass die bei der Krystallisation mit aufgenommenen Stoffe die Ursache dieser Störungen seien. Da diese Störungen ferner an eine bestimmte Fläche oder eine lineare Richtung gebunden sind, so folgt daraus, dass sie Feldertheilung im Gefolge haben müssen, wenn sie überhaupt das optische Verhalten beeinflussen. Nehmen wir z. B. an, die Störung steht senkrecht auf einer Hexaëderfläche, so muss der Würfel in sechs Pyramiden zerfallen, deren Spitze im Mittelpunkte liegen und deren Basis die Würfelfläche ist. Während also eine Spaltbarkeit nach dem Würfel zur Folge hat, dass durch jeden Punkt des Krystalls 3 Spaltflächen gelegt werden können, sind diese Störungen an jedem Punkte eines Anwachskegels nur in einer Richtung vorhanden.

Im Fluorit haben wir wieder ein Mineral gefunden, bei welchem durch einen beigemengten Farbstoff, dessen Natur wir allerdings noch nicht kennen, in dem wir aber einen Kohlenwasserstoff vermuthen zu dürfen glauben, eine Färbung der Schichten veranlasst wird und es hat sich wie beim Zinnerz ergeben, dass sich bei der Aufnahme des Farbstoffes krystallographisch verschiedene Flächen verschieden verhalten.

Allgemeiner Theil.

Wenn man Krystalle aus Lösungen zieht oder durch Erstarrenlassen von Schmelzflüssen darstellt, so muss stets eine gewisse Uebersättigung, beziehungsweise Unterkühlung vorhanden sein, bevor die Krystallisation beginnt. Dieser Zustand der Uebersättigung, beziehungsweise Unterkühlung ist aber ein ganz anderer als jener, welcher nothwendig ist, um das Weiterwachsen eines in die Lösung (den Schmelzfluss) gebrachten Krystalles zu ermöglichen. Die Grösse des Unterschiedes dieser beiden Zustände ist für verschiedene Substanzen verschieden, je weiter aber die betreffende Substanz von ihrer normalen Löslichkeit entfernt ist, desto rascher wachsen dann die Krystalle. Wird in eine derart mehr oder weniger stark übersättigte Lösung ein Krystall der gelösten Substanz oder ein Krystallbruchstück eingebracht, so wird der Uebersättigungszustand rasch aufgehoben; bei Schmelzen gelingt es dann oft, die Erstarrung wieder zu unterbrechen, wenn man die gebildeten Krystalle entfernt. (Ostwald, Allg. Chemie, Bd. I, pag. 730.)

Eine Erklärung der angedeuteten Erscheinungen haben Coppet und Ostwald (*loc. cit.*) gegeben, und auch Wald (Ein Beitrag zur Theorie der Krystallisation. Zeitschr. f. phys. Chemie, Bd. III, pag. 572) hat eine solche versucht. Unsere Kenntnisse von den Molecularkräften sind im allgemeinen noch viel zu gering, um uns eine allseitig befriedigende Erklärung dieser Erscheinungen zu ermöglichen. Für unsere Zwecke dürften folgende Erwägungen hinreichen.

Die Theilchen jeder Flüssigkeit und wahrscheinlich auch jene des gelösten Körpers besitzen kinetische Energie, vermöge welcher sie bestrebt sind wie die Gase den ihnen zugemessenen Raum zu verlassen; andererseits aber wirkt auch die gegenseitige Anziehung der Molekel, welcher zufolge die Flüssigkeiten nicht wie die Gase jeden ihnen zur Verfügung stehenden Raum ausfüllen können; es müssen daher im allgemeinen die anziehenden Kräfte überwiegen. An der Grenzfläche können die abstossenden Kräfte die Oberhand gewinnen: die Flüssigkeit verdunstet (verdampft). Wie es aber kommt, dass bei der Verdunstung der Flüssigkeiten (beziehungsweise Verdampfung bei höherer Temperatur) die Theilchen des festen Körpers zurückbleiben, darüber fehlt uns jede Erklärung. In erster Linie ist man

Färbungen gerechnet wurden, die Ursache der Färbung in „punktförmigen Atomen“, wie er sich ausdrückt (I. Forts., pag. 46), zu erkennen. Fischer theilt die Färbung der Krystalle in folgende Gruppen:

1. ganz verwaschen, z. B. im Hauyn, in manchen gefärbten Flusspathen, Quarzen u. s. w., so dass die Ursache der Färbung eigentlich körperlich gar nicht erkennbar ist, so wenig, wie wenn man z. B. rothen Wein mit Wasser mischt;

2. die Pigmente erscheinen in punktförmigen Atomen; diese tragen im einzelnen oft nur wenig Farbe an sich, so dass erst durch ihre Summirung ein deutlich allochromatischer Zustand hervorgeht, wie z. B. beim Amazonit, oder aber sie sind im einzelnen schon lebhafter gefärbt, wie z. B. beim Chromocker, Catlinit, Teratolith u. s. w.;

3. es ist der 1. und 2. Fall combinirt, wie im rothen Heulandit vom Fassathal, oder

4. es sind deutlich interponirte Krystalle, wie z. B.: im Sonnenstein, wodurch oft nur stellenweise eine Pigmentirung bedingt wird.

Für unsere Zwecke wird es sich aber empfehlen, bei der Betrachtung ein anderes Princip der Eintheilung voranzustellen; ob die Färbung durch punktförmige Atome oder durch erkennbare Krystalle zu Stande kommt, ist für den Schichtenbau von geringerer Bedeutung; sehr wichtig aber ist, dass wir uns Rechenschaft darüber geben, welche Beziehungen zwischen der chemischen Natur des Krystalles und jener des färbenden Stoffes bestehen. Von diesem Gesichtspunkte aus ergibt sich folgende Eintheilung, welche wir auch unserer Besprechung zu Grunde legen wollen.

1. Der färbende Stoff hat mit dem Wirkkrystalle keine chemische Verwandtschaft und ist für sich nicht krystallisationsfähig.

Beispiele hiefür sind die zahlreichen Färbungen künstlicher Krystalle durch Pflanzen-, Theer- und andere Farbstoffe, durch Kohlenwasserstoffe bei Steinsalz, Fluorit, Quarz.

2. Die Färbung wird zwar durch einen anorganischen Stoff bewirkt, derselbe ist aber nicht isomorph mit dem Wirkkrystalle. Zinnerz, Baryt. — Augit (?), Epidot (?).

3. Die Farbe rührt von einer isomorphen Substanz her. — Alaune, Granat (z. Th.), Augit (z. Th.).

Bei der Besprechung jeder Gruppe wollen wir auch die eventuell sich ergebenden Fälle anschliessen, in welchen keine Farben-

die Krystalle abwechselnd aus gefärbten und nicht gefärbten Sektoren bestehen, deren Spitze der Mittelpunkt (Krystallisationspunkt) des Krystalles ist und deren Basis die wachsenden Krystallflächen bilden.“ Die Färbung der Krystalle durch aufgelöste Farbstoffe, die dilute Färbung s. str., ist wohl unterschieden von jener durch eingelagerte gefärbte Partikeln. Bei Anwendung von chinesischer Tusche erhält man keine gleichmässige Färbung, sondern fleckenweise Vertheilung deutlich erkennbarer schwarzer Klümpchen (Bequerel, Ann. de Chim. et de Phys. (6) 14, 249, 1888).

Ueber den Einfluss der Krystallflächen auf die Beschaffenheit der auf ihnen sich ansetzenden Substanz können wir uns ungefähr Rechenschaft geben, wenn wir das Verhalten verschiedener Krystallflächen bei der Aetzung in Betracht ziehen. Die Verschiedenheit der Aetzfiguren auf krystallographisch verschiedenen Flächen zeigt Unterschiede in der Beschaffenheit derselben an, die ja möglicherweise bei der Anlagerung fremder Körper von Bedeutung sein können. Ferner haben wir aus den Versuchen Becke's am Fluorit ersehen, dass den krystallographisch verschiedenen Flächen eine verschiedene Löslichkeit zukommt. Derartige Löslichkeitsunterschiede können unter Umständen sehr bedeutende werden, ja es sind Fälle beobachtet, dass in einer Lösung gewisse Flächen wachsen, andere abgetragen werden. Dies ist der Fall beim chlorsauren Natrium, über welches Foullon berichtete (vergl. Lehmann, Molecularphysik, Bd. I, pag. 642) und beim Alaun nach den Beobachtungen Klocke's. (Mikroskopische Beobachtungen über das Wachsen und Abschmelzen der Alaune in Lösungen isomorpher Substanzen. Zeitschr. f. Kryst., Bd. II, pag. 552, Abschn. 2: Gleichzeitiges Wachsen und Abschmelzen desselben Krystalles. Lösungshof.)

Da man bisher immer die in Rede stehende Erscheinung als etwas ganz Abnormes aufzufassen gewohnt war, sind auch die Angaben über die beobachteten Fälle in der Literatur meist nicht erschöpfend genug dargestellt worden und es wäre gewiss eine lohnende Aufgabe, diesem Gegenstande künftighin ein besonderes Augenmerk zuzuwenden.

Von den Mineralen sind in diese Abtheilung zu rechnen: Steinsalz, Fluorit, Quarz (Rauchquarz, Amethyst). Die beiden erstgenannten Minerale kommen in den verschiedensten Farben vor, die man geneigt ist, auf Kohlenwasserstoffe zurückzuführen; wenn sich

aber die Ansicht, welche Kreuz vertritt¹⁾, wonach eine Eisenverbindung die Färbung bewirken soll, als begründet erweist, würde das Steinsalz und eventuell auch der Fluorit in die nächste Abtheilung einzureihen sein.

Der Fluorit zeigt, wie wir pag. 37 gesehen haben, auch die Erscheinung, dass der Farbstoff den Flächen des Hexaëders gegenüber sich anders verhält als gegenüber jenen des Oktaëders, beziehungsweise Ikositetraëders.

II. Schichtenbau und Färbung infolge des Zusammenkrystallisirens nicht isomorpher Körper. — Regelmässige Verwachsungen verschiedener Minerale.

Die Thatsache, dass chemisch ganz verschiedene Substanzen mit einander krystallisiren können, war schon Frankenheim bekannt. Er sagt darüber²⁾ (Cohäsion, pag. 352): „Heterogene Substanzen verbinden sich wie homogene, regelmässig und regellos, bald gehen die heterogenen allmählich in einander über, bald setzt sich ein Stoff an einen anderen schon längst gebildeten an. Bei isomorphen Körpern treten solche Verbindungen am leichtesten ein. Wenn zwei isomorphe Salze im Wasser gelöst sind, so entstehen sie nicht in getrennten Krystallen, sondern beide gehen eine physische Verbindung ein. Man sieht oft, dass anfangs bloß die eine Substanz anschiesst, aber während des Fortwachsens immer mehr von der anderen Substanz aufnimmt, bis endlich die Bestandtheile des Krystalles, wenn er vollendet ist, an dem zuletzt gebildeten Ende zuweilen ganz verschieden sind von denen an dem zuerst gebildeten. Auch unter den natürlichen Krystallen sind Beispiele einer allmählichen Umwandlung nicht selten, und nichts ist z. B. gewöhnlicher, als zu sehen, dass die Farbe in einem ununterbrochenen Individuum von einem Ende nach dem anderen hin sich verändert; z. B. im Flusspath, im Sapphir, im Zirkon, Baryt, Kalkspath etc.

¹⁾ Ursache der Färbung des blauen Steinsalzes. Anzeiger d. Ak. d. W. Krakau, April 1892. — Steinsalz und Fluorit, ihre Farbe, Fluorescenz und Phosphorescenz. Ebenda, April 1895.

²⁾ Des Zusammenhanges wegen muss ich bei Citaten aus der Literatur hier und im Folgenden auch jene Bemerkungen, die sich auf isomorphe Körper beziehen, anführen.

Bei Körpern des tesseralen Systems oder in anderen Systemen, wo die Isomorphie als Identität angesehen werden kann, hat es keine Schwierigkeit, sich das Fortwachsen vorzustellen. Aber der Kalkspath kann sich nicht in Talk oder Eisenspath verwandeln, ohne eine beträchtliche Veränderung in der Lage seiner Durchgänge zu erleiden, und es ist möglich, dass die Krümmungen, die man in dem Innern der Krystalle wahrnimmt, zum Theil von solchen Uebergängen herrühren. Von diesen Uebergängen finden sich fast in allen Krystallgattungen, welche ein Vicariiren von Bestandtheilen zulassen, Beispiele vor. Am leichtesten zeigen sie sich durch eine abweichende Färbung an. Diamant und Quarz, welche keine merkliche Veränderung in ihren Bestandtheilen erleiden, haben auch keine von Beimischungen herrührenden Variationen der Färbung (?!).

Viele Beispiele bei künstlichen Salzen haben Mitscherlich, bei natürlichen Verbindungen Richter (Baumgartner, Journ. f. Phys., 1833, pag. 111), (Soret, Mém. de Genève, Bd. I, pag. 318) u. A. angegeben. Wenn ein Krystall in eine solche Lage gebracht wird, dass ein isomorpher Körper aus einer Auflösung oder durch Sublimation an ihm krystallisiren muss, so legt sich dieser oft regelmässig, und zwar in paralleler Stellung an. Von einer regelmässigen Anlegung in geneigter Stellung ist mir kein Beispiel bekannt; obgleich ich nicht zweifle, dass man sie ebenfalls finden wird. Dagegen ist es sehr gewöhnlich, in den Nebenflächen eine Veränderung zu finden, selbst dann, wenn der später angewachsene Krystall mit dem früheren in seinen chemischen Bestandtheilen ganz übereinstimmend ist. Ueber die Art, wie die Differenz zwischen isomorphen Krystallen sich ausgleicht, fehlt es auch hier an Beobachtungen. Es scheint jedoch, dass in der Kalkspathgruppe nicht die Hauptaxe der beiden Individuen gemeinschaftlich ist, sondern einer der Hauptdurchgänge.

Ein Anlegen in paralleler Stellung findet sich ausser bei den erwähnten Körpern auch im Chrom- und Eisenoxyd (Wöhler), Chrom- und Thonerdealaun (Berzelius), Alaun und salpetersauren Blei, Spatheisenstein und Kalkspath (Wakernagel), salpetersauren Natron und kohlen-sauren Kalk (Marx), schwefelsauren Eisen und schwefelsauren Zink oder Kupfer (Mitscherlich).

Schon bei isomorphen Krystallen ist eine regellose Ablagerung nicht selten. Noch häufiger scheint sie zu sein, wenn die Krystalle

nicht einmal einer Familie angehören. Wenn man aber einen Tropfen einer Salzlösung auf Glimmer oder Gyps krystallisiren lässt, so findet oft ein constanter Parallelismus zwischen gewissen krystallographischen Linien des Blättchens und des Salzes statt. Unter den natürlichen Krystallen hat man ebenfalls nicht selten regelmässige Ablagerung beobachtet. Ich will die mir bekannt gewordenen Beispiele mittheilen.

Flusspath und Schwefelkies stellen sich so, dass die 3 Hauptaxen des tesserale Systems parallel sind (Marx, Karstner's Arch., 1825, Bd. V, pag. 306),

Fahlerz und Bleiglanz ebenfalls (Wakkernagel).

Von Krystallen, die verschiedenen Classen angehören, stellen sich regelmässig aneinander:

Schwefelkies und Kalkspath (Haüy, *Traité de Minéral.*, Edit. 2, Bd. I, pag. 320).

Magneteisenstein und Chloritblättchen (Breithaupt, *Schweigg. Journ.* 1829, Bd. LV, pag. 308).

Rutil, die langen Prismen senkrecht auf den Pyramidenflächen des Quarzes (Marx, *Karstner's Archiv*, 1827, Bd. XII, pag. 220).

Skapolith und Glimmer (Marx, *Schweigg. Journ.*, 1829, Bd. LVII, pag. 183).

Schwefelsaures Nickel und schwefelsaures Nickelkali (Wollaston, *Ann. of Phys.*, 1818, Bd. XI, pag. 286).

Kalkspath und Quarz (Phillipps, *Phil. Mag. Ann.*, Bd. II, pag. 122).

Kalkspath und Glimmerblättchen, diese einem Hauptdurchgange des Kalkspathes parallel (Breithaupt, *Schweigg. Journ.*, 1829, Bd. LV, pag. 308).

Rautenspath und Asbest (Breithaupt).

Amethyst und Brauneisenstein (Marx, *Schweigg. Journ.*, Bd. LII, pag. 96).

Quarz und Albit im Schriftgranit;

Glimmerblättchen und Hornblende, die Hauptdurchgänge parallel;

Glimmerblättchen verschiedener Art mit parallelem Durchgange nebeneinander liegend (Biot, *Mém. de l'Acad.*, 1818, pag. 314; Brewster, *Ed. Journ. of Sc.* 1825, pag. 206; Weiss, *Karsten's Archiv*, 1832, pag. 566).

Augit, Hornblende, Diallag. Die Abstumpfung der scharfen Augitkante ist parallel der Abstumpfung der stumpfen Hornblendekante, also zwei starke Durchgänge parallel (Haidinger, Gilb. Annal., 1823, Bd. LXXV, pag. 361; Köhler, Pogg. Ann., 1827, Bd. XI, pag. 200; 1828, Bd. XIII, pag. 101; am genauesten G. Rose, Pogg. Ann., 1831, Bd. XXII, pag. 321; 1833, Bd. XXVII, pag. 102; 1834, Bd. XXXI, pag. 613).

Bei der Mehrzahl der Verbindungen lagen also Hauptdurchgänge der Krystalle auf einander.“

Sehr eingehend hat sich in neuester Zeit O. Lehmann mit diesem Gegenstande beschäftigt. In seiner Abhandlung: „Ueber Krystallisation von Gemengen“ (Zeitschr. f. phys. Chemie, Bd. I, pag. 15) sagt er: „Allein bald zeigte sich, dass die neue Theorie des Isomorphismus keineswegs so ganz unanfechtbar sei. Ich erwähne hier nur, dass schon Frankenheim (1860) eine ganze Menge von Beispielen namhaft macht, die dem Gesetze, dass nur chemisch analog constituirte Körper Schicht- und Mischkrystalle bilden können, geradezu widersprechen. Ich selbst habe bei einer Untersuchung der Krystallisation zahlreicher gemischter Lösungen (Zeitschr. f. Kryst., Bd. VIII, pag. 437) dieses Ergebnis nur bestätigen können und war ebensowenig wie Frankenheim im Stande, irgend einen Unterschied zwischen der Bildung regelmässiger Verwachsungen aus isomorphen und aus nicht isomorphen Körpern aufzufinden. Freilich hatte ich damals nur einen einzigen Fall (Kupferchlorid, Chlorammonium) beobachten können, in welchem aus chemisch verschieden constituirten Stoffen Aggregate entstanden, die so hohen Grad von Gleichförmigkeit zeigten, dass man sie den Mischkrystallen isomorpher Körper an die Seite stellen konnte. Die Fortsetzung der Untersuchung hat indes noch eine nicht unerhebliche Anzahl ähnlicher Misch- und Schichtkrystalle zu Tage gefördert.“

Lehmann unterscheidet nach dem Grade der Aehnlichkeit der chemischen Constitution der in Betracht kommenden Körper folgende Abtheilungen:

„I. Isomorphe Körper (d. h. morphotrop nahe verwandt). Es bilden sich Mischkrystalle, entweder in allen Mischungsverhältnissen oder wenigstens bis zu gewissen Grenzen. Schichtkrystalle entstehen im allgemeinen nicht von selbst aus gemengten

Lösungen, sondern nur beim Einbringen eines Krystalles der einen Substanz in eine Lösung der anderen.

II. Morphotrop (entfernt) verwandte Körper. Es bilden sich aus gemischten Lösungen sowohl Mischkrystalle, wie Schichtkrystalle; aber erstere nicht in allen Verhältnissen.

III. Einfache Salze und Doppelsalze. Hieher gehören wahrscheinlich die Krystalle aus den gemischten Lösungen von Salmiak mit Eisenchlorid, Eisenchlorür, Kobaltchlorür, Nickelchlorür, Manganchlorür, Kupferchlorid, Cadmiumchlorid. Die Aehnlichkeit kann man sich dadurch bedingt denken, dass die physikalischen Molecüle des Doppelsalzes aus dem Molecüle des einfachen Salzes in der Weise entstehen, dass einzelne der das physikalische Molecül zusammensetzenden chemischen Molecüle durch solche des zweiten Salzes ersetzt werden, dass also, wenn der Ausdruck gestattet ist, die Doppelsalze den einfachen Salzen nicht chemisch, sondern physikalisch morphotrop verwandt sind.

Es bilden sich in diesen Fällen Mischkrystalle in sehr beschränktem Verhältnisse und Schichtkrystalle.

IV. Salze mit verschiedenem Krystallwassergehalt. Beobachtet sind nur Schichtkrystalle.

V. Physikalisch isomere Modificationen desselben Körpers; z. B. rothes und gelbes Quecksilberjodid. Beobachtet sind nur Schichtkrystalle.

VI. Chemisch verschiedene Körper, die in gewisser Beziehung zu einander stehen; z. B. einfache Körper und deren Verbindungen. Kalisalpeter oder Natronsalpeter mit Chlorkalium oder Chlornatrium; endlich

VII. Chemisch völlig verschiedene Körper; z. B. Quarz und Kalkspath, Kalkspath und Natronsalpeter, Glimmer und Jodkalium.

Es handelt sich in den beiden letzten Fällen gleichfalls nur um Schichtkrystalle.“

Es war nothwendig die Auseinandersetzungen Lehmann's in solcher Vollständigkeit zu bringen, weil es die ausführlichsten Mittheilungen über den Gegenstand, der uns hier beschäftigt, sind und weil ich zeigen wollte, dass kein Ergebnis vorliegt, welches meinen späteren Darlegungen über die Entstehung der sogenannten Sanduhrstructur widerspricht. Andererseits aber ist aus denselben zu entnehmen, dass die Arbeiten Lehmann's eigentlich nur wenig Licht

in die Sache bringen, da jede genauere Untersuchung der erhaltenen Krystallisationsproducte mangelt. Auf die Auffassung des Begriffes „Isomorphie“ werde ich im nächsten Abschnitte noch zurückkommen und will hier nur noch bemerken, dass Lehmann den Begriff „Schichtung“ in einem sehr weiten Umfange nimmt, da er die orientirte Verwachsung des Jodkaliums mit Muscovit z. B. als Schichtenbildung auffasst; ebenso verhält es sich mit der Verwachsung von Quarz und Kalkspath.

Der Vollständigkeit wegen müssen wir noch der Arbeiten Retger's gedenken, welcher in seinen „Beiträgen zur Kenntniss des Isomorphismus“ (Zeitschr. f. phys. Chem., Bd. V, pag. 459) gleichfalls auf die Thatsache zu sprechen kommt, dass auch nicht isomorphe Körper regelmässig mit einander verwachsen und Schichtkrystalle bilden können: „Auf diese bei gemeinschaftlichen Krystallisationen so häufig auftretende Eigenschaft ist besonders aufmerksam zu machen; nicht etwa, weil sie nützlich ist, sondern im Gegentheil, weil sie schädlich wirkt; ein hexagonaler Krystall kann z. B. in der Lösung eines rhombischen, jedoch pseudohexagonalen Körpers direct fortwachsen, so dass alle Flächen beider Krystalle parallel sind; der optisch einaxige Kern bekommt also eine parallel orientirte Hülle eines optisch zweiaxigen Körpers. Das Ganze bildet einen scheinbar homogenen Krystall, was bei der Analyse durch den Nachweis zwischen den beiden Extremen gelegener Zusammensetzungen zu dem Trugschluss der directen Isomorphie beider Körper Veranlassung gibt. Untersucht man aber den Krystall optisch, so zeigt sich sofort im polarisirten Lichte die Inhomogenität, und zerbricht man ihn zu Fragmenten, so kann man durch ihre Fractionirung in Jodmethylen die beiden Bestandtheile, welche wohl immer ein verschiedenes specifisches Gewicht haben werden, trennen.“

Das Phänomen (der parallelen Umwachsungen) ist nicht beschränkt auf isomorphe, sondern erstreckt sich wie gesagt, auch auf morphotrope Körper, ja sogar auf chemisch ganz abweichende Körper, wie dem mikroskopirenden Petrographen schon längst bekannt ist. Wir können also derartige Umwachsungen antreffen:

1. bei isomorphen Körpern: violetter Chromalaun und farbloser Kalialaun;
2. bei morphotropen Körpern: K_2SO_4 (rhombisch), $KNaSO_4$ (hexagonal), bei rhombischem Hypersthen und monoklinem Augit, bei monoklinem Orthoklas und triklinem Plagioklas;

3. bei Körpern, die weder isomorph, noch morphotrop sind: Quarz und Feldspath (Schriftgranit), Rutil und Eisenglanz, Staurolith und Disthen.

Ein lehrreiches Beispiel des Zusammenkrystallisirens zweier nicht isomorpher Substanzen bilden die Stoffe Salmiak und Eisenchlorid. *Lehmann* fand (*Molecularphysik*, Bd. I, pag. 427), dass eine Spur von Eisenchlorid, welche einer Salmiaklösung zugesetzt wird, bereits hinreicht, um die Neigung zur Ausbildung oktaëdrischer Formen zu unterdrücken und das Auftreten regelmässiger, scharfkantiger Würfel hervorzurufen, welche deutliche Doppelbrechung zeigen und deren jeder — durch die Würfelflächen betrachtet — aus vier Sektoren zu bestehen scheint, deren Begrenzung durch die Diagonalen und die Würfelkanten gebildet werden. Besonders deutlich treten dieselben bei Anwendung des polarisirten Lichtes hervor, da die intensiv gelben Würfel deutlichen Pleochroismus besitzen. Schwingungen senkrecht zu den Würfelkanten liefern ein mehr oder minder dunkles Gelb, solche parallel zu denselben ein blasses Gelb, oder sie sind ganz farblos. Deshalb erhält man im Mikroskope bei Anwendung eines Nicols, wenn der Würfel so liegt, dass die Schwingungen auf einem Kantenpaare senkrecht stehen, ein an die Sanduhrstructur gemahnendes Bild, indem zwei Quadranten dunkel, die anderen zwei hell erscheinen; beim Drehen des Tisches um 90° wechseln die Farben je zweier benachbarter Sektoren.

Roozeboom versuchte nachzuweisen (Die Löslichkeitscurve für Salzpaare, welche sowohl Doppelsalz als Mischkrystalle bilden, speciell für Salmiak mit Eisenchlorid. — *Zeitschr. f. phys. Chemie*, Bd. X, pag. 145), dass das Hydrat $Fe_2 Cl_6 + 7 Aq.$ mit dem Salmiak zusammen krystallisire, welches, selbst doppelbrechend und pleochroistisch, dem Salmiak leicht diese Eigenschaften sollte mittheilen können; andererseits aber möchte *Roozeboom* doch gerne eine allerdings hypothetische tesserale Modification annehmen, um für die Erklärung der optischen Anomalien die Analogie mit den Alaunen und Nitraten zu retten.

Es ist aber kaum nöthig, zu irgend einer Hilfhypothese zu greifen; die künstlichen Färbungen der Krystalle (siehe vorne) belehren uns, dass sogar solche Substanzen, welche selbst nicht krystallisationsfähig sind, bei regelmässiger intramolecularer Einlagerung Pleochroismus hervorrufen können; das Krystallsystem und der eigene

Pleochroismus der färbenden Substanz spielen also jedenfalls keine Rolle. Die Art der Verwachsung der beiden Stoffe scheint mir am ehesten mit der regelmässigen Verwachsung verschiedener Minerale in Parallele gestellt werden zu können, da bei dieser alle Flächen des Hauptminerals, wofern sie krystallographisch gleichwertig sind, in gleicher Weise auf die anzulagernde Substanz wirken; ist hiebei z. B. eine Richtung, sagen wir die Normale zur Würfelfläche, in besonderer Weise charakterisirt, so wird sich das auf jeder Hexaëderfläche wiederholen und der Würfel muss in sechs unterscheidbare Anwachs-
pyramiden zerfallen. Man vergleiche hiezu die Fig. 6 auf pag. 350 in Tschermak's Mineralogie, 4. Aufl., welche eine Copie nach Trechmann darstellt.

Dieselbe Verwachsung von Pyrit und Markasit, wie sie dort dargestellt ist, aber weitaus zarter, dürfte wohl auch die eigenthümliche Structur der von Bombicci so ausführlich beschriebenen „mimetischen Pyrite“ veranlassen.

Im Vorhergehenden ist wiederholt die Rede von den gesetzmässigen Verwachsungen verschiedener Minerale gewesen. Da dieselben für die von mir vertretene, später zu entwickelnde Ansicht über die Entstehung der Sanduhrstructur von Wichtigkeit sind, muss ich auf dieselben etwas näher eingehen.

Schon Germar hatte (1817) erkannt, dass den Verwachsungen von Disthen mit Staurolith, wie sie z. B. am St. Gotthard vorkommen, ein bestimmtes Gesetz zu Grunde liege. Die Flächen M (100) des triklinen Cyanits und die Flächen b (100) des rhombischen Stauroliths spiegeln miteinander, sind also parallel. Ausserdem sind die Kanten der Prismenzone beider Minerale zu einander parallel. Bei allen Exemplaren dieser Art, welche mir zu Gesichte kamen, lagen die Staurolithkrystalle immer nur auf der Fläche (100) des Cyanits, niemals auf einer anderen, z. B. etwa auf (010) oder (001).

Nicht minder bekannt, weil in allen Lehrbüchern erwähnt (vergl. Tschermak, Lehrb. d. Min., 4. Aufl., pag. 96), ist die Verwachsung von Orthoklas mit Albit, welche Leopold von Buch zuerst beschrieb (1826). Auf den Orthoklaskrystallen von Baveno und von Striegau in Schlesien sitzen Albitkryställchen; die Beobachtung lehrt, dass beide Minerale die Längsfläche (010) und die Kanten des aufrechten Prismas parallel haben. Auch in diesem Falle treffen wir die Albitkrystalle fast ausschliesslich auf den Flächen der Prismenzone.

Ein weiteres Beispiel bildet die Verwachsung von Eisenglanz mit Rutil, welche bereits Breithaupt in seinem Handbuche der Mineralogie, Bd. I, pag. 309, ausführlich bespricht. „Die tetragonalen Hauptaxen des rutilen Dur-Erzes durchkreuzen sich unter Winkeln von 60° und 120° , die primären Prismen desselben sind parallel mit der hexagonalen Basis des haplotypen Eisenerzes und die pyramido-ödrischen Flächen von jenen mit den primär rhomboödrischen von diesem. Sowohl die parallele Spiegelung der genannten Flächen, als die directe Messung derselben sind Bürgen für die Richtigkeit dieser Zusammensetzung“, oder kürzer gesagt: „Die Rutilkrystalle lagern mit den Kanten der Prismenzone parallel zur Kante $oR : \infty P_2$ der Eisenglanztafel und die Basis der letzteren ist parallel zur Fläche des verwendeten Prismas am Rutil.“ (Tschermak, pag. 96.) Bei allen von mir besichtigten derartigen Verwachsungen fand ich den Rutil stets nur auf der Basis des Eisenglanzes, selbst in jenen Fällen, wo die ansehnlichere Dicke des Hämatitkrystalles ganz gut die Möglichkeit geboten hätte, dass sich Rutilkrystalle auch auf den randlichen Flächen hätten ansiedeln können. G. Seligmann beobachtete eine regelmässige Verwachsung von Rutil mit Magneteisen. (Zeitschr. f. Kryst., Bd. I, pag. 340.) Der Rutil zeigte die Combination $\infty P(110)$, $\infty P_\infty(100)$, $P(111)$, $P_\infty(101)$ und sind die Krystalle durch das alternirende Auftreten von Flächen achtseitiger Prismen stark parallel der Hauptaxe gestreift. Sie sind so angeordnet, dass ihre verticalen Combinationskanten parallel sind den Kanten der vorherrschenden Oktaederfläche (die Magnetitoktaeder sind nämlich durch das Vorherrschen eines Flächenpaares tafelförmig entwickelt) und ferner eine Fläche ∞P_∞ parallel liegt mit jener. Eine auffallende Erscheinung ist die, bei einem regulär krystallisirenden Minerale solche Verwachsungen mit Bezug auf eine einzelne Fläche zu finden, indem sämtliche Rutilkrystalle nur zu der vorherrschenden Fläche des Oktaeders gesetzmässig angeordnet sind.

Bei der Verwachsung von Kupferkies und Bleiglanz von Echigo in Japan sitzen die Bleiglanzwürfel in paralleler Stellung auf den Flächen des einen Sphenoids des Kupferkieses, wobei die Axen des einen und des anderen Mineralen zu einander parallel sind.



III. Färbung und Schichtenbildung infolge des Zusammenkrystallisirens isomorpher Substanzen.

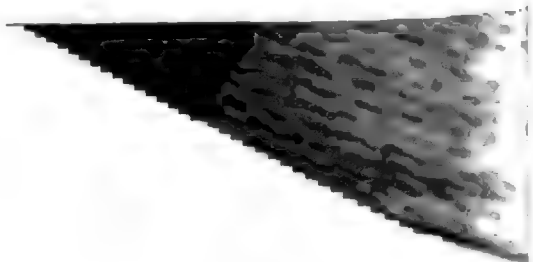
Den Begriff des Isomorphismus wollen wir im Folgenden in demselben Sinne verwenden, wie dies Tschermak (Lehrbuch der Mineralogie, IV. Aufl., pag. 258) thut, und dem entsprechend darunter den Zusammenhang verstehen, welcher zwischen der chemisch-analogen Zusammensetzung mancher Verbindungen und ihrer gleichen oder doch ähnlichen Krystallform besteht. Die Analogie der Zusammensetzung kann zum Theil in der Aequivalenz, zum Theil in der atomistischen Gleichartigkeit bestehen, oder aber es können, was ja in den weitaus meisten Fällen eintritt, beide Momente vereinigt sein. Nach dieser Auffassung sind Kalkspath und Natronsalpeter als isomorph zu betrachten; ihre chemischen Formeln zeigen atomistische Gleichartigkeit; nach der Auffassung Lehmann's liegt hier kein Fall der Isomorphie vor, da die beiden Substanzen nicht „morphotrop nahe verwandt“ sind. Die Untersuchungen Lehmann's (s. vorne pag. 53) an künstlichen Krystallen, sowie die Erfahrungen an den Mineralen lehren nun, dass isomorphe Substanzen Schichtkrystalle nur selten, hingegen leicht Mischkrystalle bilden. Das Beispiel der Alaune zeigt dies sehr schön. Aus gemischten Lösungen von Chromalaun und Kalialaun lassen sich Krystalle in jeder Farbennuance zwischen schwarzroth und farblos erzielen. Durch Einlegen eines Chromalaunkrystalles in Kalialaunlösung erhält man aber auch Schichtkrystalle. Wichtiger als dieses Beispiel, bei welchem es sich doch immer nur um das Wachsthum einer einzigen Krystallform, des Oktaëders, handelt, sind für uns jene Fälle, welche durch die Untersuchungen Hauer's bekannt geworden sind, da es sich hier um complicirter gebaute Krystalle, um Combinationen, handelt. Lässt man nämlich einen Krystall einer der vier nachbenannten Verbindungen in der Lösung eines der drei anderen Salze weiterwachsen, so erhält man ausgezeichnete Schichtkrystalle, welche wegen der ausgesprochenen Farbenunterschiede der vier Stoffe ihren Bau ungemein leicht erkennen lassen. Es sind folgende Salze: Magnesium-Nickelsulfat, Magnesium-Kobaltsulfat, Magnesiumsulfat-Chromat und Magnesiumsulfat. Hauer erwähnt, dass man bei der nöthigen Vorsicht alle vier beliebig über einander krystallisiren lassen kann. Ich zweifle nicht im Geringsten, dass Hauer, wenn sich bei seinen zahlreichen Krystallisationsver-

suchen irgend eine Andeutung dessen, was wir als Sanduhrstructur bezeichnen, ergeben hätte, dies gewissenhaft aufgezeichnet hätte. Ich selbst habe bei meinen Versuchen mit diesen Stoffen, die ich allerdings nur in kleinem Masstabe ausführen konnte, auch nichts dergleichen bemerkt. Bei gemischten Lösungen werden die Krystalle gleichmässig gefärbt, bei Schichtenbildung erhält man auf allen Flächen gleich dicke Zuwachsschichten.

Zu demselben Ergebnisse scheinen auch alle Uebrigen gelangt zu sein, welche derartige Versuche angestellt haben: Frankenheim, Gernez, Lecoq de Boisbandran, Baumhauer etc. Nirgends in der Literatur findet sich eine Bemerkung, welche darauf hindeuten würde, dass je die Beobachtung gemacht worden wäre, dass bei isomorphen Substanzen eine Anlagerung der einen an Krystalle der anderen nur auf bestimmten Flächen erfolgt, oder dass eine auffallende Aenderung im Habitus der Krystalle eingetreten wäre.

Aus der ganzen Literatur über künstliche Krystalle, welche aus gemischten Lösungen isomorpher Substanzen erhalten wurden, ist mir kein Fall bekannt geworden, in welchem wirkliche Sanduhrstructur beobachtet worden wäre.

Genau so verhalten sich die Minerale. Obwohl es eine bekannte, bei allen Analysen sich ergebende Thatsache ist, dass z. B. der Aragonit das isomorphe $SrCO_3$, beziehungsweise $PbCO_3$, der Strontianit fast stets $CaCO_3$ beigemischt enthält, ist doch bei ihnen keine Spur einer Sanduhrstructur zu bemerken. Da alle drei angegebenen Verbindungen farblos sind, so ist die Prüfung allerdings etwas schwieriger auszuführen; man ist auf die Untersuchung der Actzfiguren und des optischen Verhaltens angewiesen. Da bei Aragonit und Strontianit die Ebene der optischen Axen parallel (100), bei Witherit und Cerussit aber parallel (010) liegt, so wären bei Mischungen aus diesen beiden Gruppen optische Anomalien zu erwarten; man hat aber solche bisher nicht aufgefunden. Freilich gilt dies nur, wenn die Menge der beigemischten Substanz eine grössere ist; auch sind nicht alle Substanzen gleich empfindlich. Dasselbe gilt von der Reihe der rhomboëdrischen Carbonate: Kalkspath, Manganspath, Eisenspath, Magnesit, Zinkspath. Hier erzeugen isomorphe Beimischungen wohl hie und da optische Anomalien, aber niemals wurde Feldertheilung oder irgendwelche Andeutung einer Sanduhrstructur bemerkt. Auch unter den übrigen isomorphen Substanzen



findet sich keine, bei welcher überhaupt Sanduhrstructur nachgewiesen, geschweige denn auf isomorphe Beimengung zurückgeführt worden wäre. Der Apatit z. B. zeigt wohl prachtvollen Schichtenbau (grüner Kern, blaue Hütte, Ehrenfriedersdorf), aber auch der hat mit der isomorphen Mischung der beiden Substanzen Chlorapatit und Fluorapatit gewiss nichts zu thun; von Sanduhrstructur oder Sectorenbildung ist nichts zu bemerken, so lange die Krystalle ungefärbt sind. Optische Anomalien und Sectorenbildung treten erst ein, wenn eine deutliche Färbung vorhanden ist. Die Ursache derselben ist noch nicht bekannt; so viel ist aber sicher, dass sie durch Stoffe bewirkt wird, welche nur in äusserst geringen Mengen vorhanden sind. (Vergl. Brauns, Opt. Anomalien, Apatit, pag. 274.) Man wird demnach viel sicherer gehen, wenn man die Feidertheilung beim Apatit in eine Linie stellt mit der verschiedenen Färbung der Anwachskegel bei Fluorit und Zinnstein.

Das am besten studirte Beispiel der isomorphen Mischung und Schichtung sind und bleiben aber zweifellos die Plagioklase. Man weiss, dass diese wichtige Mineralgruppe eine Reihe umfasst, deren einzelne Glieder Mischungen aus den beiden Silicaten $NaAlSi_3O_8$ und $CaAl_2Si_2O_8$ darstellen, von denen das erste für sich als Albit, das andere als Anorthit bekannt ist. Alle Plagioklase, welche bisher beobachtet wurden, lassen sich in der Form einer Reihe zwischen diesen beiden Endgliedern anordnen. Die Plagioklase bilden also ein ausgezeichnetes Beispiel isomorpher Mischkrystalle. Ausserdem aber findet man — zumal in Gesteinen — complicirt gebaute Schichtkrystalle (vergl. pag. 43).

Man hat es also eigentlich mit geschichteten Mischkrystallen zu thun. Für unsere Betrachtung ist aber Folgendes wichtig: wenn man einen Plagioklasdurchschnitt untersucht, so findet man, dass derselbe aus zahlreichen Zonen besteht, welche die Durchschnitte der aufeinanderfolgenden Schichten darstellen. Die einzelnen Zonen zeigen Abweichungen im optischen Verhalten; innerhalb jeder Zone sind aber die optischen Charaktere constant; sie könnten es nicht sein, wenn den krystallographisch verschiedenen Flächen gegenüber den beiden Componenten der Mischung ein verschiedenes Verhalten zukäme, kurz, wenn Sanduhrbau vorhanden wäre.

Auch bei den Skapolithen, welche gleichfalls isomorphe Mischungen sind, ist kein Sanduhrbau beobachtet.

Wenn wir also das, was über den Schichtenbau isomorpher Substanzen gesagt wurde, nochmals überblicken, so gelangen wir zu dem Ergebnisse, dass isomorphe Substanzen sich miteinander mischen oder einander einfach überwachsen, und dass bei ihnen eine Auswahl der Flächen in Bezug auf die anzulagernde Substanz nicht vorkommt.

Die Entstehung der Sanduhrstructur.

In den vorhergegangenen Abschnitten haben wir mehrere ausgewählte Beispiele von Mineralen kennen gelernt, deren Schichtenbau einige Besonderheiten darbot. Das bemerkenswerteste Ergebnis ist aber jedenfalls dieses, dass die Eigenschaft der Krystalle beim Krystallisiren aus gemischten Lösungen, auf krystallographisch verschiedenen Flächen verschiedene Substanz abzulagern, eine recht häufig vorkommende, wahrscheinlich sogar allgemeine ist, und dass demnach die sogenannte Sanduhrstructur nichts weiter als einen speciellen Fall jener allgemeinen Eigenschaft vorstellt, als deren Ursache wir den verschiedenen Bau der Flächen, sowie Unterschiede in der Löslichkeit derselben erkannt haben. Aus unserer Darstellung lässt sich unschwer entnehmen, dass die Sanduhrstructur sehr häufig und sehr deutlich bei den sogenannten künstlichen Färbungen auftritt, wo also zwischen dem Stoffe, aus dem der Krystall besteht, und jenem, welcher die Färbung hervorruft, die grösste Verschiedenheit in chemischer Beziehung besteht. Beim Fluorit und beim Zinnerz haben wir gleichfalls Sanduhrstructur (im weiteren Sinne des Wortes) gefunden. Da bei dem erstgenannten Minerale die Färbung auf Kohlenwasserstoffe zurückgeführt wird, also auf Substanzen, welche sich zur Substanz des Fluorits etwa so verhalten wie die organischen Farbstoffe zu den Salzen, deren Krystalle man mit ihnen färbt, so ist hier die Aehnlichkeit der beiden Fälle eine sehr grosse.

Ausserdem ist hier wie auch beim Zinnerz die Einfachheit der chemischen Zusammensetzung ein das Verständnis ungemein erleichternder Umstand; es ist zweifellos, dass jene Stoffe, welche die Verschiedenheiten der Anwachspyramiden begründen, in diesen Fällen nicht auf isomorphe Beimengungen zurückgeführt werden können. Beim Baryt ist es nicht streng erwiesen, doch ist es als sehr wahrscheinlich zu betrachten, dass von ihm das Gleiche gilt.

Ferner haben wir gesehen, dass bei allen Mineralen und Laboratoriumsproducten, welche aus isomorphen Mischungen be-

stehen oder welche aus Schichten isomorpher Substanzen aufgebaut sind, Sanduhrstructur nicht auftritt.

Gelegentlich der Besprechung der orientirten Verwachsungen verschiedener Minerale konnten wir zeigen, dass dabei stets gewisse Flächen bevorzugt erscheinen, insoferne als auf den betreffenden Flächen des ersten Mineralen die Krystalle der zweiten ausschliesslich oder doch in grösserer Menge aufgewachsen erscheinen als auf anderen.

Aus diesen Thatsachen schliesse ich, dass das Zustandekommen der sogenannten Sanduhrstructur überhaupt nicht auf das Hinzutreten isomorpher, sondern im Gegentheil auf die Anwesenheit nicht isomorpher Stoffe zurückgeführt werden muss. Ich glaube, in der Sanduhrstructur eine vollkommene Parallele zu den orientirten Verwachsungen ungleichartiger Minerale erblicken zu sollen. Der Unterschied besteht nur darin, dass bei den orientirten Verwachsungen der eine Krystall bereits fertig gebildet war, als die Lösung, welche die zweite Substanz enthielt, hinzutrat. Wenn der zuerst gebildete Krystall nicht mehr weiter wuchs, konnten sich auf seiner Oberfläche die Krystalle des zweiten in jener Stellung ansetzen, welche ihnen die orientirenden Kräfte ihrer Unterlage vorschrieben. Wenn aber in der Lösung gleichzeitig beide Stoffe enthalten sind, so kann das Wachsthum entweder in der Weise erfolgen, dass in einem gegebenen Momente auf der Oberfläche des einen Mineralen die Ausscheidung des zweiten erfolgt, wobei unter der Annahme, dass die erste Substanz orientirend auf die zweite wirkt, alle Krystalle der letzteren eine krystallographisch bestimmte Lage annehmen werden, und dass dann der Krystall eine neue Schichte ansetzt, auf welcher sich wieder Krystalle der zweiten Substanz ansiedeln können. Eine Wiederholung dieses Vorganges führt zu jenem Endresultate, wie es in den orientirten Einschlüssen vorliegt. Es kann aber auch eine gleichzeitige Ausscheidung der beiden Stoffe erfolgen, sie krystallisiren dann miteinander. In diesem Falle muss die Vertheilung der Molekel der zweiten Substanz in der Masse des Krystalles eine regelmässige sein, da sich die orientirenden Kräfte der Hauptsubstanz offenbar auf jede Molekel der zweiten erstrecken werden. Es ist also eine orientirte Verwachsung der Molekel der zweiten Substanz mit dem in Bildung begriffenen Krystalle der ersten.

Die Analysen des Fluorits und des Zinnsteins ergeben stets ausserordentlich geringe Mengen der fremden Substanzen neben den

Stoffen, welche das Mineral bilden. Dasselbe gilt von den Mineralen, welche orientirte Einschlüsse beherbergen, z. B. vom Hypersthen, dessen Interpositionen man wahrscheinlich mit Recht für Titaneisen hält (Rosenbusch, Mikr. Phys., Bd. I, pag. 458), wiewohl die Analysen nur geringe Mengen von Titan ergeben (nie über 0.5 Procent). So ist es in allen Fällen; die Menge der zweiten Substanz tritt gegen jene der ersten ausserordentlich zurück. Ich bedauere ausserordentlich, dass äussere Umstände mich gezwungen haben diese Untersuchung vorzeitig abzuschliessen, so dass z. B. die Analyse der verschiedenen Anwachsypiriden des Nordmarkener Augites vor der Hand unterbleiben musste; ich zweifle aber nicht, dass die chemischen Unterschiede gering sein werden, wiewohl die Färbung der verschiedenen Partien starke Differenzen zeigt und auch die optischen Eigenschaften, wie wir sahen, beträchtlichen Schwankungen unterliegen. In welcher Weise überhaupt die optischen Eigenschaften durch Beimischungen verändert werden, darüber sind wir heute noch gänzlich im unklaren.

Bei den Plagioklasen erzeugt die isomorphe Beimischung eine gesetzmässige Aenderung der optischen Eigenschaften; letztere erscheinen als eine Function der chemischen Zusammensetzung. Von den Nitraten wissen wir durch die Untersuchungen von R. Brauns, dass isomorphe Beimischungen optische Anomalien hervorrufen. Bleinitrat und Baryumnitrat krystallisiren beide tesserale; die Mischkrystalle zeigen tesserale Formen, sind aber optisch nicht isotrop. Vom Fluorit wissen wir, dass es solche Krystalle gibt, welche optisch normal, und solche, die es nicht sind; eine Beziehung zwischen der Intensität der Färbung und dem optischen Verhalten ist nicht erkennbar; ebenso ist es beim Zinnerz. Wahrscheinlich spielt neben anderen Umständen (z. B. Molekelgrösse der zweiten Substanz) auch die Geschwindigkeit der Krystallisation eine Rolle: bei langsamer Bildung der Krystalle kann die Orientirung der Molekel der zweiten Substanz eine vollständige werden — bei rascher Bildung ist vielleicht die Einlagerung unregelmässiger, und das muss wohl die optischen Eigenschaften beträchtlich beeinflussen. Ich halte es demnach auch nicht für unmöglich, dass nicht isomorphe Beimischungen, welche im Sinne der orientirten Verwachsungen zur Masse eines Krystalls hinzutreten, eine gesetzmässige Aenderung der optischen Eigenschaften bewirken können.

Mineralog.-petrograph. Univ.-Institut zu Wien, Februar 1896.

II. Geologie der Ponzainsel.

Von Dr. Carl Camillo Schneider.

(Mit einer geologischen Karte, Taf. I, und 7 Textbildern.)

Bei Annäherung an die Insel Ponza aus Südost mit dem Neapler Postdampfer hat man schon von fern einen sehr eigenthümlichen Anblick. Wie eine steil abstürzende, oben mannigfach gegliederte Wand dehnt sich weithin die Ostküste der Insel, weichgeschwungen einen grossen Bogen beschreibend, der sich wieder in mehrere, nur flache Buchten zerlegt; die Färbung der nackten Mauer ist bei klarem Wetter ein entzückendes Weiss, bald mit einem Stich in's Blaue, bald in's Gelbliche; davon heben sich sehr auffällig röthlich-braune, scharf und dunkel umrandete Flecken ab, gleich als wäre die lichte Hauptmasse hie und da wie verbrannt. Es sind dies die Enden der Doelter'schen Rhyolithgänge, welche das solide, radialstrahlige Skelet der Insel bilden sollen und an der Küste ausserordentlich schroff in das Meer abfallen, die als Landzungen gelegentlich vortreten oder auch Reihen und Gruppen von wild zerstückelten, nadel- oder brockenförmigen Klippen sich vorlagern. Auch die bald bläuliche, bald gelbliche Färbung der lichten Zwischenmasse entspricht verschiedenen Gesteinsarten, denn während der alte Rhyolithuff aus reiner Weisse durch blaue Nuancen in's Schwärzliche spielt, gehört der gelbe Ton, der am Nordende der Insel auffällt, zum sogenannten geschichteten Tuff (Sabatini), der, noch an anderen Stellen auftretend, bedeutende Differenzen in der Structur zeigt, trotzdem aber jedenfalls eine geologisch einheitliche Bildung, einen Trachyttuff darstellt. Da er jünger ist als der Rhyolithuff, das älteste Gestein der Insel überhaupt, so werde ich ihn als Tuff 2 und den anderen als Tuff 1 der Bequemlichkeit wegen im weiteren Text anführen. Betreffs eingehender petrographischer Schilderung der Gesteine verweise ich auf die Arbeiten von Doelter, Eigel, Roth und Sabatini (s. Literaturverzeichnis); mir lag es während eines 16tägigen Aufenthaltes nur daran, die Geologie der Insel, welche nicht den von Doelter gemachten Angaben entspricht, so eingehend

als es möglich ist für einen, der, in keiner Weise zu grösseren Arbeiten ausgerüstet, den Aufenthalt auf der Insel eigentlich zur Erholung bestimmt hatte, zu untersuchen. Die von mir gesammelten Gesteine besitzt das mineralogische Institut der Universität Pavia, wo sie möglicherweise noch Stoff zu petrographischen Studien geben werden. Ich werde meine Befunde an der Hand mehrerer Ausflüge beschreiben, die mich, wie die beigegefügte Karte lehrt, über die ganze Insel und vor Allem auch in's bebaute Innere, auf die Bergrücken und Kuppen und an die felsigen Abstürze führten; auf diesen oft recht mühsamen Wanderungen, bei denen ich auf die topographische Karte nur dort Gesteine eintrug, wo ich sie selbst betrat, ergab sich ein ganz anderes Bild als das von Doelter und Sabatini auf Karten dargestellte; denn letztere wanderten fast ausschliesslich auf den Hauptwegen, umfuhren die Küste und füllten nun die dazwischenliegenden Strecken recht willkürlich aus. An Ort und Stelle, wo ich den Gesteinen begegne, werde ich auch die Angaben meiner Vorgänger einflechten und besprechen.

Setzen wir zunächst die Einfahrt fort, um die eigenthümliche Form der Insel einigermaßen kennen zu lernen. Die lang von Süd gegen Nord gedehnte Felsmauer kehrt nach Süd zu sich gegen den Herannahenden ein, schwillt hier unter sanfter Steigung zum höchsten Inselberg, den Monte Guardia, an und sendet parallel zur rechts gelegenen Wand eine kurze breite Scholle vor, die am freien Ende weisse und terrassenartig absteigende Kirchhofsmauern und einen kleinen Leuchthurm trägt. Die hufeisenförmig eingerahmte Meeresbucht bildet den ausgezeichneten Hafen von Ponza, der durch mehrere Rhyolithklippen zur Rechten und links durch den gleichfalls mit einem Leuchthürmchen bestandenen Molo eng abgeschlossen wird. Ponza selbst erscheint links hinter dem Molo, in mehreren, sich überlagernden Häuserreihen von blendender Weisse den eigentlichen Hafen umgürtend; wo der Fremde das Land betritt, beginnt die linke kurze Scholle unter halsartiger Verschmelzung mit dem Inselmassiv, und es bedarf nur weniger Schritte unter leichter Ansteigung, um an den steil abfallenden Ostrand zu gelangen, wo unten faraglioneugleiche Rhyolithklippen an Capri erinnern, und bei bewegter See das Wasser seltsam in ausgewaschenen Löchern gurgelt und gluckst. Von hier aus wollen wir den ersten Ausflug beginnen, der uns auf den Monte Guardia, in die Trachytregion der Insel, führen soll.



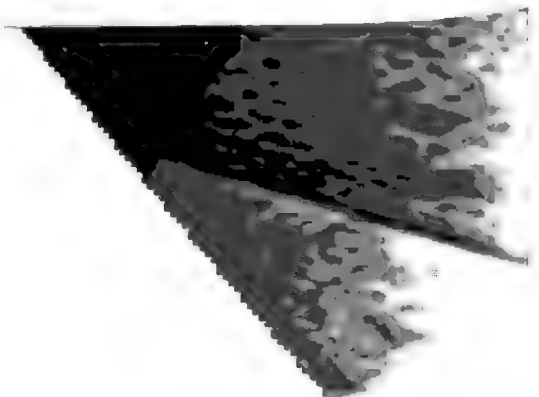
allmählich vertieft, von schneidend scharfen Rändern umgeben wird und auf ihrem Grunde wieder ein inneres Wabenwerk entwickelt. Auf solche Weise sind die unteren Trachytpartien höchst malerisch zerfressen, es sieht aus, als hinge ein Schleier von verschieden feinem, bräunlichem Adiantumblattwerk über den eigentlichen Felsenkern. — Am Ende des Guardiamassivs führt der Weg in Zickzack über den Abhang des Tuffs 2 bis fast zum Meer hinab, dort, wo stielartig die schmale steile Leuchtthurmklippe sich anfügt. Sie besteht aus schön säulig entwickeltem Trachyt. Sabatini behauptet, dass beide Trachytmassen mit einander zusammenhängen und Doelter glaubt einen Gang in der Klippe sehen zu dürfen; in der That macht sie auch den Eindruck, als wäre der Trachyt hier aus einem seitlichen, tief gelegenen Riss des Eruptionskegels hervorgebrochen, ich möchte aber auf Grund der eigenthümlichen Lagerungsverhältnisse eine andere Ansicht äussern. Die schmale Einsenkungsstelle zwischen der Klippe und der Insel besteht aus Tuff 1, der nordwärts dem Tuff 2 unterlagert, nach Süd zu, also bei Beginn der Klippe, aber von den oberen gebrannten Tuffschichten hinterlagert wird. In gleicher Weise folgt wieder der Trachyt hinter dem Tuff 2; aus dieser Lagerung scheint mir hervorzugehen, dass die Leuchtthurmklippe ein in's Meer vorgestürzter Theil der Guardiadecke ist, die bei der Loslösung auch Partien des unterliegenden Tuffes 2 mitriss. Das Terrain selbst lässt gut auf ein derartiges Ereignis schliessen, denn es ist ausserordentlich schroff und wild und wird von den Insulanern: Scaruppata genannt.

Die äusserst steile, zackig zerrissene Trachytmasse der Klippe zeigt höchst mannigfaltig die kräftige Einwirkung der feuchten Meereswinde. Die äussere Partie der Säulen ist ein oder mehrere Zoll breit auffallend licht gefärbt, die Säulendurchschnitte erscheinen kastenartig vertieft, das Centrum darin vorragend, oft aber wieder in der Mitte tief angenagt. — Versetzen wir uns nun auf das Plateau der Guardiadecke, die von einem Zeigertelegraph gekrönt ist, so finden wir den Trachyt in grossen rundlichen Blöcken breit vertheilt zwischen den alles überkleidenden Terrassen. Von solcher Terrassenmauer aus kann man bequem die Insel überschauen. Sie gleicht zwei grossen, gegen einander einfallenden Schollen, welche durch eine schmale flache Mulde zwischen dem Hafen und der grossen mondformigen Einbuchtung im Westen, Chiaja di Luna, getrennt werden. Die

rechte Scholle, auf der man sich befindet, setzt sich hinter der bekannten Einengung in Ponza noch in eine kleine Nebenscholle fort, der ostwärts sich drei derbe, bräunliche Rhyolithklippen, Scogli della Madonna, vorlagern. Die linke Scholle ist zwar niedriger, aber viel umfangreicher als die rechte und darf gerechnet werden bis an's Ende der dritten östlichen Einbuchtung (Cala del Core), wo sie unter starker Verengung (Cala dell' Inferno) übergeht in den schmalen, nördlichen Inselgrat, dem am freien Ende (Punta dell' Incenso) sich noch die oben flache Insel Cavi anfügt. Eine Beobachtung drängt sich hier sehr leicht auf. Während die südliche Inselcholle, obgleich die kleinere, in einem gewissermassen grossen Zuschnitt gehalten ist, denn ihre ganze Masse baut sich regelmässig zu einem 280 Meter hohen Berge auf, zeigt dagegen die mittlere Masse der Insel, die linke Scholle, ein Haufwerk kleiner Kuppen, einige höhere Erhebungen und ein paar längere Rücken: ein Detailwerk, wie es durch das Auftreten des Rhyoliths bedingt ist (siehe später), während im Trachytgebiet grössere Massenentfaltung eintrat. — Im Einzelnen zerlegt sich der linke Inselbezirk in mehrere Abschnitte, die gesondert betrachtet werden sollen. Der erste Theil umfasst das Hügelgebiet nördlich der erwähnten Mulde bis in's Thal von Santa Maria, das vom Abschluss des Hafens nach Westen bis I Conti reicht; die Fortsetzung dieses Thals, welche nach Nordwest bis an die Westküste zieht, vereinigt dem Hügelgebiet einen der höchste Rhyolithberge, den Ciglio del Guarnero, so dass also der von der Mulde im Süden und vom Thal von Santa Maria und seiner Fortsetzung im Norden umschlossene Inseltheil von Ost gegen West immer höher ansteigt und im Westen ausserordentlich schroff in's Meer abstürzt. Der zweite Abschnitt zeigt zunächst rechts eine Berggruppe, die Montagna Frontone, und links den Stock des Monte tre Venti; beide Massen streben nördlich im Monte Core, dem zweithöchsten Inselgipfel, zusammen, von dem aus bis zur Cala dell' Inferno ein langer Rücken der Ostküste entlang zieht. Das Bereich nordwestlich von ihm kann man vom Monte Guardia aus nicht übersehen. Der dritte Theil, die gratartige Fortsetzung der linken Scholle, zeigt gleichfalls einen langen Rücken (Monte Schiavone) parallel der Ostküste und an diesen anschliessend ein hohes Plateau von der schon erwähnten gelblichen Färbung, die Gegend des Incenso, die am Ende steil abstürzt, doch nochmals zu quer vorliegender Klippe sich erhebt,

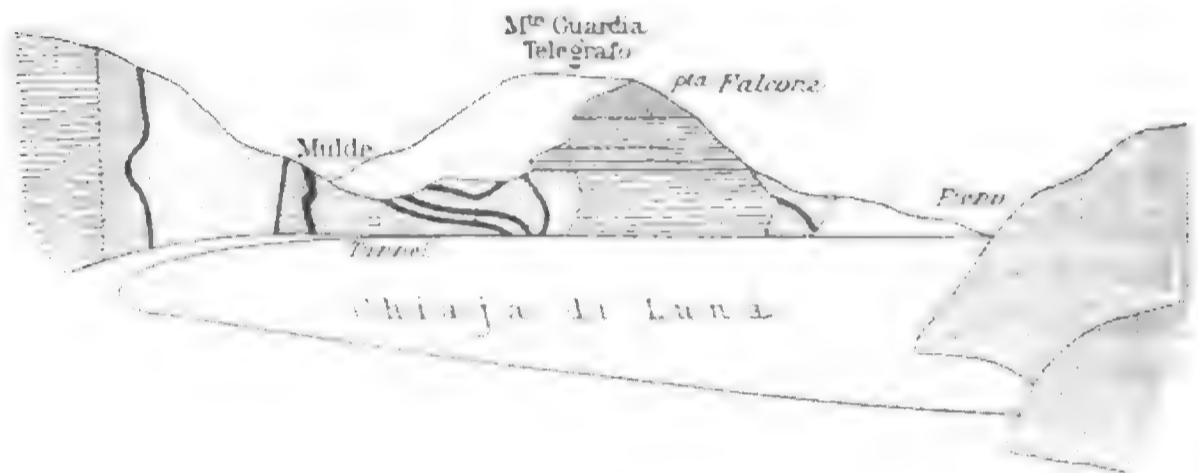
um dann vor der Insel Cavi einen schmalen Meeresstrich frei zu lassen. Aus dieser Eintheilung der Ponzainsel ergibt sich von selbst die Eintheilung dieser Arbeit; in einem fünften Abschnitt soll noch die Ostküste, wie sie sich vom Meere aus darbietet, beschrieben werden. Jetzt fahre ich in der Schilderung der Westhälfte des Guardia-massivs fort.

Im Süden hinter dem Telegraphen zum Meere abzustiegen ist ganz unmöglich, denn die Trachytdecke endet hier in den unzugänglichsten Zacken und Vorsprüngen über dem unterlagernden Tuff 2, die bald blockig abgerundet, bald äusserst scharfkantig und löcherig oder auch muldig ausgefressen sind. Wilde Macchie überkleidet diese trotzig Felsgegend mit Dornen, aber auch mit vielen duftenden Blüten. Nach Westen zu geht es zwar auch steil, aber ungefährlich hinab; ein farbenprächtiges Bild entrollt sich hier. In die oben licht ockrig gefärbte Westhälfte des Guarnerobezirkes schneidet tief das herrlich blaue Meer ein (Chiaja di Luna); die Nordwestküste der Bucht besteht aus bläulich-weissen Felsen des Tuffes 1, welche unter sanfter Krümmung in's Meer treten und von dessen Brandungsschnee durch einen schwarzen Streifen aufgespülten Tanges scharf sich abheben. — In einer Schlucht gelangt man nach der Chiaja hinunter, wo diese zu äusserst links von einer flachen Landzunge, Punta del Fieno, begrenzt wird. Unter dem Trachyt erscheint wieder die rothe obere Tuffzone, nach links springt bis an's Meer eine dunkle, schroffe Wand vor, an der auch rothe Fetzen in der gleichen Höhe, wie sonst, leuchten; weiter nach unten zu überdeckt gewaltiges Trachytgeröll die Landzunge längs der Küste, während nach rechts zu Terrassen den Untergrund verbergen. Sie klettern nordostwärts hoch am Monte Guardia empor, wo dieser gegen die Chiaja einen hohen Rücken vorsendet, der am Meer schroff endet (Punta Falcone). Ueber diesen Rücken muss man hinweg, um nach der Mulde zwischen Chiaja und Hafen zu gelangen. Ein treppenartiger Fussweg führt zunächst über Rhyolithtuff aufwärts, später folgt wieder der helle Trachyt (ohne dass ich jedoch mit Sicherheit angeben könnte, ob beide hier sich berühren), auf der andern Seite des Rückens ist es zwar leicht erkennbar, wo der Trachyt aufhört, aber schwer festzustellen, ob ihm Tuff 1 oder 2 unterliegt. Das Gestein wird hier in mehreren sehr tiefen Brüchen ausgehauen, um dann in Gestalt von fast cubikfussgrossen Würfeln dem Häuserbau zu dienen. Es



gelb aussieht, viel Bomben enthält und langsam in das weisse normale Gestein übergeht. In der schmalen Pechsteinzone, die besonders unter der Verwitterung leidet, führt der schmale Pfad abwärts und man hat anfangs zur Rechten noch etwas festen Rhyolith mauerartig gegen die Tiefe vorspringend, während links die Tuffwand ansteigt. Geht man nun etwas die nördliche Seite der Mulde am Chiajasaum hinauf, so bietet die untere Falconewand folgendes überraschende Bild (Fig. 1). Zu unterst am Meer ein Streifen Rhyolith, rechts endigend; darüber das schwarze Salband, dann einen Streifen Tuff, der auch zur Rechten unten am Meer

Fig. 1.



Rhyolithtuff
 Rhyolith
 Trachyttuff
 Trachyt
 Pechstein(Salbänder)
 bebautes Terrain

Blick auf die südliche und südöstliche Umgebung der Chiaja di Luna.

endigt. Ueber diesem wieder Rhyolith und dann nochmals Tuff; darüber die Rasendecke des sanfteren Abfalles. Der zweite Rhyolithstreif schwillt nach rechts an und grenzt hier scharf unter Pechsteinbildung an echten Rhyolithtuff; dieser grenzt wieder zur Rechten und oben an Trachyttuff unter Entwicklung der gelben Randzone. Rechts von der Falconewand, die zur Hauptsache aus Trachyttuff und darüber ausgebreiteter Trachytdecke besteht, ist wieder, wie schon erwähnt, Rhyolithtuff anstehend und darunter Rhyolith. — Wie erklärt sich nun diese ganz eigenartige Lagerung? Meiner Ansicht nach ganz einfach daraus, dass zur Hauptmasse an der Falconewand unter dem Trachyttuff Rhyolith liegt, von dem nach der Seeseite zu

ursprünglich angelagerter Tuff 1 in der Pechsteinzone abwitterte und nur noch in einzelnen Fetzen hängen blieb, die von fern wie Gänge aussehen. Der Rhyolith neigt sich ziemlich steil in's Meer, seine Fläche ist nicht ganz glatt, wie wir das auch anderwärts finden; die Tuffmassen liegen am Absturz nur noch in geringer Dicke an und kommen erst landeinwärts im Muldenbecken besser zur Entfaltung, wo sie auch in die Tiefe setzen (siehe Capitel II); die dunkle Pechsteinzone hat sich am Rhyolithkern nur da erhalten, wo auch der Tuff noch vorhanden ist.

Meine Annahme wird durch viele andere Beobachtungen gestützt, die noch unzweideutiger sprechen. Nichts ist verwirrender, als die eigenthümlichen Lagerungsverhältnisse des Tuffs zum Rhyolith an des letzteren steilen Flanken und ich sehe darin die Hauptursache für den Irrthum Doelter's und Sabatini's, als sie den Rhyolith der Insel in langen Gängen den Tuff durchquerend annahmen. Da sie nicht jede Einzelheit kartographisch darstellen konnten, suchten sie ein Grundprincip des Verhaltens beider Gesteine zu einander zu erkennen. Sie irrten sich jedoch in ihrer Deutung, wie ich nachweisen zu können glaube; denn obgleich auch ich vom allzu tiefen Eingehen in's Detail abschen musste, verglich ich doch eine Menge von Einzelvorkommnissen und vermochte ohne Zwang in ihnen die gleichen Grundzüge aufzufinden: dass nämlich der Rhyolith immer einen rundlichen oder auch länglichen, massigen Kern (Stock) von mehr oder weniger steilen Wandungen bildet, an den sich ringsum der Tuff 1 anfügt.

II. Der mittlere Inseltheil im Bereich des Ciglio del Guarnero.

Geht man vom Quay aus den Hafen entlang, so kommt man bald durch einen Tunnel, welcher den Tuff 1 durchsetzt. Hinter dem Tunnel links vor der Spiaggia di Sant' Antonio steht Rhyolith an, dem allen Anschein nach der Tuff gegen das Meer hin vorgelagert ist; hält man sich nun in der Mulde nach der Chiaja di Luna zu, so bleibt man immer auf Rhyolith, ausgenommen vielleicht die scharfe Wegecke, welche man gleich anfangs nach links biegt. Man befindet sich auf dem zweiten Rhyolithgang Doelter's (dritter Sabatini's), und in der That ist, wie die Karte zeigt, die blossgelegte Gesteinsmasse sehr viel länger als breit, daher die Aehnlichkeit mit einem Gange

(Fig. 1), welche auch in die Felswand hineinsetzt, wie man sich überzeugt, wenn man oberhalb der Felswand den Hügel abgeht. Die Karte lehrt trotz der offen gebliebenen Lücken, dass die Rhyolithmasse südlich und nördlich, sowie auch östlich von Tuff 1 eingeschlossen ist; rechnet man noch dazu, dass die Wand gegen die Chiaja zu eine natürliche Grenzfläche des Rhyoliths ist, so haben wir diesen also hier in Stockform auftretend. Den auf dem Profil in Zickzack eingezeichneten Tuffstreifen konnte ich nicht auf dem Hügelrücken wiederfinden und halte ihn deshalb gleichfalls nur für einen dem Rhyolith anhängenden Tuff-Schmitzen.

Wo der Rhyolith entblösst ist, erscheint er bald säulig, bald sphäroidisch abgesondert. Letzteres Verhalten macht sich in der Nähe der Pechsteinzone bemerkbar, in welcher letzterer es die Regel ist; eine herrliche Rhyolithrose kann man am Felsabsturz bewundern, die schon von den alten Beobachtern gesehen wurde. Die nordwärts folgende Tuffregion macht uns mit der Beschaffenheit dieses Gesteines gut vertraut. Die spröde poröse weisse Grundmasse enthält bald wenig, bald viel Bomben von Rhyolith, die der gelblichen Randzone zu immer reicher auftreten und pechsteinartig werden. Sehr charakteristisch ist fernerhin die Anwesenheit ganz zarter, oft nur millimeterdicker, ebenflächiger Lamellen von festerer, homogener Substanz, welche das Gestein in allen Richtungen, zumeist aber diagonal durchsetzen und an der Felsfläche ein wenig leistenartig vorragen, weil sie der Verwitterung besser widerstehen als die bröcklige Hauptmasse. Schreitet die Verwitterung weiter fort, so treten dickere Lamellen oft weit hervor und ergeben mit Resten daran haftengebliebenen anderweitigen Materiales oft die mannigfaltigsten, breiteistenartig vorstehenden Behänge der Wand, welche selbst wieder stellenweise unterfressen sind, so dass gelegentlich ein System von Hohlräumen vor dem eigentlichen Fels entsteht. Aus der Ferne gesehen, erscheint solche Wand wie mit Hieroglyphen überzogen.

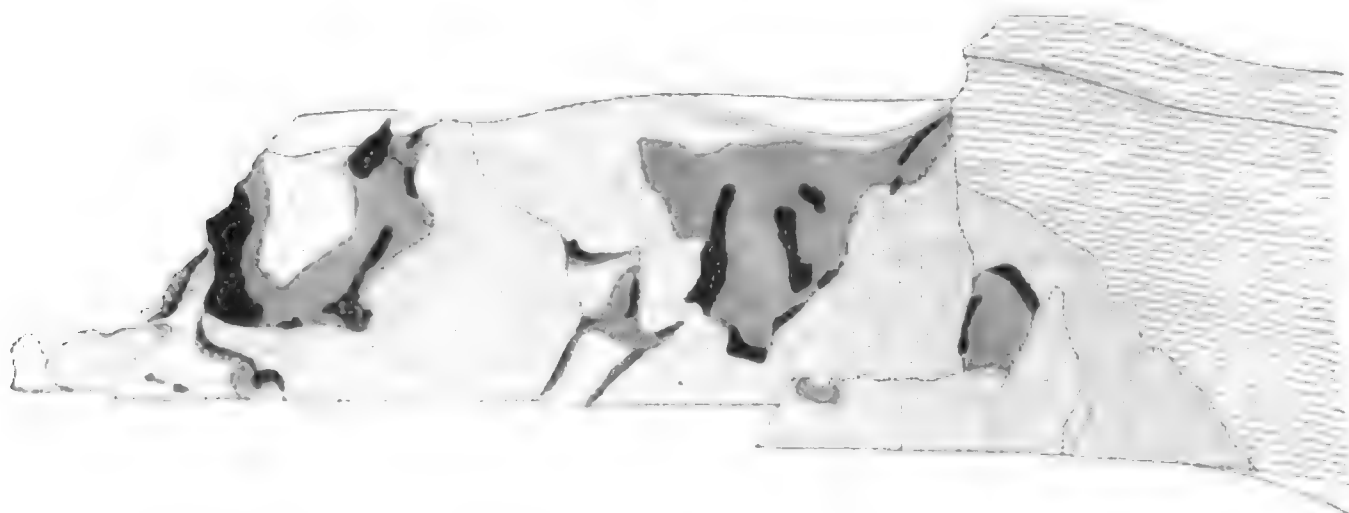
Auf die Tuffzone, welche oben breiter als unten ist, folgt wieder Rhyolith mit schön entwickeltem Pechsteinrand; nur wenige Meter weiter schneidet aber die Rhyolithmasse fast senkrecht ab, ohne jedoch in Pechstein überzugehen und grenzt hier an ein Gestein von lichtgelblicher Farbe und bröcklicher Beschaffenheit, das den übrigen Theil des Chiajabogens in steiler Wand begleitet und an der nörd-

lichen Einbiegung wieder ebenso unvermittelt an Rhyolith anstösst. Doelter hält es für nichts anderes, als Rhyolithtuff, Sabatini nimmt wenigstens den oberen Theil aus, der deutlich geschichtet ist; nur vom Rath erkannte den verschiedenen Charakter des „Conglomerates“ (des Tuffes) zu beiden Seiten des letzterwähnten Rhyolithstreifens und sagt (pag. 141): „Ein jüngerer stratificirter Tuff scheint nämlich hier infolge einer Verwerfung hinabgesunken zu sein.“ Es ist vielleicht einfacher anzunehmen, dass durch vulcanische Kräfte in dem lang vorher gebildeten Rhyolith eine breite Spalte riss, die von ausgeworfenem Trachytaschen erfüllt wurde. Denn die Aehnlichkeit im geologischen Auftreten wie im petrographischen Habitus des geschichteten Tuffs an der Chiaja mit dem der Falconewand ist in die Augen springend. Hier wie dort setzt er zwischen Gliedern der Rhyolithepoche in die Tiefe, er zeigt Horizontalschichtung, wenn sie auch local nicht deutlich ist, die Färbung hat immer einen Stich in's Gelbliche, nie in's Bläuliche wie bei Tuff 1, die Substanz ist bald sandig, bald erdig, bald geröllig, bald auch homogen, aber immer bröcklicher als bei Tuff 1, die Einschlüsse sind nicht rhyolithischer Natur, Bimssteinbomben finden sich häufig. Die am Bagno vecchio (siehe Capitel V) gefundenen Mineralaggregate lagen im Bereich des Trachyttuffs vom Monte Guardia, und ebenso finden sich vereinzelt Aggregate oberhalb der Chiaja im Bereich des geschichteten Tuffes. Auch feste Bomben in allen Grössen finden sich in ihm eingelagert, ich habe jedoch nicht feststellen können, ob sie trachytischer Natur sind. Nach dem Vorgetragenen glaube ich den geschichteten Tuff der Chiaja für Trachyttuff erklären zu dürfen — besonders weil er jünger ist als der ihn umgebende Rhyolith und wir vom Monte Guardia wissen, dass auf die Rhyolithzeit die des Trachyts folgte; — zugleich möchte ich bezüglich seiner Entstehung die Meinung äussern, dass sowohl am Monte Guardia, wie an der Chiaja durch Spalteneinriss in's Rhyolithgebiet Auswurfsschlünde für den Trachyttuff sich bildeten, aus deren einem später auch noch die Trachytdecke des Monte Guardia ausfloss.

Eine der Bimssteinbomben des Trachyttuffs der Chiaja roch aufgebrochen intensiv nach Schwefelwasserstoff. Im Sande des flachen Ufersaumes finden sich viel kleine Bimssteinbrocken und Feldspathkryställchen; von der bröckligen Wand des Tuffs 2 treibt der Wind fortwährend Staub und Gerölle herab. Kehren wir nun durch den

Tunnel wieder in die Mulde zurück und steigen den oberen Chiajaland aufwärts, so finden wir hinter dem Rhyolith die breite Zone des Tuffes 1, in den eine alte Begräbnisgrotte eingearbeitet ist; dann kommt wieder Rhyolith, der fünfte Gang Sabatini's, und auf diesen, unmittelbar angrenzend, ohne Uebergangszonen, der Trachyttuff. Dieser geht nicht allzuweit landeinwärts, sondern grenzt auch hier an Rhyolith, welcher also seiner Ausdehnung nach, besonders aber weil im Thal zur Rechten Tuff 1 ihn begrenzt, nicht einen bis zum Hafen streichenden Gang darstellen kann, wie Sabatini angibt. Das Gebiet des Tuffes 2 umzieht in weitem Bogen den

Fig. 2.



Rhyolithtuff
 Rhyolith
 gelbe Randzone des Rhyolithtuffes
 Pechstein (Salbänder)
 Trachyttuff
 bebautes Terrain

Blick auf die nördliche Wand der Chiaja di Luna.

nördlichen Chiajawinkel, zumeist von Rhyolithkuppen eingeschlossen, aber auch central überragt (siehe die Karte); es tritt auch noch einmal am Nordflügel der Bucht bis an den Felsabsturz heran, deckt hier aber nur den Rhyolith, an dessen freier, südlicher, sehr steiler Wand wieder in mannigfaltigster Weise Fetzen der Pechsteinzone und des Tuffes 1 anhaften, wie Fig. 2 darstellt. Die schneeweissen Tuffflecken in gelber und schwarzer Umrahmung vor ockrig-bräunlichem Hintergrund ergeben, von der Falconeseite aus gesehen, ein höchst anziehendes Bild; allmählich überwiegt nach Westen zu die weisse Masse, bis sie in der Punta Bianca allein hervortritt. — Um zur Punta Bianca zu gelangen, bewegt man sich zumeist auf

dem Trachyttuff. Viele Brüche sind darin ausgehauen, das weisslich gelbliche Material von meist geringer Consistenz wird wie das des Tuff 1 viel zum Bauen benutzt. Die Anlagerung an den Trachyt ist besonders schön in einer als Haus verwerteten Aushaustelle an dem südlichen Abhang des Ciglio del Guarnero zu beobachten, wo die vorderen Partien aus Tuff 2, die Rückwand zur Rechten aus Trachyt bestehen. Auf der Oberfläche ist Tuff 2 gleich dem Tuff 1 sehr gut zu begehen, da er glatt, nur leicht muldig vertiefte Flächen bildet; auch die von Tuff 1 beschriebenen Lamellen, Producte der Infiltration, sind gelegentlich in ihm zu beobachten. Sehr interessant ist die Verwitterung des Tuffs 1 an der Punta Bianca. An der nicht allzusteil zurücktretenden Wand stehen tafelartige Vorsprünge vor, auf denen Geröll und Pflanzen sich vorfinden. Sie entstehen durch die Auswitterung des bläulich-weissen Gesteins zwischen und neben den festeren Diagonalleisten, die an Durchkreuzungen besonders kräftig vorragen und sich hier mit Schutt beladen. Auf Fig. 2 habe ich dies Verhalten, das auch an der Chiaja und anderwärts beobachtet wird, anzudeuten versucht. — Sehr interessant erweist sich die kleine Bucht gegen Norden von der Punta Bianca, denn die gegenüberliegende nördliche Wand zeigt oben Rhyolith anstehend, darunter sehr breit Tuff 1, so dass, wie Sabatini annimmt, ein Ueberlaufen des Rhyoliths über den Tuff gegeben scheint; jedoch am Fuss des Felsens gewahrt man die uns bekannte Uebergangszone des Tuffs gegen den Rhyolith zu, so dass also auch unten, nur etwas zurückstehend, Rhyolith vorhanden sein würde. Hiedurch ist im höchsten Masse wahrscheinlich, dass der ganze Fels aus Rhyolith besteht, an dem zur Seite der Tuff sich erhielt, während er unten in der Brandungshöhe fast ganz, stellenweise auch ganz abgenagt wurde.

Begibt man sich nun nordwärts, so trifft man links vom Ciglio del Guarnero am hohen Meeresabsturz einen sehr eigenthümlich gebauten, hornartig vorragenden Felsen, den Mont' Agniello, von dem aus ein herrlich freier Blick auf die westwärts liegende Insel Palmarola sich eröffnet. Ueber Rhyolithtuff geht es aufwärts bis an den ausserordentlich schroffen Küstenabsturz, der, wie man sich auf den ersten Blick überzeugt, in der schwarzen Pechsteinzone statthat; in dieser wenig widerstandsfähigen Zone haben Meer und Winde eindringend eine hier jedenfalls vorhandene grössere Rhyolithmasse zum Absturz gebracht, nur ein kleiner Theil von schönsäuliger Ab-

sonderung hat sich noch erhalten und ragt als das erwähnte Horn gegen das Meer vor. Steht man auf ihm, so kann man sich eines unbehaglichen Gefühls nicht erwehren, denn die unten donnernde Brandung gemahnt hier zu sehr an ihr rastloses Zerstörungswerk. Doelter unterscheidet das hier anstehende Gestein vom Rhyolith als Sanidin-Biotit-Trachyt, Sabatini und Roth nennen es jedoch Rhyolith, und dem Aeusseren nach ist auch kein Unterschied zu dem Letzteren zu constatiren.

Der Ciglio del Guarnero ist ein rundliches Rhyolithmassiv, das von Tuff 1 umgeben ist; nur südwärts lehnt sich Tuff 2 an, wie wir bereits sahen. Wie die Karte lehrt, steigt von rechts der Tuff 1 in Zungen hoch herauf und scheint an einer Stelle (nördlich) direct mit dem Tuffe der Westseite zusammenzuhängen; wahrscheinlich handelt es sich hier aber nur, wie auch an anderen Stellen des Ostabhanges nachweisbar, um eine Anlagerung des Tuffs, der sich an der weichen Senkung local erhielt, nicht um eine durchgreifende Trennung des Cigliostockes von den zwei nordwärts eingezeichneten Rhyolithinseln, die also, vielleicht auch sammt der kleinen östlichen Rhyolithkuppe, dem Cigliomassiv angehören würden. Erst nordwärts davon, vor dem Massiv des Monte tre Venti, geht es tief in's Thal, welches bis I Conti fortläuft und hier in das breitere von Santa Maria einmündet. Ganz zweifellos ist der Rhyolith des Ciglio getrennt von den zahlreichen Rhyolithkuppen ostwärts gegen den Hafen hin, denn ein tiefes Thal schneidet, vom südlichen Gebiet des Trachyttuffes herabkommend bis an's Ende des Thals von Santa Maria bei I Conti durch, und hier unten ist überall Tuff 1 nachweisbar, in dem viele Grotten und einzelne Häuser eingehauen sind. Es kann daher von dem fünften Gange Doelter's, dem siebenten Sabatini's, nicht im entferntesten die Rede sein; der Ciglio del Guarnero repräsentirt einen bedeutenden Rhyolithstock und ebenso sind all die zahlreichen Kuppen nach Osten zu kleine Rhyolithmassivs, die ringsum von Tuff 1 umschlossen werden.

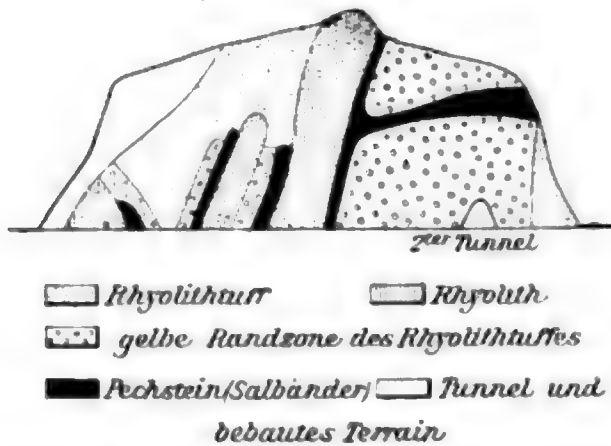
Im Einzelnen ergeben sich bei der Feststellung der Grenzen des Tuffs gegen den Rhyolith auf dem erwähnten Hügelgebiet oft sehr grosse Schwierigkeiten. Der Weg an der Nordwestseite des Hafens führt meiner Zeichnung nach durch Tuffgebiet; das gilt aber nur im Grossen und Ganzen und nur für die Oberfläche des Terrains. Vor Santa Maria durchsetzt der Weg, wie wir es schon auf der

Ostseite des Hafens fanden, den bis an die Küste tretenden Fels mittels eines breiten Tunnels. Beide Enden des Tunnels liegen im Tuff 1, der weitaus grösste Theil durchsetzt aber Rhyolith, und ein enger, senkrecht aufsteigender Lichtschacht zeigt uns, dass der Felsrücken bis oben hin aus Rhyolith besteht. Oben sieht man nun ein buntes, wirres Bild. Bald ist Rhyolith blossgelegt, bald Pechstein, bald Tuff 1, bald dessen gelbe Randzone; besonders an den Abhängen scheint es unmöglich, Einsicht in die gegenseitigen Lageverhältnisse zu gewinnen. Auf einem Profile vermochte ich nicht die sich mir aufdrängende Deutung wiederzugeben, ich muss sie daher nur schriftlich mittheilen. Auch hier wie sonst so vielfach sind die Tuffmassen wechselnd von dem Rhyolithkern abgelöst, daher bald der weisse Tuff, bald die gelbe Randzone, bald der Pechstein, bald der helle Rhyolith vortretend. Dabei ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass in den Tuff eingreifende Apophysen oder überfliessende Lavazungen hie und da das Durcheinander veranlassen; indessen glaube ich nicht viel unzweideutige Beispiele dafür gefunden zu haben.

Auch an den übrigen Hügelrücken und -Hängen weiss man oft nicht ein noch aus. Bald scheint unstreitig ein schmaler Rhyolithgang durch den Tuff durchzustreichen, aber weiter unten, oft nur wenige Schritte tiefer, kommt wieder ein ähnlicher Rhyolithstreifen zum Vorschein, der andere Richtung hat und wohl gar von einem Pechsteinband quer abgeschnitten wird. Die Contactlinien sind des Terrassenbaues und der Häuser wegen meist nur kurze Strecken weit zu verfolgen; trotzdem lässt sich von weit durchgehenden Grenzen nicht reden, wie es anfangs imponirt; vor allem lässt sich durch kein Thal hindurch ein Rhyolithgang verfolgen, vielmehr steht unten stets Tuff 1 an. Am besten glaubte ich die geologischen Verhältnisse nach dem schon öfters vorgetragenen Gesichtspunkt mir erklären zu können: Rhyolithstücke bilden die Kerne aller Hügel und die umschliessende Tuffmasse ist sehr verschieden davon abgewittert oder durch die Regenwässer abgerissen worden. Die beste Bestätigung für diese Deutung findet sich an dem Tunnel am Hafen, welcher die Spiaggia di Sant' Antonio und die Spiaggia di Giancossa verbindet (siehe hiezu die Profile Fig. 3 und 4). Der Tunnel führt durch einen in's Meer vorspringenden Tuffelsen, an welchem man auf der östlichen

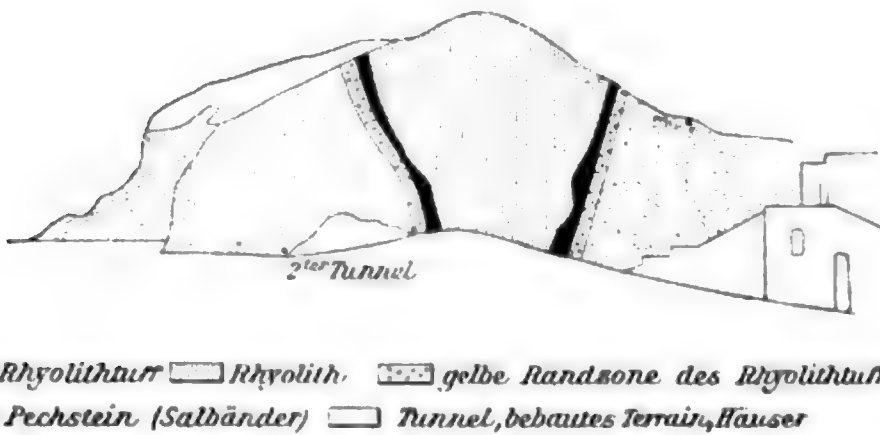
Seite die gelbe Randzone bis fast vor an den freien Rand beobachtet; der Felsen bildet einen Keil, dessen Nordseite ziemlich rechtwinklig an eine breite Rhyolithzone anstösst, die oben breiter als unten ist und rechts wieder unter Entwicklung der typischen Zwischenzonen an Tuff 1 anstösst (Fig. 4). Sabatini erkennt in dieser Rhyolithmasse das Ende seines sechsten Ganges, der bis zum Capo Bianco durchlaufen soll.

Fig. 3.



Blick auf den Eingang zum zweiten Tunnel am Hafen von der Spiaggia di S. Antonio aus.
(Nach Sabatini.)

Fig. 4.



Blick auf den Eingang zum zweiten Tunnel am Hafen von der Spiaggia di Giancoa aus.

Ich muss diese letztere Angabe nun zunächst entschieden bestreiten, denn, wie die Karte auch darstellt, trennt ein breites Thal mit Tuffwänden den Rücken hinter dem Hafen von den Bergen der Chiaja di Luna. Es lässt sich aber auch aus einer Vergleichung der Profile und der Karte mit Evidenz erkennen, dass der vom Tunnel durchsetzte Tuffvorsprung gar nicht nach rückwärts in die Tiefe setzt, sondern

nur ein vorgelagerter Brocken ist vor einem rückliegenden Rhyolithkern. Denn die auf Fig. 4 sichtbare linke Contactlinie erscheint wieder auf der anderen Seite des Tunnelfelsens, ja sie ist im Tunnel selbst gegen dessen nördliche Ausmündung hin zu constatiren, trennt also den Vorsprung von dem rückliegenden Hügel vollständig. Nun zeigt die östliche Fläche dieses Hügels eine seltsame Verquickung der verschiedenen Hauptgesteine und der Contactgesteine. Zunächst zieht von der durchstreichenden Contactzone ein Pechsteinstreif an der Wand des Tuffvorfelsens quer nach vorn; es ist unzweifelhaft eine Apophyse, wie auch Sabatini angibt, die den Tuff hier gegilbt hat. Nach links zu von der Contactzone folgt bald Tuff, bald Rhyolith etc. und der Tuff nimmt sogar die Hauptfläche der Felswand ein. Da nun die Contactfläche zwischen dem Tunnelfelsen und dem rückliegenden Hügel ziemlich die gleiche Richtung verfolgt, wie die so buntfarbige Felswand zur Linken seitwärts vom Tunnelfelsen (Fig. 3), so ergibt sich mit Sicherheit auch die letztere als Contactfläche und die an ihr sichtbaren Rhyolithpartien nicht als Querschnitte von kleineren Gängen, sondern als freigelegte Stellen des rhyolithischen Massivs (die Fig. 3 ist nach Sabatini).

III. Der mittlere Inseltheil im Bereich des Monte Core.

Hinter dem langen Tunnel, welcher die Spiaggia di Giancossa mit dem Orte Santa Maria verbindet, eröffnet sich nach Westen zu ein weites Thal, der fruchtbarste Theil der Insel, dessen Grund wohl durchgehends vom Tuff 1 gebildet wird. Dem Meere zu steht nord- und südwärts Tuff an und gibt günstige Gelegenheit zum Aushau grosser Grotten (z. B. der Grotta del Serpente, einem früheren Strafonvent für Mönche); nach I Conti zu trifft man seitwärts Rhyolith oder dessen Pechsteinzone, die jedoch beide ziemlich steil einfallen, also wohl kaum das Thal durchstreifen dürften. Der Ort I Conti liegt auf drei terrassenartig sich hintereinander aufbauenden Kuppen, deren erste und dritte Rhyolith oben anstehend zeigen, während sonst überall, und zwar auf weite Distanzen hin, besonders nach Norden zu Tuff sich ausbreitet. Damit ist schon angedeutet, dass die Gegend eine wenig erhöhte ist; sie schwillt aber von einem langen nach Nord zu ziehenden Thale aus nach rechts und links, sowie auch nach Nord selbst hin langsam an und wir finden den

Tuff aufwärtssteigend immer am Wege, selbst schliesslich in unmittelbarer Nähe der höchsten Rhyolithkuppe der Insel, des Monte Core. Hier verfließen das östliche und westliche Rhyolithgebiet von hinter I Conti, hier haben wir den Hauptpunkt plutonischer Thätigkeit während der Rhyolithzeit zu erkennen.

Der Monte tre Venti ist ein langgestreckter Rhyolithstock, von dem Doelter und Sabatini behaupten, er setze sich über I Conti bis in die südlichen Kuppen des Frontonegebirges an der Ostküste fort. Keinerlei wirklicher Anhalt ist dafür gegeben, vielmehr trennen die Thäler bei I Conti West von Ost auf das deutlichste. Ebenso wenig hängen aber auch die Hügel von I Conti mit dem südlichen Frontonemassiv zusammen, denn zwischen beide schiebt sich gleichfalls ein tiefes Thal mit vielen Grotten im Tuff; ein unterirdischer Zusammenhang soll natürlich nicht bestritten werden, der ist in solch engem Bereich starker Entfaltung unterirdischer Kräfte wohl selbstverständlich. — Zum Frontone stieg ich nahe am Meer von Santa Maria aus beschwerlich empor. Der rhyolithische Vorsprung gegen das Meer hin zeigt inselwärts quer durchstreichend die Contactzone und eine gleiche erkennt man an der weiter links gelegenen höheren Kuppe; ich möchte indessen, eben des ansteigenden Terrains wegen, bezweifeln, dass der Tuff hier in die Tiefe setzt; es könnte auch eine streifenförmige Anlagerung sich erhalten haben. Die in's Meer vorgelagerten Felsen, deren mittelster, von Norden gesehen, deutlich einem frierenden Mönch gleicht (vom Volke Caccio cavallo genannt, da er auch an eine verbreitete Käseart erinnert), sind Rhyolithbrocken, die früher vermuthlich mit der Insel zusammenhingen.

Von dem grossen südlichen Frontonemassiv aus hat man einen äusserst lehrreichen Ueberblick über die nähere Umgebung. Während der Ost ganz vom Meer eingenommen wird, zieht vom Nord aus in fast reiner Kreislinie ein Kranz hoher Rhyolithrücken bis zum trachytischen, höchsten Berg der Insel, dem Monte Guardia, vom Monte Core aus über den Monte tre Venti, den Ciglio de Guarnero und die hohe Randlinie der Chiaja di Luna. Von diesem leicht gewellten, amphitheatralischen Rand steigen Thäler sanft herab, die vor und neben dem Frontone in ein zusammenhängendes, besonders tiefes Thälrund einstrahlen; zwischen den Einschnitten ziehen höchst regelmässig schmale Terrassengurte quer wie die Sitzreihen der Amphitheater. Im Verhältnis zum Frontone selbst kann man das ganze

Gebirgssystem auch einem vieltheiligen Kraterwalle vergleichen, in dem der Frontone den centralen Kegel bildet, welcher Vergleich natürlich nur dazu dienen soll, die Vorstellung vom Aufbau der Gegend zu erleichtern. Jedenfalls wird man daraus aber auch ersehen, dass von einer grossen queren Anordnung der Rhyolithmassen der Insel, gar von einer radialen Einstrahlung gegen den Hafen hin, wie Doelter und Sabatini es annehmen, nicht geredet werden darf. Es muss überhaupt als eine sonderbare Vorstellung erachtet werden, dass gluthflüssige Massen von einem Centrum aus derart in radiär ansetzende Spalten eindringen sollen, dass das Centrum selbst frei oder fast frei bleibt, während die Gänge, je weiter nach aussen, um so mächtiger anschwellen. Welche physikalischen Gesetze mögen den flüssigen Rhyolith vom Hafen aus bis zur Höhe des drei Kilometer weit entfernten Monte Core, des tre Venti, des Ciglio, der Punta Bianca etc. gedrängt haben, da es doch viel wahrscheinlicher erscheinen müsste, wenn er an der Ausbruchsstelle sich in gewaltigem Massive aufgestaut hätte? Ich glaube mich einer richtigen Deutung mehr zu nähern, wenn ich dorthin, wo der Rhyolith sich zu umfangreichen Stöcken ansammelte, auch die Oeffnung oder die Spalte verlege, aus der er hervorquoll, und wenn ich benachbarte, niedrigere Rücken und Kuppen, die nicht durch sehr tiefe Thäler abgetrennt sind, unmittelbar mit den grossen Massen zusammenhängend, vielleicht, wie am Monte Core zum Beispiel, radial davon ausstrahlend annehme.

Der nördliche, aus zwei Kuppen bestehende Theil des Frontonegebirges wird vom südlichen durch ein nicht allzutiefes Thal getrennt, welches Tuff 1 ausfüllt. Wie wir in Capitel 5 sehen werden, greift diese tuffige Zwischenmasse in die Tiefe, es haben also oberflächlich die Rhyolithmassivs beider Frontonetheile nichts miteinander zu thun. Sehr auffällig ist, dass Tuff und Rhyolith am nördlichen Theil ohne Contactzone zusammenstossen. Der Rhyolith ist hier schön jaspisartig lichtviolett gebändert. — Um vom Frontone zum Monte Core zu gelangen, geht es noch durch mehrere seichte Thäler, wo Tuff ansteht; es ist jedoch nicht anzunehmen, dass hier der Tuff die Rhyolithmassen trennt, denn im ganzen schwillt das Terrain langsam, aber gleichmässig an und der Tuff scheint nur als dünner Belag sich theilweise noch an den sehr sanft geneigten Rhyolithrändern erhalten zu haben. An manchen Stellen ist das mit Evidenz nach-

weisbar, dort, wo der Tuff in kleinen deutlich begrenzten Schollen auf grösseren Rhyolithflächen aufliegt. Am ganzen Südhang des Monte Core, sowie auch im Osten vor der isolirten Rhyolithkuppe, der Punta Frontone, lässt sich dies Verhalten beobachten. Eine Besonderheit liegt vielleicht nur in dem einen schroffen, südlichen Thalauschnitt vor, wo quer ein schmaler Streifen Rhyolith mit sehr deutlichem Pechsteinsaum den Tuff durchschneidet; es dürfte hier das Magma sich mauerartig in einen Nebenspalt eingedrängt haben; jedoch ist auch eine streifenförmige Blosslegung des unterliegenden Rhyolithmassivs denkbar.

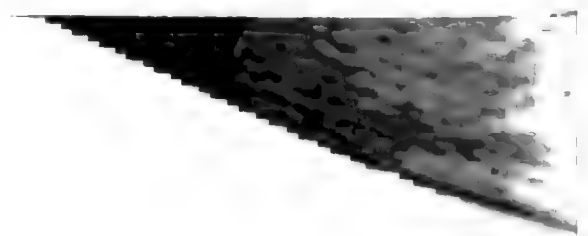
Oben auf dem langen Rücken des Monte Core war der Rhyolith stellenweis sehr schön weiss, hart und frisch. — Nach Norden zu ist der Abfall viel steiler als gegen Süd und Ost, man sieht in ein enges, aber tiefes Thal, dessen gegenüberliegende Wand von einem sehr langen, von Nordost gegen Südwest streichenden Rhyolithrücken gebildet wird, der bei dem Campo Inglese, einer alten Befestigungsanlage, sich dem Monte Core, wenigstens den Umrissen nach, vereinigt. Wahrscheinlich findet auch ein Zusammenhang der Rhyolithmassen statt, obgleich aus dem Thal von rechts der Tuff quer durchsetzt und auch, wie die verfallenen unterirdischen Gewölbe eines alten Kirchhofes beweisen, in geringer Tiefe sich vorfindet. Der Weg, welcher von I Conti her fast ausschliesslich über Tuff I führte, läuft jetzt am Nordwestrand des erwähnten langen Rückens auf den Köpfen schmaler rhyolithischer Säulen bis zur Cala d'Inferno, dem zweiten Krater Doelter's und Sabatini's. Man hat wieder ein sehr interessantes Bild vor sich, wenn man von dem Campo Inglese aus den Nordbezirk der Insel überschaut, die jetzt an der Ostküste am höchsten ist und nach Westen sanft gegen die Uferfelsen zu abfällt. Indem gleich links vom Campo Inglese ein rhyolithisches Massiv sich anfügt (Monte Capo Bosco) und ebenso links von der Cala d'Inferno ein kleineres in's Meer vorspringt, ergibt sich zum zweiten Male die Figuration eines zu drei Vierteln geschlossenen Amphitheaters von grosser Regelmässigkeit. Die schrägen nach innen einfallenden Flächen bildet der Tuff I, den mittleren flachen Raum das Meer. Wir constatiren hier, wie ganz allgemein, dass im Tuffterrain die Küste einen weicheren Charakter zeigt, als dort, wo der Rhyolith an's Meer tritt; zwar fällt auch der Tuff vor der Brandung in mehr oder minder hohen Felsen steil ab, diese

umgeben aber zumeist zurückgezogene Buchten zwischen den viel höheren Rhyolithkuppen, die oft gegen 100 Meter schroff aus dem Meere aufsteigen, scharfe Vorsprünge bilden, wild zerrissen und zersplittert sind und die seltsamsten Klippen sich vorlagern. — Ueber die bläulichen Tuffelsen links von Forni hinweg sieht man die ähnlich leuchtenden der Porta del Papa, die jedoch einen gelblichen Ton haben (siehe nächstes Capitel); nach rechts zu dehnt sich in nordöstlicher Richtung der Schiavonegrat, der wie eine directe Fortsetzung des südlicheren Rückens zwischen Campo Inglese und Cala d'Inferno erscheint. Indessen bildet die Cala d'Inferno doch wohl eine vollständige Unterbrechung, wenigstens endet der letztgenannte Rücken hier unter Anlagerung von Tuff, in der Höhe, während unten die Contactzonen hervortreten. Die Schiavonewand erscheint als nackte, steile Rhyolithfläche von licht bräunlicher Färbung, die scharf von den weissen Tuffmauern rechts und links absticht; ebenso contrastiren auch gegen den Tuff zwei weitere kleine Rhyolithflächen auf der Innenseite der Cala, deren rechte die Höhe der Felsen erreicht, während die linke nur unten zutage tritt und oben von Tuff eingeraht wird. Sie scheint mit dem Rhyolith links von Forni zusammenzuhängen und würde auch das natürliche Ende dieses Stockes anzeigen.

Ebensowenig wie für den Ponzahafen kann man die Kraternatur für die Cala d'Inferno gelten lassen. Zwar deutet die auffallende Längserstreckung der Rhyolithrücken von Campo Inglese bis zur Cala Gaetana darauf hin, dass eine Spalte hier durchsetzt, auf welcher das Magma empordrang; doch scheint die Cala d'Inferno eher eine Unterbrechung als ein Centrum zu sein, vor allem, da wir doch annehmen müssen, dass dort, wo das Magma aufstieg, es sich auch hauptsächlich ansammelte. Weil in der Cala d'Inferno kein Rhyolith ausbrach, darum war eben dem Meer Gelegenheit gegeben, sich hier eine Bucht in die Inseltuffe einzuarbeiten; dass dabei die Enden der angrenzenden Felsrücken blossgelegt wurden, ist selbstverständlich.

IV. Der nördliche Inseltheil mit dem Tuffgebiet des Incenso, der Punta del Papa und der Insel Cavi.

Hinter Forni zieht der Hauptweg der Insel, welcher vorher auf Rhyolith verlief, bis zur Cala Gaetana durch einen leicht gewellten



stellt; auch spricht gegen Sabatini's Ansicht die Figuration des Rhyolith-Untergrundes in den Gegenden, wo Tuff 2 sich anhäuften. Es ist im höchsten Masse wahrscheinlich, dass alle Rhyolithvorkommnisse Stöcke sind, wenigstens wurde eine typische Quellkuppe oder Decke von mir nicht constatirt und ich musste die Sabatini'sche Angabe, dass vom Ciglio aus ein Strom nach der Porta Bianca herabreiche, zurückweisen (2. Cap.); nun liegt aber der Trachyttuff vielfach dem Rhyolith auf, es musste dieser also vor Auswurf des Tuffs 2 denudirt worden sein; darum hat die Insel jedenfalls auch schon vorher über das Meer hervor- oder in's Brandungsgebiet hineingeragt. Man dürfte fernerhin vielleicht sagen: der Mangel einer Schichtung beweist eher terrestre Ablagerung als das Vorhandensein der Schichtung die Ablagerung im Meer. Dann würde sich auch der Rhyolithtuff als terrestre Ablagerung erweisen, da ihm die Schichtung fehlt, und ich wüsste auch gar keinen Grund anzugeben, warum der Tuff 1 nicht über Wasser sich abgelagert haben soll.

Westlich und nördlich grenzt an den Rhyolithtuff des nördlichen Inselbereiches ein Gestein, dessen Auftreten sogleich einen anderen Charakter der Landschaft zur Folge hat. Während sonst in fortwährendem Wechsel Hügel- oder Bergkuppen und Rücken sich aneinander reihten und flachere Stellen sich nur entwickelten, wo grössere Tuffflächen (Tuff 1) von Rhyolithmassivs eingeschlossen wurden, bildet hier ein nicht magmatisches Gestein ziemlich hohe Plateaux, die gegen das Meer sehr schroff abfallen und durch Entwicklung vieler weit vorgeschobener, scharfer Landzungen erweisen, dass das Meer nur mit grösster Anstrengung hier sein Vernichtungswerk betreibt. Wir sehen daher den Fels sowohl an der Porta del Papa, wie am Incenso, wie auf Cavi von ganz bedeutender Härte; er bildet unter dem Einfluss der Witterung die schärfsten, unregelmässigsten, horizontalen Kanten, zwischen denen kleine und grössere Vertiefungen eingefressen sind; oft erscheint eine Wand wie ein Fachwerk, dessen Ausfüllmasse tief herausgenagt wurde. Das Gestein wechselt in seiner Beschaffenheit sehr. Meist ist es kieselhart, weiss oder gelblich, oft auch von Eisenoxyd röthlich; es enthält gelegentlich dunklere Einschlüsse. Dann erscheint es wieder bröckeliger, grobkörnig oder zart porös, blättrig, kieselsinterartig; gelegentlich lässt es sich leicht zu feinem, schneeweissem Pulver zerreiben, welches früher als Bianchetto nach Neapel transportirt wurde. Nach Doelter und Saba-

tini ist es ein stark caolinisirter und silificirter Tuff, nach ersterem dem Rhyolithtuff, nach letzterem eher dem geschichteten Trachyttuff zugehörig. Vom Rath nennt es einen verquarzten Rhyolith. Ich möchte mich Sabatini's Deutung anschliessen, denn vom Meer im Osten aus gesehen zeigt das Gestein deutliche Schichtung und verschiedene geröllige Zwischenlager, wie sie auch am Monte Guardia und an der Chiaja di Luna vorkommen. Ausserdem grenzt der Incensotuff südlich und nördlich an typischen Rhyolithtuff und, was das wichtigste ist, er setzt breit in die Tiefe, bildet also die Ausfüllmasse einer bedeutenden, vielleicht secundär eingerissenen Lücke im Rhyolithgebiet, nicht blos eine besondere Facies desselben, die durch in Spalten aufsteigende Dämpfe ihre charakteristische Eigenthümlichkeit erhielt.

Der Unterschied des Incensotuffes zu dem des Monte Guardia und der Chiaja di Luna liegt nur in der petrographischen Beschaffenheit, aber wir sehen auch den echten Trachyttuff an verschiedenen Punkten recht verschieden entwickelt, bald krystallinisch, bald conglomeratig, bald erdig, während der Rhyolithtuff sich sehr constant zeigt. Es ist nun von allen Beobachtern eine secundäre Einwirkung von Dämpfen auf den Incensotuff angenommen worden und als Beweis dafür lässt sich die eigenthümliche Zerfressenheit des Gesteins, seine bleiche Färbung und wohl auch die Ablagerung von Metallverbindungen in Klüften anführen. Ich möchte daher den Tuff vom Incenso, Punta del Papa und Insel Cavi als einen Trachyttuff hinstellen, so dass sich also sämmtliche Gesteine der Insel, deren Doelter 10 anführt, auf 4 reduciren würden, die zwei Epochen angehören: auf Rhyolithtuff und Rhyolith der ersten und auf den Trachyttuff und Trachyt der zweiten Epoche.

Die eigenthümliche Gestaltung des Incenso-Endes erweist sehr deutlich den verschiedenen Charakter des gebleichten und des Rhyolithtuffs. Im Bereich des ersteren stürzt das Inselplateau steil ab und hängt nur durch einen schmalen Grat mit der Punta dell' Incenso, einem quer vorliegenden Rhyolithfelsen, zusammen, dessen der Insel zugewendete Fläche noch stellenweis, besonders zur linken, die Pechsteinzone und vor dieser, in die Tiefe setzend, Tuff 1 zeigt. Während also Incensotuff und Rhyolith, weil sehr widerstandsfähig, sich gut erhielten, witterte die zwischengelagerte Schicht des Tuffes 1 und der Pechsteinsaum tief heraus und werden später vielleicht ganz verschwinden.

soll unter dem Guardia-Trachyttuff bis zur Küste zwischen Porta della Guardia und Fieno im Südwesten durchstreichen, wo er wiederum zutage tritt. Es lässt sich natürlich nicht das Gegentheil beweisen, ich möchte nur einwenden, dass ein Zusammenhang unmöglich erscheinen muss, weil wir zwischen beiden Endpunkten die Ausbruchsstelle des Trachyts und seines zugehörigen Tuffes zu suchen haben. — Gleichfalls durch gar nichts bewiesen ist der Zusammenhang der Rhyolithmassen, welche östlich von Ponza an der Einengung, an der Punta della Madonna und in deren drei vorgelagerten Felsen anstehen — selbst angenommen, dass diese zusammengehören — mit dem Rhyolith südlich an der Falconewand. Es ist wirklich unbegreiflich, wie Doelter hier einen schnurgeraden Gang (seinen ersten, den zweiten bei Sabatini) einzuzeichnen vermochte, da von Ponza aus bis hinter den Falconertücken auch nicht die Spur von Rhyolith zu finden ist, sondern am ganzen Nordabhang des Monte Guardia Trachyttuff vorkommt. — Für den zweiten Gang Doelter's, der anscheinend am deutlichsten ausgeprägt ist, habe ich bereits im zweiten Capitel gezeigt, dass die Nothwendigkeit, von einem Gang zu reden, durchaus nicht vorliegt. Er soll nach Doelter und Sabatini von dem nördlichen Theil der Falconewand bis zum Friedhof am Nordrand der kleinen Ponzascholle durchziehen: man trifft nun auch zwar, wenn man die sonst im Norden nur Tuff 1 zeigende Scholle umfährt, nahe dem Friedhof einige Rhyolithpartien, die vor den Tuff vorspringen, und vielfach sieht man hier noch die Pechsteinzone am Tuff angeklebt; aber eben diese Vertheilung lehrt, dass der Rhyolith nur seewärts sich vorfindet — wo er auch eine Klippe noch bildet und durch eine breite Tuffzone von den südlicheren Rhyolithvorkommen getrennt ist. Es ist ja möglich, dass in der Tiefe eine verbindende Spalte durchzieht, für die zutage tretenden Rhyolithmassen vom Kirchhof aus bis zur Falconewand ist aber die Gangnatur nicht nachweisbar.

Während im Tuff 1 Höhlenbildungen etwas normales sind und gerade am Nordrand der kleinen Ponzascholle viel beobachtet werden, finden sie sich im Rhyolith selten. Schöne Beispiele zeigt die Punta Santa Maria, wo besonders in der westlichen Grotte die Brandung sich tief in den säuligen Rhyolith einfrass und den rückständigen, sanft anlaufenden, flachen Strand mit klarem Kiesgrund bedeckte. Jetzt badet hier im Verborgenen die weibliche Einwohner-

dazu beitragen wird, unsere Kenntniss von der Geologie der altberühmten Ponzainsel zu erweitern.

Zusammenfassung.

Um die in den vorliegenden Schilderungen gewonnenen Befunde leichter zugänglich zu machen, füge ich eine kurze Zusammenfassung an. Nach meiner Auffassung würde sich folgendes Bild von der geologischen Entwicklung der Insel entwerfen lassen.

Auf den Bruchspalten einer alten Festlandscholle, die vielleicht nur wenig unter den Meeresspiegel untergetaucht war, entwickelte sich intensive vulcanische Thätigkeit, die zunächst grosse Massen eines rhyolithischen Tuffes aufhäufte und dann rhyolithisches Magma in vorhandene oder neu aufgerissene Lücken des Tuffes zu Stöcken oder Gangstöcken unter Bildung scharf ausgeprägter Contactzonen einzwangte. Vielleicht erfolgte an manchen Stellen die Bildung von Rhyolithtuff und Rhyolith gleichzeitig. Neben einigen grösseren Massivs (Ciglio del Guarnero, Monte tre Venti, Frontone, Monte Core) finden sich eine Anzahl unbedeutendere, die nur zum kleinen Theil auf von jenen ausstrahlenden Spalten (Rücken von Core bis Cala dell' Inferno, Schiavone) aufzusitzen, zumeist aber unabhängige Bildungen zu sein scheinen. Eine radiale Anordnung von Gangmassen im Sinne Doelter's und Sabatini's mit dem Hafen und der Cala dell' Inferno als Centren wird weder durch die wirkliche Form und Vertheilung der Rhyolithvorkommnisse, noch durch deductive Erwägungen annehmbar gemacht. — Nach längerer Pause, während welcher der Tuff vielfach von den Rhyolithstöcken abwitterte oder abgewaschen wurde, brach an mehreren Stellen (Monte Guardia, Chiaja di Luna, Incenso, Cavi, Porta del Papa [?]) durch Schlünde oder Spalten, die im Rhyolith oder im zugehörigen Tuff sich öffneten, trachytische Asche aus, auf die am Monte Guardia sich später eine Trachytdecke auflagerte. Die Scogli di Calzone muto, le Formiche und vielleicht auch die Punta della Guardia scheinen seitliche Lavaausbrüche ohne begleitenden Aschenauswurf darzustellen. Am Incenso, an Punta del Papa und Isola di Cavi wurde der trachytische Tuff durch Dampfexhalationen stark silificirt und caolinisirt.

Literaturverzeichnis.

1875. Cornelio Doelter: Die Vulcangruppe der pontinischen Inseln. Denkschriften der math.-naturwiss. Classe der k. Akademie der Wissenschaften zu Wien. Bd. XXXVI.
1882. J. Roth: Zur Kenntnis der Ponza-Inseln. Sitzungsberichte der kgl. preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. Bd. XXIX.
1886. Vom Rath: Ein Besuch der Insel Ponza. Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande etc. 5. Folge, 3. Jahrgang, pag. 137—149.
1887. Fr. Eigel: Ueber einige Eruptivgesteine der pontinischen Inseln. Mineralogische und petrographische Mittheilungen von Tschermak. Bd. VIII.
1893. V. Sabatini: Descrizione geologica delle isole Pontine. Bollettino del R. Comitato geol. d'Italia. Bd. XXIV.
-

III. Zinnober von Schönbach bei Eger.

Von Prof. Dr. Gustav C. Laube.

Georg Agricola erwähnt in seinen Schriften mehrfach eines Quecksilberbergwerkes von Schönbach bei Eger. So in *de natura fossilium* Lib. VIII.¹⁾: „Venae autem siccae non gignunt argentum vivum, qua res causa est, cur Schonbachii inveniatur tam raro.“ Lib. X.²⁾: „At id genus argentum vivum vel cocci modo rubet ut Schonbachi vel iecoris colorem habet.“ In *de veteribus et novis metallis* Lib. I.³⁾: „Argento autem vivo in Boemia foecundum est Schonbachum.“ Lib. II.⁴⁾: „Nova argenti vivi metalla sunt in Germania magna quatuor: primum Schonbachi quod oppidum situm in his suditis montibus, qui Voitelandiam a Boemia separant, parum quidem est, sed ex pulcherrima rubentis minii vena nobile et clarum.“ Ferner liest man im *Bermannus*⁵⁾: „Argenti vero vivi magna admodum copia reperitur Schonbachii, quod ipsum quoque in Boemicis moctibus situm est“, und weiter⁶⁾: „Miniarium metallum non procul hinc Schonbachi quod est ad Egram sub ditione comitis Alberti Sliconis.“

Dass es sich um einen Fundort handelt, wo das Quecksilbererz als Zinnober vorkam, geht nicht nur aus den angezogenen Stellen 2. 4 und 5 hervor, es wird auch im Index Schönbach als „metallum miniarium“ aufgeführt. Widersprechend ist die Angabe über die Menge des Vorkommens. In den Stellen 1 und 4 wird dies als ein seltenes, in der 5. dagegen als ein reichliches bezeichnet. Immerhin scheint dasselbe bei den Zeitgenossen Beachtung gefunden zu haben. So berichtet z. B. auch der berühmte Mailänder Arzt Hieronymus

¹⁾ Editio Froben, Basileae, 1546, pag. 335.

²⁾ *ibid.*, pag. 365.

³⁾ pag. 400.

⁴⁾ pag. 408.

⁵⁾ pag. 427.

⁶⁾ pag. 460.

Cardanus in seinem Werke de Subtilitate Lib. V¹⁾): „In Elbogano Bohemiae Seombachi vena minii inventa est.“

Allen Anscheine nach aber war die Ergiebigkeit doch keine dauernde, denn schon Petrus Albinus berichtet über das Schönbacher Bergwerk in seiner Meissnischen Bergchronica²⁾: „Die folgenden sein beruffene Quecksilber Bergwerck in der Kron Behem: Erstlich Schönbach unter den Schlickken bey Adorff und Eger gegen die Kuttenuaid, welches im Agricola gar oftmals gedenkt wird. Ist der Schönbachische Zinnober sonderlich beruffen, doch gedenkt Agricola das sich allbereit bey seiner Zeit das Quecksilber, so in dem natürlichen und gegrabenen Zinnober daselbst gefunden worden, abgeschnitten.“ — Der Verfasser stützt seine Mittheilung auf die oben angeführten Stellen Agricola's, namentlich auf die zuerst angeführte, und deutet an, dass schon zu Agricola's Zeit das Vorkommen abgenommen habe.

Graf Caspar Sternberg's Umriss einer Geschichte der böhmischen Bergwerke³⁾ enthält darüber folgende Mittheilung: Im Jahre 1563 wurde unterm 1. März einer Gewerkschaft, welche in alten verlassenen Stollen bei Oberschönbach Zinnober entdeckte, eine sechsjährige Zehndfreiheit ertheilt. Es waren damals 50 Centner Quecksilber erobert, die Gewerken hofften in demselben Jahre noch 20—30 Centner zu machen. Die nachgesuchte Bergfreiheit wurde der Gewerkschaft jedoch nicht hinausgegeben. „Dieser Berghau muss nicht weiter verfolgt worden sein⁴⁾, da in dem Verkaufbriefe über die beiden freien Steuerehn Königsberg und Schönbach vom Jahre 1597 nur die etwa in Zukunft zu entdeckenden Bergwerke vorbehalten werden, das Eisenbergwerk aber in Kauf gegeben wird, ohne von dem Quecksilber eine Meldung zu machen.“

Darnach muss angenommen werden, dass bereits 1563 die seinerzeit dem Agricola bekannt gewordenen Stollen verlassen, und wenn man auf das Wort „entdeckt“ Gewicht legt, dass das Vor-

¹⁾ Hieronymi Cardinali Medicinensis medici de subtilitate Lib. XXI. Basilee per Ludovicum Lucium, 1554, pag. 169.

²⁾ Meissnische Berg-chronica, Dresden 1590, pag. 68.

³⁾ Bd. I, pag. 310 ff.; Quecksilberbergwerk in Oberschönbach.

⁴⁾ Siehe Note I auf nächster Seite.

kommen von Zinnober bei Schönbach bereits in Vergessenheit gerathen war.¹⁾

Prof. Dr. Reuss berichtet im „Lotos“ für 1856²⁾ über „Neue Mineralfundorte in Böhmen“ zunächst über die des Zinnobers. Dort heisst es: „Im hiesigen (Prager) Museum finden sich Proben von Zinnober aus dem Glimmerschiefer von Schönbach; er ist theils in kleinen derben Partien in dem das Gebirgsgestein durchsetzenden Quarz eingewachsen, theils auf demselben in krystallinischen Partikeln und dünnen Anflügen aufgewachsen.“ Auf diese Mittheilung stützt sich v. Zepharovich in seinem mineralogischen Lexikon für das Kaiserthum Oesterreich (Bd. I, pag. 479).

Dr. August Maria Glückselig erwähnt in seinem Verzeichniss der Mineralien des Egerer Kreises³⁾ das Vorkommen des Zinnobers bei Schönbach nur nach Sternberg's Geschichte als vorgekommen sein sollend.

Meinem verehrten Freunde Herrn Sanitätsrath Prof. Dr. Wilh. Gintl verdanke ich die Mittheilung einiger Proben dieses offenbar sehr wenig gekannten Vorkommens, die in neuester Zeit auf den letzten Resten der alten, nunmehr fast gänzlich verschwundenen Halden bei einer noch heute „Zech“ benannten Häusergruppe nächst Oberschönbach, etwa zwei Kilometer nördlich von Schönbach, aufgefunden worden sind. Sie stimmen im allgemeinen mit der Angabe von Reuss. Der Zinnober erscheint in kleinen Drusen oder eingesprengt in weissen Gangquarz. In ersteren erkennt man dünnblättrige Individuen, mit der Lupe glaube ich auch einen kleinen tafelförmigen Krystall bemerkt zu haben, oft mit deutlicher Horizontalstreifung der Fläche, starkem Glanz und schön carminroth durchscheinend, sonst lassen sich nur cochenillrothe mehr weniger deutlich krystallinische Anflüge erkennen. Das eine vorliegende Handstück zeigt eine Stärke von etwa 1·5 Centimeter und ist beiderseits mit eisenschüssigem Phyllit bedeckt. Brauneisenstein scheint eine Art Salband zwischen dem Quarz und Schiefer zu bilden, so dass man

¹⁾ Johannes Mathesius zählt in der Vorrede zur Sarepta (Ausgabe Nürnberg 1564) das Quecksilberbergwerk Schönbach noch mit auf.

²⁾ pag. 118 ff.

³⁾ Dr. A. M. Glückselig, Das Vorkommen der Mineralien im Egerer Kreise Böhmens. Karlsbad 1862, pag. 70.

in diesem Stücke wohl das Gangvorkommen vor Augen hat. Herr Professor Gintl gestattet mir, hier noch mitzutheilen, dass das Schönbacher Ganggestein nach seinen Untersuchungen 1—1·2⁰/₀ Quecksilber, was 1·16—1·4⁰/₀ Zinnober entspricht, enthält.¹⁾

¹⁾ Bei der Durchsicht alter Quellen über das Zinnobervorkommen von Schönbach stiess ich in Johann Mathesius' Sarepta (Ausgabe 1564), Fol. XL b und XLII b auf die Mittheilung, dass auf dem St. Lorenz- und St. Dorotheengang und ebenso in Plan derber, durchsichtiger Zinnober vorgekommen sei, den man für Rothgölten gehalten und verkauft und dessen richtige Natur man erst erkannt habe, als sich das vermeintliche Silbererz im Ofen verflüchtigte. Es sei mir erlaubt, dies hier mitanzuführen, da über Vorkommen von Zinnober auf Joachims-thaler Gängen nichts bekannt ist.

IV. Notizen.

Preisaufrage. Die fürstlich Jablonowski'sche Gesellschaft in Leipzig schreibt für das Jahr 1899 folgende Preisaufrage aus:

Seitdem im Jahre 1818 Beudant die Abhandlung: „Recherches sur les causes qui déterminent les variations des formes cristallines d'une même substance minérale“ veröffentlicht hat, sind mit Ausnahme vereinzelter specieller Studien und der Arbeit von Heinrich Vater über den Einfluss der Lösungsgenossen auf die Krystallisation des Calciumcarbonats umfassendere experimentelle Untersuchungen über das Zustandekommen der verschiedenen Krystallgestalten oder deren Combinationen bei einer und derselben krystallisirenden Substanz nicht mehr angestellt oder wenigstens nicht mehr mitgetheilt worden, trotzdem die künstliche Darstellung von Krystallen erhebliche Fortschritte gemacht und grosse Ausdehnung gewonnen hat. Angesichts der Bedeutung, welche neue Forschungen auf diesem Gebiete voraussichtlich auch für das Verständnis der bei einer und derselben Mineralart hervortretenden Gestaltungsgegensätze haben würden, stellt die Gesellschaft die Aufgabe:

Es sollen unter Berücksichtigung der den Gegenstand behandelnden Literatur auf experimentellem Wege Beiträge zur Lösung der Frage geliefert werden, von welchen Verhältnissen bei krystallisirenden Substanzen die Entstehung der verschiedenen einzelnen Krystallformen oder die gegenseitige Combination derselben abhängig ist. Es wird gewünscht, dass namentlich dabei solche Substanzen in Betracht gezogen werden, welche eine Verallgemeinerung der gewonnenen Resultate auf die natürlichen Mineralvorkommnisse zulassen würden.

Preis 1000 Mark.

Die anonym einzureichenden Bewerbungsschriften sind in deutscher, lateinischer oder französischer Sprache zu verfassen, müssen deutlich geschrieben und paginirt, ferner mit einem Motto versehen und von einem versiegelten Umschlage begleitet sein, welcher auf der Aussenseite das Motto der Arbeit trägt, inwendig den Namen und Wohnort des Verfassers angibt. Jede Bewerbungsschrift muss auf dem Titelblatte die Angabe einer Adresse enthalten, an welche die Arbeit für den Fall, dass sie nicht preiswürdig befunden wird, zurückzusenden ist. Die Zeit der Einsendung endet mit dem 30. November 1899 und die Zusendung ist an den Secretär der Gesellschaft zu richten. Die Resultate der Prüfung der eingegangenen Schriften werden durch die Leipziger Zeitung im März oder April des folgenden Jahres bekannt gemacht. Die gekrönten Bewerbungsschriften werden Eigenthum der Gesellschaft.

Berichtigung.

Auf pag. 7 meiner Arbeit „Ueber den Schichtenbau der Krystalle“ hat sich ein Irrthum eingeschlichen, den ich hiemit richtigstellen will. Es heisst daselbst, dass die Gesteine „mit violettem Augit reichlich Titanit führen, welcher den phonolithartigen Tephriten, deren Augite grün sind, vollständig fehlt.“ Dies ist unrichtig, wie aus Graber's Arbeit selbst hervorgeht. (Vergl. d. Zeitschr., Bd. XV, pag. 319.)

A. Pelikan.

V. Literatur.

Physik, Chemie, Krystallographie.

- Dölter C.: Verhalten der Mineralien gegenüber den Röntgen'schen X-Strahlen. — Vorläufige Mittheilung. Graz 1896.
- Derselbe: Ueber das Verhalten der Mineralien zu den Röntgen'schen X-Strahlen. — Mitth. des naturw. Vereines f. Steiermark, 1895.
- Halle Gustav: Neues vervollständigtes Dichroskop, ein neuer Schleifapparat für Mineralogen, Handmikroskop für Mineralogen und Petrographen. — Sonderabdruck aus den Verhandlungen der 67. Naturforscher-Versammlung, Lübek 1895; auch Neues Jahrb. f. Min. 1895, II.
- Leiss C.: Ueber neuere Instrumente und Vorrichtungen für petrographische und krystallographische Untersuchungen. (Mitth. aus der R. Fuess'schen Werkstätte in Steglitz bei Berlin.) — Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. X, 1896.
- Linck G.: Beitrag zu den Beziehungen zwischen dem Krystall und seinem chemischen Bestand. — Zeitschr. f. physik. Chemie. XIX, 2, 1896.
- Ortloff W.: Beitrag zur Kenntnis eutropischer Reihen. — Zeitschr. f. physik. Chemie. XIX, 2, 1896.
- Rinne F.: Ueber die physikalisch-chemische Einwirkung von Schwefelsäure und Salzsäure auf Heulandit und über ein leicht zu gewinnendes krystallisirtes Siliciumdioxid. — Neues Jahrb. f. Min. 1896, I.
- Schwarzmann Max: Hilfsmittel, um die Ausrechnung der Mallard'schen Formel zu ersparen. — Neues Jahrb. f. Min. 1896, I.
- Wulff Ludwig: Zur Morphologie des Natronsalpeters. — Sitzungs-Ber. der Berliner Akad. der Wissensch. 1896, VIII.

Mineralogie.

- D'achiardi Giovanni: Le Tormaline del Granito Elbano; parte seconda. — Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie. Vol. XV.
- Bauer Max: Edelsteinkunde, Lief. 7. — Leipzig, Chr. Herm. Tauchnitz, 1896.
- Forbes E. H.: Epidote from Huntington, Mass. and the optical properties of Epidote. — American Journal of Science. Vol. I, 1896.
- The Journal of the College of Science, Imperial University, Japan, Vol. IX, Part I. T. Miki, Notes on the Topaz from Mino. Tokyo 1895.
- Lacroix A.: Collection de Minéralogie du Musée d'histoire naturelle. Guide du visiteur. — Paris 1896.

Penfield S. L. and Forbes E. H.: *Fayalite from Rockport, Mass., and on the optical properties of the Chrysolite-Fayalite-Group and of Monticellite.* — *American Journal of Science*. Vol. I, 1896.

Schimpff W.: *Untersuchung eines Sylvins (Knistersalz) von Stassfurt.* — *Zeitschr. f. Kryst.* 1896.

Geologie, Petrographie.

Bayley W. S.: *Spherulitic Volcanics at North Haven, Maine.* — *Bull. Geol. Soc. Am.* Vol. VI, 1894.

Derselbe: *The Basic Massive Rocks of the Lake Superior Region. IV. The Peripheral Phases of the Great Gabbro Mass of Northeastern Minnesota.* — *Journal of Geology*. Vol. II, Nr. 8 and Vol. III, Nr. 1. Chicago 1895.

Derselbe: *A Summary of Progress in Petrography in 1895 from monthly notes in the „American Naturalist“.* Waterville ME. 1896.

Bauer Max: *Der Jadeit und die anderen Gesteine der Jadeit-Lagerstätte von Tannuaw in Ober-Birma.* — *Jadeit von „Tibet“.* — *Neues Jahrb. f. Min.* 1896, I.

Bergeat A.: *Cordierit und granatführender Andesit von der Insel Lipari.* — *Neues Jahrb. f. Min.* 1895, II.

Bittner A.: *Bemerkungen zur neuesten Nomenclatur der alpinen Trias.* — Wien, Selbstverlag des Verfassers, 1896.

Bücking H.: *Bericht über die Aufnahme der südwestlichen Ecke des Blattes Molsheim und die Untersuchungen im paläozoischen Gebiete des oberen Breuschthales.* — *Bericht der Direction der geolog. Landes-Untersuchung von Elsass-Lothringen für das Jahr 1895.*

Cohen E.: *Zusammenstellung petrographischer Untersuchungsmethoden nebst Angabe der Literatur.* Dritte, vermehrte und verbesserte Auflage. — Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch), 1896.

Diener C.: *Der geologische Bau der Sedimentärzone des Central-Himalaya zwischen Milam und dem Niti-Pass.* — *Verhdl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt.* 1895, Nr. 14.

Duparc L. und Kilian W.: *Note sur une collection de roches recueillies par M. G. Tardieu dans les Alluvions actuelles de la Durance (avec Notes de M. P. Termier).* — *Bull. de la Soc. Géolog. de France.* (3.) Tome XXIII, 1895.

Duparc L. et Mrazec L.: *Nouvelles recherches sur le Massiv du Mont-Blanc.* — *Archives des sciences physiques et naturelles.* (3.) Tome XXXIV.

Henderson J. M. und C.: *Der Glimmersyenit von Rothschönberg bei Deutschendorf im Königreich Sachsen.* — *Inaugural-Dissert. Jena* 1895.

Michel-Lévy: *Étude pétrographique des Albitophyres du bassin de Leval.* — *Comptes rendus*, 3. Février 1896.

Rinne F.: *Ueber Diabasgesteine in Mitteldevonischen Schieferen aus der Umgebung von Goslar am Harz.* — *Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. X.*

Schmidt C.: *Géologie de Zermatt et sa situation dans le système alpin. Géologie du massif du Simplon.* — *Archives des sciences physiques et naturelles.* (3.) Tome XXXIV, 1895.

- Uhlig V.: Das unterirdische Wasser und seine Bewegung. — Sammlung gemeinnütziger Vorträge, herausgegeben vom Deutschen Vereine zur Verbreitung gemeinnütziger Kenntnisse in Prag. Nr. 209, 1896.
- Vacek M.: Einige Bemerkungen, betreffend das geologische Alter der Erzlagerstätte von Kallwang. — Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1895, Nr. 11.
- Vogt J. H. L.: Beiträge zur genetischen Classification der durch magmatische Differentiations-Processe und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen. — Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1894, 1895.
- Zeller R.: Nachträge zu meinem geologischen Querprofil durch die Centralalpen. — Mitth. der Naturforscher-Gesellschaft in Bern. 1896.



VI. Die Gabbrogesteine in der Umgebung von Ronsperg in Böhmen.

Von **Fr. Martin.**

Mit einer Tafel in Lichtdruck (II) und 6 Figuren im Text.

Ueber Anregung von Herrn Prof. Dr. L. C. L a u b e unternahm ich zu Pfingsten 1894 einen mehrtägigen Ausflug nach Ronsperg, um die dortigen Gabbrovorkommnisse zu begehnen. Ein längerer Aufenthalt daselbst im Sommer desselben Jahres setzte mich in Stand, die begonnenen Beobachtungen fortzusetzen und zu ergänzen, sowie das nöthige Untersuchungsmaterial aufzusammeln.

Das Auftreten der Gabbros in dieser Gegend ist schon im Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt¹⁾ erwähnt und in der von J o k e l y redigirten geologischen Karte von Böhmen²⁾, Blatt XXIII und XVII, eingetragen. Da jedoch v. H o c h s t e t t e r diesem interessanten Gesteine nur einige wenige Zeilen widmet, auf den genannten Kartenblättern Gabbro und Diorit nicht unterschieden sind, eine jede nähere Kenntniss mangelt (auch K a t z e r beschränkt sich in seiner „Geologie von Böhmen“ auf die von v. H o c h s t e t t e r gemachten Angaben), war die Untersuchung dieses Materials sehr wünschenswert und lohnend, und bot manches Neue.

Das von mir begangene Gebiet erstreckt sich westlich von Pabelsdorf, Weissensulz, Wasserau, Berg, Zeisermühle, Münchsdorf

¹⁾ Dr. Ferd. v. Hochstetter, Geognostische Studien aus dem Böhmerwalde. IV., Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1855, pag. 749 u. f.

²⁾ Geolog. Spezialkarte von Böhmen. K. k. geolog. Reichsanstalt, Blatt XXIII und XVII.

bis Alt-Possigkau, südlich von hier über Tannawa gegen Gross-Luschenz, östlich von hier über Pirk, Metzling, Sirb, Rouden, Schüttarschen, Amplatz gegen Widlitz, nördlich von hier über Wabitz nach Pabelsdorf. Den nördlichen Theil dieses Gebietes zog ich speciell nur wegen der angegebenen Dioritvorkommnisse um und am Lichonberg in's Feld meiner Betrachtung. Leider sind nur sehr wenige Aufschlüsse in der ganzen Gegend, so am Futschaberg, am Abhange westlich der Wohnischer Mühle, theilweise endlich süd-östlich von Hoslau am Fusse von Côte 511, wo ich nur noch einen ausgezeichneten Turmalingranit als Liegendes des dortigen Gabbros constatiren konnte, ohne diesen selbst in anstehenden Massen beobachten zu können, sondern nur mehr in oft mehrere Cubikmeter grossen Blöcken. Zahlreich sind diese, bald grösser, bald kleiner über Côte 511 bei Hoslau und den Ankawaberg, in einzelnen Lesesteinen auch bis nahe dem „Schwarzen Berg“ und über die Abhänge südöstlich gegen Ronsperg verstreut. Getrennt durch den Lauf des Piwonkabaches liegt eine zweite Ausbreitungszone südwestlich von Ronsperg, wo das Gestein am Futschaberge und am Abhange gegenüber der Wohnischer Mühle, wie bereits erwähnt, aufgeschlossen ist. Lesesteine reichen bis in den Gemeindewald südlich von Klein-Semlowitz, grössere Blöcke eines Olivin-Gabbros über den „Rothen Berg“ bis Alt-Parisau. Ein drittes, von diesen getrenntes Vorkommen ist jenes um und in Meden, sowie beim Westeingang in das Dorf Sirb, ein in grossen, abgerundeten Blöcken auftretender Olivin-gabbro, welcher nicht nur makroskopisch jenem von Alt-Parisau ähnlich ist, sondern auch mikroskopisch mit ihm die engste Fühlung hält. Was den längs des Lichonberges eingetragenen „Diorit“ betrifft, so fand ich daselbst weder einen solchen, noch ein gabbroartiges Gestein, sondern nur körnigfaserigen, feldspathigen Amphibolit.

A. Geologischer Theil.

Der Gabbro scheint in seinem Auftreten an den Hornblende-schiefer gebunden zu sein und steht auch vielleicht mit dem Pegmatite in irgend einer Beziehung. Er spielt überall eine untergeordnete Rolle. Von den drei Verbreitungsbezirken haben wir schon früher gesprochen, die sich auf ebensoviele Eruptiv-(sc. Intrusiv-)

Centra zurückführen liessen, auf das vom Futschaberge, das von Hoslau und das von Medau-Sirb.

Die Gabbros sind theils echte Diablag- oder Smaragdiggabbros, theils Olivinhypersthengabbros, dazu treten noch Peridotit, Norit und Diorit. Interessante Erscheinungen sind: die oft weit vorgeschrittene Sausuritisirung der Feldspathe, die zahlreichen Umwachsungen und gesetzmässigen Aufeinanderfolungen einzelner Bestandtheile, das Auftreten von Quarzdioritgängen an der Grenze gegen den Hornblende-schiefer bei der Wohnschner Mühle, sowie jene Erscheinung, die schon v. Hochstetter von diesem Orte erwähnt und die ich später am Futschaberg wieder fand: das Uebergehen des Gabbros gegen den Amphibolit in ein quarzdioritähnliches („granitähnliches“, v. Hochstetter) Gestein. Leider konnte dieser Uebergang, da der Gabbro an dieser Grenze bereits so weit zersetzt ist, dass er bei Berührung in Gruss zerfällt, nicht weiter verfolgt werden.

I. Lagerung des Gabbros von Wohnischen—Alt-Parisau.

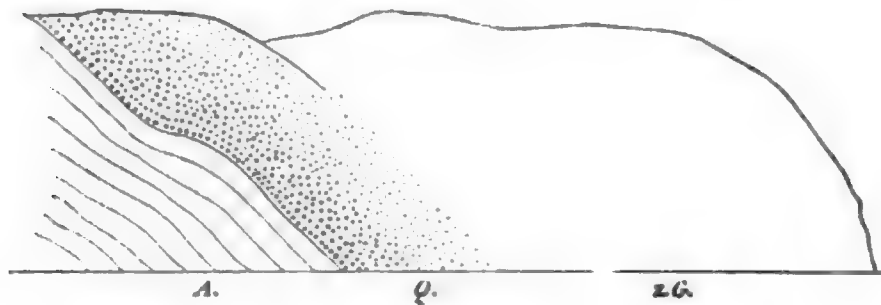
Wenn wir die einzelnen Vorkommen in's Auge fassen, so hätten wir mit dem hinter der Wohnschner Mühle als dem vollständigsten Anschluss zu beginnen. Doch ist der olivinfreie Gabbro hier schon so zersetzt, dass ich selbst aus den verhältnismässig festesten Stücken keinen Dünnschliff mehr erhalten konnte. Ich beschränke mich daher darauf, das anzuführen, was ich in Bezug auf seine Lagerung und sein Verhältnis zum anlagernden Amphibolit an Ort und Stelle gesehen habe.

Unmittelbar gegenüber der Mühle ¹⁾ lagert ein Amphibolit, ziemlich feinkörnig, wie er von hier gegen Metzing sich überall findet. Diesem zunächst steht ein quarzdioritähnliches Gestein an, das stellenweise schräg gegen die Schieferung des Amphibolits absetzt, und selbst scharfkantige Bruchstücke desselben anschliesst, sowie Apophysen in denselben entsendet. Zwischen diesem Gesteine und dem stark angegriffenen, darauffolgenden Gabbro konnte die Grenze nicht festgestellt werden, vielmehr sieht man das Gestein rasch quarzärmer und feldspatreicher werden unter Aufnahme eines uraltisirten Diablags, so dass etwa 1 Meter von der Grenze das Gestein — makroskopisch wenigstens — keinen Quarz mehr erkennen lässt.

¹⁾ Siehe die Fig. 1 auf folgender Seite.

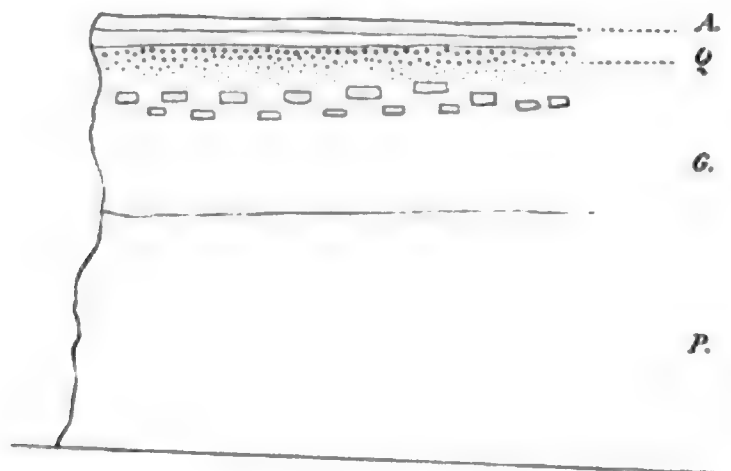
Ein scharf abgesetzter Gang im Amphibolit, feinkörnig und frisch, war, wie das Mikroskop lehrte, ein Quarzdiorit. Parallel zu diesem streichend fand sich ferner ein Gang von reinem Pyroxenfels. Beide diese Gänge waren je 4–5 Centimeter mächtig. Oberhalb dieser Stelle auf Côte 437 und auf Pohaitschen sind zahlreiche Pegmatitgruben, die

Fig. 1.



auf Feldspath abgebaut werden. In einer derselben fuhr man auch Gabbro an. Herr Prof. Laube hatte die Freundlichkeit, mir das Profil jenes Vorkommens mitzuteilen. Es lagerte zu unterst Pegmatit, darüber Gabbro, während das Hangende von Amphibolit gebildet wurde. Bei meiner Ankunft war jener Aufschluss schon verschüttet, so dass ich über das Vorhandensein der quarzreichen Zone nichts mehr ermitteln konnte. Doch stimmt diese Lagerung mit

Fig. 2.



jener überein, welche ich an einem Aufschluss am Fusse des Futschaberges (Fig. 2) beobachtete. Auch hier lagert zu tiefst Pegmatit, darüber fast wagrecht der Gabbro, der an der oberen Grenze grosse Diallage führt, worauf sich ebenfalls wieder Quarz einstellt, welcher beson-

ders gegen den horizontal darüber lagernden Amphibolit reichlich wird. Die Zone der grossen Diallage wird hier mehrere Decimeter, die des quarzführenden Gesteins meist nur einige Centimeter mächtig.

Diese Beobachtungen würden demnach zu folgender Auffassung führen: Der Gabbro bildet ein intrusives Lager zwischen Pegmatit und Amphibolit, welcher letzterer den Gabbro mantelförmig umlagert und von gangförmig auftretendem Eruptivgestein durchbrochen wird. Der Gabbro besitzt eine kieselsäurereiche Randzone. Ueber das Verhältnis des Gabbro zum Pegmatit geben die vorhandenen Aufschlüsse keine Auskunft. Pegmatit bildet aber auch ausserhalb des Bezirkes des Gabbros im Amphibolit Gänge. Vielleicht bringen zukünftige Beobachtungen die wünschenswerte Aufklärung.

Sowohl am Fusse des Futscha- wie des „Rothen Berges“ liegen Blöcke eines bläulich- oder röthlich-grauen Olivingabbros. Im Zusammenhang mit dem anstehenden olivinfreien Gabbro wurden sie nicht beobachtet. Dass ein Zusammenhang besteht, beweist ihr Vorkommen im Verbreitungsgebiet des Gabbros, welcher Art aber derselbe ist, lässt sich bei dem Mangel an Aufschlüssen nicht ermitteln.

Ebensolche Blöcke eines derartigen Gesteines findet man einige hundert Schritte vom Dorfe Alt-Parisau entfernt, westlich zwischen der Weggabelung und dem Kreuze, ein sehr zähes Gestein von mittlerer Korngrösse und blaugrauer Farbe. Doch fand ich hier Diallag-, respective Smaragditgabbro nirgends mehr vor, abgesehen von zwei, etwa handgrossen Lesesteinen.

2. Das Vorkommen bei Hoslau.

Um Hoslau findet sich der Gabbro nur in losen Findlingen, anstehend habe ich hier in der Zone seines Auftretens nur Amphibolit und einen Turmalinpegmatit gefunden. Die Ausdehnung seines Vorkommens ist eine ziemlich grosse: vom Granite des Steinhügels an bis zum Gipfel von Côte 560, von hier längs des Grates zum Ankawaberg (Côte 547), von diesem weiter im Schwarzholz, und auf dessen südwestlichen Abhängen gegen Ronsperg.

Das Hauptgestein ist ein titanitführender Smaragditgabbro, zwischen dem sich frischer Olivingabbro und Knauern eines Peridotits finden, und am Gipfel des Steinhügels Norit. Obzwar der Olivin-gabbro sich mehr randlich, der Norit an der Grenze gegen Granit,

der Peridotit zerstreut vorfindet, erlaubt doch das Vorkommen von nur losen Blöcken keinen auch nur halbwegs gültigen Schluss auf die Lagerung.

3. Das Vorkommen von Meden-Sirb.

Was endlich das Vorkommen von Meden anbelangt, so erscheint der Olivingabbro hier in grossen, abgerundeten Blöcken von blaugrauer Farbe und mittelgrossen Körne. Solche findet man am nördlichen Eingange zur Ortschaft, um den Dorfteich, sowie bei der südöstlich gelegenen Ziegelhütte. Auch an der Nordseite von Sirb liegen solche Gabbroblöcke angehäuft. In der ganzen Gegend fand ich aber keinen Diablagabbro.

B. Petrographischer Theil.

I. Olivingabbro.

Der Olivingabbro von der Wohnschrner Mühle.

Als typisches Beispiel führe ich zunächst dieses Gestein an. Das untersuchte Material stammt von einem grossen, abgerundeten Blocke am Fusse des stark zersetzten, anstehenden Saaragdtgabbros. Vorherrschend ist ein trikliner Feldspath, meist in längeren gestreckten Formen, weiter Diablag mit einem Hornblendesaum und Olivin, welcher in mitunter fast idealer Weise von Umwandlungsproducten umgeben ist.

Beim Plagioklas sind die Albitlamellen oft sehr schmal, auskeilend. An einzelnen Individuen wurde auch das Karlsbader und Periklingsetz nachgewiesen. Der Abstand der optischen Axen B in Albitwillingen ergab 20° , also $\varphi = 10^\circ$, was nach den Untersuchungen von Becke¹⁾ einem basischen Bytownit $Ab_{25}An_{75}$ entspricht. Die grösste gemessene Ausbiegungsschiefe an symmetrisch ausbiegenden Zwillinglamellen betrug 39° , was ebenfalls auf einen Bytownit hinweist. An Einschlüssen sind feine, nadelförmige Mikrolithe von dunkler Farbe, reihenweise angeordnet, zu erwähnen, die zahllos den Krystall durchschwärmen, deren Natur sich aber

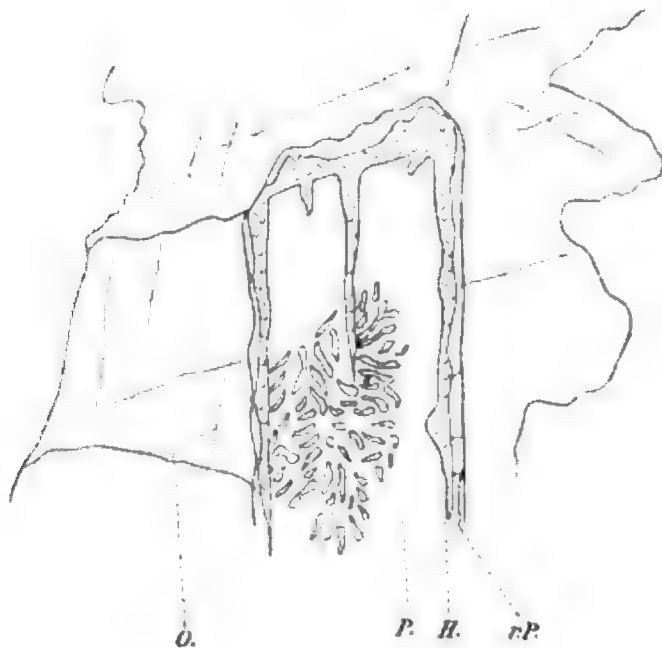
¹⁾ Bestimmung kalkreicher Plagioklas durch die Interferenzbilder von Zwillingen. Diese Mittheilungen, Bd. XIV.

nicht näher feststellen liess. Der Olivin ist frisch, von geradlinig gestellten Magnetittheilchen durchzogen, die mitunter auch verzweigte, federartige oder farrenkrautähnliche Figuren bilden. Der Diallag, reichlich in ziemlich grossen, oft geradlinig begrenzten und dann der Länge nach gestreckten Formen vorhanden, ist farblos oder gelblichgrün oder zartröthlich. Gewisse Schnitte zeigen die Eigenschaft, dass bei gekreuzten Nicols schmale, farbige Bänder erscheinen, die parallel verlaufend einander in allen Windungen folgen. Beim Drehen des Objecttisches wechseln die Farben, doch löscht ein solcher Schnitt nie vollständig aus. Näheres über diese beim Diallag unserer Gabbrogesteine verbreitete Erscheinung siehe später. Der Diallag ist ausserdem randlich von einer braunen Hornblende umwachsen, von der auch kleinere Partien durch das ganze Innere zerstreut liegen. Der Saum und die Flecken löschen alle gleichzeitig aus und sind mit dem Diallag parallel orientirt. Zirkel¹⁾ nennt die regelmässige Verwachsung zweier gleichzeitig gebildeter Gemengtheile, ohne dass aber zwischen beiden eine Gesetzmässigkeit in Bezug auf die krystallographische Orientirung stattfindet: Implicationsstructur. Um eine eben solche gegenseitige Wachstumsabhängigkeit zweier Minerale handelt es sich auch in unserem Falle, nur dass ausserdem beide noch parallel orientirt sind. Ich möchte daher den Begriff der Implicationsstructur erweitern, und als solche eine jede regelmässige Um- und Verwachsung zweier gleichzeitig gebildeter Individuen verschiedener Minerale verstehen, wo alle Theile desselben Krystalles gleichmässig auslöschen. Nun können die beiden Individuen parallel orientirt sein — wie in vorliegendem Falle —, dann sprechen wir von einer parallelen Implicationsstructur, oder die beiden Individuen sind beliebig anders gegen einander orientirt, dann ist es eine nicht parallele Implicationsstructur (Implicationsstructur im Sinne Zirkel's). — Als Hypersthen wurde ein rhombischer Pyroxen (c = fleischroth, a = bläulichgrün) bestimmt, der aber nicht viel vertreten ist. Die Hornblende ist zweierlei Natur. Erwähnt haben wir bereits die mit dem Diallag verwachsene braune Hornblende. Ihre Abgrenzung jenem gegenüber ist bald mehr, bald minder stark eingebuchtet, oft ragt sie auf Spaltrissen in ihn hinein.

¹⁾ F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl., Bd. I, pag. 469.

Diese Verhältnisse stellt sehr deutlich Tafel II, Fig. 5 dar. In der Nähe dieser Säume hat der Plagioklas eine etwas andere Orientierung als im Kerne, was auf eine Aenderung der chemischen Constitution hinweist. Es kommt aber noch eine grüne Hornblende vor, die als secundäres Mineral viel jüngeren Ursprungs ist. Sie zeigt in ihrer feinen Faserung $c = \text{hellgrün}$, $a = \text{blassgelb}$. In sie eingestreut findet man stark licht- und einfachbrechende Körnchen, die mit den von Prof. Becke gefundenen Spiuellen¹⁾ zu identificiren sind. Auch die grüne Hornblende dringt in den Feldspath ein. So ist nachstehend ein Plagioklas abgebildet, der von Olivin umschlossen

Fig. 3.



wird. Er ist von einer granulirten Hornblendehülle umgeben, die auf einem Spalt in die Mitte des Krystalls vordringt. Der Kern des Feldspates ist von ovalen oder wurmförmigen Hornblendefasern durchsetzt, welche Verwachsung für die secundäre Entstehung der grünen Hornblende spricht. Zwischen Olivin und Hornblende liegt eine sehr schmale Zone rhombischen Pyroxens, eine Erscheinung, welche in den Olivinabbros des Gebietes sehr häufig ist, und welche gewöhnlich so gedeutet wird, dass der rhombische Pyroxen sich nach dem Olivin und vor dem Feldspath aus dem Magma ausscheidet.

¹⁾ F. Becke, Hornblende und Anthophyllit nach Olivin. Diese Zeitschrift, Bd. IV, pag. 450.

An der vorliegenden Stelle umwächst aber der Olivin den Plagioklas, der mit ziemlich gut erhaltener Form in den Olivin hereintragt. Hieraus muss man schliessen, dass die Ausscheidung des Olivins noch fortanerte, als bereits Plagioklas zu krystallisiren begonnen hatte; und an der abgebildeten Stelle muss man den Olivin für jünger als Plagioklas erklären.

Wenn nun dennoch auch hier der Olivin durch einen Saum von rhombischem Pyroxen gegen den Feldspath abgegrenzt wird, erscheint es wahrscheinlicher, dass diese Pyroxensäume überhaupt nicht als Ausscheidungen aus dem Magma, sondern als secundäre Zwischenbildungen aufzufassen wären.

Endlich konnte in zwei Fällen auch Anthophyllit nachgewiesen werden.

Diese Gemengtheile ordnen sich in immer wiederkehrender Reihenfolge um die Olivinkerne. Um diese breitet sich zunächst ein Gürtel von rüthlichem Hypersthen aus. Dieser Ring besteht aus mehreren, verschieden orientirten Individuen und schliesst nicht immer vollständig den Kern ein, bildet also keine lückenlose Kruste. Darauf folgt der Saum eines weissen, gerade auslöschenden Minerals, das wohl als Anthophyllit zu beanspruchen, aber selten vorhanden ist. Es schliesst sich nun an: gelbbraune compacte Hornblende, hierauf faserige Hornblende, die aus zwei Schichten besteht: aus einem fast farblosen, viel stärker doppelbrechenden und einem grünen Theile, endlich compacte grüne Hornblende mit zahlreichen Spinellkörnern, welche äusserste Zone mit ihren Implicationsbüscheln, feinen, pseudopodienartigen Fortsätzen in den Feldspath eingreift. Die Reihenfolge ist demnach in ihrer Beständigkeit folgende:

1. Olivin,
2. Hypersthen,
3. Anthophyllit,
4. braune Hornblende,
5. farblose Hornblende.
6. grüne faserige Hornblende,
7. grüne, compacte Hornblende mit Spinellen und Implicationsbüscheln,
8. Feldspath.

Von diesen Mineralen darf man wohl 5, 6, 7 zweifellos als secundäre Bildungen auffassen, die sich von der ursprünglichen

Grenze zwischen Feldspath und den Magnesia-Silicaten aus auf Kosten der beiderseitig angrenzenden Gemengtheile entwickelt haben.

Dass aber auch die braune Hornblende wenigstens zum Theil secundären Ursprungs ist, wurde schon oben angegeben. Die Rinde von Hypersthen endlich, welche den Olivin unmittelbar umgibt, wird wohl in den meisten Fällen als eine directe, auf den Olivin folgende Ausscheidung aus dem Magma angesehen. Aber die vorhin angeführten und in Fig. 3 abgebildeten Verhältnisse machen eine indirecte Entstehungsweise auch für den Hypersthensaum nicht unwahrscheinlich.

Die abgebildete Stelle beweist zunächst, dass die Ausscheidung von Olivin zeitlich hineinreichte in die Periode der Plagioklasbildung. Plagioklas mit ziemlich gut erhaltener Form wird umschlossen von jüngerem Olivin. Aber auch hier tritt zwischen Olivin und Plagioklas der Saum von Hypersthen auf; ein Umstand, der bei Annahme der directen Ausscheidung aus dem Magma schwer verständlich, bei Annahme einer indirecten Bildung auf Kosten von Plagioklas und Olivin dagegen leichter zu begreifen ist.

Sonach wäre der ganze zwischen Olivin und Feldspath gelegene Mineralcomplex als secundär aufzufassen, entstanden durch die gegenseitige Einwirkung des Olivins und des Feldspates. Es scheint, dass der äussere Saum der farblosen Hornblende die ursprüngliche Grenze zwischen dem Plagioklas und dem rhombischen Pyroxen oder Olivin gebildet habe, so dass einerseits die braune und die farblose Hornblende auf Kosten von rhombischem Pyroxen oder Olivin, die grüne faserige und grüne spinellhältige auf Kosten des Feldspathes entstanden sind. Olivin und Plagioklas zeigen keine mechanischen Druckspuren, so dass die Umwandlungerscheinungen hier nicht von Dynamometamorphose begleitet werden.

Dieses wäre die Beschreibung gleichsam eines Typus, an den sich die mehr minder abweichenden Ausbildungsformen der übrigen Olivinabbros anreihen lassen. Denn sowohl die Grösse wie die Häufigkeit der einzelnen Bestandtheile, wie deren gegenseitige Beziehung vermag dieses Bild fast bei jedem weiteren Vorkommen zu variiren.

Der Plagioklas.

In den Olivinabbros verschiedener Fundorte fand sich der Plagioklas in derselben beschriebenen Ausbildungsweise und nahe

der vorher bestimmten chemischen Zusammensetzung. So wurde im Gabbro vom Futschaberg der Abstand der optischen Axen B im Albitzwilling durch Messung mittelst Klein'scher Lupe mit $38\frac{1}{2}^{\circ}$ bestimmt; hieraus folgt nach Becke (l. c. pag. 16) ein Bytownit $Ab_{34}An_{66}$. Auf Spaltstücken //001 liegt die Axe nicht mehr im Gesichtsfelde, was ebenfalls auf einen derartigen Feldspath hinweist. Auch der Gabbro von Alt-Parisau, sowie jener vom Ankawaberg führten einen basischen Bytownit. Der Feldspath tritt in mehr minder gestreckten Individuen auf, die gegen ihresgleichen ziemlich geradlinig begrenzt sind, gegen die Hornblende und den Hypersthen aber sind die Contouren wellig, oft wie eingeschnitten oder ausgebissen. An diesen Grenzen zeigt der Plagioklas auch eine grössere Lichtbrechung, sowie er hier unter einem grösseren Winkel auslöscht. Besonders deutlich tritt dieses um die in dem Bytownit in zahlreichen Gruppen auftretenden Pyroxene auf, die mannigfaltig wurmförmig gestaltet beim Zuziehen der untern Irisblende und Heben des Tubus sich mit einem starken Lichtrand umgeben. Auch finden sich in grösseren Individuen Partien, die eine etwas verschiedene Lichtbrechung zeigen. Alle diese Erscheinungen deuten auf eine Verschiedenheit der Feldspathsubstanz, und besonders was die Grenzpartien gegen die Hornblende anbelangt, ist sie auf eine Einwirkung bei der Bildung dieses secundären Minerals zurückzuführen.

Von den Einschlüssen sind die bald nur staubförmigen, bald schmal stäbchenförmigen Körperchen zu erwähnen, welche das Licht stärker als der Wirth brechen. Sie erscheinen meist im Kern dichter, spärlicher gegen die Hornblende zu, während die Stellen um die Pyroxenstängel von ihnen am reinsten sind. Vielleicht sind es ebenfalls Hornblende- oder Pyroxenmikrolithen.

In schönen grossen, geradlinig begrenzten Zwillingen tritt der Plagioklas im Olivingabbro von Meden auf. Ist er vom Diallag eingeschlossen, so umgibt ihn eine schmale, gekörnte Zone, die schwach dichroitisch (grünlichgelb bis blass) und wohl als Hornblende zu beanspruchen ist. Auch im Diallag folgt auf die Körnerzone eine schmale, etwas lichter gefärbte Partie. Die gewöhnlich geradlinig angeordneten, opaken Stäbchen, die im Kerne besonders reichlich auftreten, wo ein feiner Staub zwischen sie gestreut ist, sowie oft sehr deutliche Zonalstruktur sind auch hier zu finden.

Der Olivin

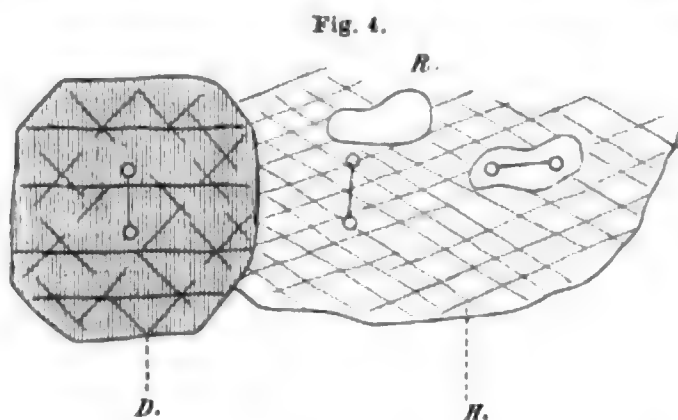
ist der Bestandtheil, der in Grösse und Ausbildungsweise am wenigsten schwankt.

Der Diallag

als Hauptgemengtheil findet sich überall, und zwar in der Regel mit einem Saume von brauner Hornblende umgeben, mit den charakteristischen, bronzefarbenen, rhomboidalen Einschlüssen — die aber auch (Alt-Parisau) fehlen können, auch ist er mitunter von feinen Erzpartikelchen durchschwärmt.

Absonderung des Diallages nach 010 unter gleichzeitiger // -Verwachsung mit einem rhombischen Pyroxen.

Unter den vielen Schnitten dieses Minerals fielen mir in dem Olivingabbro vom Futschaberg zunächst einige durch ihre eigen-



thümliche Gitterstructur auf. Einen solchen zeigt uns Tafel II, Fig. 1 In demselben treten grobe Querrisse, und senkrecht zu diesen eine sehr feine Lamellirung auf, während beide noch durch zwei schiefwinkelig sich durchschneidende Rissysteme getroffen werden, die weniger gut ausgebildet und regelmässig waren. Seine Farbe ist gelblichbraun, der Dichroismus ein schwacher (hellgelb bis hellrothbraun), die Axenebene liegt // der feinen Faserung, doch ist das Axenbild immer gestört. Solche Schnitte fanden sich auch in paralleler Verwachsung mit Hornblende und kleineren Partien von rhombischem Pyroxen, der letzterer eingewachsen war, wie uns vorstehende schematische Zeichnung weist. Die Hornblende, deren Axenebene // der des fraglichen Diallageschnittes lag, war ein Querschnitt. Die Axenebene des rhombischen Pyroxens stand senkrecht zur vorigen. Der Diallag ist also in gewöhnlicher Weise mit Hornblende und

Pyroxen verwachsen und der Schnitt stellt einen Querschnitt dar, welcher die deutliche Absonderung nach 100, sowie die schief verlaufenden Spaltrisse nach 110 zeigt, während die feine Lamellirung nach 010 gerichtet sein muss. Bei sehr feinen Schliffen und starker Vergrößerung liessen sich in der Dunkelstellung sehr zarte parallel 010 eingelagerte Lamellen wahrnehmen, die in der Orientirung etwas von der Hauptmasse abwichen und die bei // Nic. nicht hervortraten. Schnitte nach 100 zeigten einheitliche, gerade Auslöschung und Axenantritt und liessen gleichfalls ungemein feine, parallel der Verticalaxe eingelagerte Lamellen erkennen, die sich in der Orientirung und Lichtbrechung nicht merklich von der Hauptmasse unterschieden.

Eine dritte Schnittrichtung ergaben endlich die mit den farbenprächtigen Bändern durchsetzten Diallage, wie wir sie schon aus dem Olivingabbro von der Wohnischer Mühle (diese Abh., pag. 111) erwähnt haben, und wie aus einem solchen in Tafel II Fig. 2 zeigt. Diese Bänder haben keine constante Lage in den Schnitten und sind von feinen Strichen durchquert. Ihr Ansehen ist ein so auffallendes (die Art dieser Zeichnung kehrt in den Olivingabbros immer wieder) und erinnert so sehr an ein Moiréband, dass ich diese Art der Zeichnung direct Moirézeichnung benenne. Solche Durchschnitte werden in gar keiner Stellung völlig dunkel. Zur Erklärung dieser auffallenden Erscheinung kann man annehmen, dass dem Diallag ungemein dünne Lamellen eines rhombischen Pyroxens parallel (010) eingelagert seien. Wären vorliegende Schnitte ganz genau // 010 getroffen, so könnten die // 010 eingelagerten Lamellen des rhombischen Pyroxens nicht zur Geltung kommen. Treffe ich den Diallag aber in einer Richtung, die, wenn auch nur wenig, gegen (010) geneigt ist, so werden die Lamellen schief durchschnitten und ihre von der Hauptmasse des Diallag abweichende optische Orientirung zur Geltung bringen und jene farbigen Moirébänder erzeugen. Mit dieser Erklärung stimmt auch die wechselnde Lage der Bänder überein. Denn eine nur sehr geringe Aenderung der Lage der Schnittebene wird zugleich eine Aenderung der Anordnung der Moirézeichnung herbeiführen.

Im Olivingabbro von Alt-Parisan entbehrte der Diallag seine sonst so charakteristischen, bronzefarbigten Einschlüsse, zeigte aber eine Menge staubförmiger Mikrolithe, ferner sehr häufig die Moirébänder. Eine eigene Formausbildung fehlt ihm und er drängt sich

zwischen die übrigen Minerale überall hinein. So umschliesst oft ein Individuum den säulenförmigen rhombischen Pyroxen, die langgestreckten Feldspathe und den knollenförmigen Olivin. Solche Stücke sehen dann wie zerfetzt aus, löschen aber dennoch in ihrer ganzen Ausdehnung gleichmässig aus. Das Gestein zeigt also typisch die „poikilitische Structur“.

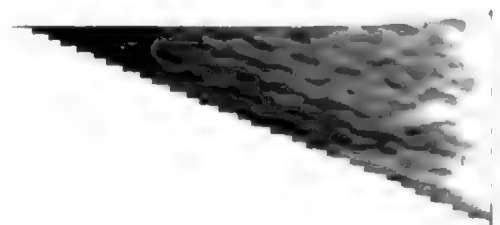
Der rhombische Pyroxen,

ein Hypersthen, umgibt gewöhnlich als das erste Mineral den Olivin. Sein Pleochroismus wurde mit $c = \text{grün}$, $a = \text{röthlich}$, $b = \text{fast farblos}$ bestimmt. Bemerkenswert ist seine Ausbildung in selbstständiger Gestalt im Gestein von Alt-Parisau.

Bei Dunkelstellung der durch Axenaustritt gekennzeichneten Schnitte annähernd // (010) erscheinen ganz feine, ihrer Längsaxe interponirte Lamellen hell, die schief auslöschen und wohl einem monoklinen Pyroxen angehören. Andere Schnitte, die mehr tafelförmig ausgebreitet sind, lebhaft Interferenzfarben und gerade Auslöschung zeigen, enthalten die dem Diallag so charakteristischen, bronzefarbig, dort rhomboidalen, hier mehr rechteckigen Einschlüsse in grosser Menge und lassen im convergenten Lichte in die Gegend der optischen Normalen sehen. Die in der vorigen Schnittlage so deutlich hervortretenden Interpositionen des monoklinen Pyroxens, machen sich hier, wie zu erwarten, nicht bemerkbar, da sie parallel zur Schliifebene stehen.

In den erstgenannten Schnitten // 010 sieht man ausser den feinen Lamellen des monoklinen Pyroxens unzählige geradlinig und parallel angeordnete, kurze, schwarze Striche, die wohl nur die Querschnitte der bronzefarbig Einschlüsse repräsentiren. Der Pleochroismus ist ein ausgesprochener, und zwar $a = \text{röthlich}$, $b = \text{gelblichgrün}$, $c = \text{bläulichgrün}$, wobei zwischen letzteren Farbentönen kein grosser Unterschied existirt.

Der Axenwinkel, mittelst Klein'scher Lupe gemessen, ergab $2V = -73^\circ$. Im III. Jahrgang dieser Zeitschrift, 1881, pag. 60—70 beschreibt Prof. Becke einen Hypersthen von Bodenmais, dessen scheinbarer Axenwinkel für rothes Licht bei einem Brechungsexponenten für Glas $= 1.51$ mit $83^\circ 40'$ gemessen wurde. Diesem scheinbaren Axenwinkel entspricht ein wahrer von circa 72° , also mit dem bei unserem Pyroxen beobachteten ziemlich identisch. Für den



Hypersthen von Bodenmais ergab die chemische Analyse mit Vernachlässigung der geringen anderweitigen Verbindungen auf $26 Mg SiO_3$, $14 FeSiO_3$, welche Zusammensetzung dann auch für unseren rhombischen Pyroxen zu beanspruchen wäre. M. Lévy und Lacroix¹⁾ geben für normalen Hypersthen $2V = -50^\circ$, für Bronzit $2V = \pm 90^\circ$ an. Wir hätten es nach diesen Angaben mit einem rhombischen Pyroxen zu thun, der in der Mitte zwischen den genannten Mineralen stünde.

Hornblende und Spinell

kommen überall in der bereits beschriebenen Ausbildungsweise vor, und zwar die braune Hornblende als nie fehlender Saum um den Diallag, von meist dunklerem Farbenton und oft intensivem Pleochroismus, die grüne Hornblende und der Spinell in den Implicationsbüscheln.

Umrindung von Olivin.

Was die Bildung der Rinde secundärer Minerale um den Olivin anbelangt, so ist sie in wechselnder Vollkommenheit in jedem Olivin-gabbro aufzufinden. Etwas modifiziert war dieser Ring im Olivin-gabbro von Meden. Mitunter folgt direct auf den Olivin die braune Hornblende und auf diese die, wie es scheint, sie später verdrängende grüne Hornblende, zunächst rein, hierauf die Spinellkörnerzone. Während sonst aber die Implicationsbüschel sich schön grün und mit Spinellkörnern erfüllt vorstrecken, gehen hier von der Körnerzone fast farblose, lange, durch und um einander gewundene Fortsätze aus, die ungemein dünn und fein sind. Nur an sehr wenigen Stellen gelang es, an diesen Implicationsbüscheln im durchfallenden Lichte einen lichtgrünlichen Ton nachzuweisen, auch gaben diese bei gekreuzten N. die hellgelben Interferenzfarben dünner Hornblendeschichten, sowie deren schiefe Auslöschung; ich stehe daher nicht an, diese wurmförmigen Fortsätze ebenfalls für Hornblende zu halten. Es kann also — wie hier — der rhombische Pyroxen ganz entfallen. Der Feldspath, der mit diesen Hornblendebüscheln verwachsen ist, ist nicht gleicher Natur wie der primäre Bytownit des Gesteins; er ist schwächer lichtbrechend als dieser. Die Messung des Axenwinkels um α ergab: $2V\alpha = 100^\circ$. Weitere Bestimmungen

¹⁾ M. Lévy et A. Lacroix, Tableaux des Minéraux des roches. Paris 1889.

konnten an diesem Feldspath nicht vorgenommen werden; es sei nur noch bemerkt, dass auch Zwillingslamellen sichtbar wurden.

Anderweitige Umwandlungsproducte.

Auch Biotit fand sich unmittelbar am Olivin als secundäres Mineral ausgeschieden, wobei Erz ausgeschieden werden kann, der jedoch nicht mit dem auch primär auftretenden, grössere compacte Blätter bildenden Biotit zu verwechseln ist. Dieser umschliesst oft ein ansehnliches Erzkorn und kann wieder von brauner und grüner Hornblende mit dem Saume von strauchförmigen Fortsätzen umgeben sein.

Ferner sei noch das Auftreten zweier Minerale als secundäre Umbildungen des Olivins gedacht.

Im Gabbro vom Ankawaberg hat sich auf den Sprüngen des Olivins ein intensiv gelbes Mineral gebildet, dessen Faserung // zur Längsrichtung des Olivins steht. Diese faserigen Aggregate löschen nie vollständig aus, und treten mitunter zu breiteren Platten zusammen, die Olivinkörner umschliessen können. Kreuzt man die Nic., so ändert sich die Farbe nicht.

Mit diesem vergesellschaftet tritt noch ein anderes Mineral auf. Im durchfallenden Lichte ist es lichtgrünlichgelb, sehr feinfaserig, von schwächerer Lichtbrechung als der angrenzende Olivin, mit dem es gleichzeitig auslöscht und dieselben Interferenzfarben aufweist. Mitunter ist es nicht homogen, sondern mit einem feinschuppigen Mineral (vielleicht Talk) umrandet oder gemengt. Als Beweis dafür, dass diese zwei Minerale, deren Natur mir übrigens unbekannt ist, Umwandlungsproducte von Olivin sind, durchzieht das opake Erz, das wir so oft geradlinig im Olivin angeordnet finden, in einem Strich alle drei Minerale ohne irgendwo abzusetzen.

Die Rinden um den Olivin sind also offenbar verschiedener Natur, durch Zusammenwachsen von secundären Mineralen zweier Vorgänge entstanden:

1. Frühzeitig bereits müssen der rhombische Pyroxen und ein Theil der braunen Hornblende entstanden sein.
2. Einer viel jüngeren Zeit gehört die Bildung besonders der grünen Hornblende, der Implicationsbüschel, der Spinelle mit grüner Hornblende an.

Mit Wahrscheinlichkeit stellt bei der aus zwei Lagen bestehenden jüngeren Hornblende die Grenze der hellen und gefärbten Lage die einstige Grenze zwischen dem Feldspath und dem *My-Silicat* vor.

Von diesen Umwandlungen zu trennen sind die anderen Erscheinungen: wie die zwei zuletzt beschriebenen Minerale, sowie auch die Biotitbildung aus Olivin wahrscheinlich zu dieser späten Gruppe gehört.

Olivingabbro von Hoslau Côte 5II.

Dieses Gestein zeigte eine Reihe von Eigenthümlichkeiten, besonders in seiner Structur. So nimmt hier der Feldspath statt der mehr minder langgestreckten Form die von ovalen oder runden Körnern an. Die viel seltener auftretenden, schmalen Zwillingslamellen erwiesen sich für das Verfahren im convergenten Licht als unbrauchbar, auch die symmetrisch auslöschenden Zwillingslamellen ergaben keine verlässlichen Resultate, und musste daher zur directen Bestimmung des specifischen Gewichtes übergangen werden. Zu diesem Zwecke wurde das Gestein gepulvert, durch Methylenjodid derart gefällt, dass der Plagioklas noch schwamm, während die übrigen Bestandtheile fielen. Die Flüssigkeit wurde nun so weit verdünnt, dass Anorthit (spec. Gew. = 2 737) sank, während der Bytownit (B. von Nörödal, spec. Gew. = 2 716) noch schwamm. Bei einer solchen Dichte des Mediums bewegte sich das Feldspathpulver langsam zu Boden — es steht also zwischen den genannten Gliedern der Feldspathreihe, mit einer grösseren Annäherung an Anorthit. — Besonders auffallend ist bei diesem Gestein, dass die Plagioklaskörner sowohl im Olivin als im monoklinen Pyroxen — welche beide Minerale hier grössere Individuen bilden — sich eingeschlossen finden, und zwar nicht etwa einzeln, sondern zahlreich eingestreut, so dass ein solcher Dünnschliff siebartig durchbrochen erscheint, wie auch Tafel II, Fig. 4 sehr deutlich zeigt. •Hervorzuheben ist weiter das Verhalten der Hornblende. Von dieser sieht man Individuen, die ausser dem Diallag auch den Olivin randlich umgeben, dabei mit den verschiedensten Zipfeln in den Feldspath vorspringen und einheitlich auslöschten. Diese braune Hornblende ist also hier als primär zu bezeichnen, und ist zuletzt aus dem Magma auskrystallisirt. Hier fand ich auch Spinell in verhältnismässig grösseren Körnern vor. Diese

sind stark licht- und einfachbrechend, meist im Feldspath, seltener in der Hornblende eingeschlossen.

Als sehr zarte Umrandung kommt auch hier allenthalben zwischen den Magnesiasilicaten und dem Plagioklas ein Saum lichter Hornblende vor.

2. Smaragditgabbro.

Dieses Gestein ist meist übermittel- bis grobkörnig und besonders in den anstehenden Partien am Futschaberg sehr wechselnd. Hier wächst der fast ganz zu Smaragdit umgewandelte Diallag bis über Faustgrösse an und bildet förmliche bis mehrere Decimeter breite Lager. Dicht neben oder zwischen solchen grossen Mineralindividuen drängt sich eine feinkörnige Masse, so dass man Adern oder Gänge zu sehen meint. Das Mikroskop zeigt jedoch, dass solches nicht der Fall ist, sondern blos feinkörnige Ausbildungsweisen desselben Magmas.

Der Feldspath, im frischen Gesteine von Hoslau noch bestimmbar, ist ein Bytownit, während der im Gestein vom Futschaberg fast ganz getrübt und zerstört ist. Der zweite Hauptgemengtheil ist der Smaragdit, eine schmutziggrüne Hornblende mit sehr vielen Einschlüssen, die oft noch Reste von Diallag enthält. Titanit, dem Gesteine von Hoslau eigen, scheint jenem des Futschaberges zu fehlen. Von andern Mineralen, die secundären Ursprunges sind, wären noch zu nennen: Zoisit und Klinochlor.

Der triklone Feldspath.

An den Plagioklasen wurden zahlreiche Messungen durchgeführt. So wurde er an einem Leseblock aus dem Gemeindewald von Klein-Semlowitz als ein Bytownit bestimmt. Die Individuen sind hier gross. Die Zwillingslamellen nehmen bizarre Formen an: kolbig verdickt, fein ausgezogen, gespalten u. s. w. Die Bestimmungen am Feldspath des Hoslauer Gabbro ergaben Bytownit mit einem Anorthitgehalte um 70 Proc. Einfache, sowie Doppelzwillinge sind häufig. Oft ist er nicht homogen, mit unregelmässigen Flecken oder im besseren Falle randliche Partien mit anderer Auslöschungsschiefe zeigend. Diese Partien haben dann eine kleinere Auslöschungsschiefe und sind reiner, homogener, während der Kern durch zahlreiche feine Einschlüsse getrübt erscheint.

Ein solcher Krystall, an dem die folgenden Messungen durchgeführt wurden, ist nebenstehend abgebildet, xx_1 gibt dabei die Zwillingsgrenze an, k_1, k_2 die beiden Individuen des Kernes, k_3, k_4 die der Hülle, f_1, f_2 sind fast rechteckig begrenzte Flecken eines noch saureren eingeschlossenen Feldspathes. Die Auslöschungsschiefen betragen nach α

	von	k	k	f
für Individuum	1	20°	13°	9°
" "	1 ₁	24°	10°	7°

k_1, k_2, k_3 und k_4 liessen eine Axe anstreben. Die Entfernungen der Axenpunkte, durch drei Schnittlagen der Axenbalken bestimmt, ergaben für $k = 3$ Millimeter, für $k = 14-75$ Millimeter, die nach den Reductionstabellen ¹⁾ den Winkeln von 10° und 50° entsprechen. Aus diesen

Beobachtungen geht hervor, dass der Feldspath beiläufig \perp zur c -Axe vom Schliß und nicht genau \perp auf die Zwillingsebene getroffen wurde, und dass der Schnitt jener Stellung entspricht, die Prof. Becke in dieser Zeitschr., Bd. XIV, pag. 435 in Fig. 9 an gibt nämlich,

$$\begin{matrix} 1, & 1 \\ 2, & 2_1 \end{matrix}$$

Sie ist in der folgenden Abbildung im doppelten Masstab der Beobachtung construirt, bezogen auf einen Kreis von 9.5 Millimeter Radius als Gesichtsfeld und xx_1 als Zwillingsebene. Daher ergibt sich $q_1 = 5^\circ$, $q_2 = 25^\circ$. Aus dem linearen Abstand der durch $k:k_1$ und $k:k_2$ gelegten Linien ergibt sich ferner die Differenz der λ für $k:k$ zu 12° , während aus der Curve für λ aus den oben ermittelten q sich 13° ableiten würde: eine gute Uebereinstimmung. Den gefundenen Grössen der q als Ordinaten entsprechen die zugehörigen Grössen der Molecularprocente an As -Gehalt im Kerne von 86 Proc., in der Hülle von 60 Proc., also Plagioklasse von der Zusammensetzung $Ab_{11}As_{89}$ und $Ab_{60}As_{40}$, ersterer der basischste Bytownit, der in diesen Gesteinen gemessen wurde. Die rechteckigen Einschlüsse f_1 und f_2 konnten einer solchen Bestimmung nicht mehr unterzogen werden, da der

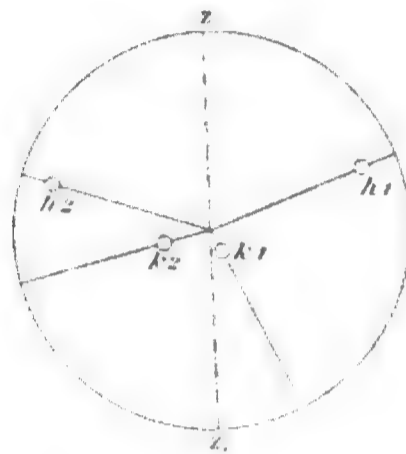


¹⁾ F. Becke, Bestimmung kalkreicher Plagioklasse durch die Interferenzbilder von Zwillingen. Diese Zeitschrift, Bd. XIV, pag. 415 u. f.

Austritt der Axen bereits ausserhalb des Gesichtsfeldes vor sich ging. Aus den Auslöschungsschiefen ist aber zu entnehmen, dass diese Feldspathmischung merklich albitreicher sein muss als die Hülle. Die ganze Erscheinung erinnert einigermaßen an die inhomogenen Feldspathkerne, welche Prof. Becke im Tonalit der Rieserferner beobachtet hat.

Einige andere Messungen, die ich an Plagioklasen von verschiedenen Gabbroblöcken durchgeführt, mögen hier angeschlossen

Fig. 6.



werden. So ergab ein Bytownit, dessen Axenstellungen loc. cit. Fig. 9 1₁ und 2 entsprachen $\lambda = 7\frac{1}{2}^\circ$, hieraus würde folgen $Ab_{33} An_{67}$; der grösste hierbei an symmetrisch auslöschenden Zwillingslamellen beobachtete Wert betrug 37° . Ein anderer Schliff zeigte einen Plagioklas von 36° symmetrischer Auslöschungsschiefe und ein $q = 28\frac{1}{2}^\circ$, woraus ein Feldspath $Ab_{28} An_{72}$ folgen würde. Noch ein anderer Smaragditgabbro, der sehr viel makroskopisch stark hervortretenden Titanit enthielt, ergab $q = 7\frac{1}{2}^\circ$, dem eine procentuale Zusammensetzung von $Ab_{18} An_{82}$ zukommt. Ich habe bei diesen Messungen absichtlich die grössten beobachteten Schiefen an symmetrisch auslöschenden Zwillingslamellen angegeben, um zu zeigen, dass man die Maxima der Auslöschungsschiefen nur mit Vorsicht zur Bestimmung der Plagioklase verwenden kann.

Der Diallag.

Der Diallag, der diesem Gestein ursprünglich eigen war, ist meist bis auf geringe Reste in grüne Hornblende umgewandelt. Die grössten Individuen finden sich an der äusseren Grenze des Gabbros

hinter der Wohnischer Mühle und besonders am Futschaberg. Als „grosse Diallage“ — sie erreichen über Faustgrösse — bezeichnet sie v. Hochstetter. Solche Stücke gehören aber nicht einem Individuum an, sondern sind oft mehrere Krystalle an- und durcheinander gewachsen, die eine sehr vollkommene Spaltbarkeit zeigen. Schon das blosse Auge unterscheidet in der grünen Farbe bronze-färbige Flecke. Ein Spaltstück nach 010 liess sich leicht so herstellen, dass sowohl die grün, wie die andersgefärbten Partien in einem Dünnschliff neben einander enthalten waren, und ergab sich für die ersteren eine Auslöschungsschiefe von 17° — 21° , für die letzteren eine solche von 40° — 43° , ein Zeichen, dass man es hier mit Hornblende und Diallag zu thun hat. Diese „grossen Diallage“ bestehen also schon meistens aus grüner Hornblende mit Resten des ursprünglichen monoklinen Pyroxens. Solche Uebergänge fanden sich in allen Stadien besonders im Gabbro von Hoslau. Oft waren beide Minerale in fast gleich grossen Körnern entwickelt; dann wurden die des Diallages immer kleiner und seltener, die Hornblende vorherrschender, bis man Schnitte fand, wo ersteres Mineral nur noch in einzelnen Partikelchen verstreut war, um endlich ganz zu verschwinden.

Die Hornblende

zeigt das charakteristische Gepräge des Smaragdites, grün, in sehr feinen Schnitten fast farblos, mit meist lebhaften Interferenzfarben. Bei gekreuzten Nicols sieht man die im einfachen Lichte homogen erscheinenden Individuen in ein Aggregat gleichgestellter Körner sich auflösen, dazwischen bald grössere, bald kleinere, anders gerichtete Partien derselben Substanz. Eigenthümlich ist dieser Hornblende die grosse Menge dunkler Einschlüsse. Auch zwei Hornblende-Individuen können verschieden orientirt einander durchwachsen. So fand ich einen Schnitt von lebhaften Interferenzfarben, der mit bei gekreuzten Nicols grau erscheinenden Flecken durchwachsen war, welche den Austritt einer Axe zeigten. Als Axenfarben ergaben sich für $c =$ blaugrün, $b =$ gelblichgrün, $a =$ fast farblos, $c > b > a$.

Apatit und Titanit.

Auch Apatit tritt in mitunter ziemlich grossen Säulen auf. Titanit scheint den Hoslauer Gabbros nie zu fehlen, während er

in jenem des Futschaberges nicht vorzufinden ist. Er schliesst mitunter ein Korn von Titaneisen ein und wächst von mikroskopischer Kleinheit bis 2 Millimeter erreichenden Individuen an.

Secundäre Bildungen.

In den trüben Plagioklasen erscheinen ferner noch zwei Umwandlungsproducte: der durch seine tiefblaue Polarisationsfarbe ausgezeichnete Zoisit, sowie ein in vielen langen, schmalen Leisten, welche meist zu Büscheln zusammentreten, vorkommendes Mineral. Es erscheint farblos, wo es in grösseren Mengen auftritt, hellgrünlichgelb, zeigt eine fast gerade Auslöschung, α in der Länge, so dass ich es für Klinochlor halten möchte. Zwischen seinen Nadeln erscheinen gerne kleinere, klare Körner eines secundär gebildeten Feldspathes. Mit den Spitzen der Leisten greift der Klinochlor in den Bytownit ein. Mitunter legen sich auch die Leisten mehr plattenförmig aneinander, doch sind sie dann stärker lichtbrechend als der ähnlich aussehende Zoisit, den ich auch nie so büschelförmig angeordnet sah.

Ein Riss, der eines der Präparate durchsetzte, war von einem Feldspath erfüllt. Derselbe ist klar, in einzelne Körner gesondert, jedenfalls secundär; derselbe ist schwächer lichtbrechend als der Bytownit, ja noch schwächer als der Canadabalsam und gehört danach der saueren Reihe der Plagioklasse an.

3. Peridotit.

Als Peridotit muss man die dunklen, grobkörnigen, feldspathfreien Gesteine ansprechen, welche in meist kleineren, abgerundeten Knauern und Blöcken zwischen dem Smaragditgabbro von Hoslau zerstreut sind. Dieselben setzen sich aus Olivin, einem rhombischen Pyroxen und Diallag zusammen, sowie aus braunem Glimmer, der poikilitisch, bis mehrere Quadratcentimeter gross, schon makroskopisch stark auffällt und dem Gestein einen eigenthümlichen Habitus verleiht. Seiner Zusammensetzung nach müssen wir den Peridotit als einen Wehrlit ansprechen. Hervorzuheben wäre nur noch, dass um Olivin sich auch Calcit entwickelt vorfand. Dieses Gestein, das basischeste Glied der Gabbroreihe, ist wohl als basische Auscheidung in dem Hauptgestein anzusehen.

4. Norit.

Bei der Begehung der äussersten Grenze des Gabbrovorkommens bei Hoslan fand ich ein sehr leichtes Gestein, das hier vermischelt mit Blöcken des anstehenden Granites auftrat. Dasselbe wurde unter dem Mikroskope als Norit erkannt. Trikliner Feldspath, und zwar ein Bytownit, ein rhombischer Pyroxen, Biotit theils in grösseren Fetzen ausgebreitet, theils in kleineren Schuppen durch das ganze Gestein zerstreut und kleine opake Erzpartikel sind die Minerale, die an der Bildung des Gesteins theilnehmen.

Der Plagioklas

erscheint in meist kleineren, selten mittelgrossen, unregelmässig begrenzten Körnern, die sich zwischen die andern Gemengtheile hindrängen und alle übrig gebliebenen Zwischenräume auszufüllen scheinen. Zwillingsgesetze sind die gewöhnlich auftretenden, auch zonaler Aufbau war sichtbar. φ ergibt einen Wert von $0\frac{1}{2}\%$, woraus die Zusammensetzung $Ab_{12}An_{88}$ folgt. Ein Schnitt // der Symmetrieebene, der durch den Winkel von 52° der Anwachsstreifen nach P und x erkannt wurde, ergab am Rand eine Auslöschungsschiefe von 26° , im Kerne eine solche von $31\text{--}5^\circ$, was auf einen Bytownit am Rand von 75 Proc. im Kerne von 80 Proc. Anorthitgehalt weisen würde.

Rhombischer Pyroxen

kommt meist sehr schön geradlinig begrenzt in laugsäulenförmigen Formen vor. Diese sind stark der Quere nach gegliedert, an den Ecken abgerundet, zeigen röthliche Färbung und schwachen Pleochroismus. Durch Messungen mittelst Klein'scher Lupe wurde der Axenwinkel $2V = -71^\circ$ bestimmt, also so wie der des schon im Olivin-gabbro gemessenen rhombischen Pyroxens.

Biotit.

Der Biotit ist theils in grösseren Fetzen vorhanden, theils sinkt er bis zu mikroskopischer Kleinheit herab. Er ist sehr stark pleochroitisch: blassgelb bis dunkelbraun. Automorph erscheint ihm gegenüber der rhombische Pyroxen, der vom Glimmer oft ganz umschlossen wird.

Hornblende

licht gefärbt, findet sich secundär als Umwandlungsproduct des Pyroxens. Mitunter sieht man Schnitte, wo Reste dieses sich noch vorfinden, während der übrige Theil in ein oft filziges Gewebe von Hornblende übergegangen ist, ein anderesmal sind ihre Leisten wieder parallel angeordnet.

Erzpartikel

opak, im auffallenden Lichte gelb, stark glänzend, sind durch das Ganze zerstreut sowohl im Feldspath, wie im Pyroxen und Biotit vorzufinden.

5. Diorit.

Dieses Gestein, makroskopisch gelblichgrün, feinkörnig, bildet einen Gang von 6—8 Centimeter Mächtigkeit an der Grenze des Amphibolites hinter der Wohnschner Mühle, gegen diesen scharf abgesetzt. Im Vergleich zu dem zu Gruss zerfallenden Gabbro ist dieses Gestein frisch, leicht parallelepipedisch spaltend. Es setzt sich aus Plagioklas, Quarz und Hornblende zusammen, zu denen als Uebergemengtheile noch Titaneisen, kleine Apatite und fast mikrolithischer Zirkon treten.

Der Plagioklas

ist ein Andesin. Hiefür spricht das Maximum der Auslöschungsschiefe an symmetrisch auslöschenden Zwillingslamellen von 19—20°. Eine Controle konnte hier, da Feldspath und Quarz aneinander grenzen, nach dem von Prof. Becke angegebenen „Verfahren der Bestimmbarkeit der Minerale nach ihrem Brechungscoefficienten“¹⁾ angewendet werden. Denn in // - Stellung erhalten wir:

$$\omega < \alpha_1 \quad \varepsilon < \gamma_1$$

in gekreuzter Stellung

$$\omega < \gamma_1 \quad \varepsilon = \alpha_1$$

was ebenfalls auf einen Feldspath obiger Zusammensetzung hindeutet. Zonale Structur kommt oft in grosser Deutlichkeit vor; doch erscheint der innerste Kern oft unregelmässig geformt. Weiters ist noch das Auftreten von Periklinlamellen bemerkenswert.

¹⁾ F. Becke, Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase, auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzungsbericht der k. Akademie der Wissenschaft in Wien. M.-N. Cl., Bd. CII, Abth. I, pag. 353 u. f.

Quarz

kommt in Körnern mit abgerundeten Ecken vor, an Quantität und Grösse geringer als der Andesin. Einschlüsse, kleine merkbare Mikrolithe, können geradlinig angeordnet sein. Zwei solche Individuen durchwachsen auch einander, und die Theile, die einem Individuum angehören, löschen dann gleichzeitig aus, ein Bild, wie wir es bei gewissen Durchwachsungszwillingen auch erhalten. Manche der grösseren Quarzkörner zerfallen, wie bei gekreuzten Nicols zu sehen ist, in mehrere oft geradlinig abgegrenzte Felder, die sich ähnlich wie polysynthetische Zwillinge an einander legen, eine Erscheinung, die als Folge von Druck bekannt ist. Diese Felder zeigen etwas verschiedene hohe Auslöschung, alle aber beiläufig parallel der Feldergrenze. Diese ist immer in der Richtung der c gelegen. In manchen Individuen erscheinen die Theile mehr ineinander geschoben, ohne deutliche Grenzen, wodurch dann eine unzulässige Auslöschung zu Stande kommt. Siehe übrigens in dieser Zeitschr., 1894, pag. 274 und 1893, pag. 447.

Hornblende

ist leicht gelblichgrün mit geringem Pleochroismus. Kleinere randliche Partien zeigen stärkeren Farbenwechsel und eine intensivere Färbung. Bestimmt wurde

- c = bläulichgrün,
- b = grasgrün,
- a = lichtgelbgrün.

Der erwähnte dunkle Saum löschet unter einem kleineren Winkel aus, jedoch ist der Unterschied nur ein geringer. Der Axenwinkel $2V = 73^\circ$. Zwillinge sind öfters zu sehen. Eigenthümlich ist eine Absonderung, die beiläufig parallel zu a steht, und einer Spaltbarkeit nach 001 ($\bar{1}01$: Aufstellung Rosenbusch) entspricht.

Accessorische Gemengtheile.

Von diesen sind zu nennen ein opakes Erz und schmale, mitunter gebrochene, farblose Leisten.

Ersteres findet sich meist zwischen den Feldspathindividuen, seltener in diesem oder im Quarz eingeschlossen. Um das Erz zu bestimmen, wurde das Gestein gepulvert, und das im Methyljodid vom höchsten specifischen Gewichte gefällte Erz in der Boraxperle

geprüft, wo es deutlich die Eisen- und Titanreaction gab. Es ist sonach als Titaneisenerz zu bezeichnen.

Was die Leisten betrifft, sind sie zweierlei Natur, 1. solche, die bei gerader Auslöschung, bei starker Licht- und schwacher Doppelbrechung a in der Längsrichtung zeigen: Apatit, und 2. solche, die bei starker Licht- und Doppelbrechung $c = c$ zeigen: Zirkon. Orthoklas und Glimmer konnten nicht nachgewiesen werden.

6. Pyroxenfels.

Ein Gang, der parallel dem beschriebenen Dioritgang hinter der Wohnschrner Mühle streicht, erwies sich als reiner Pyroxenfels. Der Pyroxen ist theils monoklin, theils rhombisch. Ersterer ist körnig schwach dichroitisch, blassröthlich bis farblos, mit feinen Erzmikrolithen wie bestäubt, mitunter mit den bekannten bronzefarbigem Einschlüssen.

Ausser diesem kommt noch ein rhombischer Pyroxen vor, an welchem in mehreren Fällen ein Axenwinkel $2V = -70^\circ$ gemessen wurde: ein rhombischer Pyroxen also, der sich dem im Olivingabbro gemessenen vollständig anschliesst.

Auffallend ist das Fehlen jedes anderen Mineralen. Nur sehr selten sieht man kleine Schuppen, die in ihrem Verhalten einer braunen Hornblende entsprechen.

Da die Aufschlüsse bis auf zwei Ausnahmen schlecht sind oder fehlen, wurde in dieser Untersuchung die meiste Arbeit auf den petrographischen Theil verwendet. Was die Lagerung betrifft, ist besonders die Auscheidung einer quarzreichen Zone (Quarzdiorit u. s. w.) gegen den Hornblendemantel zu bemerkenswert.

Bei der Untersuchung von Olivingabbro trat natürlich die ringförmige Umwachsung des Olivins in den Vordergrund. Als Resultat ergibt sich, dass alle Minerale dieser Rinde secundären Ursprungs sind, der rhombische Pyroxen, wie die braune Hornblende, die farblose, die grüne Hornblende mit dem Spinell. Doch gehören die zwei ersten Minerale einem viel früheren Bildungsstadium an, als wie die übrigen. Doch ist nicht jede braune Hornblende dieser Gesteine auch secundär, so muss man z. B. die braune Hornblende im Olivingabbro von Hoslau Côte 511 jedenfalls für primär

ansehen. Die grüne Hornblende, die auch primären Biotit umgeben kann, ist immer secundären Ursprungs und viel jünger als die secundäre braune. Ihre Implicationsbüschel verwachsen mit einem Plagioklas, der saurer ist als der ursprüngliche Bytownit.

Beim Diallag wurde eine Absonderung nach 010 nachgewiesen mit gleichzeitiger Verwachsung ebenso geordneter Lamellen rhombischen Pyroxens, wodurch sich dann eine Erklärung für das Auftreten der färbigen Moirébänder geben lässt. Ausser in dem Ringe um Olivin tritt rhombischer Pyroxen auch mitunter idiomorph auf, besonders in Norit, Pyroxenfels und ist dann primär. An demselben konnte gelegentlich eine // - Verwachsung mit mikroskopischen Stäbchen eines monoklinen Pyroxens nachgewiesen werden. Am weitesten geht die Umwandlung primärer Bestandtheile in dem Smaragditgabbro vom Futschaberg, wo sich der Diallag fast gänzlich in Smaragdit umgesetzt hat, während der Plagioklas in trübe Körner zersetzt, durch Zoisit und Klinochlor verdrängt wird.

Was die Ausscheidungsfolge der Hauptbestandtheile, abgesehen von den evident secundären Bildungen, anbelangt, so führe ich hier jene der zwei Haupttypen vom Olivingabbro an. Beim 1. Typus, dem Olivingabbro von der Wohnischer Mühle, ergab sich:

1. Olivin, 2. Plagioklas, 3. Diallag, der Plagioklas etwas früher beginnend, später mit dem Diallag gleichzeitig.

2. Typus, Olivingabbro von Hoslau, Côte 511.

1. Plagioklas, 2. Olivin, 3. primäre braune Hornblende

Es erübrigt mir nur, noch meinen hochverehrten Lehrern Herrn Professor Dr. F. Becke, unter dessen Leitung vorliegende Abhandlung durchgeführt worden ist, sowie Herrn Professor Dr. G. C. Laube für die Anleitung in Rath und That meinen innigsten Dank auszusprechen.

Die Arbeiten wurden im k. k. mineralogischen Institute der deutschen Universität durchgeführt, das Material und die Dünnschliffe befinden sich gegenwärtig im Besitze des k. k. geologischen Institutes der deutschen Universität.

Prag, im Juli 1895.

Tafelerklärung.

Fig. 1. Diallagquerschnitt, Absonderung nach 010, Olivingabbro, Futschaberg.

Der Diallagkern in der Mitte des Bildes ist von stärkeren, von oben nach unten verlaufenden Strichen durchbrochen, die 100 entsprechen; ferner finden sich kreuzende, quer verlaufende Spalten nach 110, sowie die ungemein zahlreichen, wagrechten Lamellen nach 010. Umgeben ist der Diallag von (hier) dunkler Hornblende, die in einzelnen Zacken in den Feldspath reicht.

Fig. 2. Diallag mit Moirébändern, fast // 010 Olivingabbro, Futschaberg.

In der Mitte des Bildes ein Schnitt von Diallag, fast // 010. Deutlich erscheinen die Interferenzbänder, die hier von rechts oben nach links unten ziehen (Abhandlung pag. 116). Umgeben ist er von einem dunklen Saum: einer grünlichen Hornblende. Links unten schliesst sich an den Diallag der im Bild vollständig schwarze Olivin. Diesem folgt hufeisenförmig gestaltet der lichte rhombische Pyroxen, darauf (die dunkel erscheinende) grüne Hornblende, zu innerst Feldspath.

Fig. 3. Hornblendesaum um Diallag gegen Feldspath.

Diallag wird von brauner Hornblende (die hier dunkel erscheint) umwachsen. Die Hornblende springt in Zapfen und Zacken in den Feldspath vor.

Fig. 4. Olivingabbro von Hoslau mit siebartiger Structur.

Am stärksten in den Contouren tritt der Olivin hervor, weniger stark der monokline Pyroxen, der auch Zwillinge bildet, durch die dunkle Farbe ist die braune Hornblende ausgezeichnet, während der Feldspath fast farblos erscheint. Der Olivin umschliesst letzteren und erscheint durch dessen runde oder ovale Körner siebartig durchbrochen. Braune, primäre Hornblende umfasst den Olivin und Pyroxen poikilitisch. Zwischen Feldspath und Olivin zeigt sich der erste Beginn der Umrindung des letzteren durch einen sehr schmalen Saum lichtgrüner Hornblende.

Fig. 5. Secundäre Umrindung von Olivin, Olivingabbro, Wohnischer Mühle.

Der grosse Kern von Olivin ist stark von Magnetit durchwachsen. Dieser Kern ist gegen das Centrum der linken Hälfte stark eingebuchtet. In dieser Einbuchtung, sowie um den oberen Rand des Olivins ist ein Saum von rhombischem Pyroxen. Auf diesen folgt, ziemlich breit, farblose Hornblende, die in sehr feinen Spitzen gegen den Pyroxen absetzt und hier mit feinen Erzpartikeln erfüllt ist. Die stärkeren Risse setzen sich in die darauffolgende (dunkel erscheinende) grüne Hornblende fort. Ihre Schichte ist feinfaserig und schmutziggelbgrün. Nach aussen folgt die compacte grüne Hornblende mit Spinellkörnern. In Fortsätzen und getrennten Partien dringt diese letzte Zone in den Feldspath ein.

Fig. 6. Hornblendeimplicationsbüschel im Olivingabbro von Meden.

Der Olivinkern ist meist schon verändert, auf der rechten Seite mit Pyroxen verwachsen. Links unten und seitwärts entwickeln sich aus dem dunkel erscheinenden Saum von grüner Hornblende die ungemein feinen verästelten Implicationsbüschel von fast farbloser Hornblende, die in den ringsum auftretenden Bytownit vordringen und mit einem secundären Feldspath verwachsen sind, der saurer als Bytownit ist.



VII. Chemische Untersuchung des Sauerlings in Seifersdorf (Oesterr.-Schlesien).

Von Prof. E. Ludwig.

An der Eisenbahnstrecke der Mährisch-schlesischen Centralbahn, welche von Freudenthal nach Jägerndorf führt, liegt in einem Seitenthale des freundlichen Oppathales das Dorf Seifersdorf. Auf dessen Gemeindegebiete, und zwar unterhalb der Ortskirche, hart an der nach Lichten führenden Bezirksstrasse entspringt eine Mineralquelle, deren Wasser seit jeher von der Bevölkerung der Umgebung als erfrischendes Getränke in grossen Mengen genossen wird.

Vor einigen Jahren wurde die Quelle zweckmässig gefasst und durch ein hölzernes Brunnenhäuschen gegen äussere Einflüsse geschützt.

Ich habe das Wasser dieser Quelle im Jahre 1893 untersucht und die dafür erforderlichen Vorarbeiten am 29. März und am 20. August 1893 an der Quelle besorgt. An diesen beiden Tagen habe ich auch für die Analyse Wasserproben geschöpft, eine dritte Probe wurde am 27. Juni 1893 von Herrn Apotheker A. Ortman in Freudenthal mit aller Sorgfalt der Quelle entnommen und in gut verschlossenen Flaschen in mein Laboratorium geschickt. Die am 20. August geschöpfte Probe wurde zur Gesamtanalyse verwendet, während die Proben vom 29. März und 27. Juni nur zur Bestimmung der Haupt-Bestandtheile dienten, durch welche ermittelt werden sollte, ob die Zusammensetzung des Wassers in den verschiedenen Jahreszeiten constant bleibt. Die Resultate der drei Untersuchungen stimmten unter einander gut überein und lehren somit, dass die chemische Zusammensetzung des Wassers sich im Laufe der Jahreszeiten nicht merklich ändert.

Ueber die geologischen Verhältnisse der Quellenumgebung verdanke ich Herrn Dr. A. Pelikan, Assistenten am mineralisch-petrographischen Institute der Wiener Universität, welcher auch den in Seifersdorf anstehenden Sandstein untersuchte, folgende Mittheilung:

„Die Gegend von Seifersdorf gehört in geologischer Beziehung jener Zone von theils kalkigen, theils thonig-sandigen Gesteinen an,

welche sich entlang einer Linie ausbreitet, die von Bärn in Mähren über Spachendorf und Bennisch bis nach Zossen südlich von Jägern-
dorf verläuft. Die Petrefacten, welche an einigen Orten gefunden
wurden, erweisen die Zugehörigkeit dieses Gesteincomplexes zum
Oberdevon. Die häufig auftretenden Einlagerungen von Diabas-Mandel-
steinen und Schalsteinen sind Zeugen einstiger vulcanischer Thätigkeit
in dem erwähnten Gebiete.

Der Sandstein von Seifersdorf besitzt eine graugelbe Färbung
und lässt eine allerdings nicht sehr deutlich hervortretende plane
Parallelstructur erkennen. Man sieht leicht, dass die letztere durch
die parallele Lagerung der zahlreich vorhandenen Muscovitschüppchen
hervorgerufen wird. Unter dem Mikroskope erkennt man, dass die
Hauptmasse des Gesteines aus Quarzkörnchen besteht, welche durch
ein Cement verbunden sind, das aus Chlorit- und Muscovitschüppchen,
krümligen farblosen Massen, wahrscheinlich Kaolin, und kohligen
Bestandtheilen besteht. Die einzelnen Quarzkörnchen besitzen meistens
die Gestalt eckiger Bruchstücke, zum Theil erscheinen sie auch
mehr oder minder rundlich; ihre mittlere Grösse beträgt 1·04 Millimeter.
Das Gestein ist demnach ein feinkörniger Quarzsandstein mit thonigem
Bindemittel.“

Die Quelle tritt in einem aus Sandsteinquadern aufgemauerten
Bassin zu Tage, dessen Bodenfläche ein regelmässiges Sechseck
von 0·5 Meter Seitenlänge ist, die Tiefe des Bassins beträgt 1·37 Meter,
die Umfassungsmauer ragt 22 Centimeter über die Erdoberfläche
empor, 1 Meter über dem Boden des Bassins ist das Abflussrohr
eingesetzt. Mit dem Wasser steigen fortwährend zahlreiche grosse
und kleine Gasblasen empor. Durch ein geräumiges hölzernes Brunnen-
häuschen ist die Quelle gegen äussere Einflüsse, insbesondere auch
gegen Verunreinigungen geschützt. Die Ergiebigkeit der Quelle beträgt
ungefähr 5 Cubikmeter für 24 Stunden. Die Quelltemperatur wurde
wiederholt gemessen, sie betrug:

am 29. März 1893	10° C.	bei 13·8° C.	Lufttemperatur
„ 27. Juni 1893	10° C.	„ 18·2° C.	„
„ 20. August 1893	11·2° C.	„ 23 ° C.	„

Nach zwei Messungen, welche Herr Professor Flögl ausführte,
betrug die Quelltemperatur

am 10. September 1886	12° C.	bei 24° C.	Lufttemperatur
„ 1. December 1886	11° C.	„ —1° C.	„

Das frisch geschöpfte Wasser ist klar, farblos und hat den Geruch und Geschmack eines Sauerlings mit mässigem Eisengehalt. Empfindliches Lackmuspapier wird durch das Wasser violett gefärbt, nach dem Eintrocknen ist es blau.

Durch die qualitative Analyse wurden in dem Wasser folgende Bestandtheile nachgewiesen: Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Schwefelsäure, Chlor, Kieselsäure, Phosphorsäure, Kohlensäure und organische Substanzen.¹⁾

Von diesen Bestandtheilen wurden nur Lithium und Phosphorsäure nicht quantitativ bestimmt, weil sie in gar zu kleiner Menge in dem Wasser enthalten sind. Die übrigen Bestandtheile wurden nach den gebräuchlichen besten Methoden quantitativ bestimmt, wobei sich folgende Resultate ergaben:

Schwefelsäure. I. 999·36 Gramm Wasser gaben 0·0135 Gramm Baryumsulfat entsprechend 0·046 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Theile Wasser. II. 1002·505 Gramm Wasser gaben 0·014 Gramm Baryumsulfat entsprechend 0·048 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Theile Wasser.

Chlor. I. 998 72 Gramm Wasser gaben 0·014 Gramm Chlorsilber entsprechend 0·035 Chlor für 10.000 Theile Wasser. II. 998·88 Gramm Wasser gaben 0·0138 Gramm Chlorsilber entsprechend 0·034 Chlor für 10.000 Theile Wasser.

Kohlensäure. Es wurden an der Quelle je 187·26 Gramm Wasser in eine mit klarer ammoniakalischer Chloreciumlösung beschickte Flasche gegossen und die Flasche dicht verstopft. Im Laboratorium wurde nach länger dauerndem Erwärmen der Flasche der Niederschlag durch Decantation mit ausgekochtem Wasser gewaschen, dann auf ein Filter gebracht und in bekannter Weise in dem von mir construirten Apparate durch Salzsäure zerlegt, worauf die Menge der Kohlensäure durch die Gewichts-differenz ermittelt wurde. Zwei solcher Versuche ergaben 0·4965 Gramm und 0·494 Gramm Kohlendioxyd entsprechend 26·514, respective 26 380 Kohlendioxyd für 10.000 Theile Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium, Strontium. I. 1267·63 Gramm Wasser gaben 0·0781 Gramm Kieselsäureanhydrid, 0·5116 Gramm

¹⁾ Flüchtige Fettsäuren wurden bei Verarbeitung einer grösseren Quantität des Wassers nicht gefunden.

Calciumoxyd und Strontiumoxyd, 0.0039 Gramm salpetersaures Strontium¹⁾ und 0.1657 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium entsprechend 0.616 Kieselsäureanhydrid, 4.021 Calciumoxyd, 0.015 Strontiumoxyd und 0.471 Magnesiumoxyd für 10.000 Gewichtstheile Wasser. II. 1268.963 Gramm Wasser gaben 0.0791 Gramm Kieselsäureanhydrid, 0.5109 Gramm Calciumoxyd und Strontiumoxyd und 0.1698 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium entsprechend 0.623 Kieselsäureanhydrid, 4.011 Calciumoxyd und 0.481 Magnesiumoxyd für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

Kalium, Natrium. I. 1303.86 Gramm Wasser gaben 0.2743 Gramm Chlornatrium und Chlorkalium, bei der Trennung mit Platinchlorid 0.0216 Gramm Kaliumplatinchlorid entsprechend 0.650 Chlorkalium, 0.032 Kaliumoxyd, 2.053 Chlornatrium, 1.089 Natriumoxyd für 10.000 Gewichtstheile Wasser. II. 1279.545 Gramm Wasser gaben 0.267 Gramm Chlorkalium und Chlornatrium, 0.020 Gramm Kaliumplatinchlorid entsprechend 0.947 Chlorkalium, 0.030 Kaliumoxyd, 2.040 Chlornatrium, 1.083 Natriumoxyd für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

Eisen, Aluminium, Mangan. 10402.305 Gramm Wasser gaben 0.1284 Gramm Eisenoxyd, 0.0015 Gramm Aluminiumoxyd und 0.0182 Gramm Manganoxyduloxyd entsprechend 0.123 Eisenoxyd, 0.111 Eisenoxydul, 0.001 Aluminiumoxyd, 0.018 Manganoxyduloxyd, 0.016 Manganoxydul für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

Organische Substanz. Dieselbe wurde in der bei der Analyse von Trinkwässern gebräuchlichen Weise durch Oxydation mit übermangansaurem Kalium bestimmt. 499.1 Gramm Wasser verbrauchten 2.89 Cubikcentimeter einer Lösung von übermangansaurem Kalium, von welcher 1 Cubikcentimeter 0.000704 Gramm krystallisirter Oxalsäure entsprach. Demnach kommen auf die zu dem Versuch verwendete Menge Wasser 0.00203 Gramm und auf 10.000 Gramm Wasser 0.04 Gramm organischer Substanz, als krystallisirte Oxalsäure berechnet.

Controlbestimmungen. Zur Controle wurde eine abgewogene Wassermenge mit Salzsäure schwach angesäuert, mit einem Ueberschuss von Schwefelsäure versetzt, in einer Platinschale auf dem Wasserbade eingedampft und der Rückstand solange über freiem Feuer erhitzt, bis keine Schwefelsäuredämpfe mehr zu sehen waren. Darauf wurde

¹⁾ Es wurden zur Prüfung 10 Liter Wasser verwendet, das nach dem gebräuchlichen Verfahren abgeschiedene salpetersaure Strontium erwies sich frei von Barium.

der Rückstand aus der Platinschale unter Vermeidung eines jeden Verlustes mittelst Wasser in einen gewogenen Platintiegel gebracht, die Flüssigkeit darin verdampft und der Rückstand bis zum constanten Gewicht mässig gegläht und gewogen. Mit den für 10.000 Gewichtstheile Wasser berechneten so gewonnenen Sulfatrückständen ist zu vergleichen die Summe der für dieselbe Wassermenge aus den Einzelbestimmungen berechneten Sulfatmengen des Kaliums, Natriums, Calciums, Strontiums, Magnesiums mehr dem Aluminiumoxyd, Eisenoxyd, Manganoxyduloxyd und Kieselsäureanhydrid.

1266·165 Gramm Wasser gaben 1·8234 Gramm Sulfatrückstand, entsprechend 14·401 Gramm für 10.000 Gramm Wasser. Durch die angeführte Art der Berechnung ergibt sich eine Menge von 14·519 Gramm.

Spezifisches Gewicht. Das spezifische Gewicht wurde mit einem Geisler'schen mit Thermometer versehenen Pyknometer bestimmt und bei 17·2° C gleich 1·00163 gefunden, destillirtes Wasser von derselben Temperatur als Einheit angenommen.

In der folgenden Tabelle sind die Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser zusammengestellt:

Schwefelsäureanhydrid	0·047
Chlor	0·035
Kieselsäureanhydrid	0·020
Kohlensäureanhydrid	26·447
Kaliumoxyd	0·031
Natriumoxyd	1·086
Calciumoxyd	4·016
Strontiumoxyd	0·015
Magnesiumoxyd	0·476
Eisenoxyd	0·123
Aluminiumoxyd	0·001
Manganoxyduloxyd	0·018
Phosphorsäure, Lithiumoxyd . . .	Spuren
Organische Substanz	0·040
Controlsulfate gefunden	14·401
" berechnet	14·519
Spezifisches Gewicht	1·00163

Gruppirt man die basischen und sauren Bestandtheile zu Salzen, so erhält man für 10.000 Theile Wasser folgende Werte:

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet:

Schwefelsaures Kalium	0·057
Schwefelsaures Natrium	0·037
Chlornatrium	0·058
Kohlensaures Natrium	1·775
Kohlensaures Calcium	7·171
Kohlensaures Strontium	0·021
Kohlensaures Magnesium	1·000
Kohlensaures Eisen	0·179
Kohlensaures Mangan	0·026
Aluminiumoxyd	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·620
Phosphorsäure, Lithium	Spuren
Organische Substanz	0·040
Kohlensäure halbgebunden	4·499
Kohlensäure frei	17·449
Summe der festen Bestandtheile	10·985

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate von der Zusammensetzung $Na_2C_2O_6$, CaC_2O_6 berechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·057
Schwefelsaures Natrium	0·037
Chlornatrium	0·058
Natriumbicarbonat	2·511
Calciumbicarbonat	10·326
Strontiumbicarbonat	0·027
Magnesiumbicarbonat	1·524
Eisenbicarbonat	0·247
Manganbicarbonat	0·036
Aluminiumoxyd	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·620
Phosphorsäure, Lithium	Spuren
Organische Substanz	0·040
Kohlensäure frei	17·449

Werden die Resultate dieser Analyse nach dem Vorschlage von Professor C. v. Than (siehe diese Mittheil., Jahrg. 1890, Neue Folge XI. Bd., pag. 487) dargestellt, so gelangt man zu folgendem Ausdrucks:

K	0.32	}	$\frac{1}{2}SO_4$	0.57	} 100
Na	16.90		Cl	0.48	
$\frac{1}{2}Ca$	69.43		$CO_2 H.$	98.95	
$\frac{1}{2}Sr$	0.15	} 100			
$\frac{1}{2}Mg$	11.49				
$\frac{1}{2}Fe$	1.48				
$\frac{1}{2}Mn$	0.23				
	CO_2		191.21		
	SiO_2		5.09		

Nach diesem Ergebnis der chemischen Untersuchung gehört der Seifersdorfer Sauerling zu den alkalisch-erdigen Sauerlingen mit mässigem Gehalt an kohlensaurem Eisen. Dieser Sauerling ist insbesondere dadurch ausgezeichnet, dass er frei ist von Salpetersäure, salpetriger Säure, sowie von Ammoniak, und dass er nur äusserst geringe Mengen von gelösten organischen Substanzen enthält. Die Zusammensetzung dieses Sauerlings ist gleichbleibend, wie aus der Untersuchung von Proben hervorgeht, welche zu verschiedenen Zeiten, nämlich am 29. März, 27. Juni und 20. August 1893, geschöpft wurden. Ueberdies ist ein Beweis auch darin zu finden, dass eine von Herrn Prof. Gregor Flügl in Jägerndorf im Jahre 1886 durchgeführte Analyse Resultate ergab, welche mit den Resultaten meiner Untersuchung gut übereinstimmen.

VIII. Chemische Untersuchung der Constantin- quelle in Gleichenberg (Steiermark).

Von Prof. E. Ludwig.

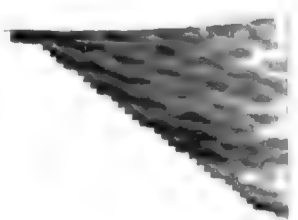
(Mit 1 Textfigur.)

Das Wasser der Gleichenberger Constantinquelle wurde schon im Jahre 1834 von weil. Professor A. Schrötter und im Jahre 1864 von weil. Professor Dr. J. Gottlieb analysirt. Da seit der letzten Analyse demnach mehr als 30 Jahre verflossen sind, so habe ich auf Ansuchen der Gleichenberger Brunnendirection eine neue Analyse dieses Wassers vorgenommen; ich bin am 26. September 1895 in Gleichenberg eingetroffen, habe an diesem Tage die nöthigen Untersuchungen an der Quelle ausgeführt und die für die Analyse erforderliche Wassermenge geschöpft.

Ueber die Entstehung des Curortes Gleichenberg entnahm ich einer Schrift des Herrn Dr. C. Clar: „Der Curort Gleichenberg in Steiermark, Wien 1886“, folgende interessante Notizen: Die ältesten Spuren menschlicher Ansiedlungen im Weichbilde des jetzigen Curortes reichen in die Steinzeit zurück; es steht nämlich die südliche Grundmauer der Villa Max auf einer durch kohlige Beimengungen schwarz gefärbten Erdschichte, in der man Steinwaffen und zahlreiche Scherben von gebrannten Thongefässen gefunden hat.

Bei der Abteufung des „Römerbrunnens“ stiess man auf das Mauerwerk eines Brunnenschachtes, dessen Sohle eine Mineralquelle entströmte; daselbst wurden römische Münzen aus dem dritten Jahrhunderte unserer Zeitrechnung gefunden, welche beweisen, dass schon die Römer die Gleichenberger Quellen benützten.

Während des Mittelalters geriethen diese Quellen in Vergessenheit, erst 1772 wurden sie von dem Radkersburger Districtsarzte Hermann von Gleissner wieder gewürdigt. Der intellectuelle Begründer des Curortes ist der verstorbene Landes-Protomedicus Dr. Werlé, welcher den damaligen Gouverneur Mathias Constantin Reichsgrafen von Wickenburg auf den Wert der Gleichenberger Quellen aufmerksam machte, worauf der Letztere im



Jahre 1834 einen Verein gründete, mit diesem die ersten Curanlagen schuf und von da ab bis zu seinem Lebensende (1880) dem Curorte seine besondere Fürsorge widmete, welche nunmehr der Sohn des Verewigten, Herr Ottokar Reichsgraf von Wickenburg, übernommen hat.

Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Gleichenberg hat Herr Dr. C. Clar während seines langjährigen Aufenthaltes in dem Curorte sehr eingehend studirt; er hat mir auf meine Bitte die folgende Schilderung und das in richtigen Proportionen gehaltene, erläuternde Profil (siehe Abbildung pag. 144) zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm zu besonderem Danke verpflichtet bin:

„Das vulcanische Terrain von Gleichenberg gehört der weiten Bucht von Graz an, welche durch das Zurücktreten des Bruchrandes der Alpen zwischen dem Wechsel- und Bachergebirge formirt wird. Während südlich vom Bacher das Tertiärland in viele parallele Faltenzüge gelegt erscheint, finden wir die tertiäre Ausfüllung der Bucht von Graz ungestört in der ursprünglichen horizontalen Schichtung verharren. Es ist die sarmatische Stufe der Neogenformation, welche der Hauptsache nach das Hügelmeer der Grazer Bucht zusammensetzt, eine Wechsellagerung von Tegeln und Sanden, ab und zu unterbrochen durch eingeschaltete Muschelbänke. Ehe noch diese Sedimente des sarmatischen Meeres, das aus der Gegend von Graz und Wien bis tief nach Asien hineinreichte, sich über einander ausbreiteten, hatte die vulcanische Thätigkeit bereits in der Eruption des centralen Gebirgsstockes der Gleichenberge begonnen, welche gegenwärtig den Curort im Norden schützen und deren Trachyte und Andesite im Gegensatze zu den später erfolgten Basaltermgüssen in chemischer Beziehung zu den sauren Eruptivgesteinen zählen. Die Pauschanalyse des Haupttrachytes aus der Klausenschlucht ergab einen Kieselsäuregehalt von 65.01 Procent und wir haben uns vorzustellen, dass diese Masse als zähflüssiger Brei bereits an's Licht getreten war, bevor die Fluthen des sarmatischen Meeres hereinbrachen und dieselbe bis weit hinauf mit ihren Absätzen einhüllten. Es lässt sich feststellen, dass schon während der sarmatischen Periode submarine Basaltausbrüche begannen, ihre Auswürflinge mit den normalen Sedimenten des schon brakischen Meeres mengten und so in der Gestalt von Tufflagern interponirten, allein das Finale der Gleichenberger Eruptionsperiode trat erst ein, als die Fluthen des

sarmatischen Meeres abgeflossen oder so weit ausgesüsst waren, dass an ihre Stelle die breiten Flussläufe und Süsswasserseen der pontischen Stufe getreten waren. Während das Schichtengebäude der sarmatischen Stufe von dem Seeschlamm und Flussgerölle (Belvedereschotter) der pontischen Stufe überdeckt wurde, erfolgten die zahlreichen und ausgiebigen Ergüsse eines basischen Eruptionsgesteines mit nur einigen 40 Procent Kieselsäuregehalt, und zwar der Hauptsache nach auf einer 4 Meilen langen Spaltenlinie, welche durch den Eruptivstock der Trachyte halbirt erscheint. Wenigstens haben nur auf dieser Linie breite Ströme von dichter basaltischer Lava als Krönung des ganzen Schichtencomplexes sich ausgebreitet, aber auch hier stets abwechselnd mit jenen Tufflagern, welche entstanden, wenn die feurig-flüssigen Massen der Tiefe beim Empordringen auf den Spaltenwegen mit den eingedrungenen Wässern der Oberfläche zusammenstiessen und der Impuls des entstehenden Wasserdampfes die ganze Reihenfolge der Erscheinungen entfesselte, welche unterseeische Eruptionen heute noch darbieten. Als mit der endlichen Trockenlegung des Terrains dieses dem zerstörenden Einflusse der atmosphärischen Niederschläge preisgegeben wurde, sehen wir die Trachytkuppen fast begraben in einem Schichtengebäude, welches wieder von Basaltströmen überdeckt wird. Nun begann die Thätigkeit der Erosion, bildete Berg und Thal, grub den Trachytstock langsam wieder aus seiner Hülle und liess die Lavaströme als Tafelberge zurück, in deren Schutz die ganze Schichtenfolge der neptunischen Gebilde uns erhalten blieb, welche ringsum den Atmosphärenschutzlos preisgegeben in das Hügelmeer aufgelöst wurde, das die Bucht erfüllt und den Curort umgibt. Zweifellos begann der Auftrieb von Mineralwässern schon in einer früheren Periode der Denudation, und zwar im Schosse des Trachytstockes, denn wir finden hoch oben im Sattel zwischen den beiden Gleichenbergen Kieselsäurehydrat in Form von Opal die Gesteinsspalten ausfüllen, wie es nur aus Thermen abgesetzt werden konnte. Von grösstem Interesse aber ist jene Masse von Belvedereschotter in halber Höhe des Berges, wo unter dem Einflusse der Thermalwässer nicht nur die Flussgerölle zu einem Conglomerat zusammengebacken, sondern auch die eingeschwemmten Stämme, Früchte und andere Pflanzenreste mit Erhaltung der mikroskopischen Structur verkieselt wurden, wie sie Unger in seiner fossilen Flora von Gleichenberg beschreibt.

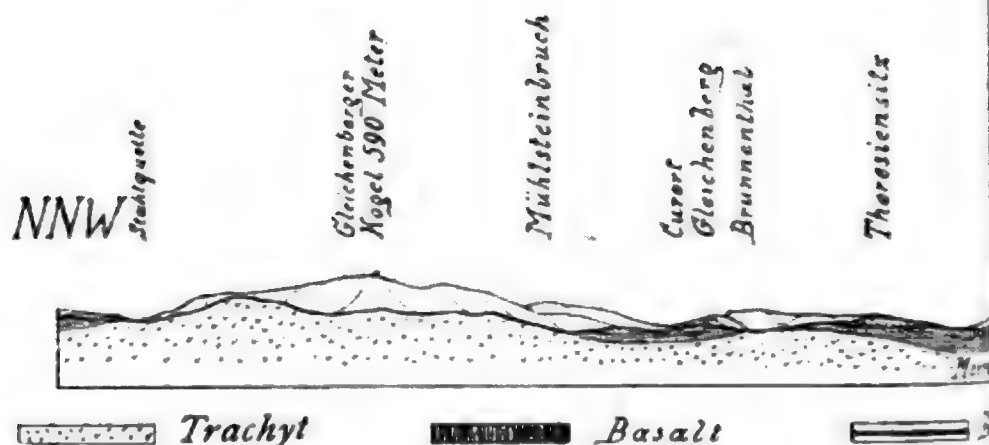
Dieses Kieselconglomerat des Mühlsteinbruches ist eine Marke der einstigen Einhüllung des Trachytstockes und blicken wir von hier aus hinüber nach dem mächtigen Basaltplateau des Hochstradenkogels im Süden, so correspondiren wir mit dem gleichzeitig abgelagerten Untergrund eines Lavastromes, dessen Rücken einen Schlackenkegel als höchsten Punkt der Gegend trägt. Mit der zunehmenden Entblössung der Trachytmasse wurde auch der Ursprung der aus ihrem Schosse kommenden Thermalwässer in ein immer tieferes Niveau verlegt, wir finden ihre Spuren in den zurückgelassenen Opalmassen des Eichgrabens und jetzt entspringen sie an dem tiefsten durch den Bachlauf des Eichgrabens freigelegten Punkte des unterirdischen Grundgebirges. Wir müssen ja die Constantinquelle wissenschaftlich ebenfalls als Therme bezeichnen, denn ihre Temperatur übersteigt die des Ursprungsortes um etwa 8° C. Auch dürfen wir immerhin annehmen, dass die gegenwärtigen Mineralwässer aus einer Tiefe stammen, welche ungefähr der Höhe entspricht, in die der Gipfel der Trachytkuppe über deren Ursprung aufragt, denn dort finden die eingedrunghenen Meteorwässer die entsprechende Temperatur des Erdinnern und dort muss ihre Saturation unter Mitwirkung der ihnen begegnenden Exhalationen von Statten gehen.“

Die Constantinquelle tritt aus einer Felsspalte am Fusse des Sulzkogels zu Tage, sie wird von einem mit Basalttuffstein ausgemauerten, cylindrischen Brunnenschachte von ungefähr 1 Meter Durchmesser und 8 Meter Höhe aufgenommen. Die Sohle dieses Schachtes bildet eine durchlöchernte Steinplatte.

Mit dem Wasser steigen ununterbrochen kleine und grosse Gasblasen auf, welche nach einer an Ort und Stelle mit denselben vorgenommenen Analyse aus fast reiner Kohlensäure bestehen; es wird nämlich dieses Gas von Kalilauge bis auf einen winzigen, unmessbaren Rückstand absorhirt. Die Ergiebigkeit der Quelle beträgt nach einer Messung am Ausflusse, welcher 60 Centimeter unter dem obern Rande des Brunnenkranzes sich befindet, 6·5 Liter pro Minute.

Die Temperatur der Quelle habe ich am 26. September 1895 bestimmt, sie betrug $17\cdot3^{\circ}$ C., die Lufttemperatur, im Schatten gemessen, war zur selben Zeit 17° C.

Das frisch geschöpfte Wasser ist vollkommen klar und farblos, und schmeckt schwach salzig und wie ein starker Sauerling; ein empfindliches Geschmacksorgan vermag einen sehr geringen Eisen-



gehalt eben noch wahrzunehmen. Blaues Lackmuspapier wird von dem Wasser violett gefärbt, nach dem Eintrocknen ist es wieder blau. Lässt man das Wasser in einem offenen Gefässe stehen, so sieht man bald unzählige Kohlensäurebläschen entweichen, allmählich scheidet sich dann ein weisser Niederschlag ab, der im wesentlichen aus Calciumcarbonat und Magnesiumcarbonat besteht; diese Erscheinungen treten rasch auf, wenn man das Wasser zum Kochen erhitzt.

Durch die qualitative Analyse wurden in dem Wasser der Constantinquelle folgende gelöste Bestandtheile nachgewiesen: Kalium, Caesium, Rubidium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Baryum, Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Chlor, Schwefelsäure, Phosphorsäure, Borsäure, Kieselsäure, Kohlensäure und nicht flüchtige organische Substanz.

Caesium und Rubidium konnten nur qualitativ mittels des Spectralapparates nachgewiesen werden, wozu der Abdampfrückstand von 50 Litern des Mineralwassers verwendet wurde, alle anderen Bestandtheile wurden quantitativ bestimmt.¹⁾

Dabei ergaben sich folgende Resultate:

Das specifische Gewicht wurde bei 17.6° C. mit dem Pyknometer bestimmt und, auf Wasser von dieser Temperatur als Einheit bezogen, 1.0057 gefunden.

Lithium. 5110 Gramm Wasser gaben 0.0303 Gramm Chloride, 0.0875 Gramm Chlorsilber und 0.0066 Gramm metallisches Silber, 0.0051 Gramm Kaliumplatinchlorid und 0.0038 Gramm Magnesium-

¹⁾ Gottlieb hat in dem Wasser Borsäure, Caesium und Rubidium nicht gefunden. Auf Borsäure scheint er nicht geprüft zu haben und für den Nachweis des Caesium und Rubidium hat er viel zu wenig Wasser verwendet.

Steinbrunnquelle
 Gleichenberg
 Quellbrunn
 Merzdorf
 Mergel 602 Meter
 Hochtauroplateau
 SSO



Tuff  Mergel und  Sandebichten.

pyrophosphat; entsprechend 0·045 Gramm Chlorlithium, respective 0·016 Gramm Lithiumoxyd für 10·000 Gramm Wasser.

Kalium, Natrium. I. 251·86 Gramm Wasser gaben 1·1810 Gramm Kalium-, Natrium- und Lithiumchlorid, ferner 0·0735 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·564 Gramm Kaliumoxyd und 24·407 Gramm Natriumoxyd für 10·000 Gramm Wasser.

II. 251·41 Gramm Wasser gaben 1·1755 Gramm Kalium-, Natrium- und Lithiumchlorid und 0·0728 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·558 Gramm Kaliumoxyd und 24·317 Gramm Natriumoxyd für 10·000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. I. 952·41 Gramm Wasser gaben 0·1932 Gramm Calciumoxyd, 0·5327 Gramm Magnesiumpyrophosphat und 0·0605 Gramm Kieselsäureanhydrid, entsprechend 2·028 Gramm Calciumoxyd, 2·015 Gramm Magnesiumoxyd und 0·635 Gramm Kieselsäureanhydrid für 10·000 Gramm Wasser.

II. 924·71 Gramm Wasser gaben 0·0609 Gramm Kieselsäureanhydrid, 0·1868 Gramm Calciumoxyd und 0·5129 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·658 Gramm Kieselsäureanhydrid, 2·020 Gramm Calciumoxyd und 1·998 Gramm Magnesiumoxyd für 10·000 Gramm Wasser.

Eisen, Mangan, Aluminium, Phosphorsäure. 10·262·7 Gramm Wasser gaben 0·0198 Gramm Eisenoxyd, 0·0025 Gramm Aluminiumoxyd und 0·0048 Gramm Magnesiumpyrophosphat. 6617·7 Gramm Wasser gaben 0·0008 Gramm Manganoxyduloxyd, entsprechend 0·019 Gramm Eisenoxyd, 0·002 Gramm Aluminiumoxyd, 0·001 Gramm Manganoxyduloxyd und 0·003 Gramm Phosphorsäureanhydrid für 10·000 Gramm Wasser.

Baryum, Strontium. 6617.7 Gramm Wasser gaben 0.0540 Gramm Baryum- und Strontiumnitrat und bei der Trennung 0.0018 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 0.038 Gramm Strontiumoxyd und 0.003 Gramm Baryumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Borsäure. 5020.9 Gramm Wasser gaben 0.2177 Gramm eines Gemenges von borsaurer Magnesia und Magnesia, davon wurden 0.2139 Gramm zur Magnesiabestimmung verwendet; es wurde erhalten 0.5158 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0.057 Gramm Borsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Chlor. I. 504 Gramm Wasser gaben 2.2384 Gramm Chlorsilber und 0.0098 Gramm metallisches Silber, entsprechend 11.046 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

II. 502.35 Gramm Wasser gaben 2.2298 Gramm Chlorsilber und 0.0124 Gramm metallisches Silber, entsprechend 11.058 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. I. 504.84 Gramm Wasser gaben 0.0689 Gramm schwefelsaures Baryum, entsprechend 0.467 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

II. 502.36 Gramm Wasser gaben 0.0691 Gramm schwefelsaures Baryum, entsprechend 0.472 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Gesamtkohlensäure. I. 187.82 Gramm Wasser gaben 0.9225 Gramm Kohlensäureanhydrid, entsprechend 49.116 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

II. 187.82 Gramm Wasser gaben 0.916 Gramm Kohlensäureanhydrid, entsprechend 48.770 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

Organische Substanz. 251.4 Gramm Wasser verbrauchten zur Oxydation der organischen Substanz 1.9 cm^3 einer Lösung von Kaliumpermanganat, von der 1 cm^3 0.00073 Gramm krystallisirter Oxalsäure entspricht. Demnach für 10.000 Gramm Wasser 0.055 Gramm organischer Substanz als Oxalsäure berechnet.

Controlbestimmung. 496.34 Gramm Wasser mit einem Ueberschusse von Schwefelsäure abgedampft, ergaben nach Entfernung der Kieselsäure einen Rückstand, der nach wiederholtem Glühen bis zum constanten Gewichte 3.3895 Gramm betrug, entsprechend 68.290 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

Aus diesen Einzelbestimmungen ergeben sich folgende Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser:

Kaliumoxyd	0.561
Natriumoxyd	24.962
Lithiumoxyd	0.016
Cäsium und Rubidium	Spuren
Calciumoxyd	1.983
Strontiumoxyd	0.038
Baryumoxyd	0.003
Magnesiumoxyd	2.007
Eisenoxyd	0.019
Manganoxyduloxyd	0.001
Aluminiumoxyd	0.002
Chlor	11.052
Schwefelsäureanhydrid	0.470
Borsäureanhydrid	0.057
Phosphorsäureanhydrid	0.000
Kieselsäureanhydrid	0.647
Kohlensäureanhydrid	48.943
Organische Substanz	0.054
Controlsulfate, berechnet	67.811
„ gefunden	68.200
Specif. Gewicht	1.0657

Werden die sauren und basischen Bestandtheile zu Salzen gruppirt, so erhält man folgendes Resultat:

10.000 Gewichtstheile Wasser enthalten:

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet:

Schwefelsaures Kalium	1.023
Chlorkalium	0.012
Chlornatrium	18.223
Borsaures Natrium	0.082
Phosphorsaures Natrium	0.006
Kohlensaures „	25.000
„ Lithium	0.009
„ Calcium	3.541
„ Strontium	0.004
„ Baryum	0.004
„ Magnesium	4.215

Kohlensaures Eisen	0·027
„ Mangan	0·002
Aluminiumoxyd	0·002
Kieselsäureanhydrid	0·647
Caesium und Rubidium	Spuren
Organische Substanz	0·054
Kohlensäure halbgebunden	14·212
„ frei	20·519
Summe der festen Bestandtheile	52·937

Specifisches Gewicht	1·0057
Quellentemperatur	17·3° C.

B. Die kohlensauren Salze als Anhydro-Bicarbonat gerechnet:

Schwefelsaures Kalium	1·023
Chlorkalium	0·012
Chlornatrium	18·223
Borsaures Natrium	0·082
Phosphorsaures Natrium	0·006
Natriumbicarbonat	35·455
Lithiumbicarbonat	0·062
Calciumbicarbonat	5·099
Strontiumbicarbonat	0·070
Baryumbicarbonat	0·005
Magnesiumbicarbonat	6·423
Eisenbicarbonat	0·037
Manganbicarbonat	0·003
Aluminiumoxyd	0·002
Kieselsäureanhydrid	0·647
Caesium und Rubidium	Spuren
Organische Substanz	0·054
Freie Kohlensäure	20·519
Summe der festen Bestandtheile	52·937

Specifisches Gewicht	1·0057
Quellentemperatur	17·3° C.

Wird die Zusammensetzung des Wassers der Constantinquelle nach C. v. Than in Aequivalentprocenten der Bestandtheile ausgedrückt, so ergibt sich folgende Darstellung:

K	. . . 1.227	}	100	Cl	. . . 32.128	}	100
Na	. . . 80.900			$\frac{1}{2} B_2O_3$	0.084		
Li	. . . 0.103			$\frac{1}{2} PO_4$	0.012		
$\frac{1}{2} Ca$. . . 7.298			$\frac{1}{2} SO_4$	1.210		
$\frac{1}{2} Sr$. . . 0.075			$CO_2 H$	66.666		
$\frac{1}{2} Ba$. . . 0.004						
$\frac{1}{2} Mg$. . . 10.342						
$\frac{1}{2} Fe$. . . 0.047						
$\frac{1}{2} Mn$. . . 0.004						
	CO_2				47.911		
	SiO_2		1.110				

Ein Vergleich der Resultate meiner Analyse mit den Resultaten der älteren Analysen von Schrötter und Gottlieb ergibt für die wesentlichen Bestandtheile des Wassers der Constantinquelle gute Uebereinstimmung, woraus folgt, dass die chemische Zusammensetzung dieses Wassers in den letzten 60 Jahren keine nachweisbare Aenderung erfahren hat.

Die Constantinquelle gehört nach ihren wesentlichen Bestandtheilen zu den alkalischnatriatischen Störzungen; sie steht in ihrer chemischen Zusammensetzung den Emser Quellen, speciell dem Kränchen und dem Kesselbrunnen sehr nahe, wenn man nur das relative Verhältnis der gelösten Bestandtheile berücksichtigt, doch enthält die Constantinquelle fast doppelt so viel feste Bestandtheile und freie Kohlensäure als die beiden Emser Quellen. Die Temperatur der letzteren ist wesentlich höher als die der Constantinquelle.

Herr Dr. R. Ritter von Zeynek, Assistent am Laboratorium für medicinische Chemie in Wien, hat mich bei der Ausführung der Analyse der Constantinquelle ausgiebig unterstützt, wofür ich ihm auch hier meinen besten Dank ausspreche.

IX. Methode zur Bestimmung des Lichtbrechungsvermögens eines Mineralen in den Dünnschliffen.

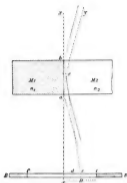
Von C. Viola.

(Mit einer Textfigur.)

Die Methode stützt sich auf die von Prof. Fr. Becke vorgeschlagene und angewandte Beleuchtungsweise, um die stärker brechenden Minerale von den weniger brechenden in den Dünnschliffen zu unterscheiden. — Wenn man eine über oder unter dem Polarisator eines Mikroskopes gelegene, centrale Iris-Blende zur Verfügung hat, mittelst welcher man im Stande ist, beliebig den Eintritt des Lichtes, das durch den Dünnschliff gehen soll, zu reguliren, beobachtet man, wie bekannt, einen hellen Streifen auf der Seite des stärker brechenden Mineralen, wenn man das Objectiv etwas hebt, und einen dunkleren Streifen auf der Seite des weniger brechenden Mineralen. Infolge dessen erscheint jenes über dieses etwas erhaben. Die Erscheinung ist deutlicher, wenn an Stelle der Centralblende seitliche oder schiefe Beleuchtung angewandt wird, wie Prof. Becke selbst angegeben hat. Aber dabei ist zu bemerken, dass das Relief nicht erscheint, wenn das Feld zu viel beleuchtet wird, und es wird Jedermann beobachtet haben, dass das genannte Relief oder der helle Streifen um so deutlicher wahrnehmbar ist, je grösser der Unterschied zwischen den Brechungsindices der zwei anstossenden Minerale ist. Wenn z. B. bei einer gegebenen Beleuchtung der helle Streifen an der Grenze zweier Minerale (z. B. Anorthit und Leucit) unterscheidbar ist, kann es vorkommen, dass dies an der Grenze zweier anderer Minerale nicht der Fall sei (z. B. Orthoklas und Leucit).

Ich benütze den zur Unterscheidung des an der Anstosstelle von zwei Mineralen entstehenden hellen Streifens gerade noch nöthigen Beleuchtungsgrad, den ich Grenze der Beleuchtung nennen will, um die Differenz zwischen den Brechungsindices der zwei genannten Minerale zu bestimmen.

Eine kurze Betrachtung und eine Figur werden die Sache klar machen.



M_1 und M_2 stellen in transversalem Schnitte zwei in einem Dünnschliffe gelegene Minerale dar, deren anstossende Fläche ab ist, und deren Brechungsindices n_1 und n_2 sind, wobei $n_1 > n_2$.

Das polarisirte Licht kommt von der Oeffnung $CC = \pm D$ der Irisblende BB her. Die von der Grenzfläche ab total reflectirte Lichtmenge wird die in dem Winkel xay gelegene sein, worin $\cos \varphi = \frac{n_1}{n_2}$ ist. Sie ist diejenige, welche, indem man das Objectiv hebt, den hellen Streifen in dem stärkerbrechenden Mineral M_2 , und durch ihre Abwesenheit auf der entgegengesetzten Seite den dunkleren Streifen in dem wenig brechenden Minerale M_1 bestimmt.

Die in dem Bündel xay enthaltenen Lichtstrahlen kommen selbstverständlich nicht von der ganzen Irisblende-Oeffnung, sondern nur von einem Theil derselben, d. h. von einer Oeffnung, deren Halbmesser d ist, wenn dies so bestimmt wird, dass man den durch den Punkt b gehenden und mit ab den Winkel φ einschliessenden Lichtstrahl bis auf die Irisblende verlängert. Daher ist nur das von

einer die Oeffnung d besitzenden Irisblende herkommende Licht dasjenige, welches den hellen Streifen in dem stärker brechenden Minerale erzeugt. Ich bezeichne mit J_1 die Intensität dieses Lichtes, welches sich zu d^2 direct verhält. J sei die Intensität des Feldes, welche zu D^2 sich direct verhalten wird. Das Verhältniß zwischen der Intensität J_1 und der Intensität J , d. h.

$$1. \quad \frac{J_1}{J} = \frac{d^2}{D^2}$$

wird einen bestimmten Wert haben, und wird nie unter eine bestimmte Grenze sinken dürfen, wenn man will, dass das Auge das über das Licht J gelegte Licht J_1 zu unterscheiden vermag. Dieses Verhältniß, welches nicht gegeben ist und auch nicht gegeben zu sein braucht, nenne ich i . Der Halbmesser d ist zu $\sin \varphi$ direct proportional. Wir werden also haben:

$$d^2 = k \frac{n_2^2 - n_1^2}{n_2^2} = k \frac{(n_2 - n_1)(n_2 + n_1)}{n_2^2}$$

Bemerken wir, dass eine kleine Variation in $n_2 + n_1$ und in n_2^2 keinen merklichen Einfluss auf d^2 haben kann. Es ist daher erlaubt zu schreiben

$$d^2 = k (n_2 - n_1)$$

für die verschiedenen zu vergleichenden Minerale. Somit wird man aus 1.

$$i = \frac{k (n_2 - n_1)}{D^2}$$

haben, oder

$$(n_2 - n_1) = \lambda D^2,$$

wo λ eine noch zu bestimmende Constante bedeutet.

Der Unterschied des Lichtbrechungsindices zweier in einem Dünnschliffe anstossender Minerale verhält sich wie das Quadrat der Oeffnung der Irisblende an der Grenze der Beleuchtung des Feldes.

Diese Bedingung sagt vorerst, dass, wenn das Lichtbrechungsvermögen eines Mineralen gegeben ist, auch dasjenige des mit ihm in Berührung kommenden Mineralen bestimmbar ist, sobald die Oeffnung der Irisblende an der Beleuchtungsgrenze des Feldes, um den hellen Streifen zu unterscheiden, bekannt ist.

Und nun sehen wir, wie man in der Praxis vorzugehen hat.

Die erste Frage ist die Bestimmung der Constanten λ . Das bewirkt man mit Hilfe von Mineralen, deren Lichtbrechungsvermögen bekannt ist.

Nehmen wir z. B. an, wir hätten in dem Canadabalsam senkrecht auf die optische Axe geschnittenen Apatit. Das Lichtbrechungsvermögen dieses ist $n_2 = 1.638$, jenes $n_1 = 1.549$. Man hebe das Objectiv etwas, und man schliesse nach und nach die Irisblende, bis der helle Streifen im Apatit an der Grenze des Canadabalsams erscheint. Die Oeffnung der Irisblende ist in diesem Falle $D = 15$ Millimeter.¹⁾

Wir haben

$$\lambda = \frac{1.638 - 1.549}{15^2} = 0.00039.$$

In demselben Dünnschliffe habe ich einen parallel zu (010) geschnittenen Pyroxenkrystall, welcher ebenfalls im Canadabalsam eingeschlossen ist.

Die Richtung γ macht mit c einen 46° betragenden Winkel. Ich bestimme zuerst γ , nachher α . Zu diesem Zwecke wird die Richtung γ parallel zu dem unteren Nicol gestellt. Nun schliesse ich nach und nach die Irisblende, bis der helle Streifen im Pyroxen deutlich bemerkbar ist. Die Oeffnung der Irisblende ist in diesem Falle $D = 20.5$ Millimeter.

Wir werden wie vorher haben:

$$\frac{\gamma - 1.549}{20.5^2} = 0.00039$$

und daraus $\gamma = 1.549 + 0.164 = 1.713$.

Man dreht nun das Präparat um 90° und man bestimmt wieder die dazu nöthige Oeffnung der Irisblende, welche $D = 19$ Millimeter ist. Somit hat man

$$\frac{\alpha - 1.549}{19^2} = 0.00039$$

und daraus $\alpha = 1.549 + 0.141 = 1.690$.

Um die Constante λ zu bestimmen, bediene ich mich auch, und mit Vorthail, eines parallel zur Spaltung (010) geschnittenen Dünnschliffes von Aragonit, dessen wohlbekannte Lichtbrechungsindices für die D -Linie $\alpha = 1.530$ und $\beta = 1.682$ sind, und folglich $\beta - \alpha = 0.152$ ist. Dieser Dünnschliff wird an der Grenzfläche mit dem Canadabalsam den hellen Streifen bald bei der einen, bald bei der andern Beleuchtungsgrenze zeigen, je nachdem c oder a des Dünnschliffes

¹⁾ Ich benütze eine vor dem Spiegel des Mikroskopes angebrachte Ablendung.

parallel zur Polarisations-Ebene des unteren Nicols gestellt wird. Wenn man mit d_1 und d_2 die verschiedenen Oeffnungen der Irisblende für die bezüglichen Stellungen des Aragonit-Dünnschliffes bezeichnet, und wenn n_1 wie früher den Brechungsindices des Canadabalsams bedeutet, bekommen wir

$$\alpha - n_1 = d_1^2 \cdot \lambda$$

$$\beta - n_1 = d_2^2 \cdot \lambda$$

woraus
$$\beta - \alpha = 0.152 = (d_2^2 - d_1^2) \lambda$$

oder
$$\lambda = \frac{0.152}{d_2^2 - d_1^2}$$

wenn der Brechungsindices des Canadabalsams kleiner ist als 1.530. im umgekehrten Falle wird

$$\lambda = \frac{0.152}{d_2^2 + d_1^2}$$

Andere Beispiele sind, glaube ich, nicht nothwendig.

Diese Methode versichert die 3. Decimalstelle, sobald das Auge genügend geübt ist; sie ist allen bisher angewandten Methoden vorzuziehen, theils wegen ihrer Einfachheit, theils weil es nicht nöthig ist, die Dicke des Dünnschliffes zu kennen.

Ich bin darauf gekommen, bei dem Versuch die sehr dünnen, in Leucitkrystallen vorkommenden Einschlüsse der Laven des Heriker-Gebietes (Prov. Rom) zu bestimmen. Solche äusserst dünne Pyroxen- und Apatit-Einschlüsse vermögen keine Polarisationsfarben zu geben, so dass jede Untersuchung der optischen Charaktere, ausgenommen das Lichtbrechungsvermögen, scheitern muss.

Ebenso wie man den Unterschied der Lichtbrechungsindices zweier anstossenden Minerale bestimmen kann, indem man die Oeffnung der Irisblende nach und nach schliesst, kann man denselben Zweck erreichen, indem man die Oeffnung der Irisblende unverändert lässt und mehr oder weniger schiefes Licht anwendet, je nach der Grösse des Unterschiedes der Lichtbrechungsindices.

X. Gesteine der Columbretes.

Von F. Becke.

(Mit einer Taf. III und 1 Textfig.)

Zu Anfang der Neunziger-Jahre besuchte Sr. kais. Hoheit der Herr Erzherzog Ludwig Salvator die kleine Inselgruppe der Columbretes an der Ostküste von Spanien und legte seine Beobachtungen über Bodengestalt, Klima, Fauna und Flora der selten besuchten Felsenlande in einem Prachtwerke¹⁾ nieder.

Schreiber dieser Zeilen war mit der petrographischen Untersuchung der von Sr. kais. Hoheit gesammelten Gesteine betraut worden, deren Beschreibung dem erwähnten Prachtbande einverleibt ist.

Da die Untersuchung der Gesteine einige interessante Thatsachen ergab, und da die Gesteine der Inselgruppe bisher nur unvollkommen bekannt waren, glaube ich, die Veröffentlichung der Ergebnisse in diesen Mittheilungen rechtfertigen zu können.

Einleitung.

Die Columbretes sind eine kleine Gruppe vulcanischer Felseninseln in einer Entfernung von circa 55 Kilometern von der Ostküste von Spanien gelegen unter $0^{\circ} 42'$ östlicher Länge von Greenwich und $39^{\circ} 50'$ nördlicher Breite.

Die grösste und am weitesten gegen Nordosten vorgeschobene dieser Inseln *Columbreta grande* bildet mit den Klippen *El Mascarat*, *Schoreta* und *Mancolibre* einen wohl erhaltenen Krater von elliptischem Umriss und in der Richtung NO.—SW. gestrecktem längeren Durchmesser. Im Nordosten fehlt etwa ein Viertel des Kraterwalles, welcher in den erhaltenen Theilen aus quaquaversal geschichtetem palagonitischem Tuff mit eingelagerten Bruchstücken compacten Feldspathbasaltes besteht. Die erwähnten Klippen

¹⁾ Columbretes. Prag, Verlag und Druck von H. Mercy. Verfasser nicht genannt.

und der südliche Theil der Hauptinsel tragen die Ueberreste einer sehr blasig-schlackigen Lavadecke. Auf dem nördlichen und höchsten Theile des Kraterrandes steht ein Leuchtthurm und ein meteorologisches Observatorium. Das Wartepersonal dieser Anstalten sind die einzigen ständigen Bewohner der Insel.

Etwas westlich und südlich von diesem erloschenen basaltischen Vulcan liegen in einer fast genau N.—S. gerichteten Reihe die gänzlich unbewohnten Inseln Ferrera, Forodada und El Bergantin, jede von mehreren kleineren Klippen und Eilanden begleitet. Diese Felseninseln stellen offenbar die Ueberreste einstiger grösserer vulcanischer Berge oder Inseln dar. Sie bestehen aus trachytischem Material, und zwar nach den mir vorliegenden Stücken grösstentheils aus trachytischen Laven; Kraterformen sind nach den naturgetreuen Abbildungen des erwähnten Prachtwerkes nicht zu erkennen. Die südlichste dieser Klippen: El Bergantin, ist eine thurmformige 32 Meter hohe mit senkrechten Wänden sich erhebende Klippe. Forodada zeigt sanften Abfall nach West, steile Felswände nach Ost, wo noch mehrere kleinere Inseln und Klippen vorgelagert sind, und eine ähnliche Configuration besitzt die Insel Ferrera, der östlich die kleine Insel Bauzá vorlagert.

Die Gesteine der Hauptinsel wurden nach von dritter Hand gesammelten Handstücken beschrieben von P. Vicent.¹⁾ Er bestimmte die Basaltlava als Feldspathbasalt und beschäftigte sich eingehend mit den Tuffen, die er als Palagonittuff bezeichnete.

Die vorliegenden Handstücke gehören zum grössten Theil echt vulcanischen Gesteinsarten an, wie man sie an thätigen oder kürzlich erloschenen Vulcanen zu finden gewohnt ist. Die Mehrzahl hat den Charakter poröser, schaumiger, schlackiger Gebilde, wie sie am häufigsten als lose Auswürflinge oder auch als Oberflächenbildungen von Lavaströmen vorkommen. Nur wenige bestehen aus compactem Gestein; diese kommen grösstentheils in der Form von Bruchstücken im Tuff vor. Viele Stücke gehören als cementirte Anhäufungen loser Auswürflinge in die Abtheilung der Tuffe, nur wenige lassen eine Beimengung normaler Kalksedimente erkennen. Abgesehen von diesen Unterschieden, gliedern sich die vorliegenden Proben nach ihrem

¹⁾ Notice lithologique sur les Iles Columbretas par le R. P. Anton Vicent, S. J. Extrait de la Société scientifique de Bruxelles. IX, 1885—1886, pag. 105—118.

chemisch-mineralogischen Bestand in zwei Gruppen, die, soweit das vorliegende Material in Betracht kommt, streng geschieden und durch Uebergänge nicht verknüpft sind.

Die eine dieser Gruppen, welche eine grössere Mannigfaltigkeit erkennen lässt, ist durch den Reichthum an weissen Feldspath-(Sanidin-)Einsprenglingen charakterisirt; diese Gesteine stammen von den Inseln Ferrera, Bauzá, Forodada; das Gestein der Klippe El Bergantin, welches in der vorliegenden Sammlung nicht vertreten ist, dürfte nach den Beschreibungen des erwähnten Prachtwerkes ebenfalls dieser Gruppe angehören, so dass der ganze N—S. streichende Klippenzug im Südwesten der Hauptinsel aus diesen Sanidingesteinen besteht. Die Gesteine dieses Zuges haben trachytischen Habitus, stellen aber keinen reinen Typus dar, sondern bilden eine Serie nahe verwandter Gesteine, welche zwischen der SiO_2 -reicheren Trachyt-Andesit-Serie und der SiO_2 -ärmeren Phonolith-Tephrit-Serie eine Mittelstellung einnehmen, chemisch sich mehr der letzteren anschliessen, durch den makroskopisch auffallend hervortretenden Sanidingehalt aber die Verwandtschaft zur Trachytgruppe bekunden.

Die andere Gruppe umfasst schwarze Gesteine, in deren Gefüge Olivin- und Augitkrystalle hervortreten: Basalte, sowie zugehörige Tuffe. Sie stammen — mit einer einzigen Ausnahme — von der Hauptinsel und den benachbarten Klippen.

1. Die trachytischen Gesteine des westlichen Klippenzuges.

Diese Gesteine sind sämmtlich durch das reichliche Auftreten von Einsprenglingen eines glasigen monoklinen Alkalifeldspathes (Sanidin) ausgezeichnet. Er findet sich in stark rissigen Körnern und Krystallen mit gerundeten Kanten, die von Absonderungsflächen durchzogen sind, welche beiläufig der Querfläche parallel gehen. Die Spaltbarkeit ist sehr undeutlich. Die einzelnen Körner erreichen bis 1 Centimeter Grösse; es kommen aber auch haselnuss-grosse Aggregate solcher Körner vor. Mit der Gesteinsmasse hängen sie meist nur lose zusammen.

Die optischen Eigenschaften sind die folgenden: In Platten nach *M* wird die Auslöschungsschiefe gegen die Kante *M/P* gleich

+ 7° gefunden, etwas kleiner für rothes Licht als für blaues. Die Ebene der optischen Axen liegt normal zur Symmetrieebene. Der Winkel der optischen Axen gemessen in Platten parallel der Absonderung nach der Querfläche ist ziemlich klein ($2E = 45^\circ \dots 58^\circ$, ähnliche Platten des Sanidin vom Drachenfels gaben $2E = 72^\circ$). Die Dispersion um die erste Mittellinie a ist $\rho > v$, gleichzeitig horizontal entsprechend der oben angegebenen Dispersion der Auslöschungsrichtungen.

Das spezifische Gewicht schwankt innerhalb der Grenzen 2.58 bis 2.63. Die reinsten Proben gaben Werte, die der oberen Grenze nahe liegen, die niedrigeren fanden sich bei etwas trüben Splittern und sind somit durch die mikroskopisch erkennbaren Gasporen bedingt.

Die mikro-chemische Untersuchung ergab neben der Kaliumreaction einen beträchtlichen Gehalt an Natrium und einen deutlich nachweisbaren an Calcium. Trotz dieser an Anorthoklas erinnernden Eigenschaften zeigen auch die dünnsten Schiffe keine bemerkbare Zwillingstreifung, sondern löschen einheitlich aus. Gegen die Zuweisung zu Förstner's Natronorthoklas spricht die nicht sehr hohe Auslöschungsschiefe auf M . Im Zusammenhalt mit dem hohen spezifischen Gewicht könnte das optische Verhalten zu der Vermuthung führen, dass hier dem Kalifeldspath ein calciumreicherer Kalknatronfeldspath beigemischt sei. Im folgenden möge dieser Feldspath kurz als Sanidin bezeichnet werden, mit dem er optisch, unter anderem auch im niedrigen Lichtbrechungsvermögen übereinstimmt.

Die Sanidine der verschiedenen untersuchten Gesteinsvarietäten zeigen keine merklichen Unterschiede und stimmen auch in der grossen Reinheit der Substanz überein, derzufolge fremde Einschlüsse mit Ausnahme kleiner reihenweise angeordneter Gasporen völlig fehlen.

Von den übrigen Gemengtheilen gibt der Plagioklas zu besonderen Bemerkungen keinen Anlass.

Eine dunkle basaltische Hornblende und ein entweder grünlichgrauer, häufiger aber gelber Augit sind sehr verbreitet.

Die erstere ist meist stark magmatisch corrodirt; am besten ist sie erhalten in homöogenen Einschlüssen in einem Gestein von Ferrera und Bauzá. Hier tritt sie in Individuen auf, die von mikro-

skopischer Kleinheit bis zu $\frac{1}{2}$ —1 Millimeter langen Nadeln herangewachsen.

Die Auslöschungsschiefe α ist sehr klein, und c weicht auf 010 im Uhrzeigersinn von der Verticalaxe ¹⁾ ab. In den häufigen Füllen, wo mit der Hornblende Augit parallel verwachsen ist, liegt die Elasticitätsaxe c des Augit nach der entgegengesetzten Seite, wie die hier gegebene Figur erkennen lässt.



Diese Hornblende hat ziemlich grossen Axenwinkel bei negativem Charakter der Doppelbrechung. Die Bilder zeigen $\varrho < \nu$ um α und deutliche geneigte Dispersion an. Bei einiger Aufmerksamkeit kann man die hieraus folgende Dispersion der Mittellinien in Schnitten (010) an den Farbengegensätzen erkennen, die sich beim Herausdrehen aus der Dunkelstellung ergeben. Aus diesen Farbenercheinungen muss man folgern, dass $\alpha_{\nu} > \alpha_{\varrho}$.

Meines Wissens ist eine Hornblende mit dieser Orientirung noch nicht beschrieben worden. Die basaltische Hornblende aus Basaltuff von Böhmen zeigt gleichfalls starke Dispersion der Mittellinien, aber in Schnitten 010 weicht c um einige Grade nach vorne (entgegen dem Uhrzeigersinn) ab, und nach den Farbenercheinungen zu beiden Seiten der Dunkelstellung ist $\alpha_{\nu} < \alpha_{\varrho}$.

Dieselbe Orientirung gibt auch Hornblende aus dem porphyrtigen Phonolith von Rongstock und aus dem trachytischen Phonolith vom hohen Hain, welche letztere Blumrich in der Arbeit über die Phonolithe des Friedländer Bezirkes ²⁾ beschrieben hat.

In diesen Fällen neigt c der Hornblende nach derselben Seite wie c des damit parallel verwachsenen Augites. Wenn wir die Hornblende nach dem Vorschlage von Tschermak so aufstellen, wie die parallele Verwachsung mit Augit verlangt, ergibt sich daher, dass bei basaltischen Hornblendern entweder:

$$\begin{aligned} \alpha \text{ negativ} & \dots \alpha_{\varrho} > \alpha_{\nu} \text{ oder} \\ \alpha \text{ positiv} & \dots \alpha_{\varrho} < \alpha_{\nu} \end{aligned}$$

¹⁾ Aufstellung nach Tschermak, $p = 101$.

²⁾ Diss. Minn. XIII, pag. 491, 1892.

Ersteres scheint häufig vorzukommen, für letztere Orientirung ist die Hornblende der Columbretes-Gesteine bis jetzt das einzige mir bekannte Beispiel.

Diese Hornblende ist stark pleochroitisch:

c rothbraun, b braunroth, a honiggelb

$$c \geq b > a.$$

Bisweilen nehmen die Farbentöne eine mehr graubraune Nuance an. Dann ist auch der mitvorkommende Augit grün oder grau gefärbt. In den Handstücken mit schön rothbrauner Hornblende ist dagegen der Augit gelb.

Die Intensität der Färbung nimmt gegen aussen zu. Doch scheint dies mehr mit der corrodirenden Einwirkung des Magmas als mit isomorpher Schichtung zusammenzuhängen, da mit der Zunahme der Färbung eine sich rasch steigernde Trübung und Abnahme der Doppelbrechung einhergeht.

Letztere ist sehr hoch. In einem tauglichen Schnitt nahezu $\perp b$ wurde mit dem Babinet'schen Compensator bestimmt

$$\gamma - \alpha = 0.046.$$

Der Winkel der optischen Axen $2V$ wurde mit der Klein'schen Lupe beiläufig zu 80° bestimmt.

Diese Hornblende fehlt in keinem der trachytischen Gesteine unter den älteren Ausscheidungen; in den dunkel gefärbten ist sie reichlich vorhanden, aber zumeist corrodirt und in ein Aggregat von Augit und Magnetit verwandelt. In demselben treten bisweilen auch stark doppelbrechende intensiv rothbraune Körner auf, deren Deutung unsicher ist (ob Cossyrit?).

Augit fehlt keinem der untersuchten Gesteine; er ist durch sehr hohe, 70° bisweilen überschreitende Auslöschungsschiefe, sehr starke Dispersion der Mittellinien nach dem Schema $cc_p < cc_o$ ausgezeichnet.

Von dem in phonolithischen Trachyten und Phonolithen verbreiteten Aegirinaugiten unterscheiden ihn die mehr gelbe als grüne Farbe, ferner ein ganz anderer Charakter der Zonenstructur.

Man kann als Regel aufstellen, dass in den Phonolith-Augiten die Tiefe der Färbung, die Auslöschungsschiefe cc und die Stärke der Doppelbrechung nach aussen zunehmen. An den gelben Columbretes-Augiten verhält sich dies alles umgekehrt: auf einen dunkleren Kern folgt eine lichtere Hülle mit abnehmender Aus-

löschungsschiefe und schwacher Doppelbrechung ($\gamma - \alpha$ im Kern 0.026, in der Hülle 0.018).

Dieser gelbe Augit dürfte mit dem vieler Trachyte vom Ponzatypus identisch sein. Ueber seine chemische Natur sind nur Vermuthungen erlaubt. Er dürfte ziemlich reich an Thonerde und Natron und nicht sehr kieselsäurereich sein, ähnlich wie der von Doelter¹⁾ aus dem Phonolith von Praya isolirte Augit.

An eine Isolirung der meist nur in winzigen Individuen in der Grundmasse eingewachsenen Augite war leider nicht zu denken.

Als ein hervorstechender Zug in der mineralogischen Zusammensetzung der trachytischen Columbretes-Gesteine ist der vollständige Mangel an Biotit hervorzuheben.

Die vorliegenden Handstücke lassen sich in drei Gruppen bringen:

a) Sehr lichte ziemlich compacte Gesteine mit grossem Reichthum an Sanidin-Einsprenglingen, echt trachytischem Habitus. Dieser Typus ist nur in wenigen Handstücken von der Insel Forodada vertreten; die chemische Untersuchung lehrte, dass diese Gesteine trotz des trachytischen Habitus in der Grundmasse in ziemlicher Menge ein durch Salzsäure zersetzbares Thonerde-Natron-Silicat enthalten; dementsprechend werden sie hier als trachytischer Phonolith aufgeführt.

b) Aschgraue compacte, bisweilen etwas zerreibliche, fast holokrystalline Gesteine, in deren Gefüge Sanidin-Einsprenglinge etwas spärlicher auftreten; sie sind hier aus Gründen, die weiterhin entwickelt werden, als tephritische Trachyte aufgeführt. Sie stammen von den Inseln Ferrera und Bauzá und enthalten häufig schlackig poröse dunkle Einschlüsse.

c) Von der Insel Forodada stammen Stücke einer glasreichen, im compacten Zustande schwarzgrauen, im schlackigen Zustande ziegelrothen trachytischen Lava, welche sich chemisch nur wenig von den tephritischen Trachyten unterscheidet, und als deren vitrophyrische Ausbildung angesehen werden kann.

¹⁾ C. Doelter, Zur Kenntniss der vulcanischen Gesteine und Mineralien der Capverd'schen Inseln. Graz 1882, pag. 26.

a) Hellgrauer trachytischer Phonolith von Forodada.¹⁾

Von diesem Gestein, welches den typischen Trachyten im Habitus nahe steht, lagen nur zwei Handstücke vor. In der hell gelblichgrau gefärbten rauhen porösen Grundmasse erkennt man zahlreiche wasserhelle Sanidine, spärlich schwarze Prismen von kleinen Dimensionen (im Mittel 1 Millimeter lang, 0·2 Millimeter breit), die erst durch das Mikroskop als Hornblende erkannt werden können.

Im Dünnschliff gewahrt man zahlreiche Durchschnitte von Sanidin in gerundeten, wie abgeschmolzen aussehenden Formen. Krystallgestalt ist kaum angedeutet. Daneben finden sich zahlreiche, aber meist kleinere Plagioklaskrystalle mit scharf entwickelter Krystallform, die nach der Methode conjugirter Auslöschungsschiefen optisch als Andesin bestimmt wurden. Kleine Einsprenglinge gaben auch die niederen Auslöschungszahlen des Oligoklases. Sehr selten finden sich Plagioklaskrystalle, welche in der Grösse den Sanidinen nahe kommen. und bei diesen zeigte der Kern das Verhalten eines sauren Labradors. So gaben in einem derartigen Krystall die vier Individuen eines Doppelzwillings die Auslöschungsschiefen

1	18°
1 ¹	16°
2	23°
2 ¹	27°

Bei den kleineren Krystallen ist die Zonenstructur schwach ausgeprägt.

¹⁾ In dem öfter citirten Werke habe ich das Gestein auf Grund der mikroskopischen Untersuchung als Trachyt bezeichnet. Die chemische Analyse, welche einen auffallend niedrigen Kieselsäuregehalt ergab, lag nicht vor, als ich meine Beschreibung verfasste; sie wurde erst während des Druckes eingeschaltet. Durch die Ergebnisse der Analyse aufmerksam gemacht, welche bei jeder Art von Berechnung auf das Vorhandensein eines kieselsäurearmen Alkali-Thonerde-Silicates hinwies, wiederholte ich mit grosser Sorgfalt meine mikroskopischen Beobachtungen. Ich konnte aber auch jetzt weder Nephelin, noch Leucit, noch ein Mineral der Sodalithgruppe erkennen. Dass sich aber muthmasslich ein nephelinähnliches Silicat in den allotriomorphen strahligen Partien der Grundmasse verbirgt, wurde durch Aetzversuche und durch eine Partialanalyse des in Säure löslichen Antheils des Gesteins wahrscheinlich gemacht. Der vorliegende Fall zeigt die Grenze der mikroskopischen Methode.

Sowohl Sanidin als Plagioklas haben einen schmalen, einschliessreichen, scharf abgesetzten Saum, der aus Feldspathsubstanz besteht, die nur wenig stärker lichtbrechend ist als der Sanidin, dagegen merklich schwächer lichtbrechend als die äussersten Schichten der Plagioklaskristalle. Um die Sanidine ist diese ausgezackte mit der Grundmasse verzahnte Hülle merklich breiter als um die Plagioklase. In der Orientirung weicht dieser Saum stets um mehrere Grade von dem umhüllten Feldspath ab, mag derselbe Sanidin oder Plagioklas sein. Diese Säume stimmen in Bezug auf Ansehen und Lichtbrechung überein mit dem zuletzt erstarrten Feldspathbestandtheil der Grundmasse.

Einsprenglinge von dunkelbrauner basaltischer Hornblende, welche die bekannten aus Augitkryställchen und dunklen Körnchen bestehenden Corrosionsrinden erkennen lässt, sind in ziemlicher Menge vorhanden.

Seltener als die Hornblende findet sich Augit in grösseren Krystallen; sie sind von beiden Pinakoiden (vorwaltend), dem Prisma und der gewöhnlichen Pyramide begrenzt; bisweilen waltet die Querfläche etwas vor. Spaltbarkeit deutlich nach dem Prisma, un-
deutlich nach der Längsfläche. Die Farbe ist grünlich- bis honiggelb mit merklichem Pleochroismus in dem intensiver gefärbten Kern:
a hellhoniggelb, b gelblichgrün, c dunkelhoniggelb

$$b > c > a$$

In der schmalen heller gefärbten Hülle sind die Absorptionsunterschiede unmerklich. Die Auslöschungsschiefe cc erreicht Werte bis 70° und darüber; sie ist für rothes Licht merklich kleiner als für blaues; für den dunklen Kern ist sie grösser als für die blassere Hülle. Die der Verticalaxe c näher liegende Axe B zeigt sehr starke Dispersion $g > e$ um die positive Mittellinie.

Als accessorische Gemengtheile finden sich blassgelbe Titanitkrystalle, die von einer dunklen Erzkruste umgeben sind, ferner bräunlich oder schwärzlich bestaubte Apatitsäulen.

Die Grundmasse des Gesteins besteht aus Mikrolithen von Oligoklas, aus kleinen unvollkommen idiomorphen blassgelben Augitkryställchen, aus zahlreichen Magnetitkörnchen, welche letztere Bestandtheile Pseudomorphosen nach Hornblende bilden. Diese Gebilde liegen in einer farblosen Masse eingebettet, welche in ihrer Lichtbrechung mit dem Saum der Feldspathe übereinstimmt, und im

polarisirten Licht sich aus einem sehr feinkörnig strahligen Aggregat zusammengesetzt erweist, dessen Bestandtheile schwächer doppelbrechend sind als die Oligoklasmikrolithen. Die einzelnen Leisten haben gerade oder schwach schiefe Auslöschung. Bei der ersten Untersuchung hielt ich sie für Sanidin. Es muss sich aber in diesen ungemein fein struirten Aggregaten ziemlich viel Nephelin verstecken, wenngleich die sorgsamste Untersuchung keine Nephelin-, ebensowenig Leucit- oder Nosenformen erkennen liess. Dass hier ein vermuthlich dem Nephelin zuzuweisendes Mineral verborgen ist, beweist die chemische Bauschanalyse, ebenso auch mikrochemische Versuche.

Nach Behandlung des Schliffes mit Salzsäure bildeten sich in dem eintrocknenden Tropfen reichlich Chlornatriumwürfel; die Lösung gab nur schwache Kallium-, sehr schwache Co-Reaction; dagegen lieferte Behandlung mit Cäsiumsalz eine reichliche Reaction auf Thonerde. Versuche, mit Fuchsin zu tingiren, ergaben zwar das Vorhandensein von gelatinöser Kieselsäure auf der geätzten Schlifffläche, allein die Präparate machten mehr den Eindruck, als ob eine formlose Zwischensubstanz zwischen den nun allenthalben deutlich hervortretenden Feldspathstrahlen sich gefärbt habe; deutliche, auf Nephelinformen beziehbare gefärbte Durchschnitte waren nicht zu beobachten.

Dannach muss man wohl diese feinkörnigen Partien der Grundmasse, welche einen sehr beträchtlichen Antheil derselben ausmachen, für ein allotriomorphes Gemenge von Sanidin und Nephelin halten.

Bemerkenswert ist noch, dass Unterschiede der Lichtbrechung auch bei sorgfältigster Untersuchung zwischen den Componenten der Grundmasse nicht zu bemerken sind, ebensowenig zwischen dieser und dem zackigen Saum der Feldspatheinsprenglinge.

Um so auffällender treten stellenweise sehr schwach lichtbrechende isotrope Stellen hervor, welche Zwickel zwischen den Feldspathleisten oder ganz unregelmässige Räume einnehmen. Ich glaube darin Reste von Glasbasis sehen zu dürfen. Sie werden von Salzsäure leicht zersetzt.

Ähnlich schwach lichtbrechende isotrope Partien ragten krystallähnlich in Hohlräume des Gesteins vor. Sie kamen in verschwindend geringer Menge vor und entzogen sich dadurch genauerer Bestimmung (Analcim?).



Eine Analyse dieses Gesteins wurde von Herrn R. Pfohl, Assistent am chemischen Laboratorium der höheren landwirthschaftlichen Lehranstalt in Liebwerd bei Tetschen a. d. Elbe, ausgeführt. Das Analysenmaterial wurde bei 110° C. getrocknet. Der kleine Gehalt an Chlor und Schwefelsäure wurde im wässerigen Auszug des Gesteines bestimmt; er ist an *Na*, *Ca*, *Mg* gebunden, in Spuren konnte *K* und eine sehr schwache Spur Salpetersäure nachgewiesen werden.

Dieser Salzgehalt ist auf die Imprägnation mit Meersalz zurückzuführen; er fand sich in gleicher Weise auch bei den anderen Gesteinen.

Das spezifische Gewicht wurde in Xylol bestimmt.

Hellgrauer trachytischer Phonolith von Forodada:

<i>SiO</i> ₂	55.93%
<i>TiO</i> ₂	0.42 "
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	21.63 "
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	3.62 "
<i>FeO</i>	0.34 "
<i>MgO</i>	0.61 "
<i>CaO</i>	2.54 "
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	7.84 "
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	6.01 "
<i>H</i> ₂ <i>O</i>	0.72 "
<i>P</i> ₂ <i>O</i> ₅	0.22 "
<i>CO</i> ₂	0.03 "
<i>Cl</i>	0.51 "
<i>SO</i> ₂	0.08 "
	<hr/>
	100.70%
Spezifisches Gewicht	2.62

Der niedere Kieselsäuregehalt, der Reichtum an Thonerde und Alkalien nähert dieses Gestein unverkennbar den *g*-Magmen Rosenbusch's. Der Kieselsäuregehalt reicht bei weitem nicht aus, um die Alkalien und die Thonerde in Feldspathmolekülen zu binden; es muss also ein Theil der Alkalien in *SiO*₂-ärmeren Verbindungen stecken. Nach den optischen Eigenschaften wird man zunächst auf einen *Na*-haltigen Pyroxen schliessen dürfen; auch der Amphibol dürfte *Na*-haltig sein.

Indessen bleibt auch bei einem Versuch der Berechnung nach diesem Gesichtspunkt noch ein bedeutender Ueberschuss an Thonerde und Alkalien. Die Aetzversuche lehren auch, dass ein durch Salzsäure zersetzbares an Thonerde und Natrium reiches Mineral vorhanden ist.

Es schien von Interesse, die Menge dieses zersetzbaren Antheiles und dessen Zusammensetzung zu ermitteln.

Das feine Pulver des Gesteins wurde zwei Stunden mit mässig concentrirter Salzsäure auf dem Wasserbade digerirt. Dabei schied sich Kieselsäure in feinen Flocken ab und es zeigte sich ein schwaches Gelatiniren an dem Pulver.

In dem zersetzten Antheil, welcher 38·2 Procent der angewandten Menge betrug, wurde bestimmt:

Kieselsäure	45·03%
Eisen (als Oxyd bestimmt)	5·47 „
Thonerde	26·31 „
Kalkerde	4·70 „

Der Rest bestand aus Alkalien und sehr wenig Magnesia.

Diese Zahlen sind ganz ähnlich, wie sie bei der partiellen Zersetzung der Phonolithe durch Salzsäure gefunden werden.

b) Aschgrauer Trachyt von Ferrera und Bauzá (tephritischer Trachyt).

Diese Gesteine unterscheiden sich von dem Phonolith von Forodada durch die aschgraue Farbe, die compactere Beschaffenheit der Grundmasse. Die bis 1 Centimeter grossen rissigen Sanidine sind etwas seltener als in dem Gestein von Forodada. Ausserdem gewahrt man noch kleine, matte, dunkle Säulchen. Der Beschreibung des mikroskopischen Verhaltens wird ein Handstück von Bauzá zugrunde gelegt, von dem auch eine chemische Analyse ausgeführt wurde.

Im Dünnschliff beobachtet man Sanidine, welche sich wie die im trachytischen Phonolith verhalten, ferner eine ziemlich grosse Zahl kleiner, scharf krystallisirter tafelförmiger Einsprenglinge, welche optisch als Andesin bestimmt wurden: Maximale Auslöschungsschiefe in symmetrischen Schnitten circa 18°; conjugirte Auslöschungsschiefen in Doppelwillingen:

1	+ 1	- 7	- 16	- 25
1'	-	+ 9	+ 17	-
2	+ 12	- 6	+ 15	- 17.5
2'	- 13	-	-	- 19.5 u. s. f.

Schnitte nach *M* gaben negative Auslöschungsschiefen bis -5° im Kern umgeben von Zonen, in denen die Auslöschungsschiefe bis 0° abnimmt.

Die matten schwarzen Säulchen erwiesen sich als Pseudomorphosen von Augit und Magnetit in Hornblendeformen; bisweilen umschlossen sie noch einen Rest von Hornblende. Sehr selten sind blaugrüne kleine Augite, die bei einer 50° nicht übersteigenden Auslöschungsschiefe nur unmerkliche Dispersion der Elasticitätsachsen in Schnitten parallel der Längsfläche erkennen lassen. Auch hier zeigt sich ein äusserer, leichter gefärbter Saum mit kleinerer Auslöschungsschiefe.

Accessorisch findet sich Apatit in grau bestaubten Säulchen.

In der Grundmasse des Gesteins erkennt man:

1. scharf begrenzte Mikrolithen von Oligoklas, die ebenso wie die grösseren Einsprenglinge von Andesin öfter eigenthümlich zackige und zerfressene Conturen haben. Die Buchten sind mit einer isotropen schwach lichtbrechenden farblosen Substanz ausgefüllt, die vielleicht als Analcim gedeutet werden darf;

2. winzige fast farblose Augitsäulchen;

3. kleine Magnetitkörnchen.

Die Oligoklasleisten sind durch sehr kleine Auslöschungsschiefen und ihr den Canadabalsam übertreffendes Lichtbrechungsvermögen charakterisirt und durch Grössenübergänge mit den Andesineinsprenglingen verknüpft. Zwischen ihnen finden sich noch viel kleinere, schwächer lichtbrechende, ziemlich gerade auslöschende Leisten, die ein förmliches Netzwerk bilden und dem Sanidin zuzurechnen sind. Sie umschliessen kleine rundliche bisweilen recht gut als Ikositetraëderdurchschnitte deutbare Leucite, die durch die sehr schwache Lichtbrechung, isotropes Verhalten und durch die charakteristische Anordnung kleinster Einschlüsse erkannt wurden.

Endlich treten ab und zu xenomorphe Flitter von brauner Hornblende und Biotit auf, welche als ganz junge Bildungen der Grundmasse angehören und keine kausische oder magmatische Corrosion erfahren haben.

Das eigenthümliche Verhalten des Gesteins, wonach die Einsprenglingshornblende magmatischer Corrosion zum Opfer fällt, während in der Schlusserstarrung abermals Hornblende gebildet wird, soll im Anhang näher besprochen werden.

In dem sonst sehr ähnlichen Gestein von Ferrera zeigt der Augit die gelbe Färbung und die optischen Eigenschaften wie in dem früher beschriebenen Gestein von Forodada, accessorisch stellt sich Titanit ein, und der Leucitgehalt der Grundmasse ist ein beträchtlich geringerer.

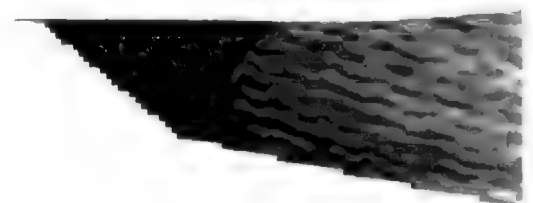
Eine chemische Analyse des Gesteins von Bauzá wurde von Herrn Pfohl mit folgendem Ergebnis durchgeführt:

<i>SiO</i> ₂	53·12%
<i>TiO</i> ₃	0·25 „
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	20·48 „
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	5·13 „
<i>FeO</i>	1·50 „
<i>MgO</i>	1·88 „
<i>CaO</i>	4·29 „
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	6·20 „
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	4·88 „
<i>P</i> ₂ <i>O</i> ₅	0·43 „
<i>Cl</i>	0·28 „
<i>SO</i> ₃	0·14 „
<i>H</i> ₂ <i>O</i>	2·25 „
<i>CO</i> ₂	—
		100·59%
Specif. Gewicht		2·674.

Der kleine Gehalt an *Cl* und *SO*₃ rührt auch bei diesem wie bei den folgenden Gesteinen von der Imprägnation mit Meersalzen her. Er lässt sich durch Wasser extrahiren und ist an *Ca*, *Mg* und *Na* gebunden. Kein Mineral der Sodalithgruppe ist mikroskopisch nachweisbar, auf welches man diesen Gehalt beziehen könnte.

Homöogene Einschlüsse im Trachyt.

Die Handstücke des aschgrauen Trachytes von Bauzá enthalten kleine, etwa bohngrosse, jene von Ferrera grössere, in den vorliegenden Stücken etwa faustgrosse, graubraun gefärbte Partien als



accessorische Bestandmassen, die meist rundporig oder schlackig aussehen und unregelmässig knollige Gestalt darbieten. Oefter sehen sie wie Bruchstücke oder wie fremde Einschlüsse aus. Von Ferrera liegen mir solche knollige Stücke auch lose vor.

Die Zusammensetzung dieser Massen ist eine höchst eigenthümliche. Sie enthalten dieselben Minerale wie die Trachyte mit Ausnahme des Leucit, aber in einem ganz anderen Mengenverhältnis, und zwar derart, dass die braune basaltische Hornblende und ein dem Labradorit genäherter Andesin an Menge bedeutend über den Alkalifeldspath überwiegen, der vornehmlich nur in der Form grösserer, nicht sehr zahlreicher Einsprenglinge auftritt. Demzufolge weicht die chemische Zusammensetzung sehr stark von der des Hauptgesteins ab und würde etwa einem kieselsäurearmen Andesit entsprechen.

Ich glaube nicht zu fehlen, wenn ich diese Gebilde als homöogene Einschlüsse im Sinne von Lacroix auffasse, als Ausscheidungen der älteren zuerst krystallisirenden Gemengtheile des umschliessenden Trachytes, somit als etwas den basischen Concretionen der Granite, Tonalite, Diorite u. s. w. Analoges.

Die Schiffe, die aus diesen dunklen Massen hergestellt wurden, lassen nur selten grössere Sanidin-Einsprenglinge erkennen, da dieselben beim Schleifen ungemein leicht ausbröckeln. Sie unterscheiden sich nicht von denen des normalen Gesteins. An einem Spaltblättchen nach *M* wurde + 7° Auslöschungsschiefe und centraler Austritt der Mittellinie *c* beobachtet. Das specifische Gewicht wurde an einem ausgesucht reinen Korn zu 2.626 bestimmt. Die Grundmasse, in der diese Sanidine liegen, ist fast holokrystallin entwickelt und besteht hauptsächlich aus brauner Hornblende und Plagioklas.

Die Hornblende bildet lange schlanke Prismen von den verschiedensten Dimensionen, von Säulchen, die mit freiem Auge ganz gut wahrgenommen werden, bis zu winzigen Mikrolithen, die nicht einmal 0.1 Millimeter Länge erreichen. In der Prismenzone gut krystallisirt mit etwas vorwaltenden (110)-Flächen sind Endflächen niemals wahrzunehmen. Zwillinge sind selten. Die optischen Eigenschaften sind die einer basaltischen Hornblende; sie liessen sich in den Schriffen dieser Gesteinsvarietät gut studiren.

Die + Auslöschungsschiefe ¹⁾ *cc* ist kleiner als 1°; für blaues Licht etwas grösser als für rothes. Der Winkel der optischen Axen um

¹⁾ Vergl. oben pag. 159.

die negative I. Mittellinie ist $2V = 80^\circ$ circa. Die Dispersion der Axen ist merklich $\rho < \nu$; es ist deutliche geneigte Dispersion vorhanden. Der Pleochroismus sehr kräftig mit den Farben:

a orangegelb, b dunkelbraunroth, c dunkelrothbraun
 $c \geq b > a$.

Die Grösse der Doppelbrechung wurde mittelst Babinet'schen Compensators gefunden:

$$\gamma - \alpha = 0.046.$$

Die Hornblenden sind ausnahmslos vom Rande her magmatisch corrodirt. Soweit die Hornblendesäulchen in den inneren Feldspathschichten stecken, ist der Corrosionsrand schmal, dicht und für das Mikroskop unauflöslich; soweit die Hornblenden in den äusseren Feldspathschichten eingebettet sind oder in die Zwischenräume zwischen den Plagioklasindividuen hineinragen, ist der Corrosionsaum breit und als Gemenge parallel orientirter hellgefärbter Augitkryställchen und dunkler (Erz-) Körnchen auflösbar. Spärlich finden sich darin rothbraun durchscheinende stark doppelbrechende Flitter.

Augit findet sich in kurzsäulenförmigen selbständigen Krystallen spärlich. Im Querschnitt überwiegen die Pinakoide das Prisma. Am Ende zeigt sich die gewöhnliche Pyramide *s*. Diese Krystalle zeigen einen dunkleren Kern und eine helle Aussenzone. Die Farbe wechselt in den verschiedenen Handstücken zwischen lichtgrün und gelb. Die Auslöschungsschiefe cc ist immer gross; in den gelben Augiten grösser als in den grünen. Bisweilen ist ein der äusseren Hülle ähnlich gefärbter heller einschlusreicher Kern vorhanden. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass dieser lichte Kern pseudomorph nach Hornblende ist; die homoaxe Pseudomorphose wächst dann als Augit selbstständig weiter. Die Augite zeigen durchwegs starke Dispersion der Mittellinien und es ist $cc_o < cc_v$. Auffallend schwach ist die Doppelbrechung; an einem gut normal zu *b* getroffenen Schnitt wurde bestimmt:

$$\left. \begin{array}{l} \text{für den inneren Kern. . .} \\ \text{für die äussere Hülle. . .} \\ \text{für die mittlere dunkle Zone} \end{array} \right\} \gamma - \alpha = 0.018$$

$$\gamma - \alpha = 0.027$$

Die Augite zeigen keine Sanduhrstructur.

Sehr kleine Augitn ulchen sind zwischen den Feldspathleisten angehäuft und sprossen allenthalben in paralleler Stellung aus den Pseudomorphosen nach Hornblende hervor, so dass oft eine kontinuierliche Rinde von Augit entsteht.

Der Feldspath der Grundmasse erweist sich in den inneren am stärksten lichtbrechenden Theilen als Andesin, der bereits dem Labrador nahe steht, in einigen Fällen dürfte sogar Labrador anzunehmen sein.

Durchschnitte durch Doppelzwillinge gaben folgende Auslöschungsschiefen:

(1)	− 16.5	− 10	+ 4.5	+ 14	− 11.5	− 19.3
(1')	+ 15	+ 10	− 4	− 13	+ 11.5	+ 20.8
(2)	− 1.5	− 26	+ 22	+ 0.5	+ 0.5	+ 3.0
(2')			− 21			

Diese Zahlen sind zumeist sowohl mit Andesin als mit Labrador vereinbar. Dass ein Feldspath dieser Abtheilung vorliegt, geht auch daraus hervor, dass e erste Mittellinie ist, und dass keine Schnitte vorkommen, in denen eine optische Axe in beiden Lamellensystemen eines Abt zwillinges sichtbar wäre.

Ein einziger Schnitt wurde gefunden, in dem allerdings nur im Gesichtsfeld des Immersionssystems 10 Fuaess in zwei Lamellen, die zwei Individuen (1) und (2') nach der Bezeichnung von Michel Lévy entsprachen, je eine Axe sichtbar wurde. Die Entfernung der beiden Axen von einander wurde mit 21  ermittelt; die Stellung der Axenbilder entspricht der Fig. 9 auf pag. 435 meiner Abhandlung über Bestimmung kalkreicher Plagioklase durch die Interferenzh hler von Zwillingen¹⁾; somit ist $\lambda = + 10^{\circ} \frac{1}{2}$, was beiläufig dem Labrador A_1^2, A_2 entsprechen wäre.

Dieser Kern ist von breiten Hüllen mit abnehmender Auslöschungsschiefen umgeben. Zwischen diesen Plagioklasstrahlen finden sich xenomorph begrenzte Felder, die die Doppelbrechung der Feldspathe, aber ein merklich schwächeres Lichtbrechungsvermögen besitzen als Canadabalsam. Diese als Sanidin anzusprechende Feldspathsubstanz schliesst sich häufig aussen an die Plagioklasdurchschnitte

¹⁾ Diese Mittheil. Bd. XIV, pag. 435.

an und ist oft darmzottenförmig in der Wachstumsrichtung von Glasfäden durchzogen. Sie repräsentirt das letzte Erstarrungsproduct, welches somit aus Sanidin besteht.

Hie und da sind auch unregelmässig begrenzte kleine Glaslacunen zu beobachten.

Erzpartikel sind in die Grundmasse reichlich eingestreut und insbesondere mit den Augitprismen verwachsen.

Titanit findet sich als accessorischer Gemengtheil.

Sehr eigenthümlich ist die *Structure* dieser Gebilde. Die spärlichen, vollkommen einschlussfreien grossen Sanidine erscheinen als älteste Bildung. Ihnen gegenüber spielen die übrigen Componenten die Rolle einer Grundmasse. Unter diesen ist wieder Hornblende der zuerst krystallisirende Gemengtheil; vielleicht bildeten sich gleichzeitig die spärlichen grösseren Augite. Dann begann Plagioklas sich auszuschcheiden, und zwar zu einer Zeit, als starke Bewegungen des Magmas nicht mehr stattfanden. Dieser Plagioklas zeigt Neigung, zu roh radialen Büscheln zusammenzutreten: sie zeigen ihre Anordnung erst im polarisirten Licht (vergl. Taf. III, Fig. 4—5). Die Mittelrippen dieser Strahlen bestehen aus Labrador, an den sich gegen aussen saurere Hüllen anlegen. In den Zwickeln zwischen den Feldspathleisten ist nun das Gemenge von Augitsäulchen, Erzpartikeln und schwach lichtbrechender Feldspathsubstanz zusammengedrängt; hier finden sich die glasigen Reste, und soweit die Hornblendesäulen diese Zwickel durchsetzen, sind sie stark pseudomorphosirt, während sie innerhalb der Feldspathstrahlen nur einen schmalen Corrosionsraum zeigen.

Bemerkenswert erscheint es, dass die den Schluss der Gesteinsverfestigung bildenden Alkalifeldspathe hier stark zurücktreten und dass die derselben Periode angehörigen Leucite des aschgrauen Trachytes hier vergeblich gesucht werden.

Die rundlichen Blasenräume dieser accessorischen Bestandmassen sind oft von lebhaft glitzernden winzigen Krystallen besetzt. Die kleinen Dimensionen erschweren die Bestimmung, doch wurde braungrüne Hornblende mit Sicherheit erkannt, Tridymit mit Wahrscheinlichkeit nachgewiesen.

Die chemische Analyse eines solchen dunklen Brockens von Ferrera ergab Herrn Pfohl folgende Zahlen:

SiO_2	46.39%
TiO_2	0.72 „
Al_2O_3	19.03 „
Fe_2O_3	0.79 „
FeO	0.96 „
MgO	5.33 „
CaO	7.02 „
Na_2O	5.47 „
K_2O	2.47 „
P_2O_5	0.88 „
Cl	0.38 „
SO_3	0.47 „
CO_2	0.26 „
H_2O	2.04 „
		101.21%
Specif. Gewicht.	2.779.

Die Auffassung dieser Gebilde als basische Ausscheidungen des Magmas der aschgrauen Trachyte gibt noch zu folgender Erörterung Anlass: Es ist wohl klar, dass aus einem Magma dieser Zusammensetzung kein Sanidin als erste Krystallisation anfallen kann. Der Sanidin muss also schon in Krystallen dagewesen sein, ehe die basischen Ausscheidungen sich bildeten, mag man sich nun die Entstehung derselben so vorstellen, dass sich nach der Reihenfolge des Krystallisirens die älteren Gemengtheile des Trachytes concretionsartig vereinigten, oder dass sich Tropfen einer basischeren Schmelze aus dem Gesamt magma aussonderten, die dann nach der ihnen entsprechenden Krystallisationsfolge auskrystallisirten.

Jedenfalls scheint die Differenzirung im Magma erst eingetreten zu sein, als bereits Krystallisationen eingetreten waren; und diese ältesten Krystallisationen waren Sanidin.

Uebrigens mag hier bemerkt werden, dass mir von Forstada Handstücke vorliegen, die sich im Habitus an den aschgrauen Trachyt anschliessen, aber durch zunehmenden Gehalt an braunen Hornblendenadeln oder Pseudomorphosen nach solchen sich diesen dunklen Aggregaten annähern. Sollten derartige Massen als selbstständige Gesteinsbildungen auftreten, so würden sie wohl einen besonderen Namen verdienen. Ich trage aber Bedenken, einen solchen

vorzuschlagen, bevor die Selbständigkeit des geologischen Auftretens nachgewiesen ist.

c) Vitrophyrischer Trachyt von Forodada (tephritische Trachytlava).

Dieses Gestein gleicht im wesentlichen nach der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung dem aschgrauen Trachyt von Ferrera, erweist sich aber allerdings in Bezug auf den äusseren Habitus stark verschieden. Dies ist wohl durch die abweichenden Erstarrungsbedingungen verursacht. Die vorliegenden Handstücke haben durchwegs das schlackige poröse Aussehen, wie es der Oberfläche der Lavaströme eigen zu sein pflegt. Vielfach erkennt man die in Fäden ausgezogenen Erstarrungsformen, wie sie für die natürliche Erstarrungsoberfläche geflossener Laven charakteristisch sind. Dabei lassen die Formen unschwer erkennen, dass es sich um ziemlich zähflüssige Massen gehandelt haben muss; die Schmelzfäden sind kurz und reissen nach kurzer Erstreckung ab.

Eigenthümlich ist ferner allen diesen Gesteinen die schwarzbraune oder dunkelziegelrothe Farbe. Die compacten Stücke sind schwarz, die schaumigen, schlackigen, porösen ziegelroth. Dieselben Beziehungen kehren bei den roth- und schwarzgeflamten Stücken wieder. Die rothe Farbe ist mit der schaumigen Aufblähung des Gesteines ursächlich verknüpft.¹⁾

In Bezug auf die als Einsprenglinge hervortretenden Gemengtheile herrscht Uebereinstimmung mit dem Gesteine von Ferrera:

Sanidin. Dieser gleicht in Bezug auf Mangel einer deutlichen Form-Entwicklung, gerundete Contouren, Reinheit von fremden Einschlüssen völlig dem Sanidin des trachytischen Phonolithes von Forodada. Spaltbarkeit macht sich auch an den dünnsten Schlifften nicht bemerkbar, es treten nur unregelmässige Sprünge auf. Auch hier ist ein etwas anders beschaffener Saum vorhanden, welcher sich in einzelne ruinenartig gezackte Endigungen ausfranst und aus Plagioklas besteht, wie sich durch stärkere Licht- und Doppelbrechung und gelegentliches Auftreten von Zwillingsstreifung erkennen lässt.

¹⁾ Durch einfaches Glühen an der Luft lässt sich die ziegelrothe Farbe an den schwarzen Stücken nicht hervorrufen.

Das spezifische Gewicht wurde an zwei ausgesuchten Splittern reinen Sanidins zu 2.60 und 2.62 bestimmt. In Plättchen nach der beiläufig der Querfläche entsprechenden Absonderung konnte der scheinbare Axenwinkel

$$2E = 50^\circ$$

ermittelt werden.

Plagioklas findet sich in allen möglichen Grössenabstufungen von seltenen Exemplaren, die dem Sanidin an Grösse wenig nachgeben (einige Millimeter gross) bis zur Mikrolithenform. Die grösseren Einsprenglinge lassen optisch einen Kern von Labrador erkennen, mit 30° erreichenden Auslöschungsschiefen in der Zone senkrecht zur Zwillingsene. Die Hülle dieser grösseren Plagioklase, sowie die kleineren meist dick tafelförmigen Einsprenglinge verhalten sich wie Andesin. Viele erwiesen sich als Karlsbader Zwillinge. Die ebenfalls vorkommenden einfachen Individuen sind kleine, nach der a -Axe gestreckte Säulen von fast quadratischem Querschnitt. An solchen wurden in Längsschnitten Auslöschungsschiefen bis 10° beobachtet, während in den fast quadratischen Querschnitten die Auslöschungsrichtungen sehr kleine Winkel mit den Umrisskanten bildeten; hieraus ist auf Oligoklas zu schliessen.

Die grossen Plagioklase lassen die Spaltbarkeit stets viel besser erkennen als die Sanidine und sind viel reicher an fremden Einschlüssen; namentlich enthalten sie häufig Hornblendesäulen, sowie auch unregelmässig gestaltete Einschlüsse der Grundmasse.

Die Hornblende kommt in kleinen Einsprenglingen häufig vor. In der Prismenzone ist neben Prisma und Längsfläche auch die Querfläche entwickelt, die Endigung meist unbestimmt, Zwillinge sind selten. Nur ein schmaler Saum von winzigen Magnetit- und Augitkryställchen umgibt die Contour der Durchschnitte. Die optischen Eigenschaften sind folgende: $cc < 2^\circ$; $2V = 62^\circ$, geneigte Dispersion $\rho < v$ um die Mittellinie a . Die geneigte Dispersion der Mittellinie verräth sich auch durch den von Rosenbusch hervorgehobenen Farbenwechsel zwischen blaugrau und gelblich in der Nähe der Dunkelstellung; es ist $cc_\rho < cc_v$, Pleochroismus:

c braun mit Stich in's Grüne, b lederbraun, a hellgelblich
 $c > b > a$.

Augit von blassmeergrüner Farbe ist sehr selten.

Apatit mit dunklen Körnchen, nicht sehr reichlich, und Titanit von blasser Farbe mit einem opaken Erzsaum umgeben spielen die Rolle accessorischer Minerale.

Die Grundmasse erweist sich als sehr glasreich. Von grösseren krystallinischen Gebilden enthält sie farblose, gegabelte Feldspathmikrolithen, die bisweilen trichitisch gekrümmt sind und meist gerade auslösen; auch sie sind noch stärker lichtbrechend als der Canadabalsam und müssen somit zum Oligoklas gerechnet werden; ferner feine schlanke Säulchen von Hornblende und reichliche Magnetitkrystalle. Diese krystallinischen Ausscheidungen liegen in einer isotropen Glasmasse, welche wolkig verfließende hellere und dunklere Stellen erkennen lässt.

Mit Immersions-Objectiven erkennt man in den rundlichen helleren Flecken winzige schwarze Erzkörnchen und sehr kleine stark lichtbrechende Körnchen, die manchmal in deutlich fluidaler Anordnung zu margaritenähnlichen Strahlen angeordnet sind. Diese winzigen Gebilde sind merklich doppelbrechend, und ich bin geneigt, sie für Augitmikrolithen kleinster Ausdehnung zu halten. Gegen die dunkleren Flecken werden diese Gebilde immer kleiner und kleiner, bis man den Eindruck globulitisch gekörnelter Basis erhält, der die dunklen Flecken entsprechen.

Bemerkenswert sind die deutlichen Hofbildungen in der Grundmasse. Die grösseren Magnetite sind von einem hellen, körnchenfreien Hof umgeben, um die farblosen Feldspathe ist die globulitische Körnelung der Basis angereichert.

Die vorstehende Beschreibung bezieht sich auf die schwarzen Partien des Gesteines. In den rothgefärbten sind die kleinen Magnetitkörnchen verschwunden; an ihre Stelle treten ungemein feine Körnchen, deren ziegelrothe Farbe nur im auffallenden Licht hervortritt, und die ganze Glasmasse erscheint im durchfallenden Licht dilut röthlichgelb gefärbt.

In einem der mikroskopisch untersuchten Stücke (nicht in dem analysirten) wurden stellenweise in der Glasgrundmasse winzige Leucit-Ikositetraeder angetroffen, die an ihrer Form, dem isotropen Verhalten und der sehr schwachen Lichtbrechung mit Sicherheit erkannt werden konnten. Auch in diesem gelegentlich und in kleiner Menge auftretenden Gemengtheil spricht sich die Uebereinstimmung mit

dem Trachyt von Ferrera aus. Dasselbe lehrt die chemische Analyse, welche Herr Pfohl mit folgendem Resultat ausführte:

SiO_2	56.19%
TiO_2	0.57%
Al_2O_3	20.25%
Fe_2O_3	2.76%
FeO	2.32%
MgO	1.12%
CaO	4.30%
Na_2O	6.33%
K_2O	4.19%
P_2O_5	0.54%
Cl	0.09%
SO_2	0.16%
H_2O	0.65%
CO_2	0
		100.47%

Spezifisches Gewicht 2.674.

Die zuletzt beschriebenen trachytischen Gesteine entfernen sich gleichfalls von dem Typus des Trachytes, wenigstens nach einer etwas anderen Richtung als der trachytische Phonolith von Forodada. Es ist unverkennbar eine Hinneigung zu tephritischen Gesteinen bemerkbar, wenn auch der Habitus der Gesteine noch deutlich dem des Trachytes entspricht. Diese Annäherung an Rosenbusch's β -Magmen erkenne ich in dem niedrigen Kieselsäuregehalt verbunden mit relativ hohem Gehalt an Alkalien und an Calcium. Mineralogisch spricht sich die Verwandtschaft zur Tephritfamilie in dem gelegentlichen Auftreten des Leucit in der Grundmasse dieser Gesteine aus. Nach der in Frankreich üblichen Nomenclatur würden diese Leucit führenden Gesteine als Leucotephrite bezeichnet werden.

Die Ausdehnung des Namens „Tephrit“ auf solche Gesteine, die im Reichthum an Sanidin-Einsprenglingen sowohl als in der Structur entschieden trachytischen Habitus haben, scheint mir aber wenig angemessen.

Die Trachyte des in Deutschland üblichen Gesteinsystems sind eine Gruppe, die durch verwandtschaftliche Beziehungen mit mehreren

anderen Gruppen verknüpft ist. Mehrere solche Verwandtschaftsreihen sind von Rosenbusch zum Theil auf Grund von Vorschlägen Mügge's durch besondere Benennungen hervorgehoben worden. So unterscheidet Rosenbusch phonolithische, andesitische Trachyte, um die Neigung zu den φ -, resp. δ -Magmen anzudeuten. Ich glaube, in den vorliegenden Gesteinen eine Verwandtschaftsreihe zum Tephrit constatiren zu können, und möchte hienach für derartige Gesteine den Namen tephritische Trachyte vorschlagen. Manche Trachyte des „Ponza-Typus“ dürften hier einzureihen sein, so namentlich mehrere Gesteine vom Monte Ferru in Sardinien, welche Doelter beschrieben hat, und die Gesteine von Monte Guardia auf der Insel Ponza und von Santo Stefano, welche Doelter gleichfalls als Trachyte bestimmte, und welche von Sabatini in neuerer Zeit in Anlehnung an Michel Lévy als Andesite und Tephrite bezeichnet wurden.

Chemisch sehr ähnlich sind auch manche Gesteine aus Böhmen, welche zum Theil als Sanidinphonolithe, zum Theil als Hauyn-tephrite bezeichnet wurden. Diese stimmen aber mineralogisch mit den vorliegenden Gesteinen nicht überein. Hier tritt vielfach namentlich ein Mineral der Hauyngruppe hervor und nähert hiedurch die Gesteine den Tephriten und Phonolithen.

Bezeichnend für die tephritischen Trachyte scheint mir zu sein, dass die ältesten Ausscheidungen feldspathiger Natur, die Sanidine kieselsäurereicher sind als die Durchschnittszusammensetzung des Magmas, so dass der immer kieselsäureärmer werdende Rest mit Nothwendigkeit zu einer Schlusserstarrung von kieselsäurearmen Feldspathvertretern (Nephelin, Leucit) hinführt. Den entgegengesetzten Vorgang beobachtet man bei den Andesiten, zum Theil wohl auch bei Phonolithen und Tephriten. Bei den ersteren sind es die kieselsäurearmen Kalkfeldspathe, bei den letzteren die Minerale der Hauyngruppe, welche die Krystallisation der Feldspathminerale einleiten und fortschreitende Anreicherung von SiO_2 in der Grundmasse herbeiführen.

(Fortsetzung folgt.)



Erklärung der Tafel III.

Fig. 1. Trachytischer Phonolith von Forodada. Sanidinkorn mit gerundetem Umriss, umgeben von einer etwas stärker lichtbrechenden Hülle von Sanidin zweiter Generation. Man sieht keine geradlinigen Spaltrisse, sondern unregelmässig verlaufende Sprünge. In der Grundmasse treten Feldspathleisten hervor; die dunklen Flecken sind umgewandelte Amphibol- und Erzkörnchen. Der Gehalt an Augit kommt nicht zum Ausdruck.

Fig. 2. Dieselbe Stelle in polarisirtem Licht. Die grösseren hellen Leisten in der Grundmasse sind Oligoklas. Die Zwischenmasse besteht aus Sanidin und Nephelin.

Fig. 3. Andesin-Einsprengling im selben Gestein im polarisirten Licht. Der Andesin ist geradlinig begrenzt, und es treten zahlreiche Spaltrisse auf, welche *P* parallel gehen. Der Saum von Sanidin zweiter Generation ist auch hier vorhanden, aber viel schmaler entwickelt. In der Grundmasse zeigt sich deutlich der Gegensatz zwischen grösseren Leisten von Oligoklas und einem grauen wirrstrahligen Antheil, der die Lücken ausfüllt.

In diesem Antheil der Grundmasse verbirgt sich der Nephelingealt des Gesteins, der sich nur chemisch nachweisen lässt. Vergr. 1—3 = 54.

Fig. 4. Homöogener Einschluss in tephritischem Trachyt von Ferrera. Man erkennt die nach allen Richtungen zerstreuten Amphibolprismen, welche meist völlig in schwarzes Erz umgewandelt sind. In der Mitte zwei Querschnitte, welche den helleren unversehrten Kern im Innern erkennen lassen. Die trübgraue Masse, in der die Amphibolkrystalle ineliegen, und welche viele rundliche Poren erkennen lässt, besteht aus Feldspath, welcher, wie

Fig. 5 erkennen lässt, in strahlig angeordneten Büscheln auftritt. Aufnahme zwischen gekreuzten Nicols. Vergr. 24.

XI. Notizen.

Ausmessung des Winkels zwischen zwei optischen Axen im Mikroskop.

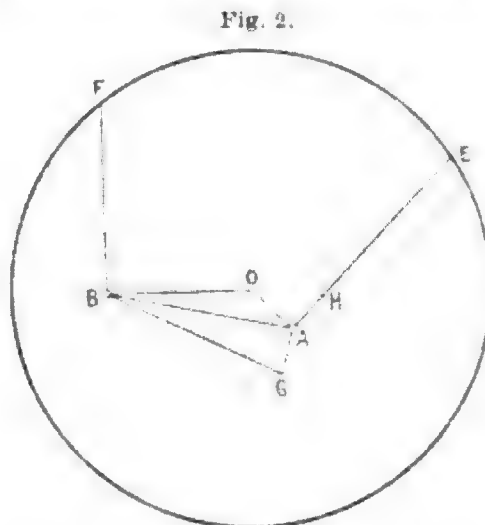
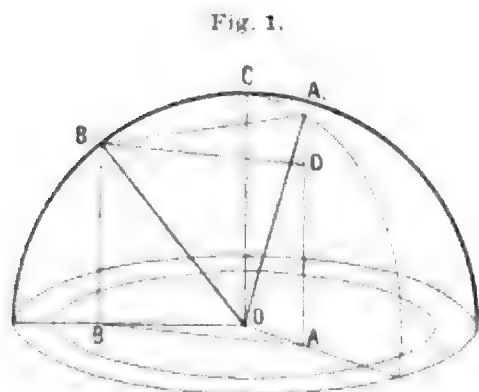
In der Figur 1 bezeichne der innere horizontale Kreis das Gesichtsfeld des Objectivs, A und B die Oerter zweier optischer Axen, die mittelst Camera lucida und drehbarem Zeichentisch fixirt wurden. k sei die Mallard'sche Constante des Mikroskops in der Gleichung

$$dk = \sin s$$

$\frac{1}{k} = r$ ist der Radius des (praktisch nicht erreichbaren) Gesichtsfeldes vom Halbmesser 1 oder von 90° . (Aeusserer horizontaler Kreis der Figur 1.) Beschreibt man über diesem Einheitskreis eine Halbkugel und errichtet in A und B Senkrechte, die die Halbkugel in A_1 und B_1 treffen, so sind OA_1 und OB_1 die Richtungen der optischen Axen, deren Winkel bestimmt werden soll. AB ist die Projection der zwischen A_1 und B_1 gespannten Sehne. Zieht man $B_1D \parallel AB$, so ist A_1B_1 die Hypotenuse des rechtwinkligen Dreieckes A_1B_1D . Bezeichnen wir $\angle COA_1$ mit α , $\angle COB_1$ mit β , AB mit d , $\angle A_1OB_1$ mit φ , so ist $A_1B_1 = 2 \sin \frac{\varphi}{2}$, $A_1D = \cos \alpha - \cos \beta$ und man erhält folgende Beziehung:

$$\left(2 \sin \frac{\varphi}{2}\right)^2 = d^2 + (\cos \beta - \cos \alpha)^2$$

Dies führt zu folgender Construction, die ich meinem geschätzten Collegen Herrn Professor Pick verdanke (vergl. Fig. 2).



Um den Mittelpunkt des Gesichtsfeldes beschreibt man mit dem Halbmesser $r = \frac{1}{k}$ den Einheitskreis, errichtet in A und B Senkrechte auf OA und OB und verlängert dieselben bis zur Peripherie, nimmt deren Differenz AH und construirt mit AB und AH als Katheten das rechtwinklige Dreieck ABG . Die Hypotenuse desselben BG ist gleich der Sehne des gesuchten Winkels auf der Kugel mit dem Halbmesser r .

Der so gefundene Winkel ist ein scheinbarer. Meist braucht man aber den wahren Winkel. Man ersetzt daher die Centralabstände GA und GB durch den mittleren Brechungsindex des Minerals theilen. Statt dessen vergrößert man zweckmäßiger den Halbmesser des Einheitskreises im Verhältnis jenes Brechungsindex.

Bei der Messung mit Camera lucida und drehbarem Zeichentisch erhält man als Resultat 4 Punkte, indem jede optische Axe in zwei um 180° veränderten Stellungen des Zeichentisches abgezeichnet wird; A_1A_2 und B_1B_2 . Der Durchkreuzungspunkt der Linien A_1A_2 und B_1B_2 ist der Mittelpunkt des Gesichtsfeldes. Hieran knüpft man folgendes praktische Verfahren:

Übertrage die Richtungen A_1A_2 und B_1B_2 durch Parallelverschiebung mittelst Dreiecklineal vom Zeichenblatt auf ein anderes Blatt Papier. Vom Durchschnittspunkt O trage in den entsprechenden Richtungen die Abstände A_1A_2 und B_1B_2 auf. Ziehe den Einheitskreis mit dem Radius $R = \frac{2a}{k}$, worin a der mittlere Brechungsindex des Minerals (1. höchstens 2 Dezimalen genügen für die erreichbare Genauigkeit), k die Mallard'sche Constante des Mikroskops. Sodann construire das rechtwinklige Dreieck wie oben angegeben. Die Länge der Hypotenuse in Millimetern sei h ; dann ist

$$2 \sin \frac{V}{2} = \frac{h}{R}.$$

Den zu der Sehne $\frac{h}{R}$ gehörigen Winkel findet man in den meisten Logarithmentafeln. Für die meisten Fälle genügt die zwei-stellige Tafel der Sines in Gernerth's stetigen Logarithmen. Auch in Goldschmidt, Index der Krystallformen, I, pag 128, ist eine solche stellige Tafel enthalten.

Bei der Bestimmung von V , wenn eine Mittellinie und eine Axe im Gesichtsfeld sichtbar ist, wird V immer zu gross gefunden, weil der Kreuzungspunkt der schwarzen Balken in der 90° -Stellung von dem Ort der Mittellinie um so mehr abweicht, je weiter die Mittellinie vom Mittelpunkt des Gesichtsfeldes abweicht und je grösser V ist. Der Fehler kann vernachlässigt werden, so lange die Mittellinie nicht mehr als etwa 10° (etwa $\frac{1}{4}$ des Gesichtsfeldesradius von Objectiv 7 Fuss) vom Mittelpunkt abweicht.

Unterscheidung von optisch + und - zweiaxigen Mineralen mit dem Mikroskop (als Konoskop gebrauchtes Mikroskop).

Dieselbe ist sehr leicht in Schnitten, welche das Bild der optischen Normalen im Gesichtsfeld erkennen lassen. Man sieht 4 Scharen von hyperbolischen isochromatischen Curven. Man suche jene zwei gegenüberliegenden Hyperbelsysteme auf, in denen die Interferenzfarbe fällt. Die in dieser Richtung liegende Elasticitätsaxe ist die erste Mittellinie (\pm bei -, \mp bei +). Bei Winkeln $2V \geq 18^\circ$ wird die Erscheinung im Konoskop unendlich. Bei $2V = 18^\circ$ erhält man im Konoskop ein glattes Farbenfeld. Gute Studienobjecte sind Enstatit (+), Bronzit (\pm), Hyperithen (-) in Spaltblättchen nach der vollkommensten Spaltbarkeit. F. Becke.

XII. Literatur.

Krystallographie, Chemie, Physik.

- Arzruni A.: Künstlicher Kassiterit. — Zeitschr. f. Kryst. XXV, 5.
- Behrens: Anleitung zur mikrochemischen Analyse der wichtigsten organischen Verbindungen. 2. Heft: Die wichtigsten Faserstoffe. — Hamburg und Leipzig, L. Voss, 1896.
- Clarke F. W.: Die Constitution der Zeolithe. — Fr. The Am. Journ. of Science. XLVIII, Sept. 1894.
- Galitzin B. und Karnojitzky A. v.: Ueber die Ausgangspunkte und Polarisation der x-Strahlen. — Mém. de l'Ac. Impér. des Sciences de St. Pétersbourg. VIII^e sér. Phys.-Math. Classe Vol. III, Nr. 6, 1896.
- Kreutz F.: Aenderungen in einigen Mineralien und Salzen unter dem Einflusse von Kathodenstrahlen oder von Natriumdämpfen. — Anz. d. k. Ak. d. W. i. Krakau. März 1896.
- Meyerhoffer W.: Ueber reciproke Salzpaare (I. Abth.). Theorie der reciproken Salzpaare mit besonderer Berücksichtigung von Salmiak und Natriumnitrat. — Sitzungsab. d. k. Ak. d. W. i. Wien. Bd. CIV. Abth. 2 b. Dec. 1895.
- Reich A.: Synthetische Versuche in der Topasreihe. — Sitzungsab. d. k. Ak. d. W. i. Wien. Math.-naturw. Cl. Bd. CV. Abth. II b. März 1896.
- Retgers J. W.: Ueber die Stellung des Tellurs im periodischen Systeme. — Zeitschr. f. anorgan. Chemie. XII, 1896.
- Salomon W.: Ueber die Berechnung des variablen Werthes der Lichtbrechung in beliebig orientirten Schnitten optisch einaxiger Mineralien von bekannter Licht- und Doppelbrechung. — Zeitschr. f. Kryst. XXVI, 2.
- Tutton A. E.: Connection between the Atomic Weight of contained Metals, and the Crystallographical Characters of Isomorphous Salts. The Volume and optical Relationships of the Potassium, Rubidium and Caesium Salts of the Monoclinic Series of Double Sulfates, $R_2 M(SO_4)_2 \cdot 6 H_2O$. — Comparison and General Deductions therefrom. — The Bearing of the Results on the Nature of the Structural Unit. — Transactions of the Chemical Society. 1896.
- Wülfing E. A.: Krystallographische und optische Untersuchungen einiger organischer Verbindungen. — Zeitschr. f. Kryst. XXV, 5.

Mineralogie.

- Arzruni A.: Forsterit vom Mt. Somma. — Zeitschr. f. Kryst. XXV, 5.
- Bauer M.: Edelsteinkunde. 8. Lieferung. — Leipzig, H. Tauchnitz, 1896.
- Chester A. H.: A Dictionary of the Names of Minerals including their History and Etymology. — New-York, John Wiley & Sons, 1896.
- Herz Walter: Ueber Salvadorit, ein neuer Kupfereisenvitriol. — Sep.-Abdr.: Zeitschr. f. Kryst. XXVI, 1.

- Hobbs W. H.: Mineralogical Notes (Uraninite with superficial film of galena. — Barite and Manganite from the Lucy Mine. — Chloritoid from blocks on the South Shore of Michiganans Lake. — Apatit and Hessonite in a Pegmatite from Canada.)
- Navarro I. F.: Minerales de España existentes en el Museo de Historia natural. — Actas de la Soc. esp. de Historia natural. Segunda serie, tomo IV (XXIV), April 1895.
- Nordenfjöld O.: Kristallografisk och optisk undersökning af Edlingstonit. — Geol. Fören. i Stockholm, Förhandl. Bd. XVII, Nr. 6, 1895.
- Milch L.: Ueber ein neues Arseniat von Laurion. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXIV, 1. und 2. Heft, 1894.
- Thadéeff C.: Die Olivingruppe. — Zeitschr. f. Kryst. XXVI, 1.

Petrographie, Geologie.

- Arbeiten aus dem mineralogischen Institute der Universität Graz. — 1. Petrographische Untersuchungen an kristallinen Schiefen der Mittelsteiermark, von J. A. Ippen. 2. Petrographische Untersuchungen an Glimmerschiefern und Pegmatiten der Voralpe, von K. Bauer. 3. Das kristallinische Schiefergebirge zwischen Drauz und Kainachthal, von C. Doelter. 4. Ueber einige vulkanische Sande und Auswürflinge von der Insel S. Antão (Cap Verde), von F. Melnikoff. 5. Ueber das Verhalten der Mineralien zu den Röntgen'schen x -Strahlen, von C. Doelter. — Verh. d. naturw. Ver. f. Steiermark, Graz 1896.
- Bäckström H.: Ueber Leitfähige Gesteine von den Iparischen Inseln. — Geol. Fören. i Stockholm, Förhandl. Bd. XVIII, 1896.
- Becker Geo. F.: Reconnaissance of the gold fields of the southern Appalachians. — 16. ann. rep. of the director, 1894-5, part. II. — Mineral resources of the U. S. Calendar year 1894.
- Begleitworte, herausgegeben von der schweizerischen geologischen Commission zur geolog. Karte der Schweiz 1:500,000, bearbeitet im Auftrage der schweizerischen geologischen Commission von A. Heim und C. Schmidt, 1894.
- Darton N. H.: A Newly discovered dike at de Witt near Syracuse, New-York. Petrographic description by J. F. Kemp. — Am. Journ. of Science, XLIX, June 1895.
- Henderson J. M. C.: Der Glimmercyclus von Rothschönberg bei Dentschenborn im Königreiche Sachsen. — Inaugural-Dissertation, Jena 1895.
- Holliek A.: Long Island and Nantucket. — Trans. New-York Ac. Sci. October 1895.
- Kemp J. F.: The Geological Section of the East River of Seventeenth Street New-York. — Trans. New-York Ac. Sci. August 1895.
- Koch A.: Geologie der Freiscagen. — Math. u. naturw. Ber. u. Ungarn, Bd. XIII.
- Kraatz K. v.: Beitrag zur Bildungsgeschichte der Guldagerstätten. — Verh. d. Naturhist. Med. Ver. u. Heidelberg, N. F. Bd. V, 4. H.
- Dornhe: Gyps von Klein-Schöpfungsthal bei Braunschweig. — Mitt. u. d. Boemer Museum Hildesheim Nr. 4, Februar 1896.
- Kraatz O.: Geognostische Beiträge. — Leipzig, Gressner und Schumann, 1895.
- Merrill Geo. P.: Disintegration of the Granitic rocks of the district of Columbia. — Bull. of the geol. soc. of Am. Vol. VI, 1895.

[The text in this section is extremely blurry and illegible. It appears to be a large block of text, possibly a list or a series of paragraphs, but the individual characters and words cannot be discerned.]

[The text in this section is illegible, appearing to be a centered heading or title.]

[The text in this section is illegible, appearing to be a line of text.]



XIII. Ueber einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite.

Von U. Grubenmann in Zürich.

In ähnlicher Weise wie im Bereiche der Tonalite der Rieserferner und der Adamellogruppe¹⁾, so treten auch innerhalb des Tonalites der Umgebungen von Meran (Gruppe des hohen Iffinger und Ultenmasse), sowie im einhüllenden Schiefermantel desselben eine Anzahl Ganggesteine auf, die sich durch ihre mineralische Zusammensetzung und ihre stucturellen Verhältnisse als Zugehörige dieser Tonalite erweisen. Der Umstand, dass diese letzteren sich zum weitaus grössten Theile als „Quarzglimmerdiorite“ entwickelten²⁾, gab naturgemäss auch ihrer Gefolgschaft in Ganggesteinen eine entsprechende Ausbildung, die von bisher bekannten Erscheinungsformen verwandter Provenienzen bald mehr, bald weniger abweicht, weshalb eine gesonderte Besprechung derselben im Interesse einer Mehrung der immer noch recht lückenhaften Kenntnisse über die petrogenetisch so sehr bedeutsame Gruppe der Ganggesteine gerechtfertigt erscheint. Dabei ist allerdings lebhaft zu bedauern, dass es vorläufig noch nicht möglich ist, die nachfolgenden Ergebnisse geo-

¹⁾ Vergl. hierüber: F. Becke, Porphyritische Gänge im Bereich des Reinwaldkerns. Diese Mittheilungen, XIII, 433. — F. Teller, Ueber porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Centralalpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1886, pag. 729. — H. v. Foullon, Ueber Porphyrite aus Tirol. Ibid. pag. 747. — Wilhelm Salomon, Geologische und petrographische Studien am Monte Avio. Zeitschr. d. d. geol. Ges., 1890, pag. 450.

²⁾ U. Grubenmann, Ueber den Tonalitkern des Iffinger bei Meran. Vierteljahrsschrift der Zürcher Naturforsch. Ges., Bd. XLI, pag. 101.

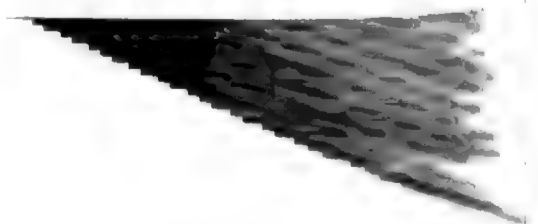
ogischer und petrographischer Untersuchungen auch durch die Resultate entsprechend zugehöriger chemischer Analysen wirksam zu unterstützen; am Streben, diese Lücke in thunlichster Bälde auszufüllen, fehlt es nicht.

A. Quarzglimmerporphyrite.

Solche können innerhalb des „Randtonalites“ (Becke) in den peripherischen Theilen der Ultenmasse, am Ostabhang des Kreuz- und Jochberges bei Lana, an diversen Stellen gefunden werden, in besonders schönen Formen in den Umgebungen des Gehöftes Tratter und in den Wildbachrunsen des Lahbaches. Sie treten dort zum Theil von sauren Salbändern eingefasst, in Gängen von 20—30 Meter Mächtigkeit auf. Die geologische Lage lässt sich nicht immer mit der wünschbaren Deutlichkeit erschen. Die Gänge in den Lahbachrunsen fallen bei ungefähr nordnordwestlich gerichtetem Streichen mit 18° nach WSW ein. Zur Uebersicht dürfte es sich empfehlen, unter diesen Vorkommnissen petrographisch zwei, allerdings nicht scharf zu trennende Gruppen zu unterscheiden:

1. In einer grauen, grünlichen, violetten oder röthlichen, äusserst feinkörnigen, matten Grundmasse erscheinen zahlreiche Einsprenglinge von bipyramidalem Porphyrquarz und spärlicheren grossen Plagioklaskrystallen von bis 3 Centimeter Länge (nach λ) und 1—2 Centimeter Breite. Diese sind in Uebereinstimmung mit der Grundmasse bald weiss oder grau, bald nur roth umrandet oder durchweg roth, je nach dem Oxydationsgrade des Gesteins. Ausser den herrschenden Flächen *P* und *M* können *T* und *l* erkannt werden, dazu schiefwinkelige Spaltbarkeit, Karlsbaderzwillinge und oft auch der unruhige Schimmer mikroklinischer Flächen. Schwarzgrüne, deutlich sechsseitige niedrige Säulchen von Biotit (mit 1—2 Millimeter Durchmesser) sind in grösserer Menge in die Grundmasse eingestreut; auf den Spaltflächen fehlt ihnen jedoch meistens der charakteristische Perlmutterglanz, ein Zeichen mangelnder Frische.

Im mikroskopischen Bilde dominiren die vielen Porphyrquarze, die bald klar und rein, bald mit Schwärmen von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen durchzogen sind. Neben manchen automorphen Umrissen finden sich auch abgerundete und solche, die durch eindringende Grundmasse eingebuchtet sind. Die Plagioklase lassen die gewöhnlichen Zwillingsgesetze erkennen; auf *P* konnten Auslöschungs-



schiefen von -3 bis -13° , auf *M* solche von bis -21° gemessen werden, so dass ausser einigen Mikrolinen saure bis basische Andesine vorliegen, denen ausgesprochene Zonarstructuren abgehen. Abgesehen von etwelcher Sericitisirung ist die Substanz der Plagioklasse im allgemeinen wenig alterirt. Die zahlreichen Einsprenglinge von Biotit (II. Art mit kleinem Axenwinkel) erscheinen in hellgrünen, sechsseitigen Tafeln; senkrecht zur Basis nehmen sie graugelbe Farbe an. Aus spärlich erhaltenen Fetzen kann geschlossen werden, dass die ursprüngliche Färbung ein dunkles Braungelb, beziehungsweise hellgelb gewesen sein muss; die Umfärbung zu einem lebhaften Grün ist offenbar einer allmählichen Chloritisirung zu verdanken, die auch zur Ausscheidung secundären Magnetites führte, der neben Apatit als Einschluss erscheint; andere Blätter sind in Epidot und Zoisit verwandelt. Chloritische Glimmerschuppen mit blassgrüner Färbung sind auch in die Grundmasse übergegangen, welche des Weiteren aus einem sehr feinkörnigen xenomorphen Gemenge von klarem Quarz, trüben und sauren Feldspäthen (*Or + Pl*) besteht, die nach der Lichtbrechung sich aber nicht mehr auseinanderhalten lassen; Aetzversuche mit Flussäure¹⁾ ergaben sehr widerstandsfähige Feldspathgebilde. Granophyrische Verwachsungen der farblosen Grundmassenbestandtheile, sowie sphärische Aggregate derselben sind sehr häufig. Dieselben umgeben zuweilen heiligenscheinartig in gleichsinnig orientirten und gleichzeitig auslöschenden Aureolen besonders die Quarzeinsprenglinge. Amorphes Glas fehlt. — In röthlich gefärbten Gesteinen sind die Glimmer der Grundmasse limonitisch gefärbt und ist auch der Magnetit theilweise in Eisenhydroxyd und Eisenoxyd übergegangen. Specificisches Gewicht der Gesteine 2.65.

2. Neben den bisher geschilderten Gesteinen besteht noch eine feinkörnige graugrüne Modification, die in der Ultenmasse an der äussersten Peripherie auftritt und welche weniger durch Quarzeinsprenglinge, als vielmehr durch ihre grossen, gelbrothen Plagioklasse und Mikrokline in die Augen springt. Im Mikroskope zeigt sich auch dem entsprechend Quarz in vielen kleineren, unregelmässig contourirten Individuen, die sich wie Resorptionsreste ausnehmen. Sie sind zuweilen in sehr auffälliger Weise durch Kluftsysteme in quadratische Felder getheilt. Die grünen Glimmereinsprenglinge er-

¹⁾ Vergl. F. Becke, diese Mittheil., XII, pag. 257.

scheinen spärlicher und kleiner, als in obigen Gesteinen, auch noch weniger frisch. Sie bergen Einschlüsse von Zirkon und Titanit und sind begleitet von Carbonatausscheidungen. Die sonst mit dem Früheren übereinstimmenden Plagioklase sind oft sauer umrandet, wobei der Rand, ähnlich wie bei den Quarzen, gleichsam in die Grundmasse hineinwächst, so dass für diese Einsprenglinge höchst zierliche granophyrische und sphärische Höfe entstehen. Es liess sich auch Kalifeldspath mit Plagioklassaum constatiren. Die Grundmasse enthält in grosser Menge winzige, grünliche Glimmerfetzen, die neben sich auch farblose Sericitschuppen erkennen lassen. Im Uebrigen ist sie ebenfalls ein holokrystallin feinkörniges Aggregat, wie oben, ebenso widerstandsfähig bei der Aetzung und entsprechend ihrem sauren Charakter gern centrisch, granophyrisch und sphärisch struirt. An der Hand der Lichtbrechung war neben Quarz und saurem Plagioklas Kalifeldspath sicher zu erkennen. — Granat wurde nirgends gefunden! — Specificisches Gewicht des Gesteins 2.66.

Mein erster Gedanke war, diese Gesteine den „Tonalitporphyriten“ Becke's (l. c.) an die Seite zu stellen. Inzwischen hat aber die genauere Beherzigung seiner Angaben, sowie die Durchsicht in dankenswerter Weise zur Vergleichung überlassener Präparate mir gezeigt, dass dies kaum ganz angehen dürfte. Anklänge an die eugranitischen Quarzglimmerdiorite (Tonalite) liegen zwar unbedingt vor, nicht nur im geologischen Auftreten, sondern insbesondere auch im makroskopischen Habitus, der bei nur flüchtigem Betrachten dazu führen könnte, schlechtweg von porphyrartigen Tonaliten zu sprechen. Dagegen neigt das mikroskopische Bild ganz ausserordentlich zu jenem hin, das tonalitische Ergüsse zeigen müssten; dafür liegen in den granophyrisch und sphärisch struirten Grundmassen, sowie in den zahlreichen und typischen Porphyrquarzen starke Anklänge vor. Diese bestimmen mich, die geschilderten Gesteine als „Quarzglimmerporphyrite“ zu bezeichnen, allerdings mit dem ganz speciellen Vorbehalte, dass trotzdem keine Ergüsse, sondern durchaus holokrystalline Ganggesteine vorliegen, die aber im Tonalitmassiv ein ausgesprochen peripherisches Auftreten haben und wohl deshalb structurell zur effusiven Facies hinüberneigen.

Vielleicht ist auch die geologische Thatsache nicht ohne Bedeutung, dass in ganz geringer Entfernung Grödenersandstein ansteht, der von Tonalit durchbrochen werden musste.

B. Töllite oder Dioritporphyrite (Tonalitporphyrite).

Ende 1873 erstattete A. Pichler¹⁾ kurzen Bericht über eine Anzahl gangartiger Gesteinsvorkommnisse („Dioritporphyre“), die er auf dem Wege von Meran zur Töll, sowie in den Umgebungen vom Egardbad am Eingang in's Vintschgau entdeckt hatte und für die er alsdann 2 Jahre später zur Unterscheidung von verwandten Gesteinsformen den Localnamen „Töllit“ vorschlug. Neue Fundstellen derselben sind aus jener Gegend bisher nicht bekannt geworden. Ein vereinzelter Block, den ich im Bette des Faltschauerbaches bei Lana aufgefunden habe, könnte auf ein Vorkommen im Ultenthal gedeutet werden; wahrscheinlich besteht ein solches auch im mittleren Passeierthal. Pichler's Fundstellen für Töllit sind eingetragen in der von C. W. C. Fuchs²⁾ 1875 publicirten geologischen Karte von Meran und Umgebung. Das Gestein selbst ist in seiner braunen Modification (siehe später) unter Nr. 17 aufgenommen in der von A. Cathrein³⁾ zusammengestellten Sammlung von Dünnschliffen über Tiroler Eruptivgesteine (hergestellt von Voigt und Hochgesang in Göttingen) und wird auch von Rosenbusch in seiner Physiographie, 3. Aufl., Bd. II, pag. 439, kurz citiert.

Es tritt wenig vor Egardbad als 8 Meter mächtiger Gang mit Nordsüdstreichen und 75° östlichem Einfallen in einem feinkörnigen Biotitgneiss auf; etwa 250 Meter über der Thalsohle existirt in ihm ein kleiner Steinbruch, in welchem auch heute noch Material zur Strassenbeschotterung gebrochen wird. In der Mitte des Ganges liegt dort ein graugrünes, durch matte Plagioklase weiss gesprenkeltes Gestein von kleinem Korn, aus welchem 5 Millimeter lange und 3 Millimeter dicke schwarze Hornblendesäulchen in Menge hervortreten; spärlicher finden sich ähnlich dimensionale braune Biotit-säulchen mit lebhaftem Perlmutterglanz auf den basalen Spaltflächen, mehr accessorisch braune Granatkörner. Nach dem Rande hin nimmt das Gestein einen braunen Grundton an; sein Korn wird feiner

¹⁾ A. Pichler, Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1873, pag. 940, und 1875, pag. 926.

²⁾ C. W. C. Fuchs, Die Umgebung von Meran. Ibid., 1875, pag. 825.

³⁾ A. Cathrein, Zur Dünnschliffsammlung der Tiroler Eruptivgesteine. Ibid., 1890, I, pag. 73.

bis dicht; die dunklen Glimmer nehmen an Zahl mehr und mehr zu und überwiegen schliesslich die Hornblenden. Der weisse matte Plagioklas tritt in schärfer umgrenzten Querschnitten mit bis 10 Quadrat-Millimeter Fläche hervor. Gegenüber dem Nebengestein entfallen Rutschharnische und Reibungsbreccien.

Der kleine Fundort an der Poststrasse nach Töll deckt sich jetzt mit dem östlichen Mundloche des Tunnels, der für die Anlage der Kraftstation der Meran-Bozener Elektrizitätswerke an der Töll im Laufe dieses Jahres gebohrt wurde und wird binnen Kurzem voraussichtlich grösstentheils verbaut, respective unzugänglich werden. Dort hat der Gang 3 Meter Mächtigkeit, streicht nordöstlich und fällt mit circa 60° nordwestlich. Auch hier ist die Gangmitte graugrün, die randliche Partie braun gefärbt. In der Nähe der Strasse keilt der Gang sich aus; das Gestein wird hellbraun, dicht bis glasig; die Einsprenglinge verschwinden.

Specificsches Gewicht des graugrünen Gesteins der Gangmitte 2.79.

„ „ „ braunen „ „ Randpartie 2.80.

Im mikroskopischen Bilde des graugrünen Gesteines tritt als Einsprengling die Hornblende hervor mit schwachem Pleochroismus: a und c braun, b dunkelbraun (Absorption $a = c < b$); Auslöschungsschiefe von $c:c$ auf $(010) + 17^\circ$. Die braune Färbung bleicht sich randlich gern in Graugrün aus, ohne dass die übrigen optischen Eigenschaften sich verschieben; bei stärkerer Umwandlung chloritisirt sich die Masse unter Abscheidung von Magnetit oder sie geht über in stengelige Zoisite und Epidote. Der Glimmer tritt in meinen Präparaten als solcher nicht hervor; auch an seine Stelle sind grosse, unregelmässig abgegrenzte chloritische Flächen und parallelfaserige Zoisit-Epidotaggregate placirt. Die reichlichen Plagioklaseinsprenglinge präsentiren structurell und chemisch in reicher Mannigfaltigkeit jene charakteristischen Bilder, wie sie Becke für die Tonalite der Rieserferner¹⁾ in meisterhafter Gründlichkeit beschrieben hat; ein opaker, chemisch stark alterirter Kern, zonare Hüllen, saure Rand- und Adersubstanz können meist deutlich und leicht auseinander gehalten werden. Besonders das albitische Adernetz ist oft ungemein reich entwickelt und scheint mir dafür zu sprechen, dass das Gestein nach erfolgter Verfestigung dynamisch

¹⁾ Diese Mittheilungen, XIII. Band, pag. 389.

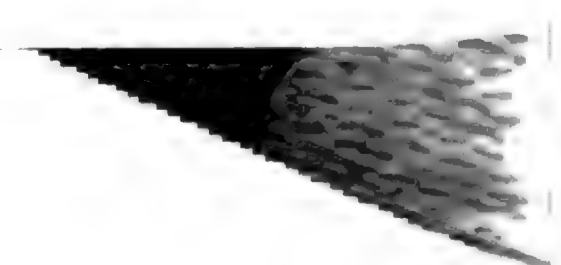
noch weitere Störungen zu erleiden hatte. Die Randsubstanz strahlt gern granophyrisch in die umgebende Grundmasse aus, als Beweis, dass die Plagioklaseinsprenglinge auch in der letzten Phase der Gesteinsbildung noch fortzuwachsen vermochten. Ab und zu nimmt am Aufbau dieser Plagioklase sogar Orthoklassubstanz — erkenntlich an geringerer Lichtbrechung und gerader Auslöschung — in grösseren Feldern theil; zwischengeschobene mikroklinische Partien verrathen sich durch Gitterstreifung. Auch einheitliche, grössere Orthoklaskrystalle (Karlsbader Zwillinge, parallel der Zwillingsnaht gerade auslöschend!) konnten wahrgenommen werden. Quarzeinsprenglinge treten nur sehr spärlich auf; man gewinnt den Eindruck, als wären sie theilweise resorbirt worden; ihre Umrisse sind bald auffallend abgerundet, bald mit den Gemengtheilen der umgebenden Grundmasse granophyrisch verzahnt. Solche Quarze beherbergen dieselben Einschlüsse wie Granitquarz und lassen sich dadurch unterscheiden von der klaren, hexagonalen Mosaik secundär gebildeten Quarzes. Ausser Apatitkrystallen erscheint auch noch farbloser bis schwach röthlicher Granat in unregelmässig umgrenzten Körnern. — Die nicht reichlich vorhandene Grundmasse ist ein feinkörniges holokrystallines Quarz-Feldspathaggregat mit granophyrischen Verwachsungsformen, in welchem neben saurem Plagioklas aus Differenzen in der Lichtbrechung auch auf Orthoklas geschlossen werden darf, der durch Aetzversuche allerdings nicht sicher bestätigt werden konnte.

Das braune Gestein der äusseren Gangpartien entwickelt zum Theil ein wesentlich anderes Bild. Die reichlichen Hornblendeeinsprenglinge sind deutlich pleochroitisch: $c = b$ dunkelbraun, a hellgelb. (Absorption $c < b > a$); Auslöschungsschiefe von $c : c$ auf $(010) + 22^\circ$, prismatische Endausbildungen fehlen. Auch die Biotite erschienen in grossen Tafeln, parallel (001) dunkelbraun, senkrecht dazu hellgelb; es sind die Glimmer der Tonalite (Quarzglimmerdiorite)! Sie werden gelegentlich eingeschlossen von der Hornblende, so dass (001) des Glimmers zusammenfällt mit (100) des Amphibols; beide beherbergen zahlreiche automorph und xenomorph umgrenzte Magnetite, sowie Apatit. — An den Einsprenglingsplagioklasen fällt neben der stark alterirten basischen Kernsubstanz und der zonaren Hülle ein durch sein kräftiges Relief deutlich hervortretender, rahmenartiger Rand auf, dessen Zusammen-

setzung äusserst rasch von basischem zu saurem Plagioklas übergeht (Wechsel der Auslöschungsschiefe von -30° bis $+20^\circ$), so dass man den Eindruck von undulöser Auslöschung erhält. Aehnliches kann auch an einer zweiten Generation wesentlich kleinerer Plagioklase deutlich wahrgenommen werden, die gerade dadurch ihre quadratischen, sechseckigen und rechteckigen Umrisse merklich aus der Umgebung abheben. Als gleichalterig mit ihnen dürften die braunen Glimmerfetzen zu taxiren sein, die das ganze Gestein durchschwärmen und mancherorts durch Chloritisirung sich grünlich anfärben und an optischer Activität einbüßen. Das letzte Product der Gesteinsverfestigung erscheint wiederum als xenomorphkörniges Aggregat von Feldspath und Quarz mit Neigung zu sphärischen, centrischen und granophyrischen Structures, die besonders gerne an die Ecken älterer Plagioklase sich anklammern und dadurch andeuten, dass der albitische, äusserste Rand derselben mit der jüngsten sauren Feldspathgeneration stofflich übereinstimmt. Für Anwesenheit von Orthoklas liessen sich weder durch die Lichtbrechung, noch aus der Aetzung genügend sichere Anhaltspunkte gewinnen. Im Gesteinsbilde lassen sich endlich noch unregelmässig gestaltete Felder erkennen, die von klarer Quarzmosaik eingenommen werden, aus welcher auch einzelne kleine Albite hervortreten. Sollten hier nicht Ausfüllungen miarolitischer Hohlräume vorliegen? — Farblose Körner von Granat und Spuren von dynamischer Beeinflussung des Gesteins sind nicht zu übersehen.

In Präparaten, die dem Gestein vom Westrand des Egardanges entstammen, erscheinen die braunen Glimmerfetzen der Grundmasse in ausgesprochen fluidaler Anordnung, die wohl primär sein dürfte; verworfene Plagioklase, zerbrochene Hornblenden und die nach den Gleitflächen verschobenen Tafeln der Biotiteinsprenglinge, sowie Anfänge von Kataklasstructur sind späteren Gesteinsbewegungen zu verdanken.

Das dichte, bis annähernd glasige Gestein von der Gangauskeilung am Tunnelende zeigt keine Hornblende mehr, während die braunen Biotite, sowohl als Einsprenglinge, als auch in der Grundmasse noch vorhanden sind; jene beherbergen zahlreiche Magnetite und Ilmenite (Leukoxenhaut!). Die Plagioklase tragen hier in ausgeprägter Weise den Stempel dynamischer Beeinflussung: das gequollene basische Kerngerüst ist zum Theile zerstört, die zonare



[illegible text]

[illegible text]

[illegible]

[illegible text]





in feinkörnigen Gesteinsproben, sich eine porphyrische Structur erkennen lasse; leider zeigten dieselben nicht die wünschbare Frische und konnte der augitische Gemengtheil seines alterirten Zustandes wegen nicht zur Entscheidung beigezogen werden; doch neige ich mich dazu, einzelne der hier in Frage kommenden Gesteinsproben als „Diabasporphyrite“ zu taxiren.

2. Im Streben, den von Teller (l. c. pag. 729) citirten „augitführenden Quarzporphyr“ bei Unter-Gsteir aufzusuchen, wurde in ähnlicher Localität ein 0.4 Meter mächtiger Gang aufgefunden, der zwischen einem quarzitischen Salband allmählich in gewöhnlichen Tonalit aufsteigt und nach unten sich in dunkelgrünen Repräsentanten der Schieferhülle verliert. Das dichte Ganggestein ist chloritisch gefärbt. In seinem mikroskopischen Bilde dominirt vor allem eine stengelig entwickelte, quer gegliederte, nicht schilfige, wenig pleochroitische Hornblende: b und c graugrün, a gelbgrün: Auslöschungsschiefe auf (010) von $c : c$ 20° . Dazwischen liegen noch kümmerliche körnige Reste von Augit ($c : c$ $42^\circ!$), indess der übrige Theil dieses spärlichen Gemengtheiles in Epidot übergegangen ist, der da und dort genetisch aber auch mit Hornblende zusammenhängt. Diese letztere zeigt vielfach undulöse Auslöschung und fasert sich gerne randlich aus, ein Vorgang, der auch der Chloritbildung wesentlichen Vorschub leistet, so dass grössere Felder des Gesteinsbildes entsprechend chloritisirt sind. Zwischen diesen gefärbten Gemengtheilen erscheint unregelmässig contourirte Plagioklassubstanz, auf deren Flächen Sericitglimmerschuppen und Epidotkörner sich angesiedelt haben, einzelne Lücken werden von secundärem Quarze ausgefüllt.

Es liegt ein stark alterirtes lamprophyrisches Ganggestein vor, das seiner ursprünglichen Zusammensetzung nach und in Anbetracht seiner geologischen Stellung zu den Hornblendekersantiten gezählt werden dürfte. Mit dem Gestein, das von Foullon (l. c.) ebenfalls vom Singkelchen beschrieben hat, mag es nicht identisch sein.

THE [REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

[REDACTED] [REDACTED]

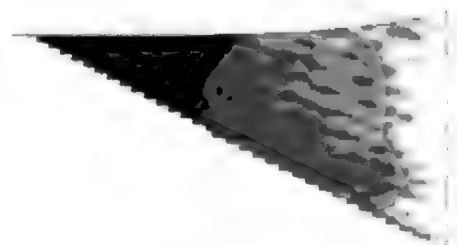


Monchique, liegt im Norden und ist noch etwa 5 Wegstunden vom Dorf Monchique entfernt. Auf der portugiesischen Karte führt von Saboia in's Gebirge eine breite Landstrasse; diese aber erweist sich in Wahrheit als ein schmaler Saumpfad. Der Weg führt für unser Auge oft kaum kenntlich durch ödes Land, das von halbtrocknem Buschwerk und Gras bedeckt ist, aus dem hier und da grau und staubig eine alte Olive aufragt. Auch die unfruchtbaren Schieferhöhen, zu denen der Saumweg emporsteigt, sind von grauem Gestrüpp bestanden und erst an der Grenze zum Eläolithsyenit gewinnt das ganze Landschaftsbild einen anderen Charakter. An dem breiteren Weg stellen sich Gehöfte ein, die Bergabhänge sind mit Mais bepflanzt oder tragen in ihrem dunkelkohligen Aussehen die Spuren von unlängst abgebranntem Farn und Heidekraut, welche den Boden für die neue Ernte düngen sollen. Die Strasse zieht sich bald hinab in das Erosionsthal, welches die Hauptberge Foia und Picota trennt, und an dessen Nordwestabhänge, überragt vom Gipfel der Foia, das Dorf Monchique liegt. Das Thal ist von mittelhohem Buchenwald bestanden, in der Nähe des Dorfes gedeiht zahlreich die Edelkastanie und nach Süden, nach dem kleinen Bade Caldas de Monchique zu, stellen sich Korkeichen und Oliven ein. Der Wald zieht sich nur wenig über das unter circa 400 Meter Höhe liegende Dorf hinauf. Zwischen den dann folgenden Felsblöcken sind nur hier und da noch kleine Maisculturen angelegt. Der Gipfel und ein grosser Theil der Abhänge (abwärts bis circa 500 Meter) der Foia ist kahl und von einem Blockmeer bedeckt, während auf dem Kamm der Picota Krummholz-Kiefern und anderes niederes Gestrüpp die Bewegung erschweren.

Das Eläolithsyenit-Massiv von Monchique liegt $37^{\circ} 17'$ — $37^{\circ} 20'$ nördlicher Breite und $0^{\circ} 28'$ bis $0^{\circ} 39'$ östlicher Länge von Lissabon. Die grösste Längenausdehnung besitzt das Gebirge von der Ortschaft Marmeleite bis Alferce; dieselbe beträgt ziemlich genau 15.5 Kilometer. Die grösste Breite wird von Caldas de Monchique bis zu dem Punkte erreicht, wo die Landstrasse, welche vom Dorfe Monchique nach Norden führt, den Contact zwischen Eläolithsyenit und Sedimentgestein, Schiefer und Sandsteinen aufschliesst; sie beläuft sich auf wenig über 5.5 Kilometer. Der gesammte Flächeninhalt des vom Eläolithsyenit eingenommenen Gebietes beträgt circa 60 Quadrat-Kilometer und folgt so nach dem von

Frank D. Adams entdeckten canadischen und dem von Ramsay und Hackman beschriebenen Kolaer Massiv an dritter Stelle. Anhaltspunkte für eine einwandfreie Bestimmung des geologischen Alters der Serra sind nicht vorhanden. Folgt man jedoch den Anschauungen von Suess, so wäre sie zur spanischen Masse zu rechnen, welche intercarbonisch gefaltet wurde. Jedenfalls gehört das Gebirge zu den abradirten Kettengebirgen im Süden der Pyrenäischen Halbinsel, welche, wie die Sierra Morena in Spanien, im grossen und ganzen Ost-West streichen oder wenigstens ihre grösste Längsausdehnung in ost-westlicher Richtung besitzen. Wie die an den meisten Punkten deutlich contactmetamorph veränderten Culmschiefer und Sandsteine beweisen, fand die Syeniteruption post-culmisch statt; eine Verwerfungsgrenze gegen das umliegende Gestein ist nirgends vorhanden, dürfte also höchstens in diesem zu suchen sein. Das Eruptivgestein zeigt nirgends irgendwie bemerkenswerte Druck- oder Faltungserscheinungen, kann also kaum einer späteren tektonischen Bewegung unterlegen sein. Mit grösster Wahrscheinlichkeit ist die Zeit der Eruption intercarbonisch, denn es haben späterhin keine Bewegungen stattgefunden, welche zu einem Ausbruch an dieser Stelle mit Wahrscheinlichkeit hätten führen können.

Das Tiefengestein erhebt sich aus dem umliegenden Hügelland, welches von Thonschiefer, Grauwackeschiefer und Grauwacke, beziehungsweise Sandstein (ähnlich dem rechtsrheinischen Culm) gebildet wird, in zwei Hauptbergzügen. Die höchsten Erhebungen des umgebenden Culmgebirges übersteigen nur im Nordwesten 400 Meter, ragen im Süden an wenigen Punkten mehr als 300 Meter über den Meeresspiegel empor, um dann schnell abfallend unter jungtertiären Ablagerungen zu verschwinden und nur am Meere noch einmal hervorzutreten. Die Hauptspitzen des Eläolithsyenits, Foia und Picota, erreichen die Höhe von 902, beziehungsweise 774 Metern; dabei verläuft der Hauptkamm der Foia genau ostwestlich, während sich die Picota in nordost-südwestlicher Richtung erstreckt. Beide Bergzüge sind durch ein fruchtbares, auf der Thalsohle reichlich durch Humus bedecktes Erosionsthal „O Barrocal“ geschieden. Die nicht sehr wasserreichen Bäche, welche dem Hauptbache des Thales tributpflichtig sind, führen durch diesen ihre Wässer bei Villa Nova de Portimao der portugiesischen Südküste zu. Wenig nördlich des Dorfes Monchique befindet sich ein





die Verwitterung noch an vielen Stellen des Contacts bemerkbar, wo der feinkörnige Eläolithsyenit infolge der Zersetzung häufig wie ein gelblicher Sandstein erscheint.

Die Gesteinsmassen sind ihrem Korn und ihrer Zusammensetzung nach nicht so wechselnd, wie man nach den bisherigen Beschreibungen wohl annehmen sollte. Natürlich wurden möglichst verschiedenartige Handstücke gesammelt und dadurch der Schein grösster Mannigfaltigkeit erweckt. Der ganze Höhenzug der Picota von Alferce bis Caldas ist mit Ausnahme der Contactnähe aus einem eläolithreichen, mittel- bis grobkörnigen Syenit aufgebaut, der allerdings gelegentlich local deutlich porphyrisch wird und dann häufig durch die Stellung der Feldspathe fluidale Structur zeigt, aber sonst auffallend gleichförmig bleibt. Dieses grobkörnige Gestein erstreckt sich von Caldas über Casaës hinaus nach Westen, ebenso im Norden bis wenig westlich über die Strasse, welche durch das Dorf Monchique führt und macht ungefähr die Hälfte des Massivs aus. Obgleich der Uebergang zu dem Eläolithsyenit des Foiazuges kein ganz plötzlicher ist, auch petrographisch nirgends eine scharfe Grenze zwischen den Gesteinen der Foia und Picota besteht, so ist der Syenit der Foia im grossen und ganzen bis auf eine pegmatitische Ausscheidung dicht oberhalb des Dorfes Monchique feinkörniger; auf dem Kamm der Foia tritt ein schneller Wechsel in den Massencombinationen der dunklen Mineralien und in der Korngrösse ein, und so war van Werveke, dem nur die extrem verschiedenen Gesteine vorlagen, gerechtfertigt, wenn er von zwei verschiedenen, zeitlich getrennten Eruptionen sprach. Es macht den Eindruck, als stellen die Gesteinsmassen der Picota nebst denen des Thales tiefer erstarrte Formen dar, während die Massen der Foia dem Contact mit dem unliegenden Gestein näher gelegen haben mögen; diese Ansicht wurde auch durch die nicht unbedeutenden Höhenunterschiede unterstützt.

An beiden Bergzügen treten, meist unscharf begrenzt, nie in der Gestalt deutlicher Gänge, feinkörnige, saure Schlieren auf. Ausser diesen finden sich an der Foia und Picota gleichartige, grosse und kleine basische Ausscheidungen. Drei solche nehmen grössere Dimensionen an; zwei werden von der Strasse Monchique-Caldas geschnitten, während sich die dritte am Südostabhang der Foia findet.

Der normale Eläolithsyenit wird nahe am Contact durchweg feinkörnig. Die Grauwacken und Schiefer des Culms zeigen an den meisten Stellen deutlich die Wirkung der Contactmetamorphose und sind in Hornfelse oder Knotenschiefer umgewandelt; die Contactzone weicht von der eines Granites makroskopisch nicht merklich ab. Die Breite der Contactzone ist sehr verschieden, doch beträgt sie, wo sie überhaupt beobachtet wurde, immer mehrere Meter. Ihre grösste Breite wurde zu wohl mehreren 100 Metern bei dem Aufschluss des Contactes durch die Strasse nach Saboia de Monchique beobachtet, doch ragten hier Eläolithsyenitapophysen in den Schiefer, so dass dies Verhältnis nicht als Regel angesehen werden kann. An einzelnen Stellen des Contactes erscheint die Grauwacke makroskopisch unverändert. Es bleibt immerhin bemerkenswert, dass eine so grosse Breite der Contactzone, wie bei Graniten von ähnlicher Mächtigkeit, nur an wenigen Stellen beobachtet wurde. Hingegen erscheint es natürlich, dass die Contactwirkungen des Eläolithsyenits denen des Granits so gleichen, da wir es in beiden Fällen hauptsächlich mit Veränderungen zu thun haben, welche durch die Temperatur des Eruptivgesteins bedingt sind. Pneumatolytische Vorgänge liessen sich am Contact in grösserer Ausdehnung nicht verfolgen; nur die recht wenig verbreitete Bildung grösserer Turmalinkrystalle am Contact wäre wohl hieher zu rechnen.

Die Serra de Monchique ist von zahlreichen Gängen durchzogen, welche den Eläolithsyenit vorherrschend in den Richtungen NS., NO.—SW., NW.—SO., durchsetzen. Nur ein Gang besass die Streichrichtung OW., während die anderen Streichrichtungen sich in ziemlich gleicher Häufigkeit fanden; die Streichrichtung der Gänge ist also häufig senkrecht oder annähernd senkrecht zur Längserstreckung des Gebirges. Oft folgen auf eine kurze Strecke zwei, drei oder mehr Gänge parallel streichend aufeinander; einmal wurde beobachtet, dass sich zwei Monchiquitgänge unter einem Winkel von circa 45° schnitten. Die Mächtigkeit der Gänge variirt namentlich bei den Monchiquiten von Fingerdicke bis über 2 Meter Breite, doch sind solche von $\frac{1}{2}$ bis 1 Meter am häufigsten. Es finden sich auch Klüfte von derselben Streichrichtung und ähnlicher Mächtigkeit, wie die Gänge (z. B. wenig oberhalb von Caldas de Monchique die Chaussee kreuzend), welche ausgewitterte Gänge darstellen dürften. Die Ganggesteine gehören der Gruppe der camptonitischen

THE
MAGAZINE
OF THE
ROYAL
SOCIETY

THE
MAGAZINE
OF THE
ROYAL
SOCIETY

THE
MAGAZINE
OF THE
ROYAL
SOCIETY

THE
MAGAZINE
OF THE
ROYAL
SOCIETY

Sodalith infolge hellblauer Farbe für das Auge sichtbar, während er sich sonst bei grauer Farbe im Grau der Feldspathe verliert. An verwitterten Stellen besteht die Oberfläche des Gesteins aus scharfwinkelig sich schneidenden Feldspathleisten, zwischen denen der Eläolith ausgewittert ist. An einzelnen Stellen des Massivs zeigt das Gestein infolge einer vorzüglichen Parallelanordnung der Feldspathe ausgezeichnete Fluidalstructur; an grösseren Platten kann man auch eine strudelähnliche Stellung der Feldspathe beobachten. An diesen Stellen gewinnt der Syenit eine auffallend porphyrische Structur; die Feldspathe zeigen theilweise poikilitische Verwachsung mit Augit; die dunklen Mineralien bilden mit dem hier ziemlich sparsamen Nephelin eine Zwischenklemmungsmasse, und stellenweise erscheinen ausser den Feldspathen in der Rolle porphyrischer Einsprenglinge schwarze Putzen, in welchen makroskopisch Glimmerblättchen zu unterscheiden sind.

Bei der mikroskopischen Untersuchung dieser Gesteinsmassen konnten, ungefähr nach der abnehmenden Häufigkeit geordnet, folgende Mineralien nachgewiesen werden: Feldspath (natronhaltiger Orthoklas + Mikroklin, Albit), Nephelin, Diopsid mit Aegirinaugitrand, Biotit, Titanit, Sodalith, arfvedsonitähnliche Hornblende; Flussspath, Lithionglimmer, ein Titanmineral (Brookit?), Rutil, Eisenerze, Apatit, Kiese; ferner als Zersetzungsproducte Cancrinit, Zeolithe, Calcit, Muscovit.

Der Feldspath ist überall das herrschende Mineral im Gestein, seine Krystalle sind nach der *c*-Axe gestreckt, nach *M* (010) taflig und von den Flächen *P* (001), *M* (010), *T* (110), *x* (10 $\bar{1}$), *y* (20 $\bar{1}$) begrenzt. Die Spaltbarkeit nach *P* (001) und *M* (010) ist vollkommen, so dass diese Flächen in den Handstücken durch ihren lebhaften Glanz auffallen. Da die Feldspathe meist nur nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, im übrigen aber ohne Zwillingslamellirung auftreten, ist es nicht ohne weiteres zu entscheiden, inwieweit Orthoklas oder Mikroklin an der Zusammensetzung des Gesteins betheiligt sind. Die Aufklärung hierüber konnte nur durch die Anfertigung orientirter Schiffe gewonnen werden, und die Untersuchung dieser ergab, dass Orthoklas und Mikroklin in nahezu gleicher Menge vorhanden sind. Der Orthoklas zeigt parallele Auslöschung auf *P* (001) und eine durchschnittliche Auslöschungsschiefe von 8—11° auf *M* (010) zur Kante *P*/*M*. Er gehört demnach in die

Reihe der von Brögger beschriebenen Natronorthoklase, jedoch wurde eine so hohe Auslöschungsschiefe wie bei den Krystallen der norwegischen Gesteine nur ausnahmsweise beobachtet. Ausser den Spaltbarkeiten nach $P(001)$ und $M(010)$ ist eine dritte Art von Spaltrissen nach einer Fläche der orthodomatischen Zone immer recht deutlich zu erkennen. An orientirten Präparaten wurde der Winkel dieser Risse zu $P(001)$ als $66^{\circ} 30'$, $67^{\circ} 30'$, $68^{\circ} 30'$, $69^{\circ} 30'$ gemessen; es beziehen sich diese Zahlen je auf den Durchschnitt mehrerer untereinander nahe übereinstimmender Messungen von — soweit das zu beurtheilen war — annähernd gleicher Güte. Nimmt man den Durchschnitt dieser Messungen zu 68° , so würde sich daraus ein Doma ($\bar{1}\bar{2}.0.1$) oder ($\bar{1}\bar{3}.0.1$) berechnen lassen. Dies Zeichen ist zwar nicht als sicher anzusehen; es wurden jedoch hier die Messungen angeführt, weil bei denselben der von Brögger angegebene Spaltungswinkel für $(\bar{8}01)$ $72^{\circ} 2\frac{1}{2}'$ niemals erreicht wurde, sondern der höchste gemessene Winkel $69^{\circ} 30'$ betrug. Die Zwillingbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist beim Orthoklas durchaus die Regel, daneben kommen auch Zwillinge nach dem Bavenoer Gesetz vor, während einfache Krystalle verhältnismässig selten sind. Mikroklin mit deutlicher Zwillinglamellirung ist im Gestein nicht häufig.¹⁾ Es treten vielmehr zumeist anscheinend einfache Individuen auf, bei denen auf $P(001)$ alle Auslöschungsschiefen von $1\frac{1}{2}^{\circ}$ — 18° beobachtet wurden. Diese erklären sich wohl am besten durch die Zwillingverwachsung verschieden breiter rechter und linker Mikroklinlamellen, respective durch kryptoperthitische Verwachsung von Mikroklin und Orthoklas. Wo die Feldspathe als porphyrische Einsprenglinge in der fein bis mittelkörnigen Grundmasse liegen, tritt häufig Zwillinglamellirung nach dem Albit-, nicht nach dem Periklingesetz auf. Es lässt sich hier geradezu die Beschreibung Brögger's anwenden²⁾: „Der Mikroklin ist entweder (häufig) ohne Gitterstructur, theils über grössere Partien einheitlich auslöschend, theils mit einer feinen Zwillingstreifung nach dem Albitgesetze oder gemengt mit inselartig eingesprengten Partien von Mikroklin in Zwillingstellung zum Hauptindividuum.“

Bei den mikroperthitischen Verwachsungen der Feldspathe treten schmale Lamellen eines durch stärkere Lichtbrechung ausge-

¹⁾ cf. Rosenbusch, Physiographie, III. Aufl., Bd. II, pag. 150.

²⁾ Brögger, Zeitschrift für Krystallographie, Bd. XVI, pag. 561.

zeichneten Feldspathes auf, der weder zum Orthoklas, noch zum Mikroklin gezählt werden kann. Individuen, die diesen dritten Feldspath in Verwachsung besitzen, sind ziemlich verbreitet; dieselben dürften durchwegs dem Albit angehören, wofür auch die Thatsache spricht, dass die Analyse neben hohem Natrongehalt nur wenig Kalk ergibt.¹⁾ Krystalle, die nur aus Albitsubstanz bestehen, treten gegenüber den anderen Feldspathen ganz zurück. Die Feldspath-mineralien sind selten ganz frisch; bei der Umwandlung in sehr feine Muscovitschüppchen und kaolinartige Substanz wird der Orthoklas schneller angegriffen, als der Mikroklin. Die Verschiedenheit in der Zersetzung der Feldspathe tritt namentlich bei der inselartigen Verwachsung der verschiedenen Glieder dieser Mineralgruppe hervor; an solchen Individuen ist häufig ein Theil des Krystalles ganz frisch, die dazu in Zwillingsstellung befindlichen, eingewachsenen Partien vollkommen getrübt und umgewandelt, so dass oft nicht mehr zu constatiren ist, was hier ursprünglich vorlag.

Im Feldspath liegen theils in scharf umgrenzten sechseckigen Durchschnitten, theils — und das ist der weitaus häufigere Fall — in rundlichen Körnern die isotropen Sodalithe. Die Körner sind gewöhnlich erfüllt mit Erzkörnchen und fast immer zersetzt. Das zeolithische Aggregat, welches bei der Zersetzung entsteht, ist optisch nicht sicher zu bestimmen, nach seinem chemischen Verhalten dürfte dasselbe Natrolith sein. Zur sicheren Erkennung des Sodaliths wurde mit geprüft reiner HNO_3 und $AgNO_3$ die Chlorreaction ausgeführt; dieselbe war überall, wo sich die isotropen Durchschnitte fanden, sehr deutlich, während Schwefelsäure, ausser in kiesführenden Gesteinstücken, nicht nachgewiesen werden konnte. Es muss hieraus geschlossen werden, wie das seinerzeit schon van Werveke gethan hat, dass bei Sheibner eine Verwechslung zwischen Nosean und Sodalith unterlief, da Letzterer aus der von den Pyriten stammenden Schwefelsäure auf die Anwesenheit von Nosean schloss. Nur an wenigen Stellen im Picotagebiet wird der Sodalith infolge hellhimmelblauer Färbung makroskopisch sichtbar (Cerro de S. Pedro). Seine Verbreitung erscheint ziemlich regellos, indem er bald in einer grossen Anzahl von Individuen erscheint, bald ganz zurücktritt und

¹⁾ cf. Ussing bei Rosenbusch, Physiographie, Bd. II, pag. 150. Es gilt hier was Ussing von den Feldspathen der Eläolithsyenite sagt: $M(010)$ ist bei den grösseren Individuen meist die Verwachsungsfläche.

verschwindet; als wesentlicher Gemengtheil kann er daher nicht betrachtet werden.

Dem Feldspath folgt als nächst häufigstes, helles Mineral der Nephelin. Derselbe ist in der Hauptmasse der Picota fast immer nur in allotriomorphen Krystallen und körnigen Massen vorhanden; einzig da, wo das Gestein bei grobem Korn porphyrisch struirt ist, treten zuweilen wohl begrenzte Nephelinkrystalle auf, und solche Abarten des Picotasyenits müssen Blum und Scheibner zur Untersuchung vorgelegen haben. Der Nephelin ist fast immer wasserhell und überall im Gestein weniger zersetzt, als der Feldspath. Die beiden Spaltbarkeiten nach $m\{10\bar{1}0\}$ und $c\{0001\}$ treten deutlich hervor, namentlich die prismatische; ausserdem sind die Krystalle von zahlreichen, unregelmässigen Sprüngen durchzogen. Die Nepheline sind erfüllt von meist prismatisch gestreckten Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen, welche nicht selten die Form negativer Krystalle annehmen; dieselben folgen häufig genau der prismatischen Spaltbarkeit und erscheinen in basischen Schnitten zonar angeordnet; neben diesen Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen finden sich Krystallmikrolithe, unter denen Aegirinnädelchen deutlich zu erkennen sind, und Erzpartikel. Der Nephelin erleidet auch da, wo die Zersetzung begonnen hat, keine allmähliche Trübung, sondern seine Umwandlungsproducte sind wasserhell, wie das ursprüngliche Mineral; der Nephelin ist gerade an der mangelnden Trübung leichter, als durch seine sonstigen optischen Eigenschaften vom Feldspath zu unterscheiden. Seine Umwandlungsproducte sind hauptsächlich Analcim und Cancrinit, von denen der letztere in allen nicht ganz frischen Gesteinspartien auftritt. Der Cancrinit zeigt prismatische Entwicklung ohne scharfe Endigungen und häufig Querrisse zur Längserstreckung; die Prismen bilden zuweilen ein System von Krystallen, welche sich unter 60° , beziehungsweise 120° schneiden. Der Analcim ist weit seltener als der Cancrinit; er nimmt gewöhnlich den ganzen Raum des ehemaligen Nephelins ein, ist wasserhell und verräth sich durch seine felderweise verschiedene Doppelbrechung; neben dem Analcim liegt häufig Calcit, kenntlich durch Spaltrisse, Doppel- und Lichtbrechung.

Von den dunklen Silicaten ist an der ganzen Picota ein Diopsid mit Aegirinaugit und seltener Aegirin umrandung das verbreitetste. Die Krystalle sind in der Prismenzone meist, an

den Enden seltener gut begrenzt. Die typische Formenentwicklung in der Prismenzone ist Orthopinakoid (100) und Prisma (110), nicht so häufig tritt das Klinopinakoid auf. Die prismatische Spaltbarkeit ist stets ausgezeichnet entwickelt, und der Aufbau der Krystalle fast immer zonar; dabei wird die Mitte hellgrün bis fast farblos, der Rand je nach der Orientirung grasgrün bis gelblichgrün oder gelblichbraun durchsichtig. Die hellere Innenzone nimmt meist den grösseren Theil des Krystalles ein, und zuweilen fehlt die dunklere Aussenzone ganz. Der Uebergang von innen nach aussen erfolgt schnell, aber nicht unvermittelt (vergl. Fig. 1, Taf. IV); eine scharf-lineige zonare Abgrenzung, wie bei den titanreichen Augiten der Limburgite, wurde an den vorliegenden Augiten nur ganz ausnahmsweise beobachtet, und zwar nur dann, wenn Centrum und Rand der Auslöschungsschiefe nach stark verschieden waren. Im inneren Theile der Krystalle ist Pleochroismus nicht deutlich wahrnehmbar. Das Centrum dürfte nach der optischen Orientirung dem Diopsidmolecül, welchem etwas gemeiner Augit beigemischt ist, angehören. Die Auslöschungsschiefe erreicht im Maximum 45° , bei der porphyrischen Ausbildung des Eläolithsyenits ist auch der Kern etwas stärker gefärbt. Die randliche Zone gibt als niedrigste Auslöschungsschiefe 30° und ist sehr deutlich pleochroitisch: die der *c*-Axe nächstgelegene Elasticitätsaxe entspricht der grössten Elasticität, der Pleochroismus ist *a* = tief grasgrün, *b* = gelblichgrün und *c* = braun-gelb; es liegt hier also ein Pleochroismus ähnlich dem der Aegirine von Kola vor, während alle Eigenschaften mit dem Aegirinaugit Rosenbuch's übereinstimmen.¹⁾ Die Augite liegen mit den anderen farbigen Mineralien gewöhnlich zu unregelmässigen Gruppen vereinigt, so namentlich mit Erzpartikeln, Biotit und Titanit. Magnetit in unregelmässigen Körnern findet sich häufig als Einschluss im Augit, daneben kommen zuweilen zahlreiche Apatitkrystalle und winzige Glimmerblättchen als Einschlüsse vor. Der Augit des Eläolithsyenits wurde von A. Merian²⁾ mit dem nachstehenden Resultate analysirt:

¹⁾ cf. Physiographie, III. Aufl., I. Bd., pag. 536.

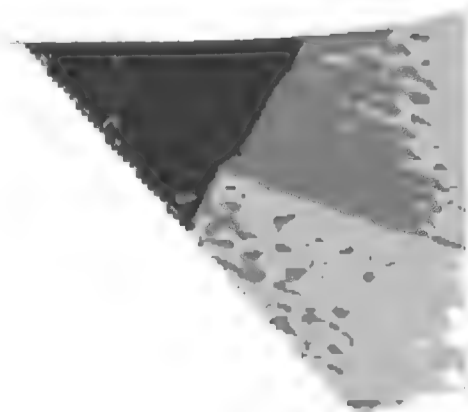
²⁾ A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen, N. J. B. B. III, 1885, pag. 271 f.

SiO_2	42.27
TiO_2	0.92
Al_2O_3	8.67
Fe_2O_3	13.93
$Fe(Mn)O$	6.24
MgO	10.95
CaO	12.32
Na_2O	3.66
K_2O	2.12
		101.08
Specificisches Gewicht	3.473

Der Augit war aus einem Handstück vom Barranco do Banho isolirt, welches sich in der hiesigen Universitätsammlung befindet, so dass ich den Pyroxen im Schliff vergleichen konnte. Derselbe hat hellgrünen Kern und dunkelgrüne Umrandung; die höchste Auslöschungsschiefe im Centrum beträgt 42° ; die Umrandung besteht aus Aegirinaugit. Aus den berechneten Atomverhältnissen leitete Merian folgende Molecüle ab:

$4 MgCaSi_2O_6$	40%
$2 FeCaSi_2O_6$	20%
$2 MgAl_2SiO_6$	20%
$2 Na_2^{III}Fe_2SiO_6$	20%

Ob das hypothetische Molecül $Na_2^{III}Fe_2SiO_6$ wirklich vorhanden ist, kann natürlich nicht entschieden werden. Jedenfalls entspricht der Kern der Krystalle einer Mischung von Diopsid und gemeinem Augit und je nach dem Vorherrschen des einen oder anderen Molecöls wechselt die Auslöschungsschiefe; in der Umrandung liegt, nach dem optischen Verhalten zu urtheilen, eine Mischung von gemeinem Augit- und Aegirinmolecül vor, der in den meisten Fällen eine Auslöschungsschiefe von $30-35^\circ$ entspricht. Der Einfluss, welchen das hypothetische Silicat $Na_2^{III}Fe_2SiO_6$ auf die Auslöschungsschiefe haben würde, kann allerdings nicht in Rechnung gebracht werden. Im porphyrisch entwickelten Eläolithsyenit, wie in der Contactnähe tritt gewöhnlich das Diopsidmolecül gegenüber dem Aegirinaugit zurück, und die Uebergänge von Kern zu Rand werden ganz allmählich, während im normalen Gestein der Picota der Kern wohl aus fast reinem Diopsid, der Rand aus Aegirinaugit besteht.



In wenigen Schlifften des Picotagesteins erscheint Hornblende in unregelmässig begrenzten Fetzen als Einschluss in den Augiten. Sie tritt in Gesteinsmassen auf, welche sich im übrigen in nichts vom normalen Eläolithsyenit unterscheiden, so dass sich auf ihr Vorhandensein keine Trennung gründen lässt. Die Hornblende besitzt schwache Doppelbrechung und gehört den blaugrünen Farbentönen nach der Arfvedsonitreihe an. Die Dispersion der Elasticitätsachsen ist gross, der Pleochroismus deutlich wahrnehmbar; die optischen Eigenschaften sollen später bei den Foiagesteinen näher besprochen werden.

In der Häufigkeit folgt je nach dem Handstück der Titanit oder der Biotit dem Aegirinaugit. Der Titanit scheint im normalen Eläolithsyenit nie ganz zu fehlen und ist meist reichlich in wohl ausgebildeten Krystallen vorhanden. Die Farbe des auch mit unbewaffnetem Auge leicht erkennbaren Minerals ist dunkelhoniggelb; die Krystalle lösen sich bei der mechanischen Zerkleinerung des Gesteins leicht aus ihrem Gefüge. An solchen Krystallen konnten (namentlich in der Prismenzone) ziemlich genaue Messungen vorgenommen werden:

Beobachtete Formen (Bezeichnung nach Dana): $m = \{110\} \infty P$,
 $n = \{221\} - 2P$, $a = \{100\} \infty P \infty$, $b = \{010\} \infty P \infty$.

Gemessen:

$m : m = (110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 66^\circ 15'$ Mittel aus 32 Messungen
 an 18 Krystallen $66^\circ 2' - 66^\circ 28'$.

$n : n = (221) : (2\bar{2}\bar{1}) = 43^\circ 36'$ Mittel aus 4 Messungen
 Fehler $\pm 9'$.

$m : n = (110) : (221) = 27^\circ 11'$ Mittel aus 18 Messungen.

Die Messungen Brögger's am Eukolit-Titanit¹⁾, die Des Cloizeaux' an aufgewachsenen Titaniten und Hackman's an Krystallen aus dem Eläolithsyenit vom Umptek ergaben vergleichsweise die folgenden Werte:

Des Cloizeaux ²⁾ :	Brögger:	Hackman ³⁾ :	Kraatz:
$m : m = 66^\circ 29'$	$66^\circ 2' - 66^\circ 5\frac{1}{2}'$	$66^\circ 13'$ (Mittel aus 2 Kr.)	$66^\circ 15'$

¹⁾ Brögger, Zeitschr. f. Krystall., XVI, pag. 515.

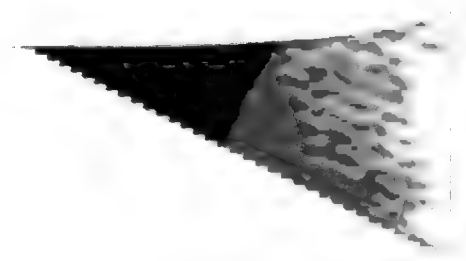
²⁾ Des Cloizeaux, Manuel de Minéralogie, 1862, pag. 145.

³⁾ Ramsay W. u. Hackman V., Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia 11, pag. 116.

Es zeigt sich bei der Vergleichung der Prismenwinkel, dass die aufgewachsenen Krystalle Des Cloizeaux' von Binnen bedeutend von den Krystallen in den Eläolithsyeniten abweichen. Ausserdem lässt sich ein Unterschied zwischen den Messungen von Brögger (die Zahl der gemessenen Krystalle ist nicht angegeben) und mir constatiren; Hackman's Messungen stimmen im Durchschnitt mit den meinigen. Der Unterschied zwischen den Messungen Brögger's einerseits und denen von Hackman und mir andererseits ist leicht erklärlich, da Brögger angibt, dass seine Krystalle tiefbraun bis gelblichbraun waren, während die von Monchique und Kola honiggelb waren. Jedenfalls bedeutet der Farbenunterschied und Winkelunterschied auch eine chemische Verschiedenheit. Es würden sich nach Farbenton und Winkelwerten folgen:

	Des Cloizeaux: (fast farblos)	Hackman: (honiggelb)	Kraatz: (honiggelb)	Brögger: (braun)
$m : m$	$66^{\circ} 29'$	$66^{\circ} 13'$	$66^{\circ} 15'$	$66^{\circ} 2' - 66^{\circ} 5\frac{1}{2}'$

Die Formenentwicklung entspricht den Krystallen, welche Brögger abbildet (Zeitschr. f. Krystallographie, Bd. XVI, Tafel XXI, 2, 5, 6). Zuweilen treten Flächen in der orthodomatischen Zone auf, welche jedoch keine messbaren Reflexe geben. Zwillinge nach $\{100\} \infty P \infty$ sind recht häufig. Die Krystalle werden im Schliff mit hellgelblichen bis hellröthlichbraunen oder rosa Farbtönen durchsichtig. Die spitzrhombischen Durchschnitte sind die häufigsten (Fig. 1, Tafel IV); dann folgen die prismatischen; bei Zwillingen ist die Zwillingsgrenze meist die genaue Diagonale des Rhombus. Der Pleochroismus ist sehr deutlich: $a =$ fast farblos, $b =$ hellgelb mit einem Stich in's Grünliche, $c =$ hellbräunlichroth, fast rosa. Die Krystalle sind meist einschlussfrei; wo Einschlüsse vorkommen, sind es Apatitnadelchen, Erzkörner oder Augitkrystalle. Die frischen Krystalle sind häufig theilweise resorbirt. Randlich sind die Krystalldurchschnitte oft von Erzkörnern umsäumt; dieselben dringen auch auf unregelmässigen Sprüngen in den Titanit ein; sie scheinen Titaneisen zu sein und deuten wohl auf eine beginnende Umwandlung. Das sonst so schwer zersetzbare Mineral ist nämlich häufig ganz metamorphosirt. In einem weisslich trüben Aggregat mit den Umrissen des Titanits liegen dunkle, stark lichtbrechende Körner, welche nur randlich bei starker Vergrösserung zuweilen braungelblich durchsichtig werden.







Sehr spärlich tritt der Lâvenit auf. Derselbe kommt in Körnern wie in Prismen vor, aber die Krystalle sind so klein, dass sie stets nur bei starker Vergrösserung sichtbar werden. Ihre Bestimmung gründet sich auf die starke Licht- und Doppelbrechung, sowie den starken Pleochroismus, hellweingelb bis tief orange-gelb; bei sehr kleinen Körnern ist der Pleochroismus kaum mehr wahrnehmbar.

Ziemlich allgemein ist in dem grobkörnigen Gestein der Picota der Flusspath verbreitet. Derselbe fällt durch seine tiefviolette Farbe zuweilen schon makroskopisch auf, wird unter dem Mikroskop ebenfalls noch violett durchsichtig, und wurde so in Schlifften von verschiedenen Stellen der Picota (am Kamm, sowie an den Abhängen nach Caldas und Monchique zu) beobachtet. Das Mineral liegt immer in den Räumen resorbirter Titanite von Rutil oder Brookit (?) begleitet, oft auch mit Titaneisen zusammen. Die Körner zeigen keine Krystallbegrenzung, und ihr violetter Farbenton verliert sich heller werdend nach den Rändern zu. Eine ähnliche Bildungsweise, wie der Fluorit scheint ein zwar sparsam auftretender, aber räumlich ziemlich verbreiteter heller Glimmer zu besitzen. Derselbe tritt selten makroskopisch hervor, ist vollkommen farblos und hat einen grossen Axenwinkel; seine Umgrenzung ist häufig gut idiomorph; neben einer starken Natriumfärbung ist im Bunsenbrenner momentan die Lithiumfärbung zu beobachten. Als Polyolithionit hat Joh. Lorenzen einen hellen Glimmer von Kangerdluarsuk beschrieben, doch dürfte der Lithiumgehalt im Glimmer der Picota geringer sein als in dem grönländischen, da es nur auf Momente gelang, die Flammenfärbung zu erhalten. Der spurenweise Lithiumgehalt, welchen zwei Analysen von P. Jannasch im Picotasyenit von Cerro da Posada ergaben, ist wohl auf diesen Glimmer zurückzuführen.

Von accessorischen Mineralien wären neben dem überall in geringen Mengen verbreiteten Magnetit, bezugsweise Trappeisen, noch die Kiese zu erwähnen. Letztere sind nicht allgemein verbreitet, sondern finden sich nur in Handstücken, welche vom Gipfel der Picota und von Casaës stammen. Der grösste Theil der Kiese gehört dem Pyrit an; ausserdem kommen stäbchenförmige Krystalle vor, die wahrscheinlich dem Magnetkies zuzuzählen sind. Die Kiese erweisen sich ihrer idiomorphen Begrenzung und der Lage

im frischen Gestein nach als zweifellos primär; randlich sind die Pyrite häufig von Magnetit umwachsen. Apatit ist spärlich in gut begrenzten Krystallen vorhanden; dieselben sind (in basischen Schnitten) zuweilen zonar bestäubt oder zeigen feine Bestäubung im Centrum; die Krystalle sind gewöhnlich grösser als die in Graniten.

Der Picotatypus des Eläolithsyenits zeigt, wie nicht anders zu erwarten, die hypidiomorphkörnige Tiefengesteinsstruktur. Die Reihenfolge der Krystallisation war die nachstehende: 1. Accessorische Gemengtheile: Erze, Pyritoid, Apatit; 2. Lavenit, Biotit, Hornblende, Diopsid mit Aegirinaugitumrandung, Titanit, Sodalith, Orthoklas, Mikroklin, Albit, Eläolith; 3. pneumatolytische Periode und Verwitterung: Flusspath, Rutil, Brookit (?), Titaneisen, Lithionglimmer. — Analcim, Cancrinit, Calcit, Muscovit, Kaolin, Eisenhydroxyd. Erze und Apatit sind wie in anderen Tiefengesteinen die ältesten Bestandtheile und erscheinen daher auch als Einschlüsse in den farbigen Silicaten. Der Biotit ist dann zunächst auskrystallisirt; er ist entweder scharf begrenzt oder theilweise resorbirt und führt Erze, seltener Apatit als Einschlüsse. Ihm folgt der Diopsid mit Aegirinaugitumrandung; derselbe findet sich im Glimmer nicht eingeschlossen, umschliesst aber häufig kleine Biotitblättchen. Seine Bildungsperiode ist ziemlich gleichzeitig mit der des Titanits, welcher zuweilen wohl ausgebildete Augitkrystalle enthält; im Augit liegen andererseits kleine Titanitkrystalle als Einschlüsse. Die Hornblende erscheint nur in resorbirten Fetzen in und am Augit; offenbar ist die Bildung des Augits auf Kosten der Hornblende erfolgt, das Hornblendemolecül in das Augitmolecül zerfallen. In anderen Mineralien ist Hornblende eingeschlossen nicht zu beobachten.

Von den hellen Mineralien hat sich der Sodalith zuerst ausgeschieden; er liegt fast immer in den Feldspathen und führt central Erzpartikel und Augite als Einschlüsse. Die darauf auskrystallisirten Feldspathe zeigen sehr häufig idiomorphe Begrenzung, und in den zwischen ihnen gebliebenen Hohlräumen liegt in Körnern oder grösseren zusammenhängenden Krystallisationen, meist ohne eigene Formen, der Nephelin.

Später als die Bildung all dieser Mineralien erfolgte die Krystallisation von Flusspath, Lithionglimmer, Rutil, Brookit (?) und Calcit. Sie gehören der pneumatolytischen Periode der Gesteinsentwicklung an. Während jedoch der Lithionglimmer in seiner Lage

an kein bestimmtes Mineral gebunden ist, allerdings stets zwischen den hellen Bestandtheilen Nephelin und Feldspath liegt, zeigt sich Fluorit, soweit beobachtet wurde, ausschliesslich in den Krystallisationsräumen der zersetzten Titanite, und ohne eigene Begrenzung zwischen den aus Titanit entstandenen Mineralneubildungen Titan-eisen, Rutil, Brookit (?), Calcit. Es ist daher anzunehmen, dass die gleichen Ursachen, welche die Zersetzung des Titanits bewirkten, die Ausscheidung des Fluorites ermöglichten. Wahrscheinlich wirkten Fluordämpfe auf Titanit ein, rissen das Calcium als Fluorcalcium an sich und liessen den Rest als Titansäure (Rutil, Brookit [?]), stellenweise Quarz und Titaneisen krystallisiren; secundär dürfte die Bildung von Calcit daneben hergegangen sein.

Bei der Verwitterung zerfiel unter Zufuhr von Kohlensäure der Nephelin in Cancrinit¹⁾ und Analcim, die sich häufig nebeneinander an Stelle der früheren Nepheline zwischen den Feldspathen finden. Der Feldspath ist selten frisch, meist in Muscovit, zuweilen in Natrolith umgewandelt. Calcit kommt in geringen Mengen auch in Feldspath und Nephelin vor.

Von dem Eläolithsyenit der Picota liegen zwei Analysen vor, welche von P. Jannasch an dem gleichen Handstück von Cerro da Posada ausgeführt wurden. Ich konnte ein Handstück aus der Universitätssammlung vom gleichen Fundort mit dem typischen Picotagestein vergleichen und identificiren; das Gestein zeigt Folgendes: Makroskopisch sind Feldspath und Nephelin (in röthlichbraunen, fettglänzenden Körnern) die herrschenden Mineralien; daneben sind Titanit, Biotit und Pyroxen sichtbar; im Dünnschliff waren folgende Mineralien zu erkennen: Erze, Apatit (sehr wenig), Biotit, Diopsid mit Aegirinaugitrand, Titanit, Feldspathe, Eläolith, Sodalith, Cancrinit, Lithionglimmer. Ein sehr nahe übereinstimmendes Resultat erhielt Kaleszinsky²⁾ (bei Merian) an einem Handstück vom Barranco do Banho, Caldas de Monchique; aus demselben wurde auch der Pyroxen chemisch untersucht. Das von Kaleszinsky analysirte Gestein gehört ebenfalls zum Picotatypus; es entstammt einer Stelle (wahrscheinlich nahe dem Contact), wo feinkörniger

¹⁾ Beim Cancrinit ist es nicht sicher zu entscheiden, ob nicht ein Theil desselben als primär zu betrachten ist.

²⁾ Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen von A. Merian. N. J. B. B. III, pag. 271.

Syenit schlierig durch normalen Syenit der Picota vertheilt ist. Der Mineralbestand ist unverändert, nur ein wenig Amphibol vorhanden. Nachstehend sind unter I die Analysen von Jannasch, Ib die von Kaleszinsky und unter II die des Pyroxens aus Ib gegeben.

	Ia	β	Ib	II
<i>SiO</i> ₂	54·20	53·71	54·61	42·27
<i>TiO</i> ₂	1·04	1·03	0·09	0·92
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	21·74	21·82	22·07	8·67
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	0·46	0·78	2·33	13·93
<i>FeO</i>	2·36	2·74	} 2·50	6·24
<i>MnO</i>	0·11	0·19		
<i>MgO</i>	0·52	0·56	0·88	10·95
<i>CaO</i>	1·95	1·90	2·51	12·32
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	6·97	7·07	5·46	2·12
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	8·69	8·52	7·58	3·66
<i>P</i> ₂ <i>O</i> ₅	Spur	Spur	0·15	—
Glühverlust	2·32	2·27	1·13	—
	100·36	100·59	99·31	101·08

Das Gestein I enthält Spuren von *Cl* und *Li*. Das Gestein Ib Spuren von *Cl*.

Specificsches Gewicht von I	2·578
„ „ „ Ib	2·635 und 2·584
„ „ „ II	3·473

Aus der Analyse bei Merian combinirt mit seiner Pyroxenanalyse lässt sich das Verhältnis der auftretenden Mineralien angenähert berechnen; als Glimmer wurde der aus dem Eläolithsyenit von Litchfield, Maine, stammende Lepidomelan angenommen; seine Zusammensetzung ist: 32·09 *SiO*₂, 18·52 *Al*₂*O*₃, 19·49 *Fe*₂*O*₃, 14·10 *FeO*, 1·42 *MnO*, 1·01 *MgO*, 8·12 *K*₂*O*, 1·55 *Na*₂*O*, 4·62 *H*₂*O*. Man erhält, wenn sämtliche Titansäure als Titanit, der restirende Kalk als Pyroxen angenommen wird: 11·6% Augit, 10·21% Lepidomelan und 0·22% Titanit. Berechnet man mit der Annahme, der Orthoklas enthalte, wie in den norwegischen Syeniten zu nahezu gleichen Theilen Kali und Natron, die hellen Mineralien, so ergibt sich: 37·44% Natronorthoklas, 24·34% Albit und 14·43% Nephelin,

wobei der Albit grösstentheils mikroperthitisch mit dem Orthoklas verwachsen ist. Es ist nicht zu erwarten, dass die Analysenberechnung genau stimmt, da es nicht erwiesen ist, dass der Glimmer genau die bei der Berechnung angenommene Zusammensetzung besitzt. Das Gestein, dessen Analyse zur Berechnung diente, hat einen Gehalt an dunklen Mineralien (Augit, Biotit, Titanit), der den des normalen Syenits um mehrere Procente übersteigt. Derselbe stammt von der an Glimmer und Augit reichen Schliere, welche das Gestein hier durchzieht. Die Titansäurebestimmung in der Kaleszinsky-Merian-schen Analyse scheint zu niedrig ausgefallen zu sein, da sie nicht direct ausgeführt wurde. Berechnet man den Titanit aus der Jannasch'schen Analyse (sub I α β), so sind 2.55% vorhanden, was dem thatsächlichen Verhältnis, soweit sich dasselbe mikroskopisch schätzen lässt, besser entsprechen dürfte. — Will man den Eläolithsyenit der Picota mit einem anderen Vorkommen desselben Gesteines vergleichen, so ist der Syenit von Pouzac in seinem chemischen Bestande dem Gestein der Picota am ähnlichsten. Zum Vergleich ist nachstehend unter I der Durchschnitt der drei Analysen des Picotagesteins, unter II der Eläolithsyenit von Pouzac angeführt:

	I	II
<i>SiO₂</i>	54.17	54.41
<i>TiO₂</i>	0.72	1.11
<i>Al₂O₃</i>	21.88	23.26
<i>Fe₂O₃</i>	1.19	} 1.32
<i>FeO</i>	2.53	
<i>MnO</i>	0.10	—
<i>MgO</i>	0.65	—
<i>CaO</i>	2.12	4.42
<i>K₂O</i>	6.50	} 13.40
<i>Na₂O</i>	8.26	
<i>H₂O</i>	1.91	2.30
<i>P₂O₆</i>	Spur	—
<i>CO₂</i>	—	—
<i>Cl</i>	Spur	0.21
	<hr style="width: 50%; margin-left: auto; margin-right: 0;"/> 100.03	100.43

I Eläolithsyenit der Picota

II Eläolithsyenit von Pouzac, Dept. Hautes-Pyrenées.

2. Der Eläolithsyenit der Foia.

Die Gesteinsmassen der Foia sind von denen der Picota durch ihren bedeutend geringeren Nephelinge halt unterschieden und gleichen in ihren nephelinärmsten Partien den sogenannten Pulaskiten. Ob der Uebergang von dem Picotagestein zu dem Eläolithsyenit der Foia ein allmählicher ist oder eine Grenze zwischen beiden Bergzügen besteht, lässt sich mit Sicherheit nicht constatiren, da das zwischen Foia und Picota liegende Thal durch Alluvialablagerungen bedeckt und bewaldet ist. Doch scheint es nach den starken Schwankungen, welchen der Nephelinge halt in den Massen der Foia unterliegt, sowie nach den Uebergängen zwischen typischem Foia- und Picotagestein bei Casaës wahrscheinlich, dass keine scharfe Grenze vorhanden ist. Am Kamm der Foia sind feinkörnige Ausbildungen des Eläolithsyenits recht häufig; auch die grobkörnigen Gesteine erreichen — mit Ausnahme einer grösseren pegmatitischen Ausscheidung — an der Foia nie die Korngrösse, wie an der Picota. Dazu treten dicht unter dem Kamm basische Ausscheidungen in grösserer Mächtigkeit auf, welche sonst nur in der Contactnähe beobachtet werden. Aus diesen letzten Thatsachen darf vielleicht gefolgert werden, dass der Eläolithsyenit der Foia nicht in gleicher Tiefe erstarrt ist wie der der Picota, da alle Phänomene auf ein schnelleres Festwerden des Magmas deuten. Es soll auf diesen Punkt noch bei der Einzelbeschreibung der Gesteine weiter eingegangen werden.

Am nächsten stehen dem Eläolithsyenit der Picota die Gesteinsmassen, welche nahe beim Dorfe Monchique an der neuen, zur Zeit unseres Besuches noch im Bau begriffenen Strasse nach Saboia geschlagen wurden. Auch hier tritt der Nephelin zu Gunsten der Feldspathe schon bedeutend zurück; Feldspath verleiht dem Gestein sein Aussehen; die übrigen Mineralien fallen erst bei genauerer Betrachtung in's Auge. Der Feldspath ist grösstentheils sogenannter *Moirée-Mikroklin* Brögger's; daneben ist Orthoklas nur sparsam vorhanden. Der Aegirinaugit tritt zumeist in skeletartigen Formen auf, die häufig Feldspath umschliessen und ihre Umrisse den Räumen zwischen den Feldspathen entlehnen. Biotit ist in vereinzelt Krystallen gegenwärtig; dieselben zeigen theilweise zonaren Bau mit heller und dunkler braunen Farbentönen,

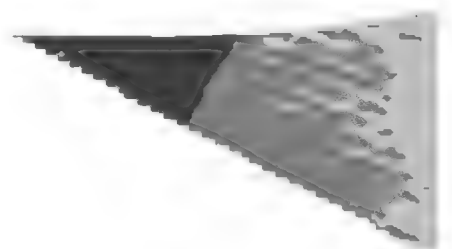
Gehalt der Gesteine an ihnen schnellem, scheinbar gesetzlosem Wechsel unterworfen. Als typisch soll der mikroskopische Befund in den Gesteinen von Moita, vom Peso und vom 575 Meter hohen Hügel bei Monchique näher geschildert werden.

Das Gestein von Moita ist mittelkörnig und zeigt makroskopisch graublauen Feldspath, sehr spärlich grauen Eläolith, dem Augenschein nach nicht zu bestimmende, stecknadelkopfgrosse Partien von schwarzen Mineralien und reichlich Kryställchen von Pyrit. Zu diesen Mineralien treten bei mikroskopischer Betrachtung noch Magnetit, Apatit, Titanit, Aegirinaugit und Hornblende. Magnetit, Apatit, Pyrit und Titanit zeigen nichts Bemerkenswertes. Die Diopside mit Aegirinaugitumrandung gleichen denen im Eläolithsyenit der Picota und besitzen grossen hellgrünen Kern mit schmaler, dunkelgrüner Randzone. Die Hornblenden liegen mit den Aegirinaugiten zusammen, sind häufig schmal von Aegirinaugit, bezugsweise Aegirin umrandet und mit solchem in kleinen, unregelmässigen Partien vielfach orientirt durchwachsen. Die Hornblenden gehören nach ihrem optischen Verhalten in die Barkevikit-Katophoritreihe Brögger's. Auf zufälligen Schnitten nach $\{010\}$ wurde als Maximum der Auslöschung $27^{\circ} 30'$ gemessen. Für die Absorption sind röthlichbraune bis dunkel graugrüne Farbentöne charakteristisch; am nächsten scheint die Hornblende daher der von Fr. Williams beschriebenen aus dem Pulaskit von Arkansas zu stehen. Williams beobachtete

b	$> c$	$> a$	
tief bläulichgrün	gelbbraun	gelblichgrün	Auslöschung auf $\{010\}$ ca. $20'$.

Für die Hornblende der Foia ergibt sich $b =$ dunkelgraugrün, $c =$ olivbraun, $a =$ hellgelbbraun.¹⁾ Der Nephelin ist nicht in grösseren Krystallen vorhanden, wie häufig im normalen Eläolithsyenit der Picota, sondern tritt nur in kleinen Körnern oder Anhäufungen solcher zwischen den Feldspathen auf; erst nach Aetzung der Schläffe mit Salzsäure tritt der Nephelingeht deutlicher in die Erscheinung.

¹⁾ O s a n n beschreibt eine ähnliche Hornblende aus dem Sanidinit von Sao Miguel: $a =$ braun, $b =$ dunkelbraun, fast schwarz, $c =$ dunkelgrünbraun. Absorption $b > c > a$. Die Auslöschungsschiefe auf Spaltblättern nach $\infty P (110)$ beträgt bis 23° , was auf eine Schiefe von 34° auf $\infty P \infty (010)$ schliessen lässt; cf. N. J. f. M. 1888, Bd. I, pag. 121.



Nach der Auslöschung liegt natronhaltiger Orthoklas in Verwachsung mit nicht näher zu bestimmendem Feldspath, wahrscheinlich Albit, vor. Der Nephelin ist sparsam, meist in ziemlich kleinen Körnern, nie in grösseren krystallinen Partien zwischen dem Feldspath vorhanden.

Dieselben Gesteinsmassen, theils reicher an Biotit, theils mit Ueberwiegen der Pyroxen-Amphibolmineralien, wurden überall unter und auf dem Kamm der Foia zwischen Monchique und Marmeleite anstehend gefunden. Es wäre hier nur noch eine Ausbildungsform anschliessend zu erwähnen, welche wohl als locale Differenzirung der eben beschriebenen Gesteinsmassen zu betrachten ist und unweit des Picos 833 Meter der Karte dicht unter der Kammhöhe der Foia geschlagen wurde. Der Mineralbestand derselben ist im wesentlichen übereinstimmend mit den eben beschriebenen Gesteinen: Apatit, Erze, Titanit, arfvedsonitische Hornblende (sehr spärlich), Biotit, heller Pyroxen, Sodalith, Nephelin?, Feldspath. Auffallend ist neben dem abweichenden Pleochroismus des Glimmers (hellgelbbraun bis dunkelbraun) das Auftreten eines diopsidartigen, sehr hellgrünlichen, fast farblosen Pyroxens ohne Aegirinaugit- oder Aegirinränder. Derselbe würde dem innersten Kern der Aegirinaugite der Picota nahe stehen, wurde aber sonst allein im ganzen Gebiete nirgends beobachtet. Williams erwähnt einen solchen diopsidähnlichen Augit aus seinen Pulaskiten und gibt an, dass derselbe nur selten von Aegirin umrandet gewesen sei. Der Feldspath des Gesteins ist Moirée-Mikroklin, beziehungsweise Mikroklin, Mikro- und Kryptoperthit, sowie Orthoklas. Sodalith tritt in wenigen gut begrenzten, aber zersetzten Krystallen, Rhombendodekaëder-Durchschnitten, auf. Nephelin konnte selbst durch Aetzung mit absoluter Sicherheit nicht nachgewiesen werden, wenngleich seine Anwesenheit in vereinzelt kleinen Körnern möglich ist. In jedem Fall würde hier das nephelinärmste Glied der ganzen Gesteinsreihe an der Foia vorliegen. In einem einzelnen Falle wurde ein hellgelbes Octaëder von Pyrrhit beobachtet.

Zum Vergleich mit dem Pulaskit wurde der Eläolithsyenit von Moita an der Foia durch Dr. M. Dittrich in seinem chemisch-bakteriologischen Laboratorium analysirt. Unter I ist das Resultat dieser Analyse, unter II die Zusammensetzung des Pulaskits von den Fourche Mountains zur Vergleichung aufgeführt.



[The following text is extremely faint and illegible due to low resolution and blurring. It appears to be a multi-paragraph document or report.]



schwarzer Glimmer in hexagonalen Tafeln, welche die Grösse von $1\frac{1}{2}$ Centimeter erreichen, ist häufig; schwarze Augitprismen (bis 2 Centimeter Länge) lassen sich durch ihre Spaltbarkeit bestimmen, und 1—2 Millimeter grosse Titanitkrystalle fallen durch ihre honiggelbe Farbe auf. Das Gestein zeigt hie und da Hohlräume, in welche über erbsengrosse Analcimkositetetraëder $202\{211\}$ und Aegirinaugite mit spitzpyramidaler Endigung hineinragen¹⁾; einige Hohlräume sind auch von Calcitkrystallen der Form $-\frac{1}{2}R$ ausgefüllt. Unter dem Mikroskop ist der Mineralbestand folgender: Apatit (sehr spärlich), Magnetit, Titanit, Fluorit, Biotit, Aegirinaugit, Feldspathe und Nephelin. Der Titanit ist theils in wohl idiomorphen Krystallen, wie im Picotasyenit, theils in corrodirtten Formen vorhanden; die letzteren liegen fast immer mit violetterm Flusspath zusammen, welcher theilweise krystallographische Begrenzung $\infty 0 \infty\{100\}$ zeigt. Biotit vom Pleochroismus hellbraun-dunkelbraun, theilweise mit olivbraunen Farbtönen durchsichtig, tritt in basischen Tafeln auf, welche infolge ihrer geringen Dicke bei Schnitten senkrecht zu $c\{001\}$ Leistenform besitzen. Im Biotit wurden stellenweise um sehr kleine Einschlüsse stark pleochroitische, dunkle Höfe beobachtet. Aegirinaugit findet sich in Skeletformen und compacten Krystallen. Letztere sind zonar gebaut mit dunklerem, zwischen Aegirinaugit und normalem Aegirin stehendem Rande; an die dunkelgrüne, äussere, theilweise corrodirtte Zone haben sich vielfach in paralleler Orientirung der c -Axen Biotitkrystalle in Lappenformen angelegt. Zuweilen treten am Rande feine Aegirinnädelchen auf, die sich auch sonst als Einzelkryställchen und wirre Haufen von Nädelchen im Gestein finden. Die Krystalskelette zeigen öfter die Begrenzung $\{100\}$, $\{110\}$ und umschliessen als schmale Umrandung Feldspathe, scheinen also später gebildet. Die Feldspathe sind fast niemals einfach, sondern bestehen aus einer fleckigen Verwachsung von Orthoklas und Mikroklinmikro-Kryptoperthit mit einem stets ganz zersetzten Feldspath, dessen Natur daher nicht ermittelt werden konnte. Der Nephelin, das zuletzt ausgeschiedene Mineral, ist stets wasserhell, zuweilen in Analcim umgewandelt. Sodalith in gerundeten Krystallen wurde nur in einzelnen Schliften be-

¹⁾ Die Augitkrystalle konnten wegen Flächenrundung nicht gemessen werden.

obachtet. Von den für pegmatitische Gänge der Eläolithsyenite charakteristischen Mineralien der seltenen Erden u. s. w. wurde keines beobachtet.

3. Feinkörniger Eläolithsyenit, Schlieren im Eläolithsyenit der Picota und Foia bildend.

A. An dem Wege, der von Monchique nach Caldas führt, fallen im grobkörnigen Eläolithsyenit zahlreiche feinkörnige, gegen den Hauptsyenit scharf abgegrenzte Schlieren ohne bestimmte Gestaltung auf. Diese feinkörnigen Gesteinsmassen wurden an der Foia selten beobachtet, sind aber am Peso, wo eine grosse Anzahl von Schlieren mit vom Hauptgestein abweichender Korngrösse auftritt, vorhanden. Das feinkörnige Gestein ist scharflinig, aber ohne Salbandentwicklung gegen den grobkörnigen Syenit abgegrenzt; in einer feinkörnigen, röthlichgrauen Grundmasse, in der makroskopisch Eläolith und Feldspath noch zu unterscheiden sind, liegen einzelne, bis $2\frac{1}{2}$ Centimeter grosse, glasglänzende Feldspathkrystalle mit der Begrenzung P , M , T , x und röthlichbraune Körner oder rectanguläre Durchschnitte von Nephelin. Die dunklen Mineralien treten sehr zurück und sind nur in einzelnen, kleinen, makroskopisch nicht bestimmbaren Körnern vorhanden. Aus der Untersuchung der Dünnschliffe ergibt sich folgender Mineralbestand: Magnetit, Biotit, Låvenit, Titanit, Aegirinangit, Feldspathe, Eläolith. Der Biotit tritt in kleinen, braunen Blättchen, äusserst spärlich, der Magnetit in unregelmässigen Körnern reichlicher auf. Der Låvenit ist gleichmässig verbreitet und ziemlich reichlich vorhanden; meist erscheint er in länglichen, schön gelben Körnern mit deutlichem Pleochroismus. In zahlreichen prismatisch gestreckten Kryställchen, meist von der Combination $\{110\}$, $\{221\}$ tritt der Titanit im Gestein auf. Die kleinen, wasserhellen Prismen besitzen starke Licht- und Doppelbrechung, sehr starke Dispersion und zeigen häufig eine Absonderung wenig schief zu ihrer Längsausdehnung. Zur chemischen Prüfung wurde das Gesteinspulver mehrere Stunden auf dem Wasserbad mit HF und HCl behandelt; im Rückstand liessen sich unangegriffene Låvenitkörner und die schwach angegriffenen, farblosen Prismen unterscheiden; letztere gaben mit H_2SO_4 in Lösung gebracht auf Zusatz von H_2O_2 deutliche Titanreaction, als weiteres Kriterium

für Titanit; auch wurden von Brögger ähnliche Kryställchen gleich gedeutet. — Eckige Räume zwischen den Feldspathen werden von Aegirinaugit, respective Aegirin in allotriomorphen Partien ausgefüllt. Bei den Pyroxenkrystallen geht die Auslöschungsschiefe bis zu den Werten für Aegirin hinunter; deutlicher zonarer Bau ist jedoch nicht mehr zu beobachten. Während die Krystallisationsperiode der Aegirinaugite des Hauptgesteins der Picota schon vor der beginnenden Ausscheidung der Feldspathe abschloss, hat die Pyroxenbildung in den feinkörnigen Schlieren noch über den Feldspath hinaus fortgedauert. Die Feldspathe bilden den Hauptbestandtheil der hellen Grundmasse. Die langen Krystalleiten zeigen grösstentheils Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz und wellige Auslöschung. Die Zwillingsverwachsung ist häufig wiederholt, doch tritt eigentliche Lamellirung nicht auf. Die Feldspathe sind Orthoklas, Mikroklin und Plagioklas; zuweilen treten federartige, mikroperthitische Verwachsungen der Kalifeldspathe mit Albit auf. Die porphyrischen Feldspatheinsprenglinge sind Mikroklin oder Orthoklas, soweit beobachtet nie Albit; sie schliessen zuweilen Aegirinaugite mit Zonarstruktur und grössere, pleochroitische Titanitkrystalle, wie sie das Hauptgestein, also die Tiefenfacies führt, ein; randlich finden sich häufig poikilitisch eingewachsene Nephelinkörner. Der Nephelin der Grundmasse nähert sich zumeist idiomorpher Begrenzung und zeigt vorwiegend roh rechteckige Durchschnitte. Die Structur dieser Schlieren kann also wohl als im grossen ganzen panidiomorphkörnig bezeichnet werden, da die porphyrischen Einsprenglinge ziemlich spärlich vorhanden sind und wahrscheinlich dem Hauptgestein, dessen Mineralien alle ihre Eigenschaften gleichen, entstammen. Eine Analyse dieser Schlieren verdanke ich durch die freundliche Vermittlung des Herrn Professor P. Jannasch Herrn O. Heidenreich, welcher dieselbe an absolut frischem Gestein nach der Aufschliessungsmethode mit Borsäure im hiesigen anorganischen Universitätslaboratorium ausführte.¹⁾ Dieselbe ergab folgendes Resultat:

SiO_2	56.67%
TiO_2	0.24 "
Al_2O_3	22.42 "

¹⁾ Ich sage Herrn O. Heidenreich auch an dieser Stelle meinen besten Dank.



Fe_2O_3	1·82%
FeO	0·80 „
MnO	Spur
MgO	1·33 „
CaO	0·28 „
K_2O	7·32 „
Na_2O	8·52 „
H_2O	1·18 „
P_2O_5	0·01 „
Cl	Spur
		100·59%

Die chemische Zusammensetzung zeigt, dass diese Schlieren etwas saurer sind als das Hauptgestein der Picota und dass in ihnen die farbigen Mineralien ein wenig zurücktreten, während das Verhältnis der verschiedenen Feldspathe zu einander dasselbe geblieben ist, wie das auch aus der mikroskopischen Untersuchung hervorgeht.

B. An der Foia wurde dicht über Monchique eine hellgraue, äusserst feinkörnige Schliere beobachtet, welche makroskopisch dicht erscheint. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als Gemenge von unverzwilligtem Feldspath und Nephelin, in welchem einzelne Erzpartikel, zuweilen mit Leukoxenrändern, Biotite und Titanit (letzterer in zwei Generationen) liegen. Die grösseren Titanite sind häufig randlich corrodirt und zeigen den Pleochroismus der Krystalle des Hauptgesteins; die kleinen sind prismatisch oder kugelig gebildet und wasserhell. Von den Schlieren an der Picota ist der Hauptunterschied das Zurücktreten der dunklen Mineralien — nur Magnetit, beziehungsweise Titanomagnetit ist reichlich vorhanden —, und die Feinheit des Kornes. Der Gehalt an Nephelin kommt erst nach dem Aetzen deutlich zum Vorschein.

C. Ein Gestein, welches sich genetisch ähnlich verhält, ist ein feinkörniger Eläolithsyenit vom Peso, der dort am Gipfel in ziemlicher Mächtigkeit auftritt, jedenfalls als Gang oder gangförmige Schliere. Das Gestein ist ausserordentlich gleichkörnig und zeigt makroskopisch, in einer hellen Grundmasse, in der Feldspath und Nephelin durch den verschiedenen Glanz zu unterscheiden sind, zahlreiche schwarze Nadelchen gleichmässig vertheilt. Im Dünnschliff



Koppit etc. gehören; gegen eigentlichen Pyrrhit spricht der dunklere Farbenton. Ausserdem sind zwei braune, stark lichtbrechende, isotrope Körner vorhanden, von denen das eine im Aegirin liegt; sie bieten keinen Anhaltspunkt zu genauerer Bestimmung.

Die Feldspathe des Gesteins bedingen durch ihre Leistenform und häufig büschelige Gruppierung ausgezeichnete trachytoide bis roh radiale Structur. Die Nepheline sind grösstentheils in Cancrinit umgewandelt, der die Räume zwischen den Feldspathen ohne eigene Form ausfüllt. Ausserdem liegt in den Hohlräumen zwischen den Feldspathen häufig ein isotropes, schwach lichtbrechendes Mineral. Dasselbe hat die optischen Eigenschaften des Sodaliths und dürfte, da das Gesteinspulver eine starke Chlorreaction in der salpetersauren Lösung ergibt, diesem zuzurechnen sein. Daneben treten in geringer Menge Partien mit verschwommener Feldertheilung (bei gekreuzten Nicols) auf; dieselben sind als von der Zersetzung des Nephelins stammender Analcim zu betrachten. An den Feldspathen lassen sich der schmalen Leistenform und häufigen Zersetzung wegen keine Bestimmungen an Spaltblättchen ausführen, doch sind deutlich Kalifeldspath und ein Plagioklas (höchst wahrscheinlich Albit) — häufig in Verwachsung — zu unterscheiden. Inwieweit der Kalifeldspath Orthoklas oder unverzwilligter Mikroklin ist, muss unentschieden bleiben.

4. Basische Ausscheidungen.

A. Den feinkörnigen Schlieren aus dem Picotasyenit ähnelt in der Structur eine doppeltfaustgrosse Ausscheidung im Eläolithsyenit vom Gipfel der Foia. Dieselbe ist makroskopisch dicht, besitzt infolge der Anreicherung der dunklen Mineralien einen grauen Farbenton und ist von einem etwa 3 Centimeter breiten feinkörnigen Band des normalen Syenits umgeben, der erst ausserhalb dieser Entfernung seine gewöhnliche Korngrösse wieder erlangt. Der Mineralbestand ist folgender: Sehr wenig Magnetit, Titanit, wenig Biotit, Hornblende, Aegirinaugit, Feldspathe und Nephelin. Der Titanit ist sehr reichlich vorhanden und tritt entweder in rundlichen Körnern oder in denselben Formen wie in den feinkörnigen Schlieren der Picota auf. Die Augite sind zum Theil grössere Krystalle mit Aegirinaugitrand und hellem Kern, theils kleine, die dem Aegirinaugitrand

entsprechen, beziehungsweise in ihren nicht scharf abgegrenzten randlichen Partien dem eigentlichen Aegirin noch näher stehen. Die Hornblende ist nur in Fetzen vorhanden, welche olivbraun bis olivgrün durchsichtig werden und nur selten in der Prismenzone theilweise krystallographische Begrenzung zeigen. Als Maximum der Auslöschung wurden $19-20^\circ$ bestimmt. — Der Feldspath ist, nach der Auslöschung zu urtheilen, Orthoklas mit Ein- und Umwachsung von Albit, unregelmässig begrenzte Bänder von Albit sind netzartig mit Orthoklas verwoben, so zwar, dass die Verwachsungsfläche in der Orthodomenzone liegt. Der Albit ist fein bestäubt, während der Orthoklas von Bestäubung frei ist. Der Nephelin ist ganz frisch. Nach der Mitte der Ausscheidung zu überwiegen die dunklen Mineralien fast die hellen, die Titanite werden reichlicher, und es treten poikilitische Verwachsungen von Aegirinaugit und Hornblende auf, welche zum Theil kleine Biotitläppchen umschliessen.

B. An dem Wege von Monchique nach Alferce treten in anstehenden Blöcken von normalem Eläolithsyenit kurz vor dem Dorf Alferce zahlreiche, gewöhnlich etwa faustgrosse oder wenig grössere, dunkle Ausscheidungen auf, welche feinkörnig bis dicht sind, und durch ihr zahlreiches Beieinanderliegen das Gestein als im grossen dunkel gefleckt erscheinen lassen. Unter dem Mikroskop sind folgende Mineralien zu erkennen: Erze, Apatit, Titanit, Biotit, Hornblende, Fluorit, Feldspathe. Die prismatisch gestreckten Hornblendekrystalle, welche die dunkle Farbe des Gesteins bedingen, sind gewöhnlich nur von $\infty P \{110\}$ begrenzt. Auf klinopinakoidalen Schlifften wurde die grösste Auslöschung als 20 oder 21° bestimmt; c zunächst liegt $c \gg b$ schmutziggrünbraun, $> a$ hellbraun. Biotit ist nur in wenig Lappen vorhanden, welche den Pleochroismus hellgelbbraun bis schmutziggrünbraun zeigen. Der Feldspath verhält sich ebenso, wie in der Ausscheidung der Foia, nur tritt Albit mehr zurück. Nach dem Rande der basischen Partien zu stellt sich zuerst Diopsidähnlicher Augit, häufig Hornblendefetzen orientirt umschliessend, ein; dann erscheinen auch die übrigen Mineralien des normalen Gesteins, Feldspath überwiegend, Nephelin, Sodalith und Erze, welche sehr schön die fein radiale Umwachsung durch Titanomorphit, Titanit in Faserform, zeigen. Das Erz ist durch die Form nicht sicher zu

bestimmen, doch sprechen die rundlichen Körner eher für Titanomagnetit, als für Titaneisen.

C. Von den eben beschriebenen Ausscheidungen sind grobkörnige, dunkle Gesteine, welche am Weg Monchique—Caldas, wie unter dem Foiakamm über Monchique in ziemlicher Mächtigkeit anstehen, dem Mineralbestand, wie der Structur nach wesentlich verschieden. Das Gestein, welches am Wege nach Caldas ansteht, nimmt einen grossen Flächenraum ein, reicht bis in die Contactnähe und kann wohl als eine magmatische Differenzirung unter dem Einfluss der Contactnähe aufgefasst werden. Die Masse, welche nahe dem Kamm der Foia ansteht, ist bedeutend weniger mächtig, im übrigen aber mit dem Gestein bei Caldas vollkommen ident. Diese grossen, dunklen Ausscheidungen ähneln im Mineralbestand am meisten den Tescheniten der böhmisch-mährischen Kreideformation mit dem Unterschied, dass kein Analcim, sondern an Stelle dessen Nephelin vorhanden ist. Makroskopisch treten besonders bis centimetergrosse Hornblenden, meist rundlich geformt, hervor, auf deren glänzend schwarzen Spaltflächen man in kleinen Flecken in poikilitischer Verwachsung den Augit wahrnimmt. Infolge des Herrschens der Bisilicate zeigt das Gestein dunkelgraue bis schwarze Farbe. Die Grundmasse zwischen den grossen Hornblendekrystallen stellt sich als ein feinkörniges Gemenge der hellen und dunklen Mineralien dar, unter denen stellenweise hellgelbe Titanitkrystalle zu unterscheiden sind. Neben diesen, durch die grossen Hornblenden porphyrisch struirten Massen finden sich mehr gleichkörnige Stellen, in denen dann die Hornblende langprismatisch entwickelt ist. Gegen das normale Gestein existirt weder an der Foia, noch an der Picota eine scharfe Grenze, es findet vielmehr ein schneller Uebergang statt, wobei dann bis 2 Centimeter lange Prismen der Hornblende des basischen Gesteins stenglig in das normale Gestein hineinragen. Unter dem Mikroskop sind folgende Mineralien nachweisbar: Erze, Apatit, Titanit (Leucoxen), Biotit, Augit, Hornblende, Sodalith, Feldspathe, Nephelin. Hornblende und Augit sind häufig parallel, seltener regellos miteinander verwachsen und gegenüber den hellen Mineralien immer idiomorph. Biotit ist zuweilen in geringer Menge daneben vorhanden. Die Krystallisation des Augits hat früher begonnen als die der Hornblende; doch zeigen die grössten Augitkrystalle auch Einschlüsse von Hornblendefetzen. Das Mengenver-

hältnis von Augit und Hornblende zu einander schwankt ziemlich stark; so scheinen namentlich nach dem normalen Eläolithsyenit zu die Augite das Uebergewicht zu gewinnen. Die Begrenzung der Augitkrystalle ist $\infty P \infty \{100\}$ breit, $\infty P \infty \{010\}$ schmal oder gar nicht vorhanden und $\infty P \{110\}$, dann die flachen Pyramidenflächen; die Krystalle sind demnach tafelig nach $\infty P \infty \{100\}$ und säulig nach c . Sie zeigen grossentheils zonaren Bau infolge isomorpher Schichtung; das Wachsthum des äusseren Theiles scheint nach $\infty P \infty \{100\}$ etwas stärker als nach $\infty P \infty \{010\}$; häufig sind ausserdem von den Enden her zwei hellere, pyramidal gestaltete Massen eingeschoben, die zuweilen nach dem inneren Kern zu rechteckig abgegrenzt sind. In ihren Absorptionsverhältnissen und der Auslöschung gleichen die Augite den von *Rohrbach*¹⁾ beschriebenen Pyroxenen der Teschenite. Das Maximum der auf $\infty P \infty \{010\}$ beobachteten Auslöschungsschiefe beträgt $42-44^\circ$; zonare Partien differiren in der Auslöschung um $8-10^\circ$, wobei oft der innere Kern und die äusserste Randzone gleichzeitig auslöschen, während dazwischen eine abweichend auslöschende Partie liegt. Zuweilen haben die Ränder einen grünlichen Farbenton, doch ist diese Erscheinung nie so ausgeprägt, dass man von Aegirinumrandung sprechen könnte. Neben den Augiten der Teschenite lassen sich die hier vorliegenden nur noch mit dem limburgitischen Augit *Rosenbusch's* vergleichen. Der Pleochroismus ist nicht sehr stark, in dünnen Schliffen überhaupt nicht kenntlich. Für die Absorptionsverhältnisse ergab sich:

Kraatz:	Rohrbach:
$c > b > a$	$c > a > b$
$c = \text{grauviolett}$	$c = \text{violett}$
$b = \text{bräunlichgrau (Stich in's Grüne)}$	$a = \text{bräunlichgrau}$
$a = \text{gelblichgrün}$	$b = \text{grünlichbraun.}$

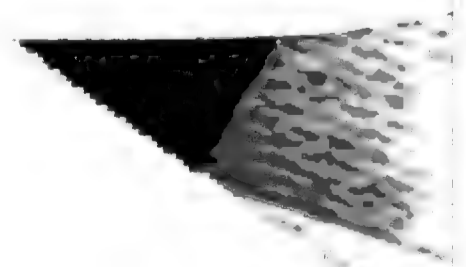
Die Absorptionsfarben für b und a wechseln in diluter Vertheilung in den einzelnen Schliffen von gelblichgrünen zu grau-violetten Tönen. Die violetten Farbtöne sind meist so deutlich, dass man wohl auf einen ziemlich hohen Titangehalt der Augite schliessen darf, wofür auch die zuweilen vorkommende Leucoxenumrandung

¹⁾ Cf. *Carl E. Rohrbach*, Ueber die Eruptivgesteine im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideformation. Diese Mitth., VII, pag. 18 ss.



solcher durch die ihn meistentheils begleitenden, schmalen Leucoxenränder; solche Umrandungen kommen stellenweise auch an den Pyroxenen vor. Der eigentliche Titanit in grossen Krystallen ist ein nicht gleichmässig vertheilter Gemengtheil; er unterscheidet sich von den Krystallen des Eläolithsyenits makroskopisch durch seine hellgelbe Farbe, unter dem Mikroskope durch seinen kaum merkbaren Pleochroismus und die regelmässige Bestäubung. Die Bestäubung bildet theils bräunliche Flecken im Centrum der Krystalle, theils ist sie den Umrissen parallel zonar angeordnet. Die Formen des Titanits sind die gewohnten; prismatische und spitzrhomboische Durchschnitte treten nebeneinander auf, sind randlich jedoch häufig corrodirt. Dem Alter nach steht der Titanit zwischen Augit und Hornblende; er führt meist gerundete Pyroxeneinschlüsse und liegt zuweilen ganzrandig im Barkevikit. Von den hellen Mineralien ist der Sodalith das älteste; derselbe ist stets zeolithisirt und liegt mit Durchschnitten von $\infty O\{110\}$ theils in der Hornblende, theils im Feldspath. Die hellen Bestandtheile wurden nach dem specifischen Gewicht getrennt; es konnte Orthoklas, Nephelin und trikliner Feldspath nachgewiesen werden. Die Trennung ist nur bei sehr feinem Korn möglich, da die Verwachsung von Nephelin und Feldspath mit Augit, beziehungsweise Hornblende eine sehr innige ist. Man erhält mittelst Jodmethylen geschieden zwei ziemlich gleichgrosse Portionen heller Mineralien, in einer derselben triklinen Feldspath, in der andern Nephelin + Orthoklas. Der trikline Feldspath besitzt das specifische Gewicht von 2.70—2.73, gehört also dem Labrador und überwiegend dem Bytownit an. An den getrennten Spaltstücken wurden auf $oP(001)$ zur Zwillingsgrenze Auslöschungsschiefen von $12^{\circ}30'$ — 28° beobachtet, was mit dem Gewichte stimmt. Die triklinen Feldspathe zeigen im Schliff zuweilen beide Zwillingsgesetze und lassen hie und da verschwommenen zonaren Aufbau beobachten. Orthoklas und Nephelin wurden durch Behandlung der leichteren Portion mittelst verdünnter Salzsäure und Lösung der reichlich entstandenen Gallerte durch Kalilauge getrennt; es bleibt alsdann vollkommen reiner Orthoklas in grösserer Menge als der gelöste Nephelin zurück. Die Feldspathe sind grösstentheils frisch, nur theilweise in farblosen Glimmer umgewandelt.

Das Gestein wäre nach seinen wesentlichen Gemengtheilen Apatit, Hornblende, Augit, trikliner Feldspath, Orthoklas, Nephelin





VIII.¹⁾ Nephelin-Leucit-Tephrit. Obere Decke des Falkenberges bei Tetschen.

Die vorstehenden Analysen zeigen die nahe Verwandtschaft dieser Gesteine; nur der Shonkinit fällt mit seinem Verhältnis von Kali zu Natron aus der Reihe und scheint ein entsprechend basisches Glied der Kalireihe darzustellen. Analyse VIII wurde zum Vergleich mit den nächst verwandten Ergussgesteinen beigelegt.

D. Eine basische Ausscheidung, welche wahrscheinlich ebenfalls zur Essexit-Theralitreihe gehört und sich nicht unwesentlich von der eben beschriebenen unterscheidet, steht zwischen Dorf Monchique und der teschenitähnlichen Ausscheidung, von dieser jedoch durch normalen Picotasyenit getrennt, an. Das Gestein ist dunkelgrau von Farbe, mittelkörnig und lässt makroskopisch Feldspathspaltflächen, dunklen Glimmer und hie und da Pyrit erkennen. Unter dem Mikroskope ist die Zusammensetzung: Kiese (wenig), reichlich Magnetit, Augit, Biotit und Plagioklas. Der Glimmer ist (ausgenommen einen Theil der Erze) der älteste Bestandtheil. Seine Krystalle sind jedoch nie ganzrandig, sondern entweder randlich corrodirt oder bis auf unregelmässige Lappen, die zu mehreren je gleiche Orientirung besitzen, resorbirt. Die Krystalle zeigen Pleochroismus hellgelbbraun bis dunkelgelbbraun, manchmal mit Stich in's Violette; die unregelmässig begrenzten Fetzen liegen entweder in einem körnigen Aggregat von fast farblosem Augit oder werden rings von schwarzen, meist elliptisch gestalteten Erzkörnern umrandet. Erzanhäufungen, welche oft einen Augitkern umschliessen, finden sich auch innerhalb der grösseren Glimmerfetzen. Der Augit ist in zwei Generationen vorhanden: Grosse, nie idiomorph begrenzte Krystalldurchschnitte zeigen braunviolette Farbtöne; die Färbung ist verschieden in verschiedenen Partien, indem unregelmässig hellgelbbraune mit mehr violettbraunen Flecken wechseln. Die Durchschnitte sind häufig von Rissen durchsetzt, auf denen feine Erzkörner in Schnüren angeordnet liegen, ähnlich denen, welche die Biotite umranden. Nach aussen zu geht der Augit ohne scharfe Abgrenzung, aber doch deutlich absetzend in farblose Augitsubstanz über. Dieselbe ist stets skeletartig gewachsen und erscheint von kleinen Erzpartikeln wie bestreut; zuweilen ist die skeletartig struirte helle Augitsubstanz,

¹⁾ J. E. Hibsich, Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges Diese Mitth., XIV, pag. 107. Wien 1894.

nähe zurückzuführen sind, sind die mittelkörnigen Eläolithsyenite von Fornalhas und Corte grande am Südostabhange der Picota. Sie finden sich unweit des Contacts und sind makroskopisch durch ein etwas feineres Korn vom normalen Syenit der Picota unterschieden. Feldspath und Nephelin lassen sich infolge stärkerer Verwitterung noch deutlicher auseinanderhalten als im normalen Gestein, und die dunklen Mineralien sind noch spärlicher, als im vorher beschriebenen Gestein. Während diese Gesteine nach Structur, Auftreten und makroskopischer Erscheinung sich sehr ähneln, finden sich im Mineralbestand bei Untersuchung der Schlitze nicht unbedeutende Verschiedenheiten.

4. Gestein vom Abhang der Picota bei Fornalhas, am Hügel von 486 Meter (nach der portugiesischen Karte) geschlagen.

Das mittel- bis feinkörnige Gestein hat folgenden Mineralbestand: Erze, Apatit, Biotit, Titanit, Hornblende, Aegirinaugit, Feldspathe, Nephelin, Cancrinit. Apatit und Erze sind sehr spärlich, der Biotit etwas reichlicher vorhanden. Letzterer tritt nur zum geringen Theile in kleinen, wohl idiomorphen Krystallen, grösstentheils in stark corrodirtten Fetzen auf. Der Titanit ist reichlicher vorhanden, meist gut begrenzt, selten nur corrodirt. Die Hornblende kommt nicht in idiomorphen Krystallen vor, sondern ist stets bis auf lappige Stücke aufgelöst; die an Schnitten senkrecht zur Prismenzone beobachteten Spaltrisse lassen sie mit Sicherheit bestimmen. Ihrem Pleochroismus nach $a = \text{hellolivbraun}$, $b = c = \text{schwarzbraun}$, gehört die Hornblende der Barkevikitreihe an. Der gleichfalls stark resorbirte Aegirinaugit liegt fast immer mit der Hornblende zusammen; eine völlige Umwachsung des einen Minerals durch das andere wurde nicht beobachtet; es ist daher das Altersverhältnis der beiden Mineralien zu einander nicht zu bestimmen. Die Feldspathe sind infolge von Verwitterung immer fein bestäubt und, soweit beobachtet wurde, immer Zwillinge nach dem Karlsbader (Orthoklas) und nach dem Albitgesetz (Mikroclin). Lamellar wiederholte Zwillingbildung nach diesem Gesetze kommt nicht vor; die Auslöschung ist meistens der ganzen Länge nach undulös. In den Einzelindividuen finden sich feine Lamellen \perp zur Zwillingsgrenze eingewachsen, wahrscheinlich nach dem steilen Orthodoma; dieselben führen eine federförmige Zeichnung herbei, sind stärker zersetzt, als

die grossen Individuen und scheinen Albit zu sein.¹⁾ In grossen Einzelkrystallen wurde Albit nicht beobachtet. Die Nepheline sind, wie immer, letzte Ausfüllungsmasse und bieten nichts Bemerkenswerthes. Das feinkörnige Gestein desselben Fundortes ist mit dem oben beschriebenen bis auf die Korngrösse vollkommen ident.

B. Ebenfalls mittelkörnig und makroskopisch sehr ähnlich ist der Eläolithsyenit vom Hügel nordöstlich von Corte Grande bei Fornalhas. Die Feldspathleisten sind recht schmal, der Eläolith röthlich; das Gestein bricht uneben. Im Dünnschliff fällt sofort die Anwesenheit von Låvenit und geringen Mengen arfvedsonitischer Hornblende auf; der Titanit tritt sehr zurück. Ausserdem kommt spärlich in löcherigen Wachstumsformen ein krappbraunes Mineral vor, welches wahrscheinlich zum Ainigmatit zu rechnen ist. Der Mineralbestand ist also der folgende: Erze, Låvenit, Titanit, arfvedsonitische Hornblende, Aegirinaugit, Aegirin, ainigmatitähnliches Mineral, Feldspathe, Nephelin, Analcim. Der Låvenit ist in wohlbegrenzten, wie in theilweise resorbirten Krystallen vorhanden und findet sich häufig mit den Pyroxenen zusammen. Die Krystalle sind nach der *c*-Axe gestreckt, nach *a* {100} häufig etwas tafelig entwickelt und durch spitze Pyramiden begrenzt. Ausserdem wurden beobachtet 011, 101, 100, 010, 110. Die Schnitte nach *b* {010} lassen meistens Zwillingsbildung einfach und lamellar wiederholt beobachten. Auf klinopinakoidalen Schnitten konnte die Auslöschungsschiefe *a* : *c* zu 20° bestimmt werden. Auf orthopinakoidalen Schnitten tritt eine Bisectrix schief aus; Axenebene die Symmetrieebene. Der Pleochroismus ist sehr deutlich *a* farblos, *b* = *b* schwachgelb mit Stich in's Grüne, *c* orangegelb. Der Titanit liegt meist mit Låvenit zusammen; er bildet nicht so grosse Krystalle wie im Hauptgestein und ist bei guter idiomorpher Begrenzung theilweise im Låvenit eingeschlossen, die Bildung des Titanits hörte wohl auf, sobald die Titansäure zur Bildung des Låvenits verwandt wurde. Von der arfvedsonitischen Hornblende sind nur geringe grünblaue Reste vorhanden, die — stets ohne eigene Umgrenzung — orientirt im Aegirinaugit liegen. Die Augite sind durchwegs grasgrün, randlich dunkler

¹⁾ Aehnliche Feldspathe finden sich in den Lipariten des Cabo de Gata. A. Osann, Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata. II. D. G. G. XVIII, 1891, pag. 694.

und die Auslöschung wird randlich allmählich geringer; neben dem Aegirinaugit finden sich auch Krystalle vom eigentlichen Aegirin mit Auslöschungsschiefe von circa 5°. Von dem Aegirinaugit aus Theilen des Massivs, die dem Contact ferner liegen, unterscheidet der Pyroxen sich hier dadurch, dass er nie mehr einen Kern von hellem Augit, der dem Diopsid nahe steht, besitzt. Während im Hauptgestein die Umrandung fortschritt von Diopsid und gemeinem Augit zu Aegirinaugit, schreitet sie hier von Aegirinaugit zu Aegirin fort. Die Krystallisationsperiode der Aegirinaugite ist hier so lange andauernd, dass ein Theil derselben seine Formen dem umliegenden Feldspath verdankt. Neben diesen farbigen Silicaten ist ein weiteres Mineral vorhanden, welches bei der flüchtigen Betrachtung des Schliffes und in nicht sehr dünnen Präparaten leicht mit Erzen verwechselt werden kann. Die Krystalle dieser Substanz sind niemals ganzrandig, sondern bilden meist prismatische Krystallskelette, welche gewissen Skeletformen des Titaneisens nicht unähnlich sind; an durchsichtigen Stellen zeigen diese Gebilde krapp- bis nelkenbraune Farbe. Das Mineral stimmt in seinen Eigenschaften ganz mit einem ainigmatitähnlichen Mineral überein, welches Osann aus Eläolithsyeniten von Texas beschrieb. Ich hatte Gelegenheit, zwei Schliffe vom Mount Ord und vom Limpia Creek zu vergleichen und konnte so die Identität dieses Minerals mit dem „Ainigmatit“ Osann's in allen äusseren Eigenschaften feststellen. Da sich in jedem Schliff nur wenige Schnitte des Ainigmatit-Minerals finden, konnte eine Isolirung zwecks Analyse nicht vorgenommen werden. Der Feldspath ist durch Verwitterung stark getrübt und besteht, nach dem ungleichmässigen Gang der Zersetzung zu urtheilen, aus verschiedenen Feldspathen; es war wahrscheinlich Orthoklas und Mikroklin in mikroperthitischer Verwachsung mit Albit vorhanden. Der Nephelin ist frisch und noch mehr wie sonst erfüllt mit Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen; viele der Flüssigkeitseinschlüsse besitzen bewegliche Libellen. An einzelnen Stellen herrscht granophyrische Verwachsung zwischen Feldspath und Nephelin, während gewöhnlich der Nephelin als letzte Ausfüllungsmasse zwischen den Feldspathen auftritt.

C. Von den eben beschriebenen Gesteinen lässt sich schon nach dem Augenschein ein feinkörniger Eläolithsyenit unterscheiden, in dem der grosse Reichthum an Glimmerblättchen (Biotit) auffällt. Derselbe stammt ebenfalls von dem 486 Meter hohen Hügel bei

Fornalhas, ist aber der weitverbreiteten Randfacies, welche an verschiedenen, räumlich weitgetrennten Stellen des Gebietes, so bei Caldas de Monchique und dort, wo der Weg nach Saboia de Monchique den Contact schneidet, angetroffen wurde, so ähnlich, dass er mit diesen zusammen beschrieben werden soll. Der Eläolithsyenit zeigt in dieser normalen Contactentwicklung ein ziemlich gleichmässig feines Korn. In dem Gestein, welches bei Caldas und am Wege nach Saboia vorzüglich frisch geschlagen wurde, liegen in einer hellen Grundmasse von Feldspath und Nephelin reichlich schwarz glänzende Glimmertäfelchen. Das Gestein ist bei Fornalhas etwas grobkörniger, die dort schlierig vertheilten Biotitblättchen erreichen eine Grösse von circa 2 Millimeter, ausnahmsweise noch mehr; Feldspath und Nephelin sind dort verwittert. In den frischen Gesteinen der anderen Fundpunkte erreichen die Glimmer kaum Stecknadelkopfgrösse, sind gleichmässig durch das Gestein vertheilt und die sehr schmalen Feldspathleisten lassen schon makroskopisch fluidale Anordnung erkennen. Stellenweise sind etwas grössere, porphyrische Einsprenglinge von Feldspath und Nephelin vorhanden. Im Dünnschliff ergibt sich folgender Mineralbestand: Erze, Kiese, Apatit, Titanit (Monazit?), Biotit, heller Glimmer, Feldspathe (Orthoklas, Mikroklin, Albit), Nephelin. Erze, Kiese und Apatit sind spärlich vorhanden. Das Mineral, welches für Monazit gehalten wurde, tritt nur in wenigen gestreckten Körnern als Einschluss im Biotit auf; für seine Bestimmung sprechen Spaltbarkeit, Lichtbrechung und Axenbild. Der Biotit kommt nur in kleinen Krystallen ganzrandig vor; alle grösseren Individuen sind lappig und löcherig skeletförmig; er ist einaxig und besitzt den Pleochroismus strohgelb bis dunkelbraun, stellenweise tritt ein Ton in's Rothbraune auf. Der Biotit ist häufig von hellem, farblosem Glimmer in orientirter Stellung umrandet; zuweilen kommen Krystalle vor, bei denen die beiden Enden aus Biotit, die Mitte aus farblosem Glimmer besteht. An eine secundäre Umwandlung kann hier nicht gedacht werden, da die Gesteine, in welchen diese Verwachsungen beobachtet wurden, ganz frisch sind. In nicht so frischem Gestein ist nur eine randliche Bleichung des braunen Glimmers zu grünem zu constatiren. Rundliche Körner ohne Formenkenneichen besitzen die Eigenschaften des Titanits und sind wahrscheinlich diesem zuzuzählen. Daneben treten skeletartige Gestalten auf, welche genau die Begrenzung des

früher beschriebenen Ainigmatitminerals zeigen; dieselben sind stark lichtbrechend, fast farblos mit einem Stich in's Gelbe oder Graue; die Doppelbrechung ist ebenfalls stark und bei gekreuzten Nicols treten sehr lebhafte Interferenzfarben auf. Die überaus charakteristischen Skeletformen lassen an Pseudomorphosen nach Ainigmatit denken; diese Annahme wird umso wahrscheinlicher, als O s a n n an den Krystallen vom Mount Ord analoge Umwandlungserscheinungen nachweisen konnte.¹⁾ Das helle, skeletförmige Mineral konnte mit Sicherheit nicht bestimmt werden; es dürfte aber seinen optischen Eigenschaften nach zur Gruppe der Titanosilicate gehören; eine Pseudomorphose eines solchen nach Ainigmatit ist bei dem hohen Titangehalt des letzteren (7 Procent) nicht unwahrscheinlich. In der hellen Grundmasse ist der Feldspath herrschend. Karlsbader Zwillinge von Orthoklas und Albitzwillinge von Mikroklin sind in fleckigen Partien mit einem anderen Feldspathmineral — höchst wahrscheinlich Albit — verwachsen. Die schmalen Feldspathleisten zeigen vielfach in ihrer ganzen Länge wandernde Auslöschung; Lamellirung nach dem Albitgesetz ist ziemlich selten; es treten dann einzelne Lamellen mit paralleler Auslöschung und solche von 10—13° zur Zwillingssebene symmetrisch auf. Albit ist zuweilen auch in Einzelindividuen vorhanden, welche sich nach der Auslöschungsschiefe mit Sicherheit bestimmen lassen. Der Eläolith spielt in nicht zu geringer Menge die Rolle der letzten Ausfüllungsmasse und ist vielfach von Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen erfüllt. Zuweilen sind deutlich granophyrische Verwachsungen zwischen Feldspath und Nephelin zu beobachten. In einem Schliff vom Contact bei Caldas wurde ein schönes, gelbes, vollkommen isotropes Octaëder gefunden; dasselbe hat ganz das Aussehen des Pyrrhites von Sao Miguel und dürfte mit diesem zu identificiren sein.

D. Ein von dieser Contactfacies abweichendes Verhältnis lassen die aus einer kleinen Apophyse des Eläolithsyenits im Schiefer am Wege nach Caldas stammenden Handstücke erkennen. Der Eläolithsyenit wird nach dem Contact zu allmählich porphyrisch und dann feinkörnig; dicht am Contact leuchten aus einer frisch-fettig glänzenden Grundmasse nur noch parallel-fluidal angeordnete, millimeter-

¹⁾ Cf. auch Rosenbusch, Physiographie, 3. Auflage, Bd. I, pag. 193: Rosenbusch deutet das Mineral als Titanit.



auf; ebenso scheint das Pyrrhitmineral fast ausschliesslich auf die Contactnähe beschränkt zu sein. Alle eben angedeuteten Erscheinungen finden sich in derselben Weise in den hellen Schlieren im Hauptsyenit, mit der einzigen Ausnahme, dass glimmerreiche, pyroxenfreie Partien nur in einem Fall (an der Foia) beobachtet wurden. Das Auftreten von Spinell in der Contactnähe, welches von L. van Werveke und von Rosenbusch erwähnt wird, konnte ich nur an älteren Präparaten beobachten, es scheint demnach keine verbreitete Erscheinung zu sein. Ausnahmsweise wurden im feinkörnigen, zersetzten Glimmersyenit vom Contact bei Caldas auch centimetergrosse, schwarze Turmalinkristalle beobachtet. Dieselben zeigen messbar die Formen $r = (10\bar{1}1)R$, $o = (02\bar{2}1) - 2R$, $m = (10\bar{1}0) \infty R$ und sitzen mit kleinen Quarzen der Form $\infty R, R, -R$ und einem stark verwitterten Glimmer zusammen. Das Vorkommen von Turmalin wurde, wie das des Pyrrhit ähnlichen Minerals, auch von L. van Werveke beobachtet.¹⁾

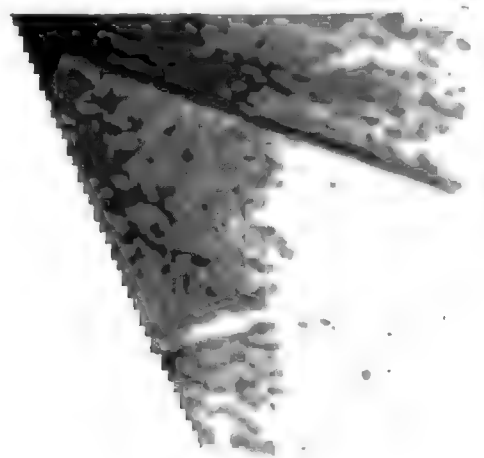
II. Die das Eläolithsyenitmassiv der Serra de Monchique durchsetzenden Ganggesteine.

Von Victor Hackman.

Ganggesteine durchqueren das Eläolithsyenitgebiet in nicht geringer Anzahl an verschiedenen Orten, sowohl an der Foia, als an der Picota. Ganz besonders häufig kommen sie an den südlichen Abhängen des letztgenannten Bergcomplexes vor. Die von ihnen gebildeten Gänge sind mit wenigen Ausnahmen nur schmal und besitzen eine Breite von circa $\frac{1}{3}$ Centimeter bis zu höchstens 2 Meter. Die gewöhnlich an den Ganggesteinen der Eläolithsyenite beobachtete mehr oder weniger grosse Mannigfaltigkeit der Typen findet sich auch hier wieder. Die hier auftretenden Ganggesteine sind hinsichtlich ihrer chemischen Beziehung zum Hauptgesteine zum grössten Theile als „diaschist“ im Sinne Brögger's²⁾ zu bezeichnen, und sie bilden eine ziemlich vollständige Reihe complementärer Glieder

¹⁾ Cf. L. v. Werveke, Ueber den Nephelinsyenit u. s. w. N. J., 1880, Bd. II, pag. 169.

²⁾ W. B. Brögger, Die Eruptivgesteine des Christianiagesbietes, I, pag. 126. Christiania 1894.



von genetisch mit dem Eläolithsyenite eng verbundenen Spaltungsgesteinen. Die beobachteten Typen sind: Bostonitporphyr, Tinguait, Nephelinsyenitporphyr, camptonitischer Tinguait, camptonitisch-monchiquitische Gesteine. Sie sind hier in der Reihenfolge abnehmender Acidität aufgezählt und sollen in derselben Reihenfolge beschrieben werden. Eine scharfe Abgrenzung der aplitischen von den lamprophyrischen Gliedern ist in der Eintheilung mit Rücksicht auf vorhandene Uebergangsglieder vermieden und eine fortlaufende Reihenfolge vorgezogen worden.

I. Der Bostonitporphyr.

Der Bostonitporphyr wurde am Nordabhange der Foia angetroffen, wo er den mittelkörnigen Foiait durchsetzt; ob als Schliere oder als mächtiger Gang war nicht zu entscheiden. Da dieses Gestein jedoch bisher nur als gangbildend angetroffen worden ist, so stellen wir ihn auch hier mit den übrigen Ganggesteinen als deren erstes Glied zusammen. Er ist ein dichtes hellgrüngraues Gestein, welches weiss gesprenkelt ist infolge ausserordentlich zahlreicher porphyrisch eingesprengter Feldspathkörnchen. Diese besitzen in der Regel $1-1\frac{1}{2}$ Millimeter Länge im Durchmesser und sind stellenweise so stark angehäuft, dass sie die grüngraue Grundmasse fast ganz verdrängen. Neben dem Feldspathe kommen auch Einsprenglinge von schwarzen Glimmerblättchen, doch nur ganz spärlich, vor; sie sind in der Regel etwas kleiner, als die Feldspathkörnchen. Die das Gestein aufbauenden Gemengtheile sind: Feldspath (Mikroclin und Albit), Biotit, Apatit, Magnetit und ganz unbedeutend Ainigmatit (?). Quarz konnte nicht nachgewiesen werden, so dass also das Gestein als ein quarzfreier Bostonitporphyr zu bezeichnen ist. Das unter den genannten bei weitem vorherrschende Mineral ist der Feldspath, welcher sowohl als Einsprengling, wie als Grundmassenbestandtheil das Gestein hauptsächlich zusammensetzt. In der Regel ist er als Mikropertthit ausgebildet, welcher Mikroclin in Verwachsung mit Albit zeigt. In einem Schnitte ungefähr nach $P(001)$ konnte an den schwächer doppeltbrechenden Partien (Mikroclin) eine Auslöschungsschiefe von circa 15° , an den stärker doppeltbrechenden Theilen (Albit) eine solche von $3-4^\circ$ wahrgenommen werden. An diesem Schnitte herrschte der Mikroclin bei weitem vor, während der Albit

nur in kleinen Lamellen ausgebildet war. Doch schwankt das Mengenverhältnis von Albit und Mikroklin im allgemeinen, und der Albit ist zuweilen fast ebenso reichlich vorhanden, wie der Mikroklin. Die Verwachsung zwischen beiden ist manchmal so feinlamellig, dass sie kryptoperthitisch wird. Neben dem Mikroperthit kommen auch reine Albitindividuen vor. An Schnitten mit symmetrischer Auslöschungsschiefe der polysynthetischen Zwillinglamellen wurde als Maximum für dieselben 11° beobachtet. Diese Feldspatheinsprenglinge sind theils idiomorph, theils unregelmässig begrenzt und greifen mit ihren Conturen im letzteren Falle häufig theilweise zahnförmig in die Grundmasse ein. Die Feldspathindividuen sind meist stark bedeckt mit Zersetzungsgebilden, wie Muskovitfäserchen und mikrolithischem Staube.

Der Biotit ist als Einsprengling in idiomorphen Blättchen ausgebildet und hat die gewöhnliche braune Farbe. Er enthält sehr häufig Einschlüsse von Apatit und ist vielfach umgewandelt in Chlorit, grünen Glimmer und Faserserpentin. Der Apatit ist recht häufig, insbesondere gerne in der Nähe der Einsprenglinge und als Einschluss in ihnen. Der Magnetit erscheint zuweilen skelettförmig und die äusseren Conturen eines Minerals, etwa eines Pyroxens oder eines Amphibols ausfüllend, und ist dann gewöhnlich von Schüppchen bräunlichen oder grünlichen Glimmers und von Chlorit umgeben. Es ist wohl anzunehmen, dass in diesen Bildungen Umwandlungsproducte nach einem farbigen Silicate (Amphibol oder Pyroxen) vorliegen. Sie kommen jedoch nur vereinzelt vor. Dicht neben einer solchen skelettförmigen Eisenerzbildung fanden sich einige kleine Körnchen eines dunkelrothbraunen doppelbrechenden Minerals vor, welches möglicherweise *Ainigmatit*(?) ist.

Die Grundmasse des Gesteins besteht hauptsächlich aus einem Gefüge sehr kleiner Feldspathkörnchen, welche, nach ihrem Verhalten zu + Nicols zu urtheilen, denselben Feldspatharten wie die Einsprenglinge angehören (Mikroperthit von Mikroklin und Albit). Auch diese sind stark bestäubt und zersetzt. An farbigen Gemengtheilen ist die Grundmasse arm; es finden sich spärlich winzige Blättchen von grünlichem und braunem Biotit vor, welche zuweilen local etwas angereichert sind. Eisenerz tritt ziemlich reichlich in winzigen Körnchen auf, die bis zu mikrolithischem Staube herabsinkend, gleichmässig über die Grundmasse vertheilt sind. Zuweilen

ist eine fluidale Anordnung dieser winzigsten Eisenerzkörnchen um die Einsprenglinge herum wahrzunehmen.

Neben dem oben erwähnten Gange wurde noch am selben Abhange der Foia, weiter unterhalb am Wege, der von Monchique nach Marmelete führt, dieser Bostonitporphyr anstehend gefunden, doch nur mangelhaft aufgeschlossen. Er war hier durch Zersetzung violett gefärbt und zeichnete sich durch Einschlüsse fremder Gesteinsbruchstücke aus. Unter diesen letzteren fand sich hauptsächlich feinkörniger Eläolithsyenit, ausserdem aber auch kleine Bruchstücke eines dunklen dichten Gesteins. Diese letzteren machen den Eindruck, einem contact-metamorphen Diabase anzugehören. Die Beschreibung derselben wird deshalb im letzten Theile der Arbeit, welcher die contactmetamorphen Nebengesteine behandelt, folgen.

II. Tinguaite.

Tinguaite kommen sowohl an der Foia als an der Picota ziemlich häufig vor. Sie lassen sich nach ihrem Mineralbestande in zwei Hauptgruppen eintheilen: die Aegiritinguait und die Aegiringlimmertinguait. Die ersteren zeigen die für die Tinguait gewöhnliche grüne Farbe und treten ausschliesslich in Gängen an der Foia auf, während die letzteren, meist von schwarzgrauer Farbe, zum grössten Theil an der Picota vorkommen; nur ein einziger glimmerhaltiger Aegiritinguait wurde an der Foia beobachtet. Ganz von den Tinguaiten dieser zwei Hauptgruppen verschieden ist ein am Südabhange der Picota zwischen Fornalhas und Casa Branca gangartig im Eläolithsyenit auftretender Leucittinguaitvitrophyr, welcher saurer als die übrigen Tinguait und von ungewöhnlicher Ausbildung, hier an erster Stelle beschrieben werden soll.

I. Leucittinguaitvitrophyr.

Dieses Gestein ist schwarz und dicht und zeigt mehrfach eine schmale, grauschwarze, parallel gewundene Streifung oder Bänderung, welche ein Fluidalphänomen ist. In der Nähe des Salbandes enthält das Gestein kleine Bruchstücke des Eläolithsyenits eingeschlossen. Unter dem Mikroskop zeigt sich dieser Leucittinguaitvitrophyr hauptsächlich aus einem Gefüge von Mikrolithen zusammengesetzt, zwischen denen sich stellenweise bei schwächerer Vergrösserung anscheinend

glasige Substanz offenbart. Diese letztere löst sich bei starker Vergrößerung in ein Gefüge von noch winzigeren, nicht näher bestimm-
baren Mikrolithen auf, von denen jedoch der grösste Theil Feldspath
zu sein scheint; ein kleinerer Theil besteht wahrscheinlich aus
Muskovitblättchen. Niemals erscheint auch bei stärkster Vergrößerung
die Gesteinsmasse unter dem Gypsblättchen betrachtet einheitlich
roth, sondern man bemerkt beim Umdrehen des Objecttisches stets
einen Farbenwechsel zwischen gelblichroth und bläulichviolett. Es
ist also keine Glassubstanz vorhanden. Die etwas grösseren, schon
bei schwacher Vergrößerung als solche erkennbaren Mineralien be-
stehen aus Körnchen von hauptsächlich Orthoklas und etwas Plagio-
klas, welche sich hie und da neben einer Unzahl winziger Schüpp-
chen von Biotit, Muskovit und Eisenerz in der Mikrolithenmasse des
Gesteins vorfinden, theils einzeln, theils in knauerförmigen An-
häufungen, welche letztere zuweilen umgeben sind von dichtem
mikrolithischen Staube unbestimmbarer Art. Die Feldspathkörnchen
sind stets ganz allotriomorph, häufig zeolithisirt und ganz erfüllt von
mikrolithischen Einschlüssen. Die grössten Feldspathe zählen circa
0.3 Millimeter im Durchmesser. Der Biotit zeichnet sich durch seine
eigenthümlich schmutziggrüne Färbung aus; der Pleochroismus ist
sehr deutlich, die Absorptionsfarben sind zwischen dunkelolivengrün
oder nelkenbraun (c) und hellgrün bis farblos (a). Nur sehr selten
sieht man vereinzelte, etwas über Mikrolithengrösse sich erhebende
Blättchen dieses Biotits. Auffallend ist die eigenthümliche Anordnung
des Biotits und des Eisenerzes, welche durch sehr ungleichmässig
vertheilte, local mehr oder weniger dichte Anhäufungen dieser Mikro-
lithe charakterisirt ist. Stellenweise kommen in Präparaten nach
gewissen Durchschnitten des Gesteins diese Anhäufungen in Form
länglicher, gewundener, in paralleler Wiederholung wellenförmig
verlaufender dunkler Streifen zum Vorschein, wie es die Mikrophoto-
graphie Fig. 3 auf Taf. V veranschaulicht. Gelegentlich finden sich
zwischen den gewundenen Streifen dieselben Anhäufungen auch
linsenförmig eingeschaltet oder schlauchförmig in die Länge gezogen
vor. Es sind diese Erscheinungen ein schönes Beispiel fluidaler
Structur.

Ausser dem hier geschilderten Aufbau ist das Gestein in seiner
Zusammensetzung noch durch das Auftreten zahlreicher Sphärolithe
charakterisirt. Diese bestehen aus radial angeordneten schmalen

Leistchen oder Fäserchen ungefähr mit dem Brechungsvermögen und der Doppelbrechung des Feldspathes und mit negativer Längsrichtung. Infolge der radialen Anordnung der Fasern entsteht zwischen gekreuzten Nicols in der Mitte der Sphärolithe stets ein schwarzes Kreuz, welches seine Stellung bei Umdrehung des Objectisches nicht ändert (siehe Fig. 4 auf Taf. V). Da diese Sphärolithe nach Behandlung mit *HCl* und Tingirung sich als unangegriffen erwiesen, darf man wohl in Anbetracht der übrigen hier hervorgehobenen optischen Eigenschaften sie als Feldspathsphärolithe ansehen. Die Form derselben ist in der Regel kreisrund oder auch oval. Im letzteren Falle sind die Fasern divergent um eine Linie als Axe angeordnet, und man könnte sie auch mit Zirkel als Axiolithe bezeichnen. Die Grösse beträgt durchschnittlich 0.15 Millimeter im Durchmesser. In der Regel sind die Sphärolithe umgeben von einem Kranze der winzigen Biotitblättchen und Eisenerzkörnchen; ebenso auch gewöhnlich angefüllt von feinem Staube der oben genannten Gemengtheile, oft in der Weise, dass der Staub das Centrum bedeckt, während ein heller Rand denselben umgibt, oder aber der Staub sich randlich verdichtet zu einem dichteren Kranze. In der Anordnung der Staubpartikelchen ist oft bereits die Radialstructur zu erkennen. Die Sphärolithe sind in sehr wechselnder Menge über das Gestein vertheilt: zuweilen sind sie über grössere Partien des Dünnschliffes hin gar nicht vorhanden, um dann wieder an anderen Stellen umso reichlicher angehäuft aufzutreten.

Im Dünnschliffe erkennt man ferner deutlich das Gestein durchziehende Risse, ähnlich den in Gesteinsgläsern vorkommenden Abkühlungsrissen und man beobachtet, dass die knauerartig angeordneten Feldspathkörnchen, welche weiter oben erwähnt werden, ganz besonders gerne längs diesen Rissen auftreten. Auf Figur 3, Tafel V erkennt man bei genauerer Betrachtung einen solchen Riss, der seitlich die Bildfläche durchquert und eine kleine Verwerfung der Fluidalstreifen hervorruft. Stellt man diesen Umstand mit dem häufigen Auftreten der Sphärolithe, die ja eine typische Begleiterscheinung glasig erstarrter Magmen sind, ferner mit der Ausbildung der Hauptmasse des Gesteines als ein Gemenge von Mikrolithen, die man sehr wohl als Entglasungsproducte auffassen darf, und mit der schön ausgeprägten Fluidalstructur zusammen, so ist man wohl nach dem Aussehen des Gesteines zu dem Schlusse berechtigt, dass,

wenn auch gegenwärtig keine Glassubstanz mehr vorhanden ist, dennoch das Gestein ursprünglich in der Hauptsache glasig erstarrt war. Später hat es dann einen Entglasungsprocess durchgemacht. In Anbetracht dieses Umstandes ist natürlich die Diagnose der wahren Natur des Gesteines nicht sowohl durch Betrachtung seines Mineralbestandes, als vielmehr durch eine chemische Analyse ermöglicht. Eine solche wurde vom Mag. phil. A. Zilliacus in Helsingfors ausgeführt und ergab folgende unter Nummer I angeführte Resultate:

	I	II
SiO_2	58·89	54·20
Al_2O_3	19·67	21·74
Fe_2O_3	1·79	0·46
FeO	1·23	2·36
MnO	0·59	0·11
CaO	1·31	1·95
MgO	0·17	0·52
TiO_2	—	1·04
K_2O	11·00	6·97
Na_2O	4·41	8·69
H_2O (Glühverl.)	1·11	2·32
	100·17	100·36
Specificsches Gewicht . . .	2·557	

I. Leucitlinguaitvitrophyr der Picota. II. Nephelinsyenit der Serra de Monchique. P. Jannasch, N. Jahrb. 1884, pag. 271.

Der hohe Gehalt des Gesteines an Thonerde und Alkalien bei der geringen Menge von Eisenoxyden und Kalk und der mässigen Höhe der Procentzahl für die Kieselsäure kennzeichnet dasselbe deutlich als ein Glied der Eläolithsyenit- und Phonolithreihe, und in Anbetracht seiner geologischen Stellung als Ganggestein ist es daher als Tinguait zu bezeichnen. Im Vergleiche zu der unter Nummer II angegebenen Analyse des Normaltypus des Eläolithsyenites der Serra de Monchique ist dieser Tinguait ein wenig saurer, kieselsäurereicher und etwas ärmer an Thonerde und Kalk. Ein weiterer deutlicher Unterschied liegt im Verhältnisse der Alkalien zu einander, indem Kali an Menge bedeutend das Natron überwiegt. Gerade dieses Verhältniss lässt jedoch erkennen, dass dieser Tinguait nicht als solcher schlechthin, sondern nach seinem chemischen Be-

stande als Leucittinguait oder richtiger mit Rücksichtnahme auf seine ursprünglich glasige Erstarrung als Leucittinguaitvitrophyr zu charakterisiren ist. Leucit ist zwar bei dem gegenwärtigen Zustande des Gesteines nicht vorhanden und wahrscheinlich auch ebenso wenig in dem glasig erstarrten ursprünglichen Gesteine zur Ausbildung gelangt, aber es ist anzunehmen, dass das Magma die chemische Voraussetzung zur Bildung des Leucites für den Fall krystalliner Erstarrung und bei Eintreten weiterer günstiger Bedingungen besass. Es verhält sich dieser Vitrophyr demnach zu den Leucittinguaiten, wie der Obsidian zu den Quarzporphyren oder Lipariten. Im allgemeinen ist wohl bisher durch Erfahrung festgestellt, dass ein phonolithisches Magma nicht gerne glasig erstarrt, doch gibt es andererseits Beispiele für das Vorkommen derartiger Phonolithvitrophyre. So beschreiben nach der Angabe von Rosenbusch¹⁾ Fritsch und Reiss theilweise glasig erstarrte Phonolithe von der Insel Tenerife.

Die durch die oben erwähnten Thatsachen nachgewiesene glasige Erstarrung unseres Gesteines gibt in gewissem Masse einen Anhaltspunkt für die Bestimmung seines Alters. Es muss der Gang offenbar zu den jüngsten Magmaergüssen des Massives zu rechnen sein, und er ist wahrscheinlich erst nach völliger Erkaltung der übrigen Gesteinsmassen zum Durchbruch gelangt. Seine Analogie besitzt der Leucittinguaitporphyr in am Salbande glasig erstarrten Diabasen, wie zum Beispiel im Sordawalit.

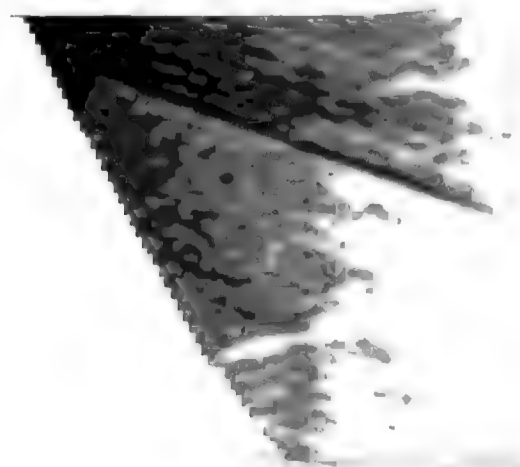
2. Die Aegirin-Tinguaiten.

A. Tinguaitporphyr, d. h. ein Tinguait, welcher durch zahlreiche makroskopische Feldspatheinsprenglinge ein evident porphyrisches Aussehen besitzt; er kommt mehrfach an den Gehängen der Foia vor. Etwa 1 bis 2 Kilometer östlich unterhalb des höchsten Gipfels wurde ein circa 1·5 Meter breiter Gang angetroffen, welcher ungefähr in der Richtung NNO.—SSW. streichend, sowohl den mittelkörnigen, als auch den feinkörnigen, hellgrauen Eläolithsyenit durchquerte. Ferner wurde sowohl in unmittelbarer Nähe des Gipfels, als auch weiter abwärts am Ostabhange dieser Tinguaitporphyr in losen in situ liegenden Blöcken vorgefunden, welche aus dem bedeckenden Verwitterungsgruse hervorragten, ohne dass

¹⁾ Mikroskopische Physiographie. II, pag. 627 (2. Aufl.).

man die Gänge selbst anstehend beobachten konnte. Der Tinguaitporphyr besitzt eine graugrüne, fettig glänzende, dichte Grundmasse, welche voll gespickt ist von weissen Tafeln und Leisten von Feldspath. Ausser diesen Feldspatheinsprenglingen, welche durchschnittlich $\frac{1}{2}$ —1 Centimeter Länge im Durchmesser besitzen, treten weit weniger zahlreich Einsprenglinge von Nephelin auf, die farblose bis röthliche, fettglänzende isometrische Körner, durchschnittlich 3 bis 4 Millimeter im Durchmesser bilden. Ganz vereinzelt finden sich ausserdem geringe Anhäufungen kleiner dunkler Glimmerblättchen. Die weissgraue bis weissgelbe Verwitterungskruste des Gesteines ist in der Regel dünn ($\frac{1}{2}$ —1 Millimeter); aus derselben ragen die Feldspatheinsprenglinge reliefartig hervor. Die den Tinguaitporphyr aufbauenden Gemengtheile sind insgesamt folgende: Feldspath, Nephelin, Sodalith, Aegirin, Aegirinaugit, Titanit, Biotit und etwas Eisenerz.

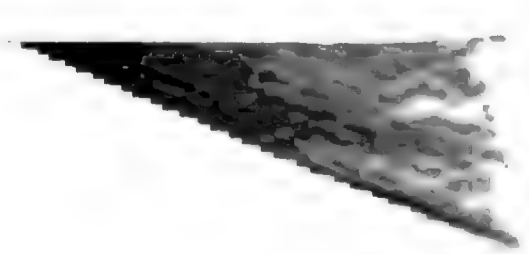
Die Grundmasse ist hauptsächlich zusammengesetzt aus Feldspath, der aus Orthoklas und Albit besteht, die sehr häufig in Leisten ausgebildet sind, welche zumeist die Karlsbader Zwillingbildung zeigen. Diese Leisten sind dann immer ganz richtungslos angeordnet, und eine Fluidalströmung ist nicht zu bemerken. An anderen Stellen ist der Feldspath der Grundmasse wieder in isometrischen Körnern ausgebildet. Der Nephelin tritt an Menge bedeutend hinter dem Feldspath zurück und findet sich als Zwischenfüllungsmasse vor. Die farbigen Gemengtheile der Grundmasse bestehen ausschliesslich aus Aegirinnädelchen, welche die diesem Minerale gewöhnlich zukommenden Eigenschaften besitzen. Die Endflächen sind in der Regel nicht ausgebildet, sondern die Individuen verlaufen büschelig. In Querschnitten zeigt sich das Orthopinakoid $\infty P \infty (100)$ gross und das Spaltungsprisma $\infty P (110)$ klein ausgebildet. Die Individuen sind gleichmässig und richtungslos über die Grundmasse vertheilt und ebenso wenig wie die Feldspathleisten durch eine Fluidalbewegung des Magmas in ihrer Anordnung beeinflusst. Nur um die Einsprenglinge herum macht sich zuweilen Fluidalanordnung bemerkbar. Nicht selten sieht man, dass um die Aegirinnädeln herum die Feldspathleisten stark gebogen sind. Das Korn der Grundmasse ist ein verschiedenes an verschiedenen Stellen dieser Tinguaitporphyrvorkommen. Da, wo es am grössten ist, beträgt die Länge der Aegirinnädelchen durchschnittlich circa 0.17 Millimeter und die der



angesehen werden, bei dem anderen, der in zahlreichen länglichen Lamellen, bis zu winzigen Dimensionen hinabsinkend und unregelmässig begrenzt, mit dem ersteren verwachsen war, variierte die Auslöschungsschiefe zwischen 9—12°, und hier dürfte daher Natronorthoklas vorliegen, d. h. eine kryptoperthitische Verwachsung von Orthoklas- und Albitlamellen. In zufälligen Durchschnitten der Dünnschliffe zeigt sich der Mikroperthit oft als ein flammiges Gewebe der ihn zusammensetzenden verschiedenen Feldspathlamellen. Zwillinge nach dem Bavenogetze scheinen fast ebenso häufig vorzukommen, wie solche nach dem Karlsbader. Neben dem Mikroperthite findet sich auch reiner Orthoklas vor. Der Feldspath ist im ganzen frisch und beherbergt spärlich Einschlüsse von winzigen Aegirinnädelchen, Nephelin und Titanit. Der Nephelin ist als Einsprengling bei weitem nicht so zahlreich vorhanden wie der Feldspath, zeichnet sich durch seine Frische aus und beherbergt nur in geringer Menge dieselben kleinen Aegirinkryställchen wie der Feldspath. Der Sodalith kommt in nicht sehr grosser Menge in kleinen, idiomorphen, isotropen Durchschnitten zum Vorschein und ist häufig erfüllt von mikrolithischem Staube und von Feldspaththeilchen. Auf sein Vorhandensein deutet die reichliche Chlorreaction des Gesteinspulvers hin. Einsprenglinge von Aegirinaugit, welche randlich von einer gleich orientirten Aegirinhülle umgeben sind, heben sich nicht sehr auffallend durch ihre Grösse von dem Aegirin der Grundmasse ab, und sind nicht sehr häufig. Sie sind gerne mit einigen Eisenerzkörnchen vergesellschaftet. Hie und da finden sich als Einsprenglinge auch noch dichte Knauer vor, welche zusammengesetzt sind aus einem Gewirr von überwiegend Biotit, der in kleinen braunen Blättchen regellos angehäuft ist, ferner von Aegirinnädelchen, Titanitkörnchen und Eisenerz. Der Titanit ist im übrigen in kleinen, idiomorphen Krystallen der bekannten Couvertform nicht sehr häufig im Gesteine verbreitet. Sein Pleochroismus ist in der Regel deutlich wahrnehmbar (c röthlich, a farblos).

Dieser Tinguaitporphyr ist derselbe, welchen v. Werveke¹⁾ beschrieben hat und den Reiss als „Phonolith“ bezeichnete. Werveke jedoch Nephelinsyenitporphyr genannt haben will. Durch die Freundlichkeit des Professors P. Jannasch in Heidelberg erhielt ich folgende drei Analysen dieses Tinguaitporphyres, welche von Dreien seiner Schüler ausgeführt wurden:

¹⁾ N. Jahrb. 1880, II, pag. 177 ff.



	I	II	III	Mittel
SiO_2 . . .	53·09	55·90?	53·33	53·21
TiO_2 . . .	0·29	0·37	0·40	0·35
Al_2O_3 . . .	23·81?	22·70	21·33	22·02
Fe_2O_3 } . . .	3·92	4·20	2·66	4·18
FeO } . . .			1·75	
CaO . . .	1·29	1·25	1·44	1·33
MgO . . .	1·13	0·96	0·63	0·91
MnO . . .	0·42	—	1·15?	0·42
K_2O . . .	6·31	6·78	6·13	6·41
Na_2O . . .	10·41	9·20?	10·34	10·37
H_2O . . .	0·67	0·87	0·88	0·81
	101·34	102·23	100·04	100·01

Die Bezeichnung der unsicheren Werte mit Fragezeichen ist im Laboratorium geschehen, und die betreffenden Werte sind bei der Berechnung des Mittels nicht in Betracht gekommen. Stellen wir zum Vergleiche dieses Mittel mit früher ausgeführten Analysen des Hauptgesteines der Serra de Monchique zusammen, so können wir die für die Tinguait im allgemeinen charakteristische geringe Abweichung vom chemischen Bestande des ihnen zugehörigen Nephelinsyenites auch hier constatiren. Bemerklich ist bei unserem Tinguait nur ein etwas geringerer Gehalt an Kieselsäure, Eisenoxyden und an Kalk, dem ein etwas höherer Betrag an Natron gegenübersteht.

	I Tinguait- porphyr der Foia	II ¹⁾ Nephelinsyenit Caldas de Monchique	III ²⁾ Nephelinsyenit Serra de Monchique
SiO_2	53·21	54·61	54·20
TiO_2	0·35	0·09	1·04
Al_2O_3	22·02	22·07	21·74
Fe_2O_3 }	4·18	2·33	0·46
FeO }		2·50	2·36
CaO	1·33	2·51	1·95
MgO	0·91	0·88	0·52
MnO	0·42	—	0·11
K_2O	6·41	5·46	6·97
Na_2O	10·37	7·58	8·69
Glühverlust (H_2O) .	0·81	1·15	2·32
		P_2O_5 0·15	
	100·01	99·33	100·36

¹⁾ E. Kaleszinsky bei A. Merian, N. Jahrb., 1884, B. B. III, pag. 271.

²⁾ P. Jannasch, N. Jahrb., 1884, II, pag. 11.



Es ergibt sich also eine Zusammensetzung aus ungefähr

26%	Kalifeldspath
19%	Natronfeldspath
21%	Nephele
18%	Sodalith
14%	Aegirin und Aegirinaugit

B. Der Aegirintinguait vom Nordabhange der Foia.

Dieses Gestein wurde in einigen schmalen, schlecht aufgeschlossenen, parallelen Gängen am Passe zwischen der Foia und deren nördlichem, auf der portugiesischen Karte mit Picos I bezeichnetem Vorberge angetroffen. Die Streichungsrichtung dieser Gänge war ungefähr NO.—SW. Das Gestein ist dicht und hellolivengrün, besitzt nur spärliche Feldspatheinsprenglinge, so dass es mikroskopisch kaum den Eindruck eines porphyrischen Gesteins macht. Die weisse kaolinartige Verwitterungskruste desselben erreicht bis zu 1 Millimeter Dicke. Die mineralogische Zusammensetzung ist in der Hauptsache dieselbe, wie bei dem Tinguaitporphyre der Foia. Der Aegirin zeigt jedoch hier insofern eine Abweichung, als seine Individuen nicht einheitlich gefärbt, sondern theils braungelb, theils grün sind. Vielleicht liegt hier eine Verwachsung mit Akmit vor; bemerkenswert ist nur, dass die Kerne der Individuen meist braun, die Ränder grün sind. Im übrigen sind jedoch keine optischen Verschiedenheiten zwischen den grünen und den braunen Partien zu constatiren, sondern die Individuen machen zwischen + Nicols einen ganz einheitlichen Eindruck, allenthalben sind Interferenzfarbe und Auslöschungsschiefe dieselben. Ferner wurden im Dünnschliffe vereinzelte kleine Säulchen eines Mineralen vorgefunden, welches wahrscheinlich Arfvedsonit ist. Die Doppelbrechung ist beträchtlich niedriger als beim Aegirin, a ist am nächsten c ; der Winkel $c : a$ war an einem der zufälligen Durchschnitte = 15° . Der Pleochroismus ist stark (a = bläulichgrün, c = hellgelblichgrün). Zwischen + Nicols wird das Mineral in keiner Lage ganz dunkel, sondern zeigt nur Wandel der Interferenzfarben zwischen Blau und Gelb, auf starke Bisectricendispersion hindeutend, wie sie durch Titangehalt verursacht wird. Randlich sind die Individuen mit ein wenig Aegirin verwachsen. Da das Mineral in gar zu geringer Menge vorhanden ist, liessen sich keine weiteren Bestimmungen vornehmen. Biotit scheint dem Tinguait vom Nord-

abhänge der Foia ganz zu fehlen. Was die Structur der Grundmasse betrifft, so ist eine radialstrahlige Anordnung der Feldspathleistchen für sie charakteristisch.

3. Die Aegirin-Glimmer-Tinguaite.

A. Aegirin-Glimmer-Tinguait der Foia.

Dieses Gestein wurde an vereinzelt in situ liegenden, losen Blöcken nahe dem höchsten Gipfel der Foia geschlagen. Es ist dicht und makroskopisch ohne Einsprenglinge, besitzt eine etwas gesprenkelt graugrüne Farbe und schwachen Fettglanz. Die weissgraue Verwitterungskruste hatte 1—2 Millimeter Dicke. Die Zusammensetzung, wobei die Mineralien in der Reihenfolge der abnehmenden Menge aufgezählt sind, ist folgende: Albit, Kalifeldspath, Nephelin, Aegirin, Biotit, Titanit, Magnetit und Apatit; ausserdem secundär Zeolithe und Carbonate. Es überwiegen bedeutend die farblosen Gemengtheile, und unter ihnen dominirt weitaus der Feldspath. Dieser ist zum Theil als reiner Albit, theils aber auch als mikro- oder kryptoperthitische Verwachsung von Albit mit Kalifeldspath ausgebildet. Ob in diesen Perthiten der Kalifeldspath Orthoklas oder Mikroklin ist, konnte nicht mit Sicherheit entschieden werden. Im übrigen wurde sowohl anscheinend reiner Orthoklas als auch Krystalle, welche zwei Individuen in inniger Verwachsung nach dem Albitgesetze zeigten und wohl als Moirée-Mikrolin Brögger's¹⁾ zu deuten sind, beobachtet. Die Feldspathindividuen sind nur selten idiomorph, und obwohl recht viele derselben durch ihre Grösse sich einigermaßen von der Mehrzahl unterscheiden, kann doch von eigentlichen Einsprenglingen nicht die Rede sein. Es finden sich vielmehr alle Uebergänge in der Grösse vor. Im allgemeinen sind die Feldspathe stark zersetzt und bestäubt. Häufig sieht man sie theilweise in eine fast isotrope, nur sehr schwach doppelbrechende Substanz umgebildet, welche vielleicht Analcim ist. Die Umwandlung scheint meist von den Rändern auszugehen, denn man sieht mehrfach Individuen von einem Ringe dieser Analcimsubstanz umgeben. Auch Umwandlung in andere, stärker doppelbrechend Zeolithe und in Carbonate ist häufig zu beobachten.

¹⁾ W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. I, pag. 125. Kristiania 1894.



besonders die oben beschriebene Ausbildungsform des Aegirins beiträgt. Nur ganz local sieht man die Feldspathe der zweiten Generation in richtungslos durcheinanderliegenden Leistchen entwickelt, wie es mehrfach in den übrigen Tinguaiten des Massivs der Fall ist; in der Regel sind sie in mehr oder weniger allotriomorphen isometrischen Körnchen ausgebildet.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteines zeigt eine von Gunnar Paijkull im chemisch-technischen Institute von Dr. Walfr. Petersson in Stockholm ausgeführte Analyse:

SiO_2	55·90
TiO_2	1·45
Al_2O_3	19·00
Fe_2O_3	2·05
FeO	2·54
MnO	0·28
CaO	3·12
MgO	1·10
K_2O	5·41
Na_2O	8·49
Co_2 vorhanden	nicht bestimmt.
		99·34

Specificsches Gewicht = 2·642

Vergleicht man diese Analyse mit der pag. 257 angeführten des Aegirintinguaitporphyrs, so findet man, dass das hier vorliegende Gestein saurer als dieses ist; der Kieselsäuregehalt übersteigt sogar den des Hauptgesteines. Hiemit Hand in Hand geht ein geringerer Gehalt an Thonerde und an Alkalien. Die Menge der Eisenoxyde und des Kalkes übersteigt die des obigen Gesteines; der verhältnismässig besonders hohe Kalkgehalt dürfte wohl auf Rechnung der Zersetzung des Gesteines in Kalkspath und verschiedene Zeolithe zu setzen sein.

Eine Berechnung der Analyse lässt sich etwa in folgender Weise approximativ durchführen:

Na_2O	. . .	4.56			
Al_2O_3	. . .	7.50			
SiO_2	. . .	26.48			
			38.54%	$Na_2Al_2Si_6O_{16}$	
CaO	. . .	0.23		} $Ab_{19}An_1$.	
Al_2O_3	. . .	0.42			
SiO_2	. . .	0.49			
			1.14%	$Ca_2Al_4Si_4O_{16}$	
KO_2	. . .	3.47			
Al_2O_3	. . .	3.76			
SiO_2	. . .	13.29			
			20.52%	$K_2Al_2Si_6O_{16}$ (Kalifeldspath).	
Na_1O	. . .	3.00			
K_2O	. . .	1.52			
Al_2O_3	. . .	6.58			
SiO_2	. . .	8.71			
			19.81%	$Na_6K_2Al_8Si_8O_{34}$ (Nephelin).	
Na_2O	. . .	0.78		} Aegirin.	
Fe_2O_3	. . .	2.05			
SiO_2	. . .	3.00			
			5.83%		$Na_2Fe_2Si_4O_{12}$
FeO	. . .	0.91			
MgO	. . .	0.12			
CaO	. . .	0.21			
MnO	. . .	0.28			
SiO_2	. . .	0.45			
			1.97%	$(FeMg)CaSi_2O_6$	
TiO_2	. . .	1.45			
CaO	. . .	0.99			
SiO_2	. . .	1.24			
			3.68%	$CaTiSiO_6$ (Titanit).	
K_2O	. . .	0.36			
MgO	. . .	0.33			
FeO	. . .	0.66			
Al_2O_3	. . .	0.57			
Na_2O	. . .	0.15			
SiO_2	. . .	1.47			
			3.54%	Biotit.	

Aus dieser Berechnung ergibt sich die Zusammensetzung des Gesteines ungefähr in folgender Weise:

Natronfeldspath	circa 40%
Kalifeldspath	„ 20%
Nephelin	„ 20%
Aegirin	„ 8%
Biotit	„ 3 $\frac{1}{2}$ %
Titanit	„ 4%

circa 3% entfallen auf Carbonate, Zeolithe und Eisenerz.

B. Der Aegirin-Glimmer-Tinguaitporphyr vom Südabhange der Picota.

Am Südabhange der Picota am Wege zwischen Caldas de Monchique und Fornalbas bildet dieser Tinguait einen äusserst schlecht aufgeschlossenen Gang. Die makroskopisch dichte Grundmasse des Gesteines ist dunkelgrau gefärbt, und gleich dem Tinguaitporphyre der Foia verdankt dieser Tinguait sein makroskopisch porphyrisches Gepräge zahlreichen in der dunklen Grundmasse eingesprengten grauweissen Feldspathtafeln und -Leisten. Die Tafelbildung geschieht nach der Fläche $M(010)$ und die Länge der Einsprenglinge erreicht im Durchmesser bis zu $\frac{3}{4}$ Centimeter. Ferner sind mit blossem Auge auch als Einsprenglinge zu erkennen spärliche, kleine, weissliche, fettglänzende Körnchen von Nephelin und hie und da kleine kurze glänzende Kryställchen von Pyroxen, welche sich wegen ihrer schwarzen Farbe nur undeutlich von der dunklen Grundmasse abheben. Häufig sind sie ganz von winzigen, schwarzen Biotitschüppchen bedeckt. Die Länge dieser Kryställchen beträgt gewöhnlich nur etwa $\frac{1}{2}$ Millimeter, einige sind jedoch bis zu 2 Millimeter lang. Das Gestein besitzt eine gelbröthliche Verwitterungskruste bis zu 3 Millimeter Dicke.

Unter dem Mikroskope zeigten sich die Feldspatheinsprenglinge theils aus reinem Orthoklas, theils aus mikroperthitischer Verwachsung von Kalifeldspath und Albit bestehend, wobei jedoch der Albit an Menge sehr zurücktritt. Der Pyroxen erwies sich als Aegirin, der in der Regel mit zahlreichen Biotitblättchen verwachsen ist. Oft bemerkt man Anhäufungen von Biotitblättchen ohne den Aegirin, doch ist in der äusseren Umgrenzung der Anhäufungen zuweilen

noch die Form des Aegirins zu erkennen. Der Biotit ist pleochroitisch zwischen olivengrün oder dunkelbraun (c) und hellgelblich (a). Pleochroitische Höfe finden sich um Einschlüsse in ihm sehr häufig vor. Stellenweise bemerkt man auch Aegirinsäulchen und Glimmerblättchen mit eingelagerten Apatitkörnchen in Haufen wirt durcheinanderliegend. Oder es sind derartige Mineralanhäufungen kranzartig angeordnet in der Weise, dass in der Mitte sich ein Titanitkorn befindet, dann folgt eine ihn umgebende Zone von herrschendem Aegirin und Titanit, hierauf eine solche von herrschendem Biotit und Magnetit und zuletzt ein äusserer Rand von Aegirinindividuen. Oft zeigen die Biotiteinsprenglinge reichlich Einschlüsse von Körnchen und langen Säulchen von Titanit, sowie von winzigen Magnetitkörnchen. Der Titanit ist im allgemeinen häufig vorhanden und meist idiomorph, gewöhnlich in Durchschnitten der bekannten Couvertform zutage tretend. Sein Pleochroismus ist der gewöhnliche (farblos und röthlich). Die Individuen erreichen eine Grösse von circa $\frac{1}{2}$ Millimeter und beherbergen zuweilen Einschlüsse von Biotit. Einsprenglinge von Sodalith finden sich in geringer Menge, sie sind in der Regel reich an Einschlüssen von Mikrolithen und kleinen Feldspathindividuen. Fernerhin kommen als Einschlüsse in ihnen kleine violette Körnchen von Flusspath und ganz vereinzelt winzige rothbraune Granat- oder Perowskitkörnchen vor.

Die Zusammensetzung der Grundmasse ist echt tinguaitsch, die Gemengtheile wie in den Tinguaiten der Foia Orthoklas, Plagioklas, Nephelin und Aegirin. Der Nephelin ist nur in geringer Menge vorhanden. Ausserdem findet sich aber in der Grundmasse noch reichlich Biotit vor, der gelbbraunlich gefärbt ist, zuweilen mit einem Stich in's Grüne. Ihm verdankt die Grundmasse ihre dunkle Färbung. Ferner sind gleichmässig über die ganze Grundmasse vertheilt, noch sehr zahlreiche, winzige Titanitmikrolithe vorhanden. Die Structur der Grundmasse ist vorwiegend richtungslos körnig ohne Fluidalerscheinungen, und die Feldspathe sind in der Regel in isometrischen Körnchen entwickelt. Stellenweise zeigt sich jedoch eine Ausbildung der Feldspathe in Leistchen vorherrschend, wobei oft eine fluidale Anordnung, besonders gern in der Nähe der grossen Einsprenglinge, sich bemerkbar macht. Das Korn ist einem localen Wechsel unterworfen; in den gröber körnigen Partien beträgt die durchschnittliche Länge der Aegirinnadeln circa 0.12 Millimeter, bei

der kleinsten Korngrösse dagegen circa 0.05 Millimeter. Die Feldspathleistchen scheinen stets ungefähr die halbe Länge der Aegirinnadeln zu besitzen.

C. Der Aegirin-Glimmer-Tinguait von Alferce steht als schmaler Gang im Eläolithsyenite an den nordöstlichen Ausläufern des Picota an, dicht nördlich des Dorfes Alferce. Das Gestein ist dicht und dunkelgrau und besitzt muscheligen Bruch. Makroskopische Einsprenglinge fehlen. In der bis zu $\frac{3}{4}$ Centimeter dicken, gelblich-weissen Verwitterungskruste treten die zahlreichen Aegirinnädelchen der Grundmasse deutlich hervor. Die das Gestein aufbauenden Mineralien sind: Orthoklas, Albit, Nephelin, Sodalith, Aegirin, Biotit, wenig Titanit und Eisenerz und in Spuren Rinkit (?) und Fluorit. Der am meisten vorherrschende Gemengtheil ist der Orthoklas, doch findet sich Albit beinahe ebenso reichlich vor. Diese Feldspathe sind in Leistchen von durchschnittlich 0.1 Millimeter Länge entwickelt und zeigen sehr häufig Karlsbader Zwillinge. Meist sind die Feldspathleistchen regellos angeordnet, nur selten fluidal in einer Richtung ausgezogen. Zwischen ihnen kommt als Zwischenfüllungsmasse der Nephelin vor. Die Aegirinnadeln sind sehr zahlreich vorhanden, doch nicht sehr dicht angeordnet; sie erreichen eine durchschnittliche Länge von 0.3 Millimeter und sind meist stark resorbirt. Daneben finden sich in grosser Menge auch ganz winzige, fast trichitische Aegirinnädelchen, die meist farblos sind, doch bei sehr starker Vergrösserung schwach grünlich gefärbt erscheinen. Der Biotit ist fast ebenso reichlich vorhanden, wie der Aegirin und in kleinen unregelmässig begrenzten Blättchen ausgebildet. Er ist pleochroitisch zwischen dunkelbräunlichgrün, fast schwarz und hellgelb.

Der Sodalith erscheint in rundlichen oder 6- bis 8seitigen Durchschnitten von circa 0.28 Millimeter im Durchmesser. Er ist in der Regel stark zersetzt und reich an Einschlüssen von Fetzen der farbigen Gemengtheile. Magnetit ist in geringer Menge in winzigen Körnchen vorhanden, welche zuweilen strich- oder reihenweise angeordnet sind. Titanit und Apatit finden sich in sehr geringer Menge, der erstere nur in mikrolithischer Ausbildung vor. Einige wenige kleine Individuen eines hellweingelben bis farblosen Minerals sind möglicherweise als Rinkit anzusehen. Dafür spricht starkes Lichtbrechungsvermögen, schwache Doppelbrechung und ein nicht starker, doch deutlicher Pleochroismus, wobei $c =$ gelblich und $a = b =$ farblos ist.

Krystallform ist durch Resorption verwischt und Spaltrisse sind nicht zu bemerken. Eine Tendenz zu mikroporphyrischer Structur wird dadurch hervorgebracht, dass einzelne der Gemengtheile zuweilen die übrigen ein wenig an Grösse übertreffen. Dazu gehören einzelne Individuen der Feldspathe, des Nephelins und des Aegirins, sowie die Sodalithe. Flusspath in violetten bis farblosen Körnchen tritt vereinzelt als Einschluss in den grösseren Nephelinindividuen auf.

III. Eläolithsyenitporphyr.

Dieses Gestein ist nur mangelhaft am Nordabhange der Picota aufgeschlossen, wo es aller Wahrscheinlichkeit nach einen Gang im Hauptgesteine bildet. Es ist dasselbe Gestein, welches v. Werveke¹⁾ in seiner Beschreibung als „gangartig an der Picota“ erwähnt. Seinem mineralogischen Bestande nach steht es jedenfalls dem Hauptgestein, d. i. dem Eläolithsyenit der Picota unter allen hier beschriebenen Ganggesteinen am nächsten und dürfte nach Rosenbusch's Eintheilung zu der Classe der granitporphyrischen Ganggesteine gezählt werden, oder nach Brögger's Definition die hypabyssische Facies des Hauptgesteins, mit anderen Worten ein aschistes Ganggestein, darstellen. Eine chemische Analyse des Gesteines als Beleg für diese Charakteristik liegt allerdings nicht vor. Dieser Eläolithsyenitporphyr enthält in feinkörniger, bis dichter, grauer, fettglänzender Grundmasse sehr zahlreiche und grosse, weissgraue Leisten und Tafeln von Feldspath, welche bis 4 Centimeter lang und oft über 1 Centimeter breit werden. Ferner finden sich in grosser Menge schwarze, glasglänzende Nadelchen, in der Länge variirend zwischen $\frac{1}{2}$ und 2 Millimeter, reichliche Kryställchen honiggelben Titanites und schwarze Glimmerblättchen eingestreut vor, die letzteren sowohl einzeln, als auch in ovalen oder vielseitig begrenzten Putzen, welche einige Millimeter im Durchmesser erreichen und oft einen Kern von grünlichen Körnchen enthalten. Hier und da machen sich einzelne röthliche, fettglänzende Körner von Eläolith von circa $\frac{1}{2}$ Centimeter im Durchmesser bemerklich.

Der Mineralbestand ist folgender: Kali- und Natronfeldspath, Eläolith, Sodalith, Augit, Biotit, Aegirinaugit, Aegirin, Titanit, Eisen- erz, Apatit, Zirkon und ein skeletartig ausgebildetes, unbekanntes

¹⁾ N. Jahrb. 1880, II. Bd., pag. 167.

Mineral. Die grossen Feldspatheinsprenglinge scheinen der Hauptsache nach aus Natronorthoklas zu bestehen, mit welchem stellenweise Albitlamellen mikroperthitisch verwachsen sind. Die Krystalle sind nach $M(010)$ tafelförmig ausgebildet und auf einem orientirten Blättchen nach dieser Fläche hatte die einheitlich aussehende Feldspaths substanz eine Auslöschungsschiefe von circa 11° zur Trace von $P(001)$. Als Einschlüsse in diesem krypto- und mikroperthitischen Feldspathe finden sich poikilitisch verwachsene Albitfetzen, ferner Pyroxen, Titanit, Sodalith und Eläolith. Randlich sind die Feldspathindividuen oft getrübt und resorbirt.

Die Eläolitheinsprenglinge sind bedeutend kleiner als die Feldspatheinsprenglinge, doch sind sie diesen gegenüber idiomorph. Sie sind frisch, haben meist Flüssigkeitseinschlüsse und Interpositionen von Pyroxen und Titanit. Immer gegen die Eläolitheinsprenglinge idiomorph sind dagegen die Einsprenglinge von Sodalith, welche nur mikroskopisch deutlich wahrzunehmen sind. Sie sind vollständig erfüllt von schwarzen, mikrolithischen Körnchen, welche besonders randlich gerne angehäuft zu sein pflegen. Die Identität mit Sodalith wurde mikrochemisch durch die Chlorsilberreaction festgestellt.

Die makroskopisch als Einsprenglinge sichtbaren, glasglänzenden Säulchen oder Prismen bestehen aus im durchfallenden Lichte grauen Augit, der randlich mit Aegirinaugit verwachsen ist. Der schwarze Glimmer ist Meroxen, sein Pleochroismus ist $c =$ dunkelbraun, oft mit einem Stich in's Grünliche und $a =$ hellgelb; nicht selten sind pleochroitische Höfe wahrzunehmen. Man kann zwei Arten des Auftretens der Biotiteinsprenglinge unterscheiden, wie das auch schon makroskopisch sichtbar ist. Sie treten erstens in einzelnen, grösseren, idiomorphen Individuen auf. Zweitens sind sie in etwas kleineren Individuen in grosser Menge zusammen mit anderen Mineralien in Putzen zusammengeballt. Am häufigsten sieht man in diesen Knauern in der Mitte einen Kern von Aegirinaugitsäulchen und etwas Eisenerz, um welche herum ein dichter breiter Kranz von Biotitblättchen sich gebildet hat, oder die Putzen bilden ein ganz unregelmässiges Gewirre von Pyroxen, Glimmer und grossen Mengen von derbem, von Titanitsubstanz rings umgebenem Eisenerz. Sehr häufig beherbergen die grösseren Glimmerblättchen Einschlüsse von langprismenförmig ausgebildeten Titanitkrystallen, welche parallel angeordnet sind. Wo mehrere dieser Blättchen in ungleicher Orientirung zusammenliegen, gehen die

Titanitprismen in ein und derselben Richtung durch alle Blättchen hindurch. Der Titanit als selbständiger Einsprengling ist in bis über 2 Millimeter langen, gut idiomorphen, sowohl keil- als prismenförmigen Krystallen ausgebildet. Die Zwillingsbildung ist die gewöhnliche, wobei die Zwillingsgrenze die Diagonale der spitzrhombischen Durchschnitte bildet. Der Pleochroismus ist zwischen röthlich und farblos. Einschlüsse von Eisenerz, Apatit, Pyroxen kommen vor. Eisenerz ist in derben Körnern von wechselnder Grösse ziemlich reichlich vorhanden und beinahe stets von einem Kranze Titanitsubstanz umgeben. Wahrscheinlich ist dasselbe Ilmenit

Die Grundmasse besteht vorherrschend aus Feldspath, welcher allem Anscheine nach zum grössten Theil ein Mikroklin-Mikroperthit ist. Die Individuen sind leistenförmig ausgebildet und nach dem Albitgesetze verzwillingt, zuweilen befinden sich 3—4 Lamellen nebeneinander in paralleler Wiederholung. Die mikroperthitisch mit dem Mikrokline verwachsenen, winzigen, feinfaserigen Albitlamellen sind ungefähr senkrecht zur Zwillingsgrenze angeordnet. Neben dem Mikroperthit findet sich in geringerer Menge reiner Orthoklas und Plagioklas vor. Weit weniger zahlreich als der Feldspath ist der Eläolith, der auch meist idiomorph ist. Der Pyroxen ist meist Aegirin-Augit, welcher in corrodirtten Kryställchen ausgebildet ist. Nur hie und da finden sich einzelne Individuen von Aegirin vor. Biotit, zwischen dunkelbraun und hellgelb pleochroitisch, ist ein häufiger Gemengtheil. In ganz ausserordentlicher Menge gleichmässig über die Grundmasse vertheilt ist Titanit vorhanden. Die gut idiomorphen Kryställchen sind lang prismatisch ausgebildet wahrscheinlich durch Vorherrschen des Klinodomas r $\{011\}$ (nach Rosenbusch). Dieses Vorkommen der Titanitkryställchen hat an Form und an Menge ein vollkommenes Seitenstück in dem der Grundmasse des Nephelinporphyrs¹⁾ von Umptek, welches Gestein jedoch im übrigen keine Zusammengehörigkeit mit dem hier geschilderten Eläolithsyenitporphyre besitzt. Zirkon tritt in dem Eläolithsyenitporphyre nur in vereinzeltten kleinen Körnchen auf. Ausserdem kommt in sehr geringer Menge ein skeletförmig ausgebildetes Mineral vor, welches etwa das gleiche Lichtbrechungsvermögen wie Zirkon besitzt und ungefähr gleich stark doppelbrechend ist. Es dürfte das-

¹⁾ W. Ramsay und V. Hackman, Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. I. Helsingfors 1894, Fennia, 11, Nr. 2, pag. 149 ff.

selbe unbekannte Titan- oder Zirkonsilicat-Mineral sein, welches v. Kraatz in der Beschreibung der endomorphen Contactfacies (pag. 244) erwähnt und als vermuthliche Pseudomorphose nach Ainigmatit bezeichnet. Die Structur des Gesteines ist als holokrystallin-panidiomorph-porphyrisch zu bezeichnen; mikroskopisch hat sie stellenweise ein trachytoides Gepräge dadurch, dass die Feldspathleistchen der Grundmasse in einer Richtung eine Neigung zu paralleler Anordnung zeigen.

Ausser am Nordabhange wurde das Gestein auch am Südabhange der Picota bei Caldas de Monchique, doch mit bedeutend kleineren makroskopischen Einsprenglingen, beobachtet.

IV. Camptonitischer Tinguait.

Mit diesem Namen bezeichne ich ein seiner Zusammensetzung und seinem Habitus nach den phonolithoiden Tepbriten zuzuzählendes Gestein, welches gangförmig bei Corte Grande am Südostabhange der Picota ansteht. In der schwarzgrauen bis schwarzen dichten Grundmasse desselben liegen nicht sehr zahlreiche Einsprenglinge von schwarzen, glasglänzenden Säulchen von Barkevikit durchschnittlich bis zu $\frac{1}{2}$ Centimeter lang. Einige wenige derselben sind etwas grösser, circa ein Centimeter lang. Hier und da finden sich weissgraue Tafeln und Leistchen von Feldspath von durchschnittlich 1—2 Millimeter Länge vor. Ausserdem treten häufig schwarze, glasig aussehende Fleckchen mit muscheligen Bruche auf. Sehr spärlich sind kleine, circa ein Millimeter lange, honiggelbe Titanitkryställchen wahrzunehmen, und mit der Lupe erkennt man winzige gelbe Körnchen von Pyrit. Das Gestein erweist sich unter dem Mikroskope als holokrystallin-porphyrisch und aus folgenden Mineralien zusammengesetzt: Barkevikit, Augit, Aegirin-Augit, Feldspath, Nephelin, Biotit, Titanit und Eisenerze. Unter den Einsprenglingen sind Barkevikit und Augit die zahlreichsten. Der Barkevikit zeigt das Spaltungsprisma (110) am besten ausgebildet, die Pinakoide nur schlecht und von Endflächen das Klinodoma (011) und die Basis (001). Idiomorph gegenüber den meisten übrigen Gemengtheilen, empfängt er doch Formeneindrücke vom Eisenerz und Titanit. Zuweilen sind die Säulen infolge magmatischer Strömung zerbrochen. Der Pleochroismus ist $c > b > a$. c = bräunlichgrün oder schmutzig grünlichbraun und a = dieselbe Farbe bedeutend heller

oder hellgelb. An zufälligen Schnitten $c : c =$ bis zu 18° . Die Bissectricendispersion ist mässig stark $\nu < \rho$. Einschlüsse von Eisenerz und Titanit finden sich vor. Der Augit erscheint in weniger grossen Krystallen, als der Barkevikit. Im durchfallenden Lichte ist er fleischfarben oder schwach grünlich gefärbt. Starke Bissectricendispersion, die sich zwischen Nicols in Farbenwandel zwischen blau und gelb kundgibt, ist vorhanden. Häufig sieht man zonare Structur, welche in einigen Durchschnitten die Sanduhrformen erkennen lässt. Randlich ist der Augit häufig mit einem Streifen eines grünen Pyroxens verwachsen, welcher wahrscheinlich Aegirin-Augit ist. Magmatische Resorption hat jedoch fast immer die Ränder, zuweilen auch den Kern der Krystalle angegriffen. Eine Umbildung in schmutzig grünen Biotit ist ziemlich allgemein. Titanit ist mikroskopisch ziemlich häufig in gut idiomorphen Krystallen von der für die Nephelinsyenite gewöhnlichen Ausbildung in spitz rhombischen und prismatisch geformten Durchschnitten vorhanden.

Die Feldspatheinsprenglinge sind Kryptoperthite, zusammengesetzt aus Kali- und Natronfeldspath. Die ausserordentlich feine Verwachsung der Lamellen tritt erst bei starker Vergrösserung hervor, theils wie ein flammiges Gefüge ungleich auslöschender winziger Theilchen erscheinend, theils als eine Kreuzstreifung, oft nur andeutungsweise zu erkennen, welche an die von N. V. Ussing¹⁾ bei den Kryptoperthiten der Augitsyenite von Julianehaab auf der Basis (001) auftretenden Kreuzstreifungen erinnern, deren Tracen mit einander einen Winkel von 64° bilden. Nur stellenweise wird das Lamellengefüge mikroperthitisch, wobei deutlich Verwachsung zweier Feldspathe zu erkennen ist, von denen der eine (Albit) stärker doppeltbrechend ist. Es liess sich nicht entscheiden, ob der Kryptoperthit ein Orthoklas- oder Mikroklinkryptoperthit ist. Diese Kryptoperthite treten in Leisten auf, welche in Knauern oder in Büscheln zusammengeordnet sind.

Die Grundmasse ist zum grössten Theile aus Feldspath zusammengesetzt, der in Leisten und Tafeln entwickelt ist. Vorherrschend ist Plagioklas, einzelne Durchschnitte deuten auf Orthoklas hin. Isolirtes Feldspathpulver der Grundmasse, mit Flussäure mikrochemisch behandelt, ergab hauptsächlich Krystalle von Kiesel-

¹⁾ N. V. Ussing, Mineralogisk - petrografiske Undersogelsen af Gronlandske Nefelinsyeniten og beslaegtede bjaergarten. Kjobenhavn 1894, pag. 43 ff.



Na_2O	7·53%
Glühverlust	0·58 „
	<u>100·82%</u>

Specificsches Gewicht = 2·579.

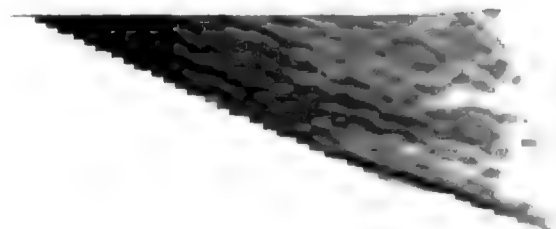
Durch seinen geringen Gehalt an Kieselsäure, Thonerde und Alkalien weicht das Gestein von den Tinguaiten ab, während es dadurch, sowie durch seinen bedeutend höheren Gehalt an Kalk und an Eisenoxyden sich den camptonitischen Gesteinen nähert. Es nimmt daher eine Mittelstellung zwischen den Tinguaiten und Camptoniten ein. Ungefähr dieselbe Stellung dürfte wohl auch dem an Pyroxeneinsprenglingen so reichen olivinführenden Tinguait von Njorkpachk im Umptek zukommen, den ich früher beschrieben ¹⁾ und als basisches Glied der Tinguaitfamilie bezeichnet habe. Der Kieselsäuregehalt dieses Tinguaites wurde auf 50·04% bestimmt, eine vollständige Analyse war leider nicht ausgeführt worden. Mineralogisch spricht sich der aus den chemischen Analysen deutlich hervorgehende Unterschied dieses camptonitischen Tinguaites von Corte Grande von den eigentlichen Tinguaiten in dem grösseren Gehalt an kalkhaltigen Pyroxenen und an Eisenerz, im Vorhandensein von Barkevikit, sowie in der ein wenig grösseren Basicität der Feldspathe aus; von den Camptoniten und Tephriten entfernt er sich dagegen durch das starke Vorherrschen der Feldspathgemengtheile, welche auch weniger basisch sind als in der Regel die Feldspathe dieser Gesteine. An den camptonitischen Tinguait von Corte Grande ist seiner Beschaffenheit nach ein biotitführender Tinguaitporphyr eng anzuschliessen, welcher gangbildend am Nordabhange der Picota ungefähr halbwegs zwischen Monchique und Alferce vorkommt. Derselbe enthält in dichter schwarzgrauer Grundmasse zahlreiche weisse Feldspathtafeln und winzige schwarze Augitsäulchen eingesprengt. Die Augiteinsprenglinge sind genau dieselben wie im camptonitischen Tinguait von Corte Grande, Barkevikit ist dagegen nicht vorhanden. Die Feldspatheinsprenglinge (Kali- und Natronfeldspath) sind ähnlich denen der Aegiringlimmertinguait der Picota und dasselbe gilt auch von der Grundmasse, die aus Plagioklas, Orthoklas, Nephelin, Aegirin und Biotit besteht, sich aber durch ihren reichen Gehalt an Eisenerz auszeichnet. Es dürfte dieses Gestein doch ein wenig näher den

¹⁾ Fennia, 11, Nr. 2, pag. 159 ff. Helsingfors 1894.

eigentlichen Tinguaiten stehen als der eben beschriebene camptonitische Tinguait.

V. Camptonitisch-monchiquitische Ganggesteine.

1. Nephelintephrit. Dieses Gestein bildet einen 1 Meter breiten Gang im Eläolithsyenite am Südabhange der Picota in der Nähe von Fornalhas. Es besitzt in dichter bis feinkörniger, hellgrauer Grundmasse zahlreiche makroskopische Einsprenglinge von kleinen schwarzen Amphibolnadelchen, deren grösste über 2 Millimeter lang sind. Ferner finden sich makroskopisch wahrnehmbare kleine drusenförmige Partien eines grünlichen, gelblichen oder farblosen Epidotminerales vor. Die schwarzen Amphibolnadelchen erweisen sich unter dem Mikroskope als basaltische Hornblende, welche gut idiomorph ist und im übrigen die gewöhnlichen diesem Amphibole zukommenden Eigenschaften besitzt. Der Pleochroismus ist: $a =$ hellbräunlichgelb, $b = c$ kastanienbraun. Neben dieser Hornblende findet sich auch Augit reichlich als Einsprengling. Er besitzt deutlichen, wenn auch schwachen Pleochroismus: $a =$ hellröthlichgrau, $b =$ hellgelb und $c =$ hellgrau. Die sehr starke Bissectricendispersion deutet darauf hin, dass ein Titanaugit vorliegt. Vielfach ist der Augit in grünen Glimmer und in Chlorit umgewandelt. In geringer Menge kommen Einsprenglinge von Plagioklas vor. Die bei diesen beobachteten Auslöschungsschiefen der Lamellen in symmetrischen Schnitten betragen im Maximum circa 23° , so dass hier ein kalkreicher Andesin vorzuliegen scheint. Derselbe Feldspath kommt zusammen mit Orthoklas in der Grundmasse des Gesteines vor, dessen überwiegende Gemengtheile sie ausmachen. An anderen farblosen Mineralien treten Nephelin und ein Mineral der Sodalithgruppe, vermutlich Nosean, auf, welche die allotriomorphe Ausfüllungsmasse bilden und an Menge hinter dem Feldspath weit zurückstehen. Die farbigen Gemengtheile der Grundmasse bestehen aus Nadelchen brauner Hornblende, sowie aus grünem Biotit. Eisenerz, Apatit und Titanit sind zahlreich vorhanden. Die oben erwähnten drusenartigen Einschlüsse sind hauptsächlich Zoisit, welcher unter dem Mikroskope an seinem starken Lichtbrechungsvermögen und seiner schwachen positiven Doppelbrechung kenntlich ist. Infolge der letzteren erscheint zwischen gekreuzten Nicols orthoskopisch eine Interferenzfarbe vom Grau der ersten Ordnung. Die Dispersion ist im Sinne $v < g$. Die Krystalle sind stets ganz allotriomorph. Complicirte









neben welchem auch etwas Orthoklas vorhanden ist. Der Nephelin ist meist sehr frisch und gut idiomorph, in verhältnismässig grossen Krystallen ausgebildet. Sehr oft ist er in eine isotrope farblose Substanz von schwachem Lichtbrechungsvermögen umgewandelt, welche wahrscheinlich Sodalith ist. Was das gegenseitige Mengenverhältnis zwischen Feldspath und Nephelin betrifft, so ist es local schwankend, in der Weise, dass die Anreicherung des einen dieser beiden Mineralien auf Kosten des anderen geschieht. Der Hauyn ist immer gut in sechs- oder achtseitigen Durchschnitten entwickelt. Charakteristisch für ihn ist seine stets vollständige Erfüllung von einem schwarzen mikrolithischen Staube, welcher sich besonders dicht an den Rändern der Krystalle anhäuft. Sein Vorkommen ist sehr wechselnd, da er über grössere Partien des Gesteines hin sehr reichlich auftritt, in anderen aber wieder ganz fehlt. Als secundäre Bildungen finden sich Muscovit und Calcit vor.

Dasselbe Gestein hat v. Werveke¹⁾ als Nephelinbasalt mit accessorischem Plagioklase beschrieben. An den von ihm untersuchten Materiale derselben Localität überwiegt der Nephelin an Menge bedeutend den Feldspath, welcher nur bisweilen bei starker Vergrösserung in schmalen Leisten zu erkennen ist.

3. Monchiquite und Camptonite im eigentlichen Sinne, d. h. typische Vertreter der von Rosenbusch²⁾ in der Camptonit-Alnöit-Reihe zusammengefassten Ganggesteine, welche sich vor den letztbeschriebenen Gesteinstypen durch Neigung zu hypokrystalliner Ausbildung und durch das Fehlen des Nephelins als auskrystallisirten Gemengtheils auszeichnen, treten besonders häufig an den südlichen Abhängen der Picota auf, wo sie das Hauptgestein in zahlreichen schmalen, dichten, schwarzen Gängen durchschwärmen. Am Südwestabhänge, am Wege zwischen dem Dorfe Monchique und dem Badeorte Caldas de Monchique, scheint die Breite dieser Gänge etwa zwischen 1—25 Centimeter zu variiren, und die Streichungsrichtung ist fast immer N.—S. oder NNW.—SSE. Ungefähr dieselbe Streichungsrichtung besitzen einige vereinzelt am Nordabhänge angetroffene Monchiquitgänge. An den von Caldas ostwärts nach Fornalhas zu sich erstreckenden Geländen schwankt die Breite der von uns be-

¹⁾ A. a. O. pag. 180.

²⁾ H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Gesteine. Erste Hälfte, 3. Aufl., pag. 535. Stuttgart 1895.

obachteten Gänge zwischen circa 1—70 Centimeter, und die Streichungsrichtung war in den beobachteten Fällen meist circa NE.—SW., zuweilen auch circa NW.—SE. und circa ENE.—WSW. und einmal auch ungefähr E.—W. Auf der Foia haben wir auf unseren Wanderungen keine Monchiquite oder Camptonite angetroffen. Doch beschrieb v. Werveke¹⁾ einen „Limburgit“ von der Foia, welcher gangförmig im Foiait auftritt; gerade dieses von Werveke beschriebene Vorkommen gab Rosenbusch²⁾ die Veranlassung, den glasbasisführenden, feldspathfreien, basaltischen Ganggesteinen den Namen „Monchiquit“ zu verleihen.

Unter den von uns gesammelten Proben der Monchiquite und Camptonite der Serra de Monchique zeigte sich eine ziemlich grosse Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung, eine Mannigfaltigkeit, welche man nach dem makroskopischen Aussehen der Gesteine nicht immer sofort vermuthete, sondern welche erst bei mikroskopischer Untersuchung zutage trat. Es mag wohl aus diesem Grunde beim Einsammeln der Handstücke leicht die eine oder andere Varietät übersehen worden sein. Eine ähnliche Mannigfaltigkeit wurde auch z. B. in den monchiquitisch-camptonitischen Ganggesteinen der brasilianischen Eläolithsyenite beobachtet, wie sie aus der Beschreibung von M. Hunter und H. Rosenbusch²⁾ hervorgeht.

Unter den von uns untersuchten Typen der Serra de Monchique fand sich jedoch kein einem Limburgit vollständig entsprechendes Gestein vor, doch kommt ihm wohl am nächsten ein am Wege zwischen Monchique und Caldas eingesammelter Amphibol-Monchiquit. Dieses dichte, schwarze Gestein enthält zahlreiche porphyrische Einsprenglinge von schwarzen Augitkrystallen, welche bis zu einigen Millimetern lang werden. Sehr vereinzelt erkennt man makroskopisch auch hellgrüne Körnchen von Olivin. Ausserdem sind winzige Körnchen von Pyrit stellenweise zahlreich eingesprengt. Das Gestein ist von langen papierdünnen Rissen durchzogen, welche von weisser zeolithischer Substanz erfüllt sind. Unter dem Mikro-

¹⁾ L. v. Werveke, Beiträge zur Kenntnis der Limburgite. Neues Jahrb., 1879, pag. 486.

²⁾ M. Hunter und H. Rosenbusch, Ueber Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft der Eläolithsyenite. Diese Mitth., 1890, Bd. XI, pag. 447.

skop erweist sich der Augit als echter basaltischer Augit, welcher gut idiomorph ausgebildet ist. In durchgehendem Lichte ist er farblos bis hellröthlichgrau gefärbt, nur der Kern ist bisweilen hellgrünlich. Häufig zeigt sich zonarer Aufbau, welcher sich in Schnitten der Prismenzone nächst dem Klinopinakoide in Gestalt der bekannten Sanduhrstructur kundgibt. Eine starke Bissectricendispersion ($\nu < \rho$) ist wahrzunehmen mit orthoskopisch zwischen gekreuzten Nicols sichtbarem Farbenwandel zwischen Gelb und Blau. Randlich sind die Augitkrystalle häufig ein wenig corrodirt. Der gewöhnlichste Einschluss in diesem Minerale ist Eisenerz, als Umwandlungsproduct tritt Muscovit auf. Neben dem Augit, dem zahlreichsten der Einsprenglinge, verschwindet der gut idiomorphe und frische Olivin, der nur in vereinzelt Individuen erscheint, fast gänzlich. Zahlreiche Einsprenglinge bildet dagegen das Eisenerz, welches in grossen, eckig begrenzten Individuen ausgebildet und stets von einem hellen Hofe von winzigen, farblosen Körnchen, die wahrscheinlich Augit sind, umgeben ist. Das Eisenerz tritt gerne mit den Augiteinsprenglingen auf, die ihrerseits gerne in Nesterchen zusammentreten.

Diese Einsprenglinge sind in einer im durchfallenden Lichte hellbräunlichgrau gefärbten Grundmasse eingebettet. Bei starker Vergrösserung erkennt man, dass die Grundmasse hauptsächlich aus einem dichten Gefüge von braunen Hornblendenädelchen, ferner aus winzigen Körnchen von Eisenerz und Augit besteht. Als Cement zwischen diesen Gemengtheilen ist graubraune Glassubstanz vorhanden. Eine fluidale Structur mit wechselnder kreisender Richtung ist in der Anordnung der Hornblendenädelchen wahrzunehmen. Dieses Grundmassengefüge ist ferner unterbrochen durch in grossen Mengen auftretende farblose Körnchen, die meist rundlich, zuweilen aber auch oval oder länglich sind. Diese zahlreichen kleinen rundlichen Körnchen treten deutlich hervor und sind sofort von den eckig begrenzten Augiteinsprenglingen zu unterscheiden. Sie sind entweder ganz isotrop, oder zeigen ganz oder theilweise sehr schwache Doppelbrechung und sind dann in ungleich auslöschende Felder getheilt. Die mikrochemische Untersuchung des Gesteinspulvers ergab reichliches Vorhandensein von Natron, wogegen Kalk oder Chlor nicht nachzuweisen waren. Dieser Umstand, sowie das optische Verhalten der Körnchen scheint mir darauf hinzudeuten, dass Analcim vorliegt. Die Art des Auftretens des Analcims in einzelnen ein-

gesprengten runden Körnchen lässt es nicht unmöglich erscheinen, dass er eine Pseudomorphose nach Leucit ist. Ein Gleiches vermuthet z. B. J. E. Hibs ch¹⁾ von dem in den camptonitischen Ganggesteinen des böhmischen Mittelgebirges auftretenden Analcim. Es könnte also demnach dieser Monchiquit ein Leucit monchiquit sein. Ein sicherer Beweis ist allerdings nicht zu erbringen.

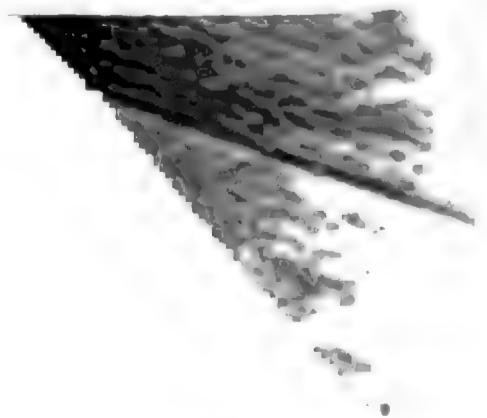
Ein anderes monchiquitisches Gestein vom Südabhange der Picota, geschlagen am Wege zwischen Caldas und Fornalbas, enthält als Einsprenglinge kleine, runde, weisse Körnchen eines Zeolithes, welcher höchst wahrscheinlich Analcim ist. Unter dem Mikroskop sind diese Körnchen vollkommen farblos, von sehr schwachem Brechungsvermögen und zum grössten Theile isotrop, nur randlich finden sich schwach doppeltbrechende Partien und kleine Leisten mit negativer Längsrichtung vor. Die Umrise sind immer rundlich oder achteckig. Rechtwinklig sich kreuzende Spaltrisse sind in den isotropen Partien nur andeutungsweise wahrzunehmen. Pulver dieser Körnchen wurde in einem Tropfen *HCl* aufgelöst und beim Eintrocknen entstanden reichlich *NaCl*-Krystalle. Bei Behandlung mit Flussäure entstanden sehr reichlich Kieselfluornatrium-Krystalle, aber in beiden Fällen zeigten sich keine Gypskrystalle nach Behandlung mit Schwefelsäure. Die Behandlung mit *HNO₃* (Salpetersäure) und Silbernitrat ergab keine Chlorsilberkrystalle. Auch hier erscheint die Annahme einer Pseudomorphose von Analcim nach Leucit gerechtfertigt. Als Einsprenglinge enthält das Gestein sehr zahlreiche schwarze Nadelchen basaltischer Hornblende, die im durchfallenden Lichte in folgender Weise deutlich pleochroitisch ist:

c	>	b	>	a
grünlichbraun		röthlichbraun		hellgelblichgrau

An Schnitten ungefähr nach dem Klinopinakoide ist $c : c = 12^\circ$. Die Dispersion ist stark: $\rho < \nu$. Zuweilen sind als Einschlüsse in der basaltischen Hornblende kleine Blättchen eines blaugrünen Minerals bemerklich, welches sehr deutlichen Pleochroismus besitzt ($a =$ graubläulichgrün, $c =$ saftgrün).

Wahrscheinlich liegt hier eine arfvedsonitische Hornblende vor, auf welche auch die Stärke des Brechungsvermögens, sowie die

¹⁾ J. E. Hibs ch, Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges. I. Diese Mitth., XIV. Bd., pag. 95 ff.



verhältnismässig schwache Doppelbrechung hindeuten. Für weitere Bestimmungen war das Mineral in zu geringen Mengen vorhanden. Neben dem Amphibol finden sich zwei Arten von Pyroxen als Einsprenglinge vor. Die eine Art ist ein farbloser bis gelblichgrauer, titanhaltiger Augit. Bei diesem sind in Querschnitten die Pinakoide, besonders das Orthopinakoid gut ausgebildet, daneben auch das Spaltungsprisma. Zuweilen ist ein schwacher Pleochroismus wahrnehmbar, wobei $a =$ gelblichgrau mit Stich in's Röthliche und $c =$ gelblichgrau mit Stich in's Grünliche ist. Die Dispersion ist stark; $v < \rho$. Die andere Art ist ein grüner Pyroxen, welcher in kleinen, unregelmässig begrenzten Körnchen und Blättchen sich in dem Titanaugite eingewachsen befindet und denselben auch randlich umgibt. Die Ränder des letzteren scheinen nämlich oft durch Resorption zerstört und durch Anlagerung von Körnchen des zweiten Pyroxens zersetzt zu sein. Als Umwandlungsproducte nach den Pyroxenen treten grüner Magnesiaglimmer und Chlorit auf. Die Grundmasse des Gesteins besteht aus brauner Hornblende und Pyroxen, sowie einer farblosen Zwischenmasse, welche theils isotrop ist und Glas zu sein scheint, theils aphanitische, schwach doppeltbrechende Substanz ist, an welcher man keine Individuen für sich unterscheiden kann. Eisenerz ist in sehr grosser Menge vorhanden, ziemlich reichlich auch Apatit. Als Zersetzungsproducte finden sich vielfach Carbonate vor. Olivin scheint ganz zu fehlen.

Aus dieser Beschreibung geht hervor, dass dieses Gestein ein olivinfreier Amphibolmonchiquit, also nach der von J. Fr. Williams ¹⁾ vorgeschlagenen Nomenclatur ein Fourchit ist. Nimmt man an, dass die Analcimeinsprenglinge Neubildungen nach Leucit sind, so liegt hier ein Leucitfourchit vor.

Ebenfalls auf der Strecke zwischen Caldas und Fornalhas wurde ein Amphibol-Biotit-Camptonit geschlagen. Dieses Gestein besitzt in dichter schwarzer Grundmasse reichlich schwarze Nadelchen basaltischer Hornblende, welche bis zu 5 Millimeter Länge erreichen und stellenweise sehr dicht angehäuft sind. Ausserdem finden sich hie und da Kryställchen von Augit, kleiner und etwas matter glänzend, als die der Hornblende vor. Vereinzelt bemerkt

¹⁾ J. Fr. Williams, The igneous rocks of Arkansas. Annual Report of the Geological Survey of Arkansas for 1890, t. II, Little Rock, 1891, pag. 107 ff.

man makroskopisch auch dunkle Glimmerblättchen. Die sehr dünne Verwitterungskruste des Gesteins ist rostbraun. In der Mineralzusammensetzung ist dieses Gestein sehr ähnlich dem oben beschriebenen Fourchite. Die Einsprenglinge sind ungefähr dieselben, nur der Analcim fehlt. Auch hier herrscht die basaltische Hornblende vor, welche genau dieselben Eigenschaften besitzt, wie die oben beschriebene. Von Pyroxenen ist nur der als erste Art beschriebene graue Augit vorhanden. Die Umwandlung des letzteren in grünen Biotit und Chlorit ist hier noch intensiver, die Ränder bestehen in der Regel aus Biotit, während der Kern häufig noch Augitsubstanz repräsentirt. Dieser grüne Biotit ist sehr stark pleochroitisch zwischen farblos und grün, besitzt sehr kleinen Axenwinkel und die Dispersion $\rho < \nu$. Eisenerz und Apatit sind reichlich vorhanden. Die Grundmasse besteht aus sehr zahlreichen braunen Hornblendeprismen, wenigen frischen Augitkryställchen, sehr zahlreichen winzigen Blättchen von grünem Biotit, Chlorit und Muscovit. Sie enthält jedoch keine Glassubstanz, sondern die Ausfüllungsmasse zwischen den dunklen Gemengtheilen ist zum grössten Theile eine von mikrolithischem Staube erfüllte, schwach licht- und doppeltbrechende Substanz von flammig undulöser Auslöschung, ohne dass Krystallindividuen wahrnehmbar wären. Stellenweise finden sich jedoch diese letzteren und bestehen dann aus kleinen Plagioklasleistchen. Auch dieses Gestein ist olivinfrei.

Ein olivinfreier Biotit-Monchiquit, also nach J. Fr. Williams¹⁾ ein Ouachitit, wurde zwischen Monchique und Caldas am Südwestabhange der Picota angetroffen. Dieses dichte, grauschwarze Gestein ist voll besät mit kleinen schwarzen Glimmerblättchen und besitzt ausserdem einzelne Einsprenglinge von Augit (bis zu 2 Millimeter lange Säulchen). An Bruchflächen zeigt sich reichlich Pyrit.

Wegen seiner zahlreichen Bedeckung mit Glimmerblättchen dürfte das Gestein wohl mit dem von Rosenbusch²⁾ als entschieden Minette-ähnlich bezeichneten Glimmermonchiquit von Cabo Frio verglichen werden können. Der häufigste der Einsprenglinge, der Glimmer, erweist sich unter dem Mikroskop als Meroxen, welcher in idiomorphen Blättchen ausgebildet und zwischen rostbraun und

¹⁾ A. a. O., pag. 107 ff.

²⁾ A. a. O., pag. 449.

hellgelblichroth pleochroitisch ist. Als Einschlüsse beherbergt der Glimmer Eisenerz in grosser Menge. Der Augit zeigt das Orthopinakoid (100) gross, das Klinopinakoid (010), sowie das Prisma (110) klein ausgebildet. Die Farbe ist grau bis fleischfarben. Zuweilen ist Zonarstructur wahrzunehmen. Randlich ist er in der Regel etwas resorbirt und umrahmt von Neubildungen eines in kleinen Körnchen ausgebildeten gelblichgrünen bis farblosen Augites. Sehr häufig ist der Augit stark umgewandelt in Serpentin, der sowohl in Blättchen als in Fasern erscheint und schwach pleochroitisch zwischen farblos und gelblich ist. Daneben tritt als Umwandlungsproduct auch Chlorit auf. Zuweilen sind ganze Durchschnitte des Augits in Serpentin umgewandelt, zuweilen aber nur die Ränder. In der Regel finden sich kleine Augittrümmer in der Serpentinmasse vor. Ein Mineral der Sodalithgruppe, dessen sehr häufig zu beobachtende Zersetzung in Kalkspath auf Hauyn schliessen lässt, tritt in isotropen, gewöhnlich sechs- bis achtseitigen Durchschnitten auf. Aussen um die Ränder herum haben sich stets Biotitblättchen angehäuft. Eisenerz ist sehr reichlich, Apatit nicht selten vorhanden.

Die Grundmasse ist voll von kleinen farblosen bis grünlichen Augitkörnchen und sehr zahlreichen Biotitblättchen, Eisenerz findet sich in grosser Menge vor. Als Zersetzungsproducte gewahrt man Serpentin, farblose und grünliche Muscovite, sowie vereinzelt Carbonate. Die farblose Füllmasse zwischen den farbigen Gemengtheilen besteht überwiegend aus der aphanitischen Substanz, wie sie in den beiden vorhergehenden Gesteinen beschrieben wurde, und zu einem Theile auch aus Glas.

Was das Alter der hier geschilderten Ganggesteine betrifft, so geht aus dem geologischen Auftreten soviel hervor, dass sie sämmtlich, sowohl die sauren, wie die basischen Glieder, jünger sind, als die Hauptmasse des Eläolithsyenits und seiner Varietäten. Van Werveke spricht sich in seiner Abhandlung im allgemeinen nicht bestimmt über das Alter der Ganggesteine aus, doch scheint er mehr der Ansicht zuzuneigen, dass die meisten derselben tertiären Alters, also bedeutend jünger als der Eläolithsyenit seien. Dies scheint ihm sogar höchst wahrscheinlich für den „Nephelinbasalt mit accessorischem Plagioklas“ (Nephelinbasanit) schon in Anbetracht seiner mineralogischen Zusammensetzung. Allerdings konnte van Werveke die geologischen Verhältnisse nicht an Ort und

Stelle studiren, und man kannte zu seiner Zeit keine vortertiären Gesteine dieser Zusammensetzung. Ich kann daher seiner Ansicht nicht beitreten, sondern sehe vielmehr die hier auftretenden Ganggesteine als die letzten Spaltungsproducte des Eläolithsyenitmassivs an. Die Art ihres Auftretens, ihre chemische Verwandtschaft mit dem Hauptgesteine, sowie die Analogie mit fast allen übrigen Eläolithsyenitgebieten, wo ähnliche Ganggesteine die Gefolgschaft des Hauptgesteins bilden, sind genügende Beweise hiefür. Ueber die gegenseitige Altersbeziehung der Ganggesteine der Serra de Monchique geben die beobachteten geologischen Verhältnisse keinen Aufschluss. Es lässt sich jedoch nach Analogie anderer Eruptivgesteine annehmen, dass die basischen Ganggesteine jünger sind, als die sauren. Nur der vitrophyrische Leucitginguit beansprucht wohl seiner glasigen Ausbildung halber eine Sonderstellung, indem er, als das jüngste Spaltungsproduct anzusehen ist.

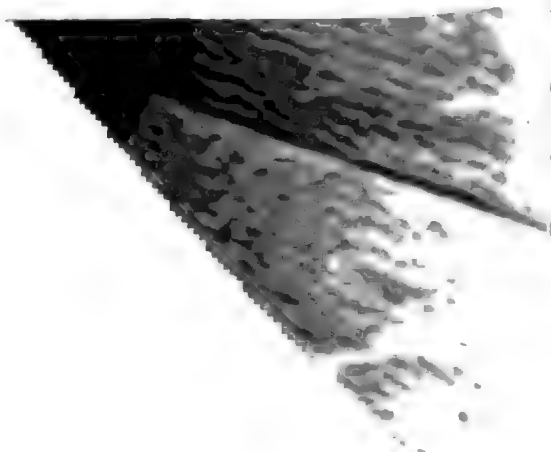
III. Contactwirkungen des Eläolithsyenits.

Von Victor Hackman.

Ueber die an das Eläolithsyenitmassiv der Serra de Monchique angrenzenden älteren Gesteine berichtet K. v. Seebach¹⁾, dass sie aus dem Culm angehörenden Schiefen und Sandsteinen bestehen, die im Mittel nord-südlich streichen und nach NE. fallen. In der Serra de Monchique seien keine Versteinerungen angetroffen, wohl aber circa 3 Meilen weiter südwestlich bei Carrapateira Leitfossilien des Culm. Nach Seebach sind diese Schiefer und Sandsteine nördlich von Monchique bis dicht an den Foiait unverändert, dagegen findet sich südlich bei Caldas de Monchique echter Hornfels vor, dessen Entstehung Seebach mit den dortigen Thermen in Zusammenhang bringt. Nach den von L. van Werveke²⁾ ausgeführten mikroskopischen Untersuchungen ist der letztgenannte Hornfels ein echter Andalusithornfels, bestehend aus einem durchaus krystallinen Gemenge von vorwiegend Andalusit (von sehr heller Farbe und nur

¹⁾ K. v. Seebach, Vorläufige Mittheilungen über den Foiait der Serra de Monchique, Neues Jahrbuch. 1879, pag. 270.

²⁾ Neues Jahrbuch. 1880, Bd. II, pag. 146.



schwachem Pleochroismus), untergeordnet Quarz und Graphit und accessorischem, braunem Glimmer.

Die Resultate der von uns in dem Gebiete der an das Eruptivmassiv angrenzenden Gesteine gemachten Beobachtungen bestätigen und ergänzen theils die oben erwähnten Berichte, theils aber weichen sie auch von ihnen ab. Was das Alter der umgebenden Sedimente betrifft, so haben wir keine neuen Anhaltspunkte zur Bestimmung desselben ermitteln können; wir haben ebensowenig wie die vorhergehenden Forscher in der Serra de Monchique selbst Fossilien angetroffen. Die Zone der durch den Eläolithsyenit metamorphosirten Gesteine ist dagegen nach unseren Beobachtungen weit mehr entwickelt, als dies aus Seebach's Mittheilungen hervorgeht. Wir haben nicht nur am südlichen Rande des Massivs bei Caldas de Monchique, sondern auch fast in der ganzen Ausdehnung des Nordrandes contactmetamorphosirte Sedimente und an mehreren Stellen randlich des Massivs umgewandelte Eruptivgesteine angetroffen. Es ist wohl zu vermuthen, dass das ganze Massiv ringsum von einem Gürtel umgewandelter Gesteine, wohl zum grössten Theil Sedimente umgeben ist. Leider erlaubte uns die Kürze der für unsere Excursionen zur Verfügung stehenden Zeit es nicht, dies durchwegs zu constatiren.

I. Contactmetamorphosirte Sedimente.

An drei Stellen hatten wir Gelegenheit, ein wenig genauer die Zonen contactveränderter Sedimente am Rande des Eläolithsyenitmassivs zu untersuchen. Diese drei Stellen waren: 1. bei den Bauernhöfen von Chilrao am Nordwestfusse der Foia, 2. dicht nördlich vom Berge Peso, nördlich von Monchique und 3. bei Caldas de Monchique. Die an diesen Stellen angetroffenen Sedimente bestehen aus metamorphosirter quarzitischer Grauwacke, schwarzen Hornfels, Knotenthonschiefer und unverändertem Thonschiefer. An jeder dieser drei Stellen war die Ausbildung der Contactzone eine von der anderen verschiedene, beruhend auf einer verschiedenen Folge der einzelnen Glieder der Sedimentschichten und auf ihrer verschiedenen Empfänglichkeit für Contacteinwirkung. Die Breite der Contactzone war wechselnd, doch überstieg sie nie einige Hundert Meter. Ausser an den drei genannten Stellen wurden noch an dem auf längere Strecken längs des

Contactes sich hinziehenden Wege zwischen Chilrao und Marmelete, welcher allerdings von uns bei strömendem Regen und in grosser Eile begangen wurde, abwechselnd Hornfelse und Knotenthonschiefer anstehend gefunden.

Was nun zuerst die Contactzone bei Chilrao betrifft, so stösst man, sobald man, den steilen Nordwestabhang des Foiacomplexes auf dem Wege nach Marmelete hinabsteigend, das Gebiet des grau-blauen, pulaskitischen Foiasyenits verlassen hat, auf eine feinkörnige bis dichte, hellbläulichgraue Grauwacke. Der unmittelbare Contact zwischen diesem Gesteine und dem Syenite ist allerdings nicht aufgeschlossen. Auf die wohl einige Hundert Meter breite Schicht der Grauwacke folgt alsdann eine ungefähr ebenso breite Schicht eines schwarzgrauen Hornfelses. An diesen schliesst sich nun, die steilen Gehänge bis fast ganz hinab in's Thal von Chilrao zusammensetzend ein hellblaugrauer, dichter Knotenthonschiefer an. Erst unterhalb der Höfe von Chilrao, am Ufer des von der Foia herabrinnenden kleinen Baches, steht wiederum schwarzer Hornfels an, welcher an den steilen Abhängen südlich des Baches wieder von Knotenthonschiefer überlagert ist. Unveränderter Thonschiefer ist hier nicht anstehend, da er wohl durch die Erosion weggeführt ist.

Bei dem Berge Peso nördlich von Monchique schliesst sich dicht an den sehr stark verwitterten Eläolithsyenit metamorphosirte Grauwacke an, nimmt eine Breite von circa 100 Meter ein und ist durch eine schmale Apophyse von Eläolithsyenit unterbrochen. Unmittelbar auf die Grauwacke folgt eine etwa 300 Meter breite, stark aufgerichtete Schicht von hellblaugrauem Knotenthonschiefer, welcher dann in unveränderten schwarzgrauen dichten Thonschiefer übergeht.

Der bei Chilrao zwischengelagerte Hornfels fehlt hier. Sowohl bei Chilrao, wie auch am Peso ist also die Umwandlung des Thonschiefers nicht weiter, als bis zur Bildung des Knotenthonschiefers fortgeschritten. Die zwischenlagernde, mehr oder weniger stark umgewandelte, quarzitisches Grauwacke hat die Schichten des Thonschiefers vor einer stärkeren Metamorphose geschützt und so das Fehlen von Knotenglimmerschiefer und Hornfels (nach Thonschiefer) verursacht.

Bei Caldas de Monchique schliesst sich unmittelbar an das Eruptivgestein ein schwarzer Hornfels an, welcher in grösserer Ausdehnung aufgeschlossen ist. Verfolgt man die Chaussee von Monchique

südwärts nach Caldas, so trifft man kurz vor der scharfen Strassenbiegung unweit von Caldas diesen Hornfels anstehend an. Bis zum Knie der Strassenbiegung ist abwechselnd Hornfels und Eläolithsyenit aufgeschlossen, die Strasse schneidet hier mehrmals die gezackt verlaufende Grenze des Eruptivmassivs. Nach der scharfen Biegung läuft die Strasse bis nach Caldas fortgesetzt durch Eläolithsyenit, bis wieder unmittelbar südlich von Caldas der Contact beginnt. Der Syenit bildet hier eine schmale feinkörnige Zone, welcher der Hornfels unmittelbar benachbart ist. Auf ihn folgt dann Grauwacke vom selben Aussehen, wie am Nordrande des Massivs, doch nur von geringer Mächtigkeit, und dann sofort der unveränderte Thonschiefer. Hier fehlt also sogar die Zone des Knotenthonschiefers.

Der unveränderte Thonschiefer (nach einem nördlich des Peso geschlagenen Handstücke) ist dunkelgrau und dicht und besitzt schwachen Seidenglanz infolge von Bedeckung mit zahllosen winzigen Glimmerblättchen. Das Gestein besteht mikroskopisch aus einem dichten Gemenge von filzig und faserig erscheinenden sericitischen Muscovitblättchen, ganz allotriomorphen Quarzindividuen, dunklen, wulstigen Anhäufungen zahlloser Rutilnadelchen, Körnchen von Eisenerz und von gelbdurchsichtigem Eisenhydroxyd. Diese Anhäufungen bilden parallel zur Schieferigkeit ausgezogene, flockige Gemenge von wechselnder Dichte, und in ihnen finden sich häufig parallele Streifen kohligter Substanz. In der Schiefermasse bemerkt man hie und da auch kleine Körnchen von Zirkon. Der in ausserordentlich grosser Menge vorhandene Rutil ist zum grossen Theile durch Verwachsung mit Eisenerz schwarz und undurchsichtig, doch erkennt man bei starker Vergrösserung, dass die Kryställchen oft gelblich oder bräunlich durchsichtig sind, die charakteristische hohe Licht- und Doppelbrechung und positive Längsrichtung bei paralleler Auslöschung besitzen. Knieförmige Zwillinge sind vereinzelt zu beobachten. Die Muscovitblättchen sind häufig durch Einlagerung von Staub oxydischer Eisenerze gelblich gefärbt. Das Eisenoxyd findet sich oft in etwas grösseren und dann meist etwas dunkler in röthlichbraunem Tone gefärbten Körnchen angehäuft vor.

Der Knotenthonschiefer unterscheidet sich von dem unveränderten Thonschiefer äusserlich durch seine hellblaugraue Farbe und die in der Schiefermasse eingesprengten, zahlreichen, kleinen schwarzen Knötchen, welche dem Gesteine ein gesprenkeltes Aus-

sehen verleihen. Das gewöhnliche Zunehmen der Härte bei der Umwandlung des Thonschiefers zum Knotenschiefer ist hier nicht zu bemerken, im Gegentheil ist hier infolge stark vorgeschrittener Verwitterung der letztere bedeutend weicher, als der erstere. Der Knotenthonschiefer spaltet ausserordentlich gut nach seiner Schieferungsebene und zerfällt leicht in kleine Stücke, so dass es schwierig war, einigermaßen gute Handstücke zu schlagen. Oberflächlich ist er von einer rothbraunen Verwitterungskruste umgeben. Auch mikroskopisch erkennt man deutlich, dass das Gestein wesentlich heller ist, als der Thonschiefer. Die wulstigen Anhäufungen der dunklen Gemengtheile, sowie die kohlige Substanz des letzteren sind verschwunden, das Gestein hat sich geklärt und die Schiefermasse tritt deutlicher hervor, bestehend aus äusserst zahlreichen und winzigen Muscovitblättchen, welche vermenget sind mit einer aphanitischen, schwach licht- und doppelbrechenden und mehrfach undulös auslöschenden Substanz, welche vermuthlich hauptsächlich aus Quarz besteht. Oft sind die Muscovitblättchen in aneinander gereihten, parallelen Streifen angeordnet in der Weise, dass die positive Längsrichtung der Fäserchen vertical steht zur Richtung der Streifen. Rutil ist in gleicher Menge vorhanden, wie im unveränderten Schiefer, doch gleichmässiger vertheilt und in der Regel frei von Verwachsungen mit Eisenerz. Er erscheint in graubraunen oder bräunlichgelben Kryställchen, welche bei schwacher Vergrösserung schwärzlich erscheinen. Neben der gewöhnlichen Prismenform bemerkt man auch sehr häufig alle möglichen unregelmässigen und bizarren Formen der Krystalle, auch Anfänge zu Sagenitbildung, sowie winzige trichitische Nadelchen. Zirkon und Eisenoxyd sind wie im unveränderten Schiefer vorhanden. Turmalin, der im unveränderten Schiefer nicht beobachtet wurde, kommt hier recht häufig vor in kleinen Prismen. Sein Pleochroismus, wobei $E =$ hellgrün oder farblos und $O =$ schmutziggrün ist, und die starke Absorption in der Querrichtung machen ihn (neben den übrigen optischen Eigenschaften) leicht kenntlich. Das am meisten Charakteristische für das Gestein sind die schwarzen Knötchen, welche auch unter dem Mikroskope als dunkle Flecken erscheinen, bestehend aus Pigmentanhäufungen. Die letzteren sind von derselben Beschaffenheit wie in den von Rosenbusch¹⁾ beschriebenen Knotenthonschiefen von Barr-Andlau. Ein

¹⁾ H. Rosenbusch, Ueber die Contactzone von Barr-Andlau. Neues Jahrbuch. 1875, pag. 849.

Dünnschliff von diesen lag mir zum Vergleiche vor, aus welchem ich ersehen konnte, dass die Knötchen in den Schiefen der Serra de Monchique nicht dieselbe Grösse erreichen wie in den vogesischen Knotenthonschiefern. Die mittlere Grösse der Knötchen in den portugiesischen Schiefen betrug circa 0.4 Millimeter im Durchmesser.

Die Bildung der hier geschilderten Knötchen, sowie die Klärung der Schiefermasse sind die am deutlichsten hervortretenden Veränderungen, welche der Thonschiefer bei der Contactmetamorphose erlitten hat. Vielleicht ist aber auch das Vorhandensein des Turmalins, welcher ja dem unveränderten Schiefer fehlt, als eine Folge der Contactmetamorphose anzusehen. Es ist dies umso wahrscheinlicher, als auch von anderen Orten Turmalin als Contactmineral im umgewandelten Thonschiefer bekannt ist. So z. B. ist dies nach der Beschreibung von J. E. Hirsch in der Contactzone am Granitstocke von Tetschen¹⁾ der Fall. Hier enthält der unveränderte Thonschiefer nur hier und da ein Turmalinsäulchen, während im Knotenthonschiefer dieselben sehr zahlreich sind.

Die quarzitisches Grauwacke ist ein feinkörniges, sich rauh anfühlendes Gestein ohne makroskopisch sichtbare Schieferigkeit. Die Farbe ist vorzugsweise hellbläulichgrau, doch spielt sie auch mehrfach in's Grünliche oder Bräunliche. Die Verwitterungskruste ist gelbbraun und circa $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ Millimeter dick. Die mikroskopische Untersuchung erwies eine Zusammensetzung hauptsächlich aus Quarz, der in sehr frischen, wasserhellen Körnern von wechselnder Grösse ausgebildet ist. Die grössten dieser Körner sind circa 1 Millimeter lang im Durchmesser, während die kleinsten ganz winzige Dimensionen besitzen. Die Form ist, zumal bei den grösseren Körnern, vorherrschend oval mit gut abgerundeter Umgrenzung, daneben kommen, besonders bei den kleineren Körnern, auch eckige und kantige Contouren vor. Undulöse Auslöschung und Aggregatpolarisation sind zuweilen zu bemerken. Obwohl im allgemeinen frei von Mineral-einschlüssen, beherbergen die Quarzkörner doch sehr häufig und in grosser Menge Flüssigkeitseinschlüsse, die oft perlenschnurartig angeordnet sind. Gewöhnlich besitzen die Flüssigkeitseinschlüsse ovale Form und oft eine lebhaft bewegliche Libelle. Die Quarzkörner,

¹⁾ Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. Bd. XIII, 1891, pag. 235 bis 288, insbesondere pag. 266—271.

mit welchen vereinzelt Täfelchen von Feldspath (wahrscheinlich Orthoklas) untermengt sind, sind durch ein Cement von sericitischem Muscovit miteinander verbunden.

Der Muscovit ist gelegentlich über grössere Strecken des Gesteines hin von Eisenhydroxyd bedeckt, woraus die bräunlichen Farbentöne des Gesteins resultiren, an anderen Stellen wieder mehr oder weniger vollständig durch einen dunkelbraunen Biotit ersetzt. Magnetit ist local in ziemlich grosser Menge in winzigen Körnchen dem Muscovitgewebe beigemengt. Hie und da findet sich auch kohlige Substanz (Graphit?) vor, oft in länglichen Stäbchen ausgezogen, welche unabhängig von der Form der Quarzkörner gelagert sind. Vereinzelt enthält das Gestein Turmalin in kleinen Säulchen. Der starke Pleochroismus dieses Minerals ist selbst in den kleinsten Individuen deutlich zu erkennen. Die Absorption ist:

<i>O</i> dunkelolivengrün oder hellgelblichgrün	>	<i>E</i> hellbräunlichgelb bis farblos oder grünlich bis farblos.
----------------------------------------------------------	---	----------------------------------------------------------------------------

In ungefähr gleich geringer Menge findet sich Zirkon in winzigen ovalen Körnchen vor. In local wechselnder Menge, zuweilen recht reichlich, treten winzige gelbe Rutilnadelchen, meist in Häufchen zusammengeschaart, auf.

In welchem Grade dieses Gestein eine Umwandlung durch den Contact erfahren hat, ist nicht mit Gewissheit festzustellen, da das entsprechende unveränderte Sediment nicht angetroffen wurde. Es ist jedoch mehr als wahrscheinlich, dass eine solche Umwandlung vor sich gegangen ist. Zuvörderst ist wohl eine theilweise erfolgte Umkrystallisation des Quarzes anzunehmen, durch welche ein etwas gröberes Korn entstand. Es ist deutlich, dass die grösseren, gut abgerundeten Quarzkörner Producte dieser Umkrystallisation sind, während die kantigen und eckigen Individuen noch deutlich Zeugnis ablegen von der ursprünglichen klastischen Natur des Gesteins. Ferner dürfte wohl der Biotit sicher als Contactproduct anzusehen sein, und vielleicht gilt das auch vom Turmalin und von den kleinen Rutilnadelchen.

vielfache Beziehungen von Puschkin zum russischen Volk (S. 12). Besonders hat seinen russischen Charakter (genau genommen) die in dieser Hinsicht mehrere der Gedichte bei einer Lektüre an den Geist des klassischen Theaters und seiner in abgewandelter und bequemer Form empfangen, zugleich aber auch Entwicklung sein.

Der Charakter des Orlowa Gedicht als der russischen Sprache charakteristischsten russischen Gedicht. Er ist die schönste schone Seite des russischen Volk, seine Stärke aber jede Individualität. Die der Sprache charakteristischsten Merkmale dieser sind wieder von ganz anderer, die vollständige Fortschreibung in russischer Sprache. Eine der Schwierigkeit wird in grosser Individualität mit der russischen Sprache charakteristischsten Merkmale wieder mit dieser Fortschreibung verbunden zu stehen.

Es besteht aus demselben Stoffe von Gedichten, dass Gedichte eines bestimmten Stils zu einem von demselben. Hauptes sind sehr verschieden, einige können empfunden sein. Die Sprache, Schönheit und Schönheit der Gedichte in dieser Zeit ist eine gewisse Stärke, die Individualität ist weniger bei anderen Fortschreibung verbunden zu stehen, und auch die Entwicklung der Sprache ist nicht Individualität. Hauptes besteht aus demselben Stoffe von Gedichten. Die Sprache ist die von demselben mit Individualität verbunden. Die Schönheit von Gedicht, die in diesem, werden diese Gedichte, abstrahieren Gedichten selbst, hat diese gewisse Stärke verbunden, wenn die Individualität der Sprache des russischen Gedichte. Hauptes sind wieder von jedem der Gedicht, und auch Individualität sind nicht wieder der Gedichte die Individualität wieder von dieser Individualität und nicht wieder Individualität (die Individualität wieder genommen. Gedicht in Individualität, werden Individualität Gedicht ist. Die Individualität wieder Individualität wieder von jedem Gedichte, und diese, welche nicht wieder gerade die Individualität an die Gedichte verbunden. Ein Hauptes ist diese Individualität verbunden. Gedichte der

¹⁾ In diesem Gedichte ist die Individualität wieder genommen. Die Sprache, Schönheit wieder in der Sprache verbunden mit der Individualität der Gedichte, diese Individualität, diese Individualität, diese Individualität.

Quarzkörnern treten hie und da auch allotriomorphe Körner von Feldspath (Orthoklas und Plagioklas) auf, sowie auch in nicht geringer Menge, kleine, aggregatförmig angehäuften Körnchen eines schwach licht- und doppelbrechenden Minerals, welches Cordierit (?) zu sein scheint. An einzelnen Individuen dieses Minerals glaubte ich sehr verschwommen sich kundgebende aragonitische Zwillingsbildung zu erkennen. Zirkon ist vereinzelt vorhanden in idiomorphen kleinen Krystallen. Rutil tritt stellenweise auf in reichlich angehäuften, winzigen, graubräunlich oder gelblich durchsichtigen Nadelchen.

Der Hornfels von Caldas de Monchique ist ein schwarzes dichtes Gestein mit schwachem Seidenglanz und muscheligem Bruch. Die makroskopisch dichte Masse des Gesteins zeigt unter dem Mikroskop als vorherrschenden Gemengtheil Quarz, der in rundlichen isometrischen Körnern von grosser Frische ausgebildet und nur wenig mit Einschlüssen fremder Mineralien belastet ist; auch Flüssigkeitseinschlüsse sind nicht sehr häufig.

Zwischen den Quarzkörnern finden sich in grosser Menge meist eiförmige Blättchen von Biotit, der zwischen röthlichbraun und hellgelblich bis farblos pleochroitisch ist. Gelegentlich kommt auch etwas Muscovit vor. Ein häufiger Gemengtheil ist Magnetit, welcher ähnlich wie der Biotit meist in rundlichen Körnchen ausgebildet ist.

Ferner gewahrt man als Einschaltungen zwischen dem Gefüge der Quarzkörner stellenweise allotriomorphe Körner von Feldspath, sowie auch häufig kleine, in grosser Menge zusammengehäuften Cordieritindividuen. Die charakteristische Zwillingsbildung nach dem Aragonitgesetze gibt sich häufig in Querschnitten durch eine etwas verschwommene, kreuzweise Feldertheilung und in Längsschnitten durch polysynthetische Streifung kund. Die Quarzkörner sind mit den übrigen hier aufgezählten Mineralien in der Art der Pflasterstein- oder Bienenwabenstructur ganz richtungslos ohne Parallelstructur angeordnet. Als weitere, meist gut idiomorph ausgebildete Gemengtheile sind in diesem Gefüge noch eingebettet: Rutil, Turmalin, Zirkon und Apatit. Der Rutil findet sich in reichlicher Menge, in kleinen, zierlichen, scharf begrenzten Kryställchen von meist prismatischem Habitus ausgebildet. Zum Theil sind diese Prismen so klein, dass sie auch bei stärkerer Vergrösserung wie trichitische Nadelchen erscheinen. Mehrfach sieht man sehr zierliche knie- und herzförmige Zwillingsbildungen mit gut ausgebildeten Endflächen.

Der Rutil ist mit bräunlich- oder gelblichgrauer Farbe durchsichtig, wobei in der Regel der Pleochroismus deutlich wahrnehmbar ist: O = gelblichgrau (Querrichtung), E = bräunlichgrau (Längsrichtung). Mehrfach ist das Mineral auch schwarz und undurchsichtig, wahrscheinlich durch Verwachsung mit Eisenerz; dies ist meist mit den etwas grösseren Individuen der Fall. Ein nicht seltener Gemengtheil ist der Turmalin, der in verhältnismässig grossen, stets skelet- oder siebartigen Krystallen ausgebildet ist. Sie sind ganz erfüllt von Einschlüssen der farblosen Gemengtheile und sehen dadurch wie durchlöchert aus. Dessenungeachtet kann man doch an den meisten der Krystalle die gut idiomorphe äussere Begrenzung mit hemimorpher Ausbildung (Rhomboider am einen, Basis am anderen Ende) erkennen.

Ungewöhnlich ist die gelbe Farbe des Minerals, welches zwischen goldgelb bis orange gelb (Querrichtung) und hellgelb bis farblos (Längsrichtung) pleochroitisch ist.

Zirkon ist ziemlich zahlreich in ovalen Körnchen ausgebildet; ebenso ist auch der in dicken kurzen Prismen auftretende Apatit ziemlich häufig.

Seiner wesentlichen Mineralzusammensetzung nach ist der hier beschriebene Hornfels als Quarzglimmerfels zu bezeichnen. Die typische Hornfelsstructur, sowie die Beschaffenheit der Gemengtheile spricht deutlich dafür, dass sie theils durch die Contactmetamorphose umkrystallisirt, theils als durch diese entstandene Neubildungen aufzufassen sind. Sichere Neubildungen sind wohl Biotit, Cordierit und Turmalin. Die skeletartige Ausbildung des letztgenannten Minerals ist hier dasselbe Phänomen, welches auch A. Sauer¹⁾ an den Andalusitglimmerhornfelsen des Höllbachthales bei Meissen beobachtete, dass nämlich der Turmalin dieser Gesteine, sobald er gewisse minimale Dimensionen überschreitet, den skeletartigen Habitus des daselbst vorkommenden Andalusits annimmt.

Es ist dieser Hornfels von Caldas das am stärksten contactmetamorphosirte von den hier beschriebenen Sedimentgesteinen. Ob er ursprünglich quarzitisches Grauwacke oder Thonschiefer war, ist nicht sicher zu entscheiden. Die Mineralzusammensetzung gibt hier-

¹⁾ A. Sauer, Der Contacthof des Syenits der Section Meissen. Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreiches Sachsen. Bl. 48, pag. 56, Leipzig 1889.

über keinen Aufschluss mehr, da ja bekanntlich Quarzglimmerhornfelse bei der Contactmetamorphose aus verschiedenartigen Gesteinen hervorgehen können. So beschreiben z. B. E. Weber und O. Hermann¹⁾ vom Contacthofe des Lausitzer Granites Quarzglimmerhornfels, welcher aus silurischer Grauwacke entstanden ist. Auch R. Beck²⁾ schildert von dem Schiefergebiete des Elbthales aus devonischer Grauwacke entstandene Hornfelse, hauptsächlich bestehend aus Quarz und Biotit, mit häufigem, neugebildetem wasserhellem Plagioklas und Orthoklas, ferner Muscovit, grünen Glimmer, Magnetit, Apatit, Rutil und Zirkon enthaltend. Dagegen beschreibt J. E. Hibsch³⁾ aus dem Contactgebiete von Tetschen im Elbthale einen aus Thonschiefer hervorgegangenen schwarzen Hornfels, welchen er als Quarzglimmerhornfels mit untergeordnetem Cordierit bezeichnet. Dieser Hornfels besteht aus Quarz, Biotit, Sericit, Resten von Cordieritkrystallen, sowie etwas Apatit. Analysen beweisen die chemische Uebereinstimmung dieses Hornfelses mit dem Thonschiefer. Auch in den von H. Rosenbusch⁴⁾ beschriebenen, aus den Thonschiefern von Barr-Andlau hervorgegangenen Andalusit-Hornfelsen sind Quarz und Glimmer neben dem oft dominirenden Andalusit reichlich vorhanden.

Da die quarzitishe Grauwacke, wo sie dicht an den Eläolithsyenit angrenzt, wie am Nordrande des Massivs, viel weniger intensiv metamorphosirt erscheint, ist es wahrscheinlich, dass bei Caldas an das Eruptivgestein ein für die Contactmetamorphose mehr zugängliches Sediment, also Thonschiefer, angrenzte und zu Hornfels umgewandelt wurde.

Von dem von van Werveke erwähnten Andalusithornfels (siehe pag. 286) von Caldas, welcher aus Thonschiefer hervorgegangen ist, sind von uns keine Handstücke geschlagen worden. Sein Vorkommen weist auf grössere Mannigfaltigkeit in der Ausbildung der Hornfelse von Caldas hin, analog vielleicht mit den Verhältnissen am Contacthofe von Barr-Andlau, wo nach Rosenbusch⁴⁾ sowohl andalusitreiche, als auch andalusitfreie Hornfelse auftreten.

¹⁾ Contacthof des Lausitzer Granits. Referat im Neuen Jahrbuch, 1892, Bd. I, pag. 533 ff.

²⁾ R. Beck, Die Contacthöfe der Granite und Syenite im Schiefergebiet des Elbthalgebirges. T. M. P. M. Bd. XIII, 290 ff.

³⁾ Siehe a. a. O.

⁴⁾ Siehe a. a. O.

2. Contactmetamorphosirte Eruptivgesteine.

In unmittelbarer Angrenzung an das Eläolithsyenitmassiv wurde an einzelnen Stellen Vorkommen von in Hornfelse umgewandelten Eruptivgesteinen beobachtet. Von diesen Hornfelsen erweisen sich zwei, der eine am Gipfel der Foia und einer bei Caldas de Monchique angetroffen, ihrer Structur und Mineralzusammensetzung nach deutlich als aus Diabas hervorgegangen und werden hier als *Diabashornfelse* beschrieben. Am Südabhange der Picota wurde zwischen Caldas und Fornalhas ein Biotit-Cordierit-Hornfels geschlagen, welcher vermuthlich auch diabasischer Herkunft ist. Schliesslich sind mit den Diabashornfelsen zusammenzustellen die im Bostonitporphyr der Foia vorkommenden umgewandelten Diabas-einschlüsse.

A. Diabashornfels von der Foia.

Das Gestein wurde an losen, in situ liegenden Blöcken auf dem Gipfel der Foia geschlagen. Sein Vorkommen an dieser Stelle ist ein weiterer Beleg für die von K. v. Kraatz (siehe pag. 202) ausgesprochene Annahme, dass der Foiasyenit die obere randliche Facies des Laccolithes bilde. In feinkörniger bis dichter schwarzer Grundmasse des Hornfelses liegen bis 2 Millimeter lange Feldspath-leistchen in grosser Menge, welche von dunkelgrauer Farbe sind und sich daher kaum merklich von der ersteren abheben. Oberflächlich ist das Gestein mit einer papierdünnen braunen Verwitterungskruste bedeckt.

Unter dem Mikroskop erkennt man sofort die noch wohl erhaltene ophitische Structur, bedingt durch den guten Idiomorphismus der in einem richtungslosen Gewebe angeordneten Leisten und Tafeln des Feldspathes, welcher, noch verhältnismässig frisch, den am meisten vorherrschenden Gemengtheil des Gesteins bildet. Dieser Feldspath gibt sich durch seine deutlich ausgebildete, polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Albitgesetze sogleich als Plagioklas zu erkennen. Nach der Methode von A. Michel-Lévy¹⁾ wurden Schnitte der Zone senkrecht zu (010), also solche mit möglichst symmetrisch auslöschenden Zwillingslamellen, aufgesucht, und an diesen das Maximum der Auslöschungsschiefe auf 18° bestimmt, wonach der Plagioklas ein basischer Andesin zu sein scheint. An

¹⁾ A. Michel-Lévy, Étude sur la détermination des Feldspaths. Paris 1894.

Mineralog. und petrogr. Mitth. XVI. 1896. (Kraatz-Koschlan u. Hackman. Becke.) 20

einem der Plagioklasindividuen wurde eine eigenthümliche Erscheinung beobachtet, indem nämlich von den polysynthetisch nach dem Albitgesetze aneinandergereihten Lamellen eine einzige auch eine dichte Zwillingsstreifung nach dem Periklingesetze zeigte, während diese bei allen übrigen nicht zu bemerken war.

Durchschnittlich besitzt die überwiegende Mehrzahl der Feldspathleisten eine Länge von etwa 1 Millimeter, doch kommen auch einige grössere Individuen vor. Daneben kann man auch kleinere Feldspathkrystalle unterscheiden, doch ohne dass sie als eine besondere jüngere Generation von den ersteren scharf getrennt wären, da Uebergänge in der Grösse zwischen ihnen existiren. Neben dem Plagioklase kommt hie und da etwas Orthoklas vor. Als Reste der ursprünglichen, durch Aufschmelzung zum grössten Theile zerstörten, farbigen Gemengtheile des Diabases finden sich zahlreiche winzige, unregelmässig begrenzte Augitkörnchen. Dieser Augit ist schwach pleochroitisch zwischen hellgrünlich (c) und farblos (a). In noch reichlicherer Menge als der Augit tritt Biotit auf, in winzigen Schüppchen ausgebildet. Sein Pleochroismus ist zwischen schmutzig grünlichbraun und gelblich bis farblos. Dieser Biotit ist sicher als Neubildung zu betrachten. Die winzigen, an Grösse bei weitem den Feldspathkrystallen nachstehenden Körnchen von Augit und Biotit bilden die Ausfüllungsmasse zwischen jenen. Beide Mineralien sind reichlich untermengt mit Staub von Eisenerz, welcher sehr unregelmässig vertheilt, meist zu grösseren Flecken sich angesammelt findet und dadurch den Eindruck hervorruft, als wäre er eine Neubildung nach gänzlich zerstörten, ursprünglich farbigen Gemengtheilen. Das letztere gilt auch von den zahlreichen grösseren, häufig skeletförmig ausgebildeten Körnern von Eisenerz. Zuweilen sind die staubförmigen Aggregate von Eisenerzkörnchen lang band- oder schlauchförmig ausgezogen, und sie bedecken öfters auch die Durchschnitte der Feldspathindividuen.

Contactmetamorphosirte Diabase, in welchen, ähnlich wie bei unserem Gesteine die ursprünglichen Gemengtheile zum Theil, sowie die ophitische Structur noch beibehalten sind, sind unter anderen die von K. A. Lossen ¹⁾ aus der Umgegend von Wernigerode im

¹⁾ K. A. Lossen, Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss des Harzes. Jahrbuch der königlich preussischen geologischen Landesanstalt. 1880, pag. 3.

Harze beschriebenen Diabase. So z. B. sind nach seiner Beschreibung in dem Diabase des Henkersberges die Feldspathleisten, die höchst wahrscheinlich saurer als Labrador sind, noch recht frisch erhalten, und auch der Augit ist zum Theil noch recht wohl erkennbar.

B. Diabashornfels von Caldas de Monchique.

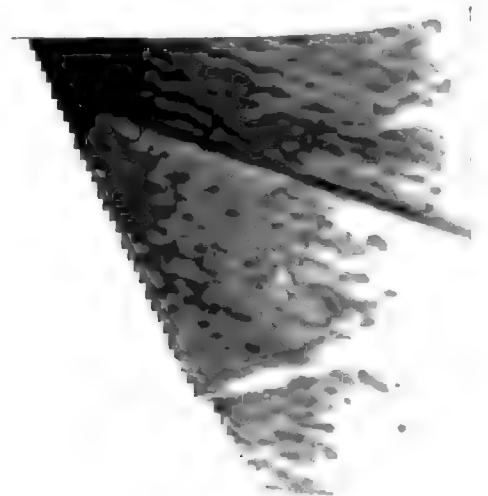
Dieses dichte, graugrüne Gestein, in welchem zahlreiche, 1—2 Millimeter grosse graue Feldspathkrystalle eingesprengt sind, ist schmal eingekeilt zwischen dem Eläolithsyenite und dem früher beschriebenen Hornfelse von Caldas anstehend an der Landstrasse, unmittelbar südlich des Badeortes. Mit dem erst beschriebenen Diabashornfelse der Foia stimmt er, was die gute Beibehaltung der ophitischen Structur und das starke Vorherrschen des Feldspathes betrifft, vollkommen überein. Die das richtungslose Gewebe, gleichsam das Gerippe des Gesteins bildenden Feldspathleisten, welche aus Plagioklas bestehen, sind hier jedoch durchschnittlich etwas kleiner. Der Plagioklas ist, nach dem Maximum der Auslöschungsschiefe (18°) in den symmetrischen Schnitten zu urtheilen, auch hier basischer Andesin. Die die Ausfüllungsmasse bildenden farbigen Gemengtheile sind Biotit, monokliner und rhombischer Pyroxen und etwas grüne Hornblende. An Grösse stehen sie auch in diesem Hornfelse bei weitem den Feldspathen nach, da sie in winzigen, meist allotriomorphen Individuen ausgebildet sind. Sie sind hier höchst wahrscheinlich alle als Neubildungen anzusehen, und Reste der ursprünglichen farbigen Gemengtheile sind kaum mehr vorhanden. Der Biotit, welcher Pleochroismus zwischen farblos oder hellgelblich und gelblich-roth besitzt, ist sehr unregelmässig vertheilt, findet sich oft local stark angehäuft und bildet gerne nesterförmige Aggregate gleich orientirter Schüppchen. Der ihn an Menge überwiegende und gleichmässiger vertheilte Pyroxen besteht aus lamellären Verwachsungen von rhombischem und monoklinem Pyroxen in faserig aggregirten, nach der Prismenzone begrenzten Kryställchen ohne Endflächen. Die Krystallaggregate sind in der Regel allotriomorph begrenzt. Der rhombische Pyroxen ist meist vorherrschend vor dem monoklinen, doch tritt gelegentlich auch das umgekehrte Verhältnis ein. Der erstere, farblos bis grünlich ohne Pleochroismus und von schwacher Doppelbrechung, ist Enstatit.

Der monokline Pyroxen, welcher farblos oder hellgrau bis grünlich ist und sich durch stärkere Doppelbrechung, sowie durch grosse Auslöschungsschiefe ($c : c = > 40^\circ$ in zufälligen Schnitten) auszeichnet, ist wohl Diopsid. Eine Querabsonderung ist an den stengeligen Kryställchen häufig wahrzunehmen, doch verläuft sie nicht immer geradlinig, sondern auch gebogen. Einschlüsse von Eisenerz, finden sich vor. Die auch an den kleinsten Individuen wahrnehmbare, faserige Verwachsung beider Pyroxene ist so innig, dass ein eigenthümlicher Wandel der Auslöschungsschiefe, sowie ein Wechsel der Stärke der Doppelbrechung hervorgerufen wird. Die Pyroxene sind nicht nur in ausserordentlich grosser Menge in einzelnen allotriomorphen Individuen verbreitet, sondern die faserigen und stengligen Aggregate durchziehen auch bandartig das ganze Gesichtsfeld des Dünnschliffes in allen Richtungen. Diese Anordnung, sowie die ganze Ausbildung deutet darauf hin, dass die Pyroxene, auch der monokline, als Neubildungen aufzufassen sind. Gelegentlich finden sich auch faserige Aggregate eines Minerals, welches in derselben Weise auftritt wie die Pyroxene, vermuthlich Hornblende (Strahlstein) ist und sicher auch als Neubildung angesehen werden muss. Die faserig aggregirten Stengel haben Seitenflächen-, aber keine Endflächenbegrenzung. Die Doppelbrechung ist beträchtlich höher als beim rhombischen Pyroxen, die Auslöschung ist ungefähr parallel mit den Prismenkanten. Der Pleochroismus ist: $c =$ dunkelgrün, a oder $b =$ hellgelblichgrün. Querschnitte waren im Dünnschliffe nicht vorhanden. Apatit ist ziemlich reichlich vorhanden, in verhältnismässig grossen und langen Prismen ausgebildet. Auch Eisenerz findet sich reichlich vor in derben Körnern von wechselnder Grösse, welche oft skeletförmig ausgebildet sind.

C. Cordierit-Glimmerhornfels der Picota.

Dieser Hornfels wurde zwischen Caldas und Fornalhas am Südabhange der Picota geschlagen, wo er sich als Einschluss im Picotasyenite findet. Er ist ein dunkelgraues dichtes Gestein, in welchem man mit blossem Auge deutlich winzige schwarze Glimmerblättchen unterscheidet, die gleichmässig über das Gestein vertheilt sind.

Die mikroskopische Untersuchung ergab, dass farblose und farbige Gemengtheile in ungefähr gleichen Mengen das Gestein zu-



sammensetzen. Unter den ersteren nimmt mehr als die Hälfte der Cordierit ein, welcher hier in ganz ausserordentlicher Menge vorhanden ist. Neben ihm kommen reichlich Leisten von Plagioklas, sowie einzelne Individuen von Orthoklas vor. Der Cordierit ist in einem dichten Gefüge dicksäulenförmiger Individuen ausgebildet, welche häufig Andeutung von Idiomorphismus besitzen. Die wiederholte Zwillingsbildung nach dem Aragonitgesetze ist gut zu erkennen, in Querschnitten der Zwillingsaggregate kreuzweise Feldertheilung verursachend, in Schnitten annähernd nach der Längsrichtung dagegen parallele Zwillingsstreifung zeigend, wobei gewöhnlich einzelne der mittleren Lamellen beträchtlich dünner sind als die übrigen. Die sehr frischen, im durchgehenden Lichte farblosen, schwach licht- und doppeltbrechenden Individuen zeigen keine Spur von Pleochroismus.

Unter den farbigen Gemengtheilen ist der hellgelbe bis rothbraune Biotit am zahlreichsten vertreten, der in unregelmässig begrenzten Blättchen ausgebildet ist. Seine Individuen sind meist ein wenig grösser als die der übrigen das Gestein aufbauenden Mineralien. Der Axenwinkel des Biotits ist sehr klein, die Dispersion ist $\rho < \nu$. Nicht ganz so reichlich ist ein farbloser bis schwach röthlicher Augit vorhanden, der in stark resorbirten, allotriomorphen Körnchen ausgebildet ist. Die Auslöschungsschiefe zu den prismatischen Spalt- rissen ist meist sehr gross, in zufälligen Schnitten war $e : c =$ bis zu 40° . Hie und da finden sich die Augitkörnchen in grösserer Menge zusammengehäuft und sind dann stets umgeben von einem Kranze von Biotit und auch untermengt mit Biotitblättchen und Eisenerzkörnchen. Eisenerze, Magnetit und Ilmenit betheiligen sich reichlich in Form von grösseren, stets unregelmässig begrenzten Körnern am Aufbau des Gesteins. Apatit ist in grosser Menge in idiomorphen, lang säulenförmigen Krystallen entwickelt, welche stets ganz erfüllt sind von schwarzem, mikrolithischem Staube unbestimmbarer Natur. In sehr geringer Menge findet sich Titanit vor, dessen Krystalle jeder regelmässigen Begrenzung entbehren und zwischen farblos und schwach röthlich pleochroitisch sind.

Die allotriomorphe Entwicklung beinahe aller Gemengtheile, welche bienenwabeförmig aneinander gefügt sind, lässt die Entstehung des Gesteins durch Contactmetamorphose erkennen. Die Mehrzahl der Mineralien scheint neugebildet oder umkrystallisirt zu

sein, wahrscheinlich bilden jedoch die Augitkörner Reste von ursprünglichen, im Gestein vorhanden gewesenen, grösseren Augitkrystallen, und es ist demnach anzunehmen, dass das Gestein ursprünglich als Eruptiv, vielleicht als ein Diabas, gebildet wurde.

Cordieritführende Hornfelse sind uns mehrfach aus der petrographischen Literatur bekannt. A. Pelikan¹⁾ schildert einen Cordierit-Glimmerhornfels vom Monte Doja in der Adamellogruppe, welcher Cordierit als Einsprenglinge in einer Grundmasse von Biotit, Rutil, Turmalin, Plagioklas und Orthoklas enthält. Pelikan hält den ungewissen Ursprung des Gesteins jedoch für nicht eruptiv. Einen ähnlichen Hyperthen-Cordierithornfels beschreibt W. Ramsay²⁾ unbestimmten Ursprungs aus dem Contacthufe des Nephelinsyenits von Umptek auf der Halbinsel Kola.

D. Diabaseinschlüsse im Bostonitporphyre.

In dem nahe dem Rande des Massivs auftretenden Bostonitporphyre der Foia (siehe pag. 247) kommen, wie bereits an betreffender Stelle erwähnt, Diabaseinschlüsse vor. Dieselben bestehen aus dunklen rundlichen Gesteinsbruchstücken, welche durchschnittlich höchstens 5—6 Millimeter im Durchmesser besitzen. Diese Gesteinsbruchstücke sind hauptsächlich zusammengesetzt aus einem Gewebe von idiomorphen Plagioklasleisten (Andesin), zwischen welchen sich reichlich allotriomorphe Schüppchen eines grünen Glimmers, Magnetit und auch etwas Chlorit vorfinden. Ausserdem sind auch grössere idiomorphe Einsprenglinge etwa von der Krystallumgrenzung des Augits vorhanden, welche ganz erfüllt sind von Schüppchen grünen Glimmers, Chlorit und Magnetit, so dass von der ursprünglichen Mineralsubstanz nichts mehr vorhanden ist. Auch hier hat sich also die Metamorphose des Diabases mit Beibehaltung der ophitischen Structur vollzogen.

¹⁾ A. Pelikan, Ein neues Cordieritgestein vom Monte Doja in der Adamellogruppe. T. M. P. M., Bd. XII, 1891, pag. 156.

²⁾ W. Ramsay, Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia II. Nr. 2, pag. 51, Helsingfors 1894.

Zusammenfassung.

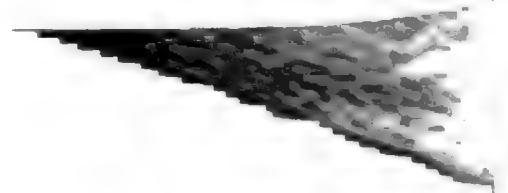
Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique gehört zu jenem Typus, welchen Rosenbusch in der III. Auflage seiner Physiographie als den Foiaitypus bezeichnet. Für denselben ist der Reichthum an Feldspath und die granitoide oder trachytoide Structur charakteristisch.

Die Unterabtheilung der Pyroxen- und Amphibolfoiaite, welche Rosenbusch weiterhin vorschlägt, lässt sich mit den geologischen Verhältnissen gut in Einklang bringen. Will man nach dem Verhältnis von Feldspath zu Nephelin eine weitere Unterabtheilung schaffen, was jedenfalls nicht unberechtigt ist, so lassen sich die nephelinärmsten bis fast nephelinfreien Partien der Foia dem Pulaskit (in nicht porphyrischer Ausbildung), dem sogenannten blauen Granit angliedern, mit welchem sowohl Mineralbestand, als auch chemische Zusammensetzung fast vollständig übereinstimmen. Es würde demnach die räumliche Vertheilung der verschiedenen Gesteinsvarietäten die folgende sein: Die Picota besteht bis auf die Contactgrenzen aus nephelinreichem Pyroxen-Foiait (Rosenbusch's), der nur selten und ganz untergeordnet, nie in idiomorphen Krystallen, Hornblende führt. Die Structur dieser Gesteinsmassen ist grobkörnig granitoid; nur ausnahmsweise tritt an einzelnen Stellen porphyrische Structur, verbunden mit fluidaler Parallelanordnung der Feldspathe auf. Die Massen der Foia sind nephelinärmer bis fast nephelinfrei (pulaskitisch) und bestehen aus Amphibol- und Amphibol-Biotit-Foiait, sowie in den nephelinärmsten Gliedern (z. B. bei Moita) aus typischem Pulaskit. Zwar fehlt auch hier der Aegirinaugit nicht, aber arfvedsonitähnliche Hornblende ist als charakteristischer Bestandtheil verbreitet und daneben tritt vielfach reichlich Biotit auf. Die Gesteine sind mittel- bis feinkörnig, bald granitoid (Moita), bald trachytoid (Foiakamm).

Am endomorphen Contact tritt entweder Glimmerfoiait auf, in welchem die anderen dunklen Mineralien mit Ausnahme des Glimmers und Magnetits verschwinden, oder der Aegirinaugit des gewöhnlichen Pyroxensyenits ist ersetzt durch Aegirin. Gleichzeitig finden sich am Contact häufig Låvenit, seltener Pyrrhit, Spinell und Turmalin. Die Structur ist unmittelbar am Contact trachytoid bei feinem Korn; weiter entfernt leitet porphyrische Entwicklung mit wenig Einspreng-

lingen in feinkörniger Grundmasse zur normalen, grobkörnigen Gesteinsentwicklung über. Den gleichen Mineralbestand und die gleichen Strukturverhältnisse zeigen die feinkörnigen Schlieren; nur sind unter ihnen Aegirin-Låvenit und Aegirin-Alkalihornblende-Låvenit führende Gesteine herrschend; reine Glimmergesteine kommen unter den Schlieren nicht vor.

In dem ganzen Massive treten in nicht geringer Menge Ganggesteine auf, deren vorherrschende Streichrichtungen N.—S., NO.—SW., NW.—SO. sind. Diese Ganggesteine, welche sehr verschiedenartige Typen umfassen, bilden eine ziemlich vollständige Reihe complementärer Glieder von genetisch mit dem Elåolithsyenit eng verbundenen Spaltungsproducten. Das sauerste Glied dieser Reihe ist ein Bostonitporphyr, welcher ausserordentlich reich an Feldspatheinsprenglingen und quarzfrei ist. Er ist meist stark zersetzt und dann violett gefärbt; an einer Stelle enthält er kleine Bruchstücke von Diabas eingeschlossen. Sehr häufig finden sich Tinguait sowohl an der Foia, als an der Picota. Unter ihnen ist in seiner Ausbildung besonders eigentümlich ein am Südabhange der Picota zwischen Fornalhas und Casa Branca auftretender Leucittinguaitvitrophyr, welcher ursprünglich glasig erstarrt und nachträglich entglast zu sein scheint. Nur durch seine chemische Beschaffenheit, nicht durch seinen Mineralbestand lässt sich die Natur des Gesteins erkennen. Im übrigen kann man die Tinguait ihrer mineralogischen Natur nach in Aegirin-Tinguait und Aegirin-Glimmertinguait eintheilen. Die ersteren sind grünlich gefärbt und treten ausschliesslich an der Foia auf, während die letzteren, meist von schwarzgrauer Farbe, fast ausschliesslich an der Picota vorkommen; nur ein glimmerhaltiger Aegirintinguait wurde am Gipfel der Foia beobachtet. Unter allen Ganggesteinen dem Haupttypus des Elåolithsyenits (Picotsyenits) am nächsten steht ein am Nordabhange der Picota gangartig aufsetzender Elåolithsyenitporphyr. Den Uebergang zu der basischen Gruppe der Ganggesteine bildet ein camptonitischer Tinguait, der am Südostabhange der Picota bei Corte Grande ansteht. Das Gestein nimmt sowohl seiner mineralogischen als auch seiner chemischen Beschaffenheit nach eine Mittelstellung zwischen Tinguaiten und Camptoniten ein. Ihm nahe verwandt, doch sich wohl näher den eigentlichen Tinguaiten anschliessend ist ein am Nordabhang am Wege zwischen Monchique und Alferce beobachteter biotitführender



Tinguaitporphyr. Die basischen Glieder der Ganggesteinsreihe werden von den camptonitisch-monchiquitischen Gesteinen gebildet. Zu ihnen gehören der am Südabhange der Picota, in der Nähe von Fornalhas auftretende Nephelintephrit, der Nephelinbasanit nahe dem Gipfel der Picota, ferner die Monchiquite und Camptonite im engeren Sinne, welche an den Abhängen der Picota, besonders den südlichen sehr zahlreich in schmalen Gängen den Eläolithsyenit durchschwärmen. Unter ihnen wurden ein Amphibolmonchiquit und ein Fourchit, beide ursprünglich Leucit führend und ein Amphibol-Biotitcamptonit und ein Ouachitit beobachtet.

Das Eläolithsyenitmassiv ist umgeben von Sedimentgesteinen, Grauwacken und Thonschiefern, welche nach älteren Angaben (K. v. Seebach) dem Kulm angehören. Unmittelbar am Eruptivmassiv sind diese Sedimente contactmetamorphosirt, wie das von uns fast in der ganzen Ausdehnung des Nordrandes und an mehreren Stellen des Südrandes constatirt wurde. Vermuthlich bildet die Contactzone einen Gürtel um das ganze Massiv herum. Genauer wurde der Contacthof an drei Stellen von uns untersucht: 1. bei den Bauernhöfen von Chilrao am Nordwestfusse der Foia; 2. wenig nördlich vom Berge Peso, nördlich von Monchique und 3. bei Caldas de Monchique. Die hier angetroffenen, metamorphosirten Gesteine sind veränderte quarzitishe Grauwacke, schwarze Hornfelse und Knotenthonschiefer. Ausser den umgewandelten Sedimenten wurden auch stellenweise metamorphosirte Eruptivgesteine am Rande des Massivs beobachtet. Zwei dieser Gesteine erwiesen sich deutlich als Diabashornfelse, und zeigen auch beide noch deutlich die ophitische Structur des ehemaligen Diabases. Der eine wurde auf dem Gipfel der Foia an losen, in situ liegenden Blöcken geschlagen, der andere bei Caldas de Monchique anstehend angetroffen. Ein Cordierit-Glimmerbornfels, welcher am Südabhange der Picota als Einschluss im Eläolithsyenit sich findet, ist vermuthlich auch aus Diabas hervorgegangen.

Dieses Gestein zeichnet sich durch sehr hohen Cordieritgehalt aus; dieses Mineral macht mehr als die Hälfte der farblosen Bestandtheile aus, der Rest ist trikliner und monokliner Feldspath. Die Summe der farblosen Mineralien ist ungefähr gleich der der farbigen, welche aus Biotit, Augit und Eisenerz bestehen. In dieselbe Kategorie mit den Diabashornfelsen sind die im Bostonitporphyre

der Foia vorkommenden, umgewandelten Diabaseinschlüsse zu stellen.

Fasst man die Gesteine der Serra de Monchique ihren chemischen Beziehungen nach zusammen, so erhält man eine ähnliche Reihe wie bei anderen Eläolithsyenitmassiven, ausgehend von den sauersten, den Ganggesteinen der Bostonite und Tinguaiten zu den kieselsäure-ärmsten, den Ganggesteinen der Monchiquit-Camptonitreihe und den basischen Ausscheidungen. Auffallen könnte nur der grosse Abstand im Kieselsäuregehalt zwischen den basischsten Gängen und der teschenitischen Ausscheidung. Doch ist dazu zu bemerken, dass lange nicht alle monchiquitisch-camptonitischen Ganggesteine analysirt wurden, und dass es sehr wohl möglich, ja wahrscheinlich ist, dass durch diese die Lücke zwischen Nephelintephrit und Teschenit ausgefüllt werden würde. Wenn man sich ein Bild von den Altersverhältnissen der verschiedenen Gesteine machen will, so würde dies sich etwa folgendermassen gestalten: Als ältester Theil des Gebirges ist die in der Tiefe erstarrte Hauptmasse der Picota zu betrachten. Sie bildet wahrscheinlich auch in der Tiefe unter der Foia die Hauptmasse des Gesteins, während die höheren Theile der Foia ein infolge der Contactnähe schon etwas differenzirtes, saureres Glied der Gesteinsreihe darstellen. Ein ähnliches Spaltungsproduct, welches seinem chemischen Bestande nach dem Hauptgestein näher steht, stellen in kleinerem Masstabe die sauren Schlieren an der Picota dar. Diesen sauren Differenzirungsproducten entsprechen als spätere Nachschübe — wie sich das aus den Strukturverhältnissen ergibt — die Tinguaiten. Als basische Spaltungsglieder, welche in bedeutender Tiefe erstarrten, sind die theralithischen Gesteine (Essexit und Teschenit) zu betrachten. Diesen grossen, basischen Ausscheidungen entsprechen als spätere Nachschübe die Gesteine der Monchiquit-Camptonitreihe, welche nach Analogie anderer Massive, wie auch nach Analogie des Altersverhältnisses von Apliten und Minetten zu einander, wohl als jünger zu betrachten sind als die Tinguaiten, obgleich in der Serra de Monchique ein directer Anhaltspunkt für diese Annahme nicht vorliegt. Dass auch die basischen Gänge nicht vollkommen gleichaltrig sind, beweist die einmal beobachtete Durchsetzung und Verwerfung eines basischen Ganges durch einen anderen.

Fig. 3.



Fig. 4.



Fig. 3. *Micrograph of a circular cross-section of a biological specimen, showing a textured surface with some internal structures.*

Micrograph of a circular cross-section of a biological specimen, showing a textured surface with some internal structures.

Analysen der Monchique-Gesteine.											
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
SiO_2	= 53.95	54.61	60.42	56.67	58.89	55.90	53.21	51.94	48.05	49.67	41.80
TiO_2	= 1.03	0.09	—	0.24	—	1.45	0.35	3.30	2.60	?	4.14
Al_2O_3	= 21.78	22.07	19.23	22.42	19.67	19.00	22.02	16.66	18.65	17.99	14.56
Fe_2O_3	= 0.62	2.33	0.63	1.82	1.79	2.05	} 4.18	3.68	2.90	} 13.06	6.09
FeO	= 2.55	} 2.50	3.19	0.80	1.23	2.54		2.68	4.70		6.41
MnO	= 0.15		—	Spur	0.59	0.28	0.42	0.20	0.28	—	—
MgO	= 0.54	0.88	0.67	1.33	0.17	1.10	0.91	3.81	2.28	3.06	4.66
CaO	= 1.93	2.51	1.73	0.28	1.31	3.12	1.33	4.81	7.50	6.63	14.87
K_2O	= 7.02	5.46	6.88	7.32	11.00	5.41	6.41	5.63	5.16	2.62	1.94
Na_2O	= 8.61	7.58	6.99	8.52	4.41	8.49	10.37	7.53	6.19	6.21	4.25
H_2O	= 2.30	1.13	1.74	1.18	1.11	—	0.81	0.58	—	0.86	1.18
P_2O_5	= Spur	0.15	—	0.01	—	—	—	—	—	—	0.52
CO_2	= —	—	—	—	—	Vorb. n. best.	—	—	Vorb. n. best.	—	0.40
Cl	= Spur	—	—	Spur	—	—	—	—	—	—	—
Li	= Spur	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	100.48	99.31	101.48	100.59	100.17	92.34	100.01	100.82	98.31	100.10	100.82

I. Haupttypus der Picota von Cerro da Posada.

II. Haupttypus der Picota von Barranco do Banho, Caldas.

III. Haupttypus der Foia von Moita.

IV. Saure Schiere im Picotasyenit; Weg Monchique Caldas.

V. Leucititvitrophyr zwischen Fornalhas und Casa branca, Picota: Südostabhang.

VI. Aegiringlimmerringait, Hauptgipfel der Foia.

VII. Tinguaitporphy, Hauptgipfel der Foia.

VIII. Camptonitischer Tinguait von Corte Grande; Südostabhang der Picota.

IX. Nephelintephrit; Südabhang der Picota bei Fornalhas.

X. Basische Ausscheidung zwischen Monchique und Caldas: Essexit.

XI. " " " " " " : Teschenit.

Die vorliegende Arbeit kann nicht als in allen Punkten abschliessend betrachtet werden, einmal weil die Zeit zur Untersuchung im Felde verhältnismässig kurz war, dann auch weil Zweifel, die sich im Lauf der petrographischen Untersuchung aufdrängten, nicht durch eine erneute Prüfung der geologischen Verhältnisse gelöst werden konnten. Es dürfte daher eine genaue Aufnahme des Gebietes in grösserem Masstabe für die Geologen Portugals eine dankenswerte Aufgabe bleiben. Die vorstehende Untersuchung wurde von dem einen von uns (Kraatz) im geologisch-mineralogischen Institut der Universität Heidelberg, von dem andern (Hackman) im mineralogisch-geologischen Institut der Universität Helsingfors ausgeführt. Wir danken auch an dieser Stelle Herrn Geheimrath Professor Dr. H. Rosenbusch für die lebenswürdige Förderung unseres Unternehmens.

XV. Gesteine der Columbretes.

Von F. Becke.

(Fortsetzung.)

(Mit 3 Figuren im Texte.)

2. Die Basaltischen Gesteine von Columbrete grande.

Die basaltischen Gesteine der Columbretes-Insel wurden schon von P. Antonio Vicent S. J. als Feldspathbasalte richtig erkannt und beschrieben.

Die mir vorliegenden Proben bestehen theils aus Stücken von schlackiger oder blasiger Textur, wie sie als lose Auswürflinge oder an der Oberfläche von Lavaströmen vorzukommen pflegen, theils haben sie den Charakter von Bruchstücken compacten Gesteins, wie sie in den Brockentuffen gewöhnlich vorkommen.

Nach der von Sr. kais. Hoheit gegebenen Beschreibung und den beigegebenen Abbildungen stammen die schlackigen Stücke mit der Fundortsbezeichnung Señoreta und Columbrete grande von dem Rest einer nun in einzelne Felsklippen aufgelösten Lavadecke, welche die seltsamen Felsen von Mancolibre, Señoreta und El Mascarat sowie das Südende der Hauptinsel zusammensetzt, und auf kratereinwärts fallenden Schichten eines gelblichbraunen palagonitischen Tuffes aufruhrt. Es stellt dieses Gestein also jedenfalls eines der jüngsten Eruptionsproducte der Inselgruppe dar.

Das Gestein entspricht ziemlich gut der von P. Vicent gegebenen Beschreibung. Es ist sehr dunkel, blauschwarz gefärbt, grob- bis feinblasig; mit freiem Auge erkennt man nur ab und zu kleine Olivinkörnchen oder Augitkryställchen.

Im Dünnschliff hat man in einer reichlichen durch zahllose Magnetitkörnchen fast undurchsichtigen Grundmasse Einsprenglinge von Olivin, Augit und Plagioklas.

Die oft sehr scharf ausgebildeten Olivinkrystalle sind — wie gewöhnlich in Basalten — tafelförmig nach (010) und zeigen die Formen (110), (210) und (021). Die farblosen Durchschnitte enthalten spärlich Picotit-Oktaëderchen und sind in den meisten Stücken absolut frei von Umwandlungerscheinungen.

Der Augit erscheint sehr licht grau gefärbt, fast farblos. Die Form ist die kurzer gedrungener Säulen mit den gewöhnlichen Flächen. Im polarisirten Lichte erkennt man in den meisten Schnitten deutliche Sanduhrstructur, mit welcher bei den grösseren Krystallen noch Zonenstructur verknüpft ist. Die optischen Eigenschaften sind die des gewöhnlichen basaltischen Augites. Die Auslöschungsschiefe cc ist in Schnitten nach (010) stets grösser als 45° , für rothe Strahlen merklich kleiner als für blaue und im Anwachskegel der Pyramide um $4-5^\circ$ kleiner als im Anwachskegel der verticalen Flächen. Der Winkel der optischen Axen ist nicht sehr gross (es wurde bestimmt $2V \leq 52^\circ$). In den zonal gebauten Schnitten nimmt die Färbung und die Auslöschungsschiefe cc nach aussen zu. Die der Verticalaxe näherliegende Axe B ist stärker dispergirt als die durch die Querfläche sichtbare Axe A , die Dispersion ist $\rho < v$ um c .

Der Plagioklas erscheint in schmal tafelförmigen Krystallen, welche oft die durch Vorwalten von P und x bedingte spitzrhomische Form oder rechteckige nach a gestreckte Säulen mit nahe quadratischem Querschnitt erkennen lassen. Nach der Methode der conjugirten Auslöschungsschiefen in Doppelzwillingen sowie in Schnitten nach der Fläche M lassen sich die Einsprenglinge als Bytownit bestimmen. (P. Vicent gibt Anorthit an.) Eine sehr schmale Aussenzone hat die Orientirung von Labrador. Die quadratischen Querschnitte der nach a gestreckten Säulen haben stark schiefe Auslöschungen.

Es wurden folgende Auslöschungen bestimmt:

An Doppelzwillingen (1)	-12°	-14°	-17°
(1')	$+16^\circ$		$+15^\circ$
(2)	-37°	-41°	-41°
(2')	$+44^\circ$	$+41^\circ$	$+40^\circ$

Schnitt nach M ($Px = 52.5^\circ$) Auslöschungsschiefe gegen P

im Kern	-22° ,
sehr schmale Hülle	-14° .
Ein zweites Exemplar Auslöschungsschiefe gegen P	-29° .
Karlsbader Zwilling nach M getroffen ($P_1 : P_2$ gemessen 54°)	
Winkel der a entsprechenden Auslöschungsrichtung im Kern	79° ,
in der schmalen äusseren Hülle	87° .
An nahezu quadratischen Ausschnitten wurde bestimmt a'	
entsprechende Auslöschungsschiefe gegen M	-34° .

Die reichlich vorhandene Grundmasse zeigt hyalopilitische Structur. In farbloser Basis liegen zahllose Körnchen von Magnetit, Feldspathleisten und Augitsäulchen, stellenweise von ausserordentlicher Kleinheit und so dicht gehäuft, dass die Grundmasse nur in den dünnen Schichten, welche keilförmig angeschnittene Feldspathe unter- oder überlagern, völlig aufgelöst werden kann.

Bemerkenswerth ist, dass hie und da in der Grundmasse kleinste Olivine auftreten. In einem der Schiffe, wo die Feldspathleisten etwas grösser waren, erreichte die Auslöschungsschiefe der nach *a* gestreckten Durchschnitte 15—20°, wonach man auf Labrador schliessen muss.

Eine Analyse des schlackigen Basaltes von Señoreta ergab Herrn Pfohl:

<i>SiO</i> ₂	47·54%
<i>TiO</i> ₂	Spur
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	17·70 "
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	5·19 "
<i>FeO</i>	6·20 "
<i>MgO</i>	5·94 "
<i>CaO</i>	9·12 "
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	4·01 "
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	1·43 "
<i>H</i> ₂ <i>O</i>	0·72 "
<i>P</i> ₂ <i>O</i> ₅	0·62 "
<i>CO</i> ₂	0·10 "
<i>Cl</i>	0·07 "
<i>SO</i> ₃	Spur
		98·64%

Specifisches Gewicht 2·79

Den compacten Basalten, welche in Blöcken im Tuff von Columbrete grande vorkommen, mangeln die deutlichen Plagioklas-Einsprenglinge. Nur Augit und Olivin treten in grösseren Krystallen auf.

In dem einen der untersuchten Handstücke (Nr. 24) ist der Olivin in Krystallen vorhanden, welche nach der *a*-Axe gestreckt sind. Vom Rande und von Sprüngen her ist der Olivin in ein stark doppelbrechendes Mineral von gelbgrüner Farbe umgewandelt. Es

bildet häufig homoaxe Pseudomorphosen, besitzt vollkommene Spaltbarkeit, welche der Querfläche des Olivin parallel geht, löscht gleichzeitig mit den Olivinresten aus, wenn solche vorhanden sind, und die Axe grösster Elasticität ist senkrecht zur Spaltbarkeit orientirt (Aehnlichkeit mit Glimmer!). Da diese Richtung beim Olivin c entspricht, erscheint das Neubildungsproduct in allen Schnitten entgegengesetzt orientirt wie der Olivin. Dieses Mineral scheint mit dem Iddingsit amerikanischer Forscher identisch oder nahe verwandt zu sein.

Der Augit zeigt hier die zart violettrosa Farbentöne, die man so häufig bei basaltischen Augiten antrifft. Grössere Krystalle sind ziemlich selten und zeigen dann nach aussen zunehmende Färbung und Auslöschungsschiefe. Erst in dieser intensiver gefärbten Hülle differenzieren sich deutlich die Anwachskegel der verticalen und der Pyramidenflächen. Mit der Zunahme der Färbung ist eine Verkleinerung des Axenwinkels verbunden. ($2V = 37^\circ$ im Kern, 35° in der Hülle.) Dispersion der Axen und Mittellinien folgt den früher angegebenen Regeln.

Die Grundmasse ist reich an ziemlich gut entwickelten Feldspathmikrolithen; die 30° stark überschreitenden Auslöschungsschiefen symmetrisch auslöschender Zwillingslamellen weisen auf basischen Labrador. Die grösseren zeigen merkliche Zonenstructur mit nach aussen abnehmender Auslöschungsschiefe. Augit zeigt sich reichlich in scharfen Kryställchen mit schöner Sanduhrstructur, optisch mit der dunklen Hülle der Einsprenglinge übereinstimmend (Nr. 24); in einem anderen Handstück (Nr. 18), das feldspathreicher, augitärmer ist, tritt der Augit in unregelmässigen Körnerhäufchen zwischen den gut krystallisirten Feldspathstrahlen auf.

Magnetit ist in Form kleiner Kryställchen reichlich eingestreut.

In Nr. 24 ist noch in ziemlicher Menge eine farblose Basis vorhanden; in Nr. 18 ist dieselbe grossentheils in ein wirrfaseriges Mineral verwandelt, das sich in Bezug auf optische Orientirung ähnlich verhält wie das Neubildungsproduct der Olivinpseudomorphosen. In diesem Gestein finden sich nicht selten in der Grundmasse verstreut kleine xenomorphe Biotitblättchen.

Im ganzen entsprechen diese Basalte ziemlich gut dem normalen „siebengebirgischen Typus“ der Feldspathbasalte.

Palagonitischer Tuff.

Sehr viele Stücke von *Columbrete grande*, *Señoreta* (ein einziges nach der Etikette von *Bauzá* stammend) bestehen aus losen Auswürflingen (*Lapilli*, Sand, vulcanischer Asche), die durch ein Cement, hervorgegangen aus der Veränderung der Glasmasse der Auswürflinge, verkittet sind. Die Auswürflinge sind von verschiedenen Dimensionen, wallnuss- bis hanfkorngross; sie bestehen in den untersuchten Stücken aus einem braunen, durch Salzsäure nicht merklich zersetzbares Glas mit reichlichen Krystallen von Olivin, Augit und kleinen Feldspathleisten, die optisch als *Bytownit* bestimmt wurden.

Nach der von *Zirkel* vorgeschlagenen Nomenclatur würden die vorliegenden Tuffe als palagonitische Hyalomelantuffe zu bezeichnen sein.

Die kleinen Einsprenglinge stimmen nach ihrem optischen Verhalten und ihren Formen ganz mit den entsprechenden des schlackigen Basaltes überein.

Das allgemeine Bild palagonitischer Tuffe wurde schon so häufig beschrieben, dass nur einige Bemerkungen über das Bindemittel Platz finden mögen, welches die einzelnen *Lapilli* verkittet. Dasselbe hat eine intensiv gelbe, etwas in's Grünliche spielende Farbe und lässt deutlich die Zusammensetzung aus zwei verschiedenen Substanzen erkennen.

1. Die eine ist deutlich faserig. Sie bildet den Aussenrand der *Lapilli* und kleidet die runden Poren derselben mit einer dünnen Lage aus. Sie ist schwächer lichtbrechend als *Canadabalsam*, zeigt aber eine starke Doppelbrechung, die Längsrichtung der Fasern entspricht *c*.

2. Das zweite ist ein porodines, structurloses Silicat, gelb gefärbt, stärker lichtbrechend als das Fasermineral, aber merklich schwächer als die Glasbasis der *Lapilli*. Es bildet unregelmässige Flecken innerhalb der von der Faserzone ungeschlossenen *Lapilli* und stellt ein Umwandlungsproduct der Glasbasis dar.

Ferner findet man in den Lücken zwischen den einzelnen *Lapilli*: *Calcit* in grösseren Individuen; *Zeolithe*, die mindestens zwei verschiedenen Typen angehören, von denen einer durch radialfaserige Textur, gerade Auslöschung und positiven Charakter der Faser-

richtung sehr ausgezeichnet ist; endlich Opal, der in farblosen trau-
bigen Krusten am Rande der Calcitdurchschnitte auftritt und durch
seine schwache Lichtbrechung sich bemerkbar macht.

3. Discussion der chemischen Zusammensetzung.

Die Gesteine der Columbretes geben ein gutes Beispiel für die Gauverwandtschaft (Lang), Consanguinity (Iddings) oder die Zugehörigkeit zu einer „petrographischen Provinz“ (Judd).

Mineralogisch gibt sie sich insbesondere in den trachytischen Gesteinen (im weiteren Sinne) auffällig kund, indem die Einsprenglinge von natronreichem Sanidin, Plagioklas und basaltischer Hornblende in allen diesen Gesteinen wiederkehren und nur in den Mengenverhältnissen variiren. Qualitative Unterschiede treten erst in der Grundmasse hervor (Oligoklas + Sanidin + Nephelin beim trachytischen Phonolith, Oligoklas + Sanidin + Leucit beim tephritischen Trachyt, Oligoklas + Glas [+ Leucit] bei der tephritischen Trachyt-Lava). Erst in dem basischesten Glied der Reihe greift dann mit dem Eintreten des Olivin eine einschneidende Aenderung der mineralogischen Zusammensetzung Platz.

Diese Zusammengehörigkeit der Gesteine macht sich auch bei einem genaueren Studium der chemischen Zusammensetzung geltend.

In der folgenden Tabelle I sind die 5 Analysen von Columbretesgesteinen nochmals zusammengestellt; alle sind vom selben Analytiker, Herrn R. Pfohl nach gleicher Methode ausgeführt und somit im strengsten Sinne vergleichbar,

- I. trachytischer Phonolith, Forodada,
- II. tephritischer Trachyt, Bauzá,
- III. tephritische Trachyt-Lava, Forodada,
- IV. homoeogener Einschluss im tephritischen Trachyt, Ferrera,
- V. Feldspathbasaltlava, Señoreta.

In der Tabelle II sind für dieselben Gesteine die nach Rosenbusch's Vorschlag¹⁾ auf 100 umgerechneten Metallatomverhältnisse zusammengestellt.

¹⁾ Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. Diese Mittheil. XI, pag. 144.

Tabelle I.

	I	II	III	IV	V
SiO_2	55.93	53.12	56.19	46.39	47.54
TiO_2	0.42	0.25	0.57	0.72	Spur
Al_2O_3	21.83	20.48	20.25	19.03	17.70
Fe_2O_3	3.62	5.13	2.76	9.79	5.19
FeO	0.34	1.50	2.32	0.96	6.20
MgO	0.61	1.88	1.12	5.33	5.94
CaO	2.54	4.29	4.30	7.02	9.12
Na_2O	7.84	6.20	6.33	5.47	4.01
K_2O	6.01	4.88	4.19	2.47	1.43
H_2O	0.72	2.25	0.65	2.04	0.72
P_2O_6	0.22	0.43	0.54	0.88	0.62
SO_3	0.08	0.14	0.16	0.47	Spur
CO_2	0.03	—	—	0.26	0.10
Cl	0.51	0.28	0.09	0.38	0.07
Summe	101.17	100.59	99.47	101.21	98.64
Specificisches Gewicht	2.62	2.67	2.67	2.78	2.79

Tabelle II.

	I	II	III	IV	V
Si	50.2	49.1	51.9	43.5	45.0
Ti	0.3	0.2	0.4	0.5	—
Al	23.1	22.3	22.1	21.0	19.7
Fe	2.7	4.7	3.7	7.6	8.6
Mg	0.8	2.6	1.5	7.5	8.4
Ca	2.4	4.2	4.3	7.0	9.3
Na	13.6	11.1	11.4	9.9	7.3
K	6.9	5.8	4.7	3.0	1.7

Betrachtet man die Zahlen der Tabelle II von den Gesichtspunkten, die Rosenbusch l. c. geltend gemacht hat, so ergibt sich Folgendes:

I entspricht ziemlich gut den φ -Magmen, doch ist der Gehalt an Ca etwas hoch; eine Erscheinung, die bei trachytischen Phonolithen gewöhnlich gefunden wird.

II und III nehmen unter mehreren Rosenbusch'schen Magmen eine vermittelnde Stellung ein; für γ und δ ist Si zu niedrig, für ψ die Alkalimetalle zu hoch; am nächsten kommen sie den

diese dem Verhältnis $Ca : Na : K$ zugeordneten Punkte als Analysenorte bezeichnen.

Es ist nun zunächst die Aufgabe zu lösen, den Analysenort für eine gegebene Analyse zu finden. In den Mittelpunkt des gleichseitigen Dreieckes legen wir den o -Punkt eines Coordinatensystems, ferner legen wir eine Axe durch die Mitte und das K -Eck, eine zweite durch die Mitte und das Na -Eck. Bezeichnen wir die Coordinaten eines Analysenortes vom Mittelpunkt gegen das K -Eck mit k , gegen das Na -Eck mit n , so gelten, wofern das Verhältnis der Feldspathbasen durch $Ca : Na : K$ ausgedrückt wird, folgende Gleichungen:

$$n = \frac{Na - Ca}{Ca + Na + K} \qquad k = \frac{K - Ca}{Ca + Na + K}$$

Den Beweis für die Richtigkeit dieser Beziehung zu geben, ist hier nicht nöthig. Die Beziehung zwischen n und k einerseits, dem Verhältnis $Ca : Na : K$ andererseits ist dieselbe wie zwischen den Miller'schen Indices hkl einer Krystallfläche im Octanten $100:010:001$ und den Goldschmidt'schen Symbolen pq in gnomonischer Projection auf (111) .¹⁾

Die wirkliche Eintragung der so gefundenen Coordinaten würde ein Coordinatenpapier erfordern, dessen Linien sich unter 60° schneiden. Trägt man aber die gefundenen Coordinaten in gewöhnliches Millimeterpapier mit rechtwinkligen Axen, so bleiben alle Beziehungen die gleichen, nur erfüllen die Analysenorte anstatt eines gleichseitigen Dreieckes ein gleichschenkeliges mit dem Ca -Eck am Scheitel. Die Verzerrung, welche durch diese homogene Deformation herbeigeführt wird, fällt nicht in's Gewicht gegenüber dem Vortheil, das leicht zu beschaffende Millimeterpapier verwenden zu können.

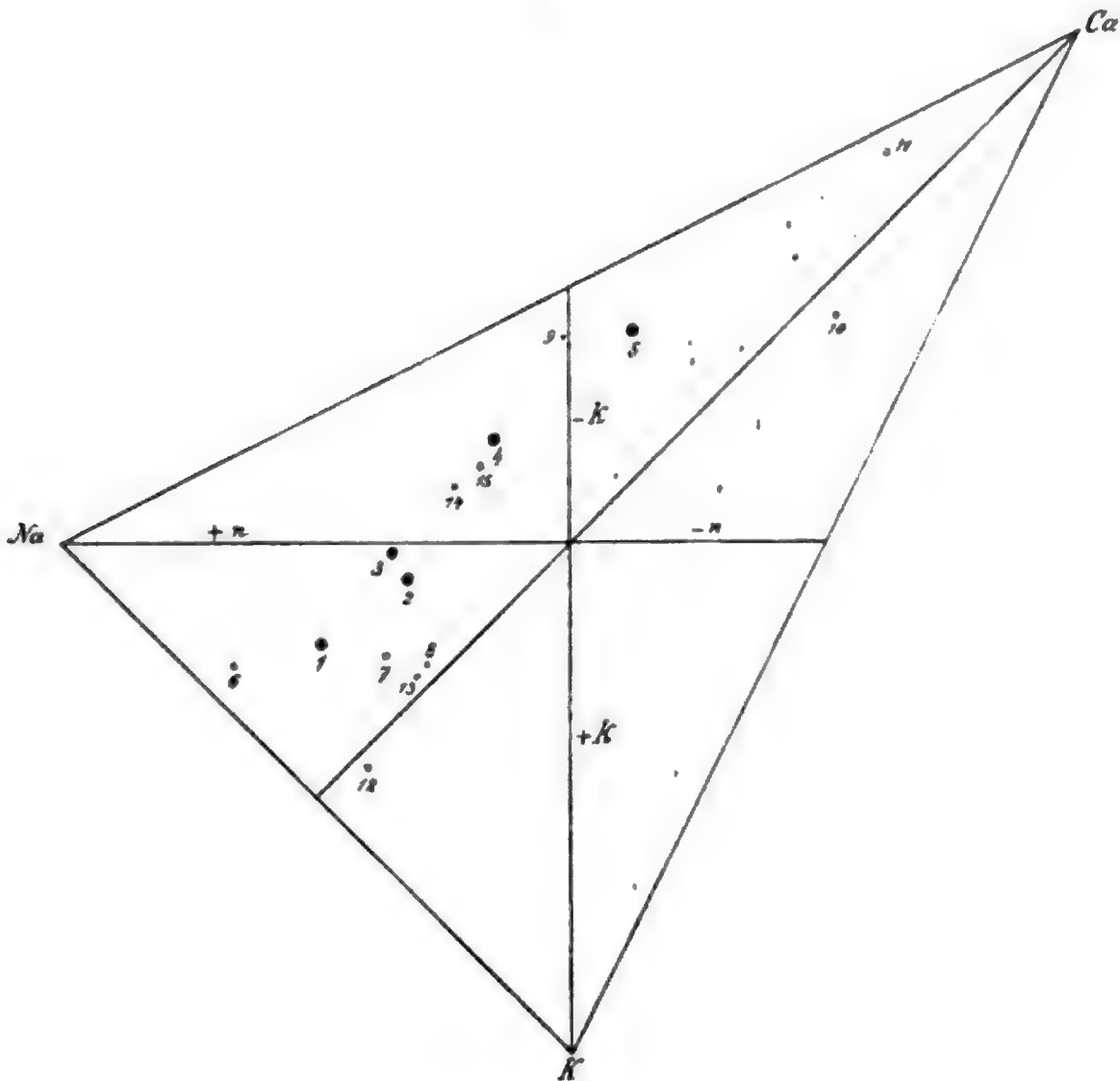
Durch die K - und die Na -Axe, sowie durch die Höhenlinie des gleichschenkligen Dreieckes zerfällt dasselbe in 6 kleinere Dreiecksfelder, für welche folgende Verhältnisse der Feldspathbasen charakteristisch sind:

1. $K > Na > Ca$; $+k > +n$; Kalinatronfeld.
2. $Na > K > Ca$; $+k < +n$; Natronkalifeld.
3. $Na > Ca > K$; $-k + n$; Natronkalkfeld.
4. $Ca > Na > K$; $-k > -n$; Kalknatronfeld.
5. $Ca > K > Na$; $-k < -n$; Kalkkalifeld.
6. $K > Ca > Na$; $+k - n$; Kalikalkfeld.

¹⁾ Siehe V. Goldschmidt, Index der Krystallformen. I, pag. 45.

Fig. 1 in den starken schwarzen Punkten die Analysenorte. Man sieht, dass 1, 2 und 3 in das Natronkalifeld fallen, die letzten beiden aber hart an die Grenze des Natronkalkfeldes, in dem 4 gelegen ist. 5 liegt im Kalknatronfeld. Die mit kleineren Punkten bezeichneten Analysenorte werden später erläutert werden. Fig. 2 gibt im Verti-

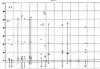
Fig. 1.



calfeld die Analysen derselben 5 Gesteine in den ausgezogenen Linien. Es wurde nicht das ganze Verticalfeld abgebildet, sondern nur der Theil, in welchem die verglichenen Analysen sich projiciren. Die Ziffern an der Abscisse geben die Grösse von a gemäss der oben angeschriebenen Formel. Der Endpunkt der Abscisse im Ca -Eck würde bei 1.5 liegen. Die Höhen der Ordinaten sind, und zwar Si

ebene über. Es sei mit einem Vektorraum \mathcal{V} über einem Körper K ein Skalarprodukt $\langle \cdot, \cdot \rangle$ versehen. Die durch dieses induzierte Norm ist gegeben durch

Fig. 1.



Beispiel zur Konstruktion des Spektralmaßes

Die graphische Darstellung kann aus dem vorstehenden mittels der Abbildungen in Abbildung 1 abgelesen werden. Es ist hier die Norm $\| \cdot \|$ durch die Länge der Vektoren u und u^\perp ausgedrückt.

Die Abbildungen des p -Wertes μ_p führen im n -dimensionalen reellen Vektorraum, wenn die n und $n-1$ -ten p -Werte μ_p und μ_{p-1} gegeben sind, zu den n -dimensionalen reellen Vektorräumen U und U^\perp . In Abbildung 1 sind die Abbildungen μ_p und μ_{p-1} durch die Vektoren u und u^\perp dargestellt. Die Abbildungen μ_p und μ_{p-1} sind durch die Vektoren u und u^\perp dargestellt. Die Abbildungen μ_p und μ_{p-1} sind durch die Vektoren u und u^\perp dargestellt.

^{1) Die Konstruktion des Spektralmaßes kann auch mit Hilfe der Abbildungen μ_p und μ_{p-1} durchgeführt werden.}

8. *Fluide* von Hans Fano, München, *Beobachtungen der Wiener Akademie* III, III, 1876, Nr. 9.

12. *Speziell* (Hölder, *Mathematische Werke*, Berlin, *Beobachtungen der Wiener Akademie*, III, III, 1876, Nr. 9.

Das Beweise der reellen Topologie ist unter dem Namen eines „Begriffs“ auch nach ein spezieller Beweis von der Seite der von Kronecker's unvollständigen Analysis dargestellt.

13. *Topologie*, *Mathematische Werke*, II, von Kronecker, II, II, II, 1876, III, III, Kronecker's II, II, III.

Die α und β -Begriffe verhalten sich im Wesentlichen so die Definitionen für γ und δ wie die Begriffe nach im Wesentlichen II und II, wie im Wesentlichen (genauere) Aussagen der Punkte II und II, unter II, II und II.

Die Begriffe der α - und β -Begriffe sind in den Figuren I und II dargestellt.

14. *Speziell*, *Mathematische Werke*, II, von Kronecker, III, *Beobachtungen der Wiener Akademie*, III, III, 1876, III, III, Kronecker's II, II, III.

15. *Speziell*, *Mathematische Werke*, II, von Kronecker, III, *Beobachtungen der Wiener Akademie*, III, III, 1876, III, III, Kronecker's II, II, III.

Die β -Begriffe verhalten sich im β genau so wie γ im γ und δ wie δ im δ (genauere) Aussagen der Punkte der Punkte unter dem Punkte verhalten, so welche die Begriffe der γ und δ -Begriffe im Wesentlichen, die Begriffe der γ und δ -Begriffe im Wesentlichen, die Begriffe der γ und δ -Begriffe, so welche sich, dass in beiden Begriffen der Punkte gegen der Punkte, so welche, dass die Punkte der γ - und δ -Begriffe höher als die Punkte. (Genauere) Aussagen der Punkte (genauere) Aussagen der Punkte, welche die Punkte unter der Punkte im Wesentlichen (genauere) Aussagen der Punkte im Wesentlichen.)

16. *Speziell* (Hölder, *Mathematische Werke*, Berlin, *Beobachtungen der Wiener Akademie*, III, III, 1876, III, III, Kronecker's II, II, III.)

Nach dieser Abschweifung kehren wir zu der letzten Gruppe der Rosenbusch'schen Magmen zurück, den ψ - und π -Magen. Diese liegen alle in den Dreiecksfeldern 4 und 5, und zwar die grosse Mehrzahl in 4. Die π -Magen näher am *Ca*-Eck, doch vielfach sich auch mit den ψ -Magen überdeckend. Zwischen diesen beiden ist es nun nicht mehr möglich, nach dem *Si*-Niveau zu unterscheiden. Der Unterschied der ψ - und π -Magen liegt nicht im *Si*-Gehalt, sondern in dem von Rosenbusch betonten Antagonismus von *Al* und *Mg*. Die π -Magen haben ein höheres *Mg*-, ein niederes *Al*-Niveau, die ψ -Magen umgekehrt.

Zwar ist das *Si*-Niveau auch hier beträchtlich variabel und bei denjenigen Magmen, die sich geologisch an die φ - und ϑ -Magen anschliessen, im allgemeinen niedriger als bei den mit γ - und δ -Magen verknüpften. Die Analyse 5 der Feldspathbasaltlava von Señoreta kann als ein guter Repräsentant dieser *Si*-ärmeren ψ -Magen gelten.

Uebrigens soll nicht verschwiegen werden, dass für diese Gruppe von Gesteinen die graphische Darstellung im *Ca* : *Na* : *K*-Feld von minderer Bedeutung erscheint, und dass man für diese alkaliarmen Gesteine vielleicht zweckmässiger als Grundlage das Verhältnis *Al* : *Fe* : *Mg* oder ein ähnliches nehmen könnte.

Bezüglich der Gesteine 2 und 3 lehrt nun der Vergleich mit den typischen Vertretern der Rosenbusch'schen Magmen die Richtigkeit der Behauptung, dass dieselben zwischen den Trachyten und den typischen ϑ -Magen stehen, und rechtfertigt somit die Bezeichnung „tephritischer Trachyt“. ¹⁾ Es dürfte auch gerechtfertigt erscheinen, dass diese Gesteine trotz des stark hervortretenden Gehaltes an Plagioklas und Hornblende nicht zu den andesitischen Trachyten gerechnet wurden. Die Vertreter dieser Gruppe haben ein höheres *Si*- und ein niederes *Al*-Niveau bei ähnlich hoher Abscisse. Dagegen kommt den phonolithischen Trachyten Rosenbusch's

¹⁾ Gleichberechtigt wäre nach dem chemischen Bilde die Bezeichnung „trachytischer Tephrit“. In der französischen Nomenclatur würden diese Gesteine als Lencotephrite à Sanidine bezeichnet werden. Der Grund, weshalb ich mich nicht entschliessen konnte, die Gesteine der Tephritgruppe einzuverleiben, liegt in dem Vorwalten des Sanidins unter den Einsprenglingen und dem trachytischen Habitus. Die phonolithoiden Tephrite, die ähnliche Zusammensetzung haben (im böhmischen Mittelgebirge sind solche nicht selten), haben einen anderen Habitus und entbehren nie der charakteristischen Einsprenglinge aus der Hauyngruppe.

wohl eine niedrigere Abscisse und im Dreiecksfeld ein näher an die *Na-K*-Linie gerückter Analysenort zu. Sie würden mit ihrer *Si*-Ordinate zwischen die mit φ und γ bezeichneten Analysen 6 und 13 sich einschieben.

Auch die Stellung von Analyse 1 (trachytischer Phonolith) lässt die Beziehung dieses Gesteins zu den typischen Phonolithen und Trachyten gut hervortreten. Eine ähnliche Stellung kommt auch vielen der böhmischen Phonolithe zu.

Analyse 4 erweist sich als ein ganz abnormer Typus. Nach dem Analysenort im Dreiecksfeld, sowie nach der Ordinate für *Si* und *Al* im Verticalbild würde sich dieses Gebilde annähernd zwischen basische Andesite und Tephrit einstellen. Doch bewirkt der hohe *Mg*-Gehalt eine bemerkenswerte Abweichung, welche wohl damit zusammenhängt, dass wir es hier mit einem Differenziationsproduct zu thun haben, in welchem *Mg*-reiche Bestandtheile auffallend angehäuft sind.

Analyse 5 lässt erkennen, wie ein analoger Process schliesslich zu einem basaltischen Gestein führen kann. Analyse 5 zeigt die in 4 begonnene Veränderung weiter fortgeführt: Anreicherung an *Mg* und *Fe* bei gleichzeitiger Steigerung von *Ca*, und Hand in Hand damit Abnahme von *Al*. Für diese Auffassung erscheint nur *Si* in 4 ein wenig zu niedrig. Doch ist zu bemerken, dass in diesem Gestein die Imprägnation mit Meersalzen den grössten Betrag erreichte, wodurch natürlich *Ca* und *Na* gehoben, *Si* relativ vermindert wird.

Graphischer Ausdruck der Gauverwandtschaft.

Wenn man für eine grössere Anzahl von Analysen verschiedener Herkunft die Analysenorte in das Dreiecksfeld einträgt, so ergibt sich, dass dieselben nicht gleichmässig über die 6 Dreiecksfelder vertheilt sind. Die grosse Mehrzahl fällt in die Felder 2, 3, 4. Weniger Analysenorte fallen in das Feld 1, noch seltener sind sie in Feld 5, am seltensten in Feld 6.

Trägt man Analysenorte aus einem zusammengehörigen Eruptivgebiet ein, so zeigt sich in der Regel, dass die Verstreuung eine geringere wird und in vielen Fällen beobachtet man, dass die Analysenorte sich längs eines Streifens zusammendrängen, der irgendwo in den Feldern 1 oder 2 beginnt und gegen das *Ca*-Eck hinzieht.

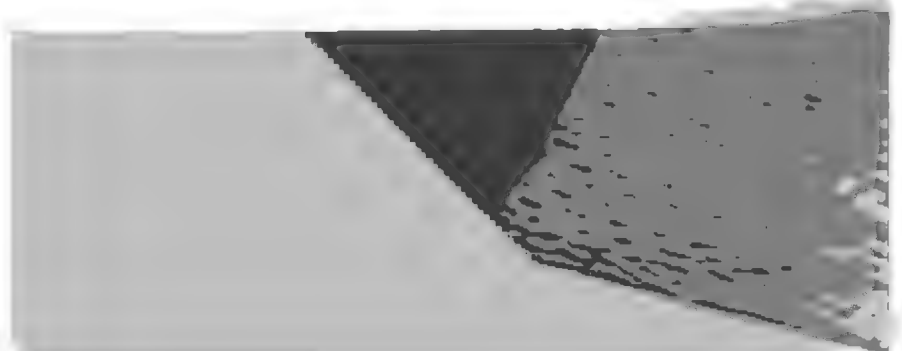
Diese streifenweise Anordnung scheint nach meinen bisherigen Erfahrungen, die noch nicht als abgeschlossen angesehen werden können, bei Analysen, die vom selben Analytiker herkommen, deutlicher zu sein. Einzelne aberrante Analysen kommen aber überall vor.

Entspricht diese Anordnung in einem Streifen der Wirklichkeit, so würde sie besagen, dass bei der Differenzierung innerhalb eines Magmabassins das Verhältnis von *Ca* zu den Alkalimetallen stärker verändert wird als das Verhältnis von *K* und *Na* zu einander. In manchen Fällen beobachtet man aber deutlich, dass der Streifen sich mit der Annäherung an die *K-Na*-Linie gegen das *K*-Eck umbiegt, was besagen würde, dass bei einer Differenzierung, durch welche die Alkalien im Magma angereichert werden, gleichzeitig *K* gegen *Na* mehr hervortritt. Damit ist dann häufig eine merkliche Zunahme des *Si* verbunden. In Fig. 1 tritt diese reihenweise Anordnung bei den Analysen 1—5 deutlich hervor; das Umschwenken gegen das *K*-Eck ist nur schwach angedeutet, ebenso ist die Zunahme der *Si*-Ordinate nur schwach.

Man kann diese reihenweise Anordnung zahlenmässig darstellen, indem man die Punkte ermittelt, in denen eine durch den Streifen der Analysenorte gezogene Linie die *K*- und *Na*-Axe schneidet. Die folgenden Zahlen wurden so für eine Anzahl von Eruptivgebieten ermittelt, in denen die Reihung deutlich hervortrat.

	Es wird geschnitten	
	die <i>Na</i> -Axe	die <i>K</i> -Axe
Columbretesgesteine	$n = + 0.3$	$k = - 0.3$
Columbianische Andesite und Dacite nach Küch	+ 0.33	- 0.33
Gesteine von Electric Peak nach Iddings	+ 0.35	- 0.25
Abnormale Gesteine von Absaroka range nach Iddings	+ 0.1	- 0.1
Gesteine des böhmischen Mittel- gebirges	+ 0.25	- 0.25
Vesuvlaven	- 0.15	+ 0.2

Die Verticalfelder solcher Eruptivgebiete unterscheiden sich meist sehr deutlich von einander. Im Verticalbild einer Reihe von Analysen gauverwandter Gesteine liegen die Ordinaten der verschiedenen Stoffe in einem stetigen



Niveau, welches viel geringere Schwankungen nach auf- und abwärts erkennen lässt, als wenn Gesteine von verschiedenen petrographischen Provinzen verglichen werden. Diese charakteristischen Niveaux sind für die einzelnen Eruptivgebiete verschieden.

Bei den Columbretesgesteinen tritt dies sowohl beim *Si* als beim *Al* recht auffällig zu Tage. In denselben Abscissen lägen beispielsweise die *Si*-Ordinaten der von K ü c h zusammengestellten Analysen columbianischer Gesteine (Dacite und Andesite) viel höher, die *Al* Ordinaten niedriger; ebenso verhalten sich die Gesteine von Electric Peak nach Iddings, die ungarisch-siebenbürgischen Gesteine u. s. f. Dagegen geben die Gesteine von Absaroka range (Iddings), die Gesteine des böhmischen Mittelgebirges u. A. ähnliche Niveaux wie die Columbretesgruppe. Eine auffallende Aehnlichkeit fand ich aber bei dem Vergleich der Columbretesgesteine mit denen vom Mte. Ferru auf Sardinien. Doelter verdankt man eine ziemliche Reihe von Analysen dieses Gebietes. Es sind die folgenden:

6. Phonolith, Mte. Ferru, Doelter, Die Producte des Vulcans Mte. Ferru auf Sardinien, Druckschr. d. Wiener Akad., 39, 1878, pag. 22, bereits als Typus für das φ -Magma angeführt.
7. Sanidin-Plagioklas-Trachyt, ebendas., pag. 11.
8. Sanidin-Augit-Trachyt, ebendas., pag. 14.
9. Olivin-Plagioklas-Basalt (Feldspathbasalt) von S. Leonardo, ebendas., pag. 30.
10. Leucitbasalt von Scanu, ebendas., pag. 40.
11. Olivinfreier Plagioklas-Basalt, zwischen Macomer und Bosore, ebendas., pag. 26.

Diese, sowie die früher zum Vergleich herangezogenen Analysen 12 bis 15 sind in Tabelle III, ihre auf 100 umgerechneten Metallatomzahlen in Tabelle IV zusammengestellt (vergl. pag. 326).

Die Analysenorte dieser Gesteine sind in Fig. 1 durch kleinere Kreise und die hinzugesetzten Ziffern bezeichnet. In Fig. 2 sind nur die Verticalbilder der Analysen 6—10 eingetragen; 11 fällt stark aus der Reihe heraus und hat als extrem alkaliarmes Gestein für die Vergleichung mit Columbretes keine Bedeutung. Wie man sieht, fallen die *Si*- und *Al*-Ordinaten von Columbretes und Mt. Ferru ziemlich gut in dasselbe Niveau. In der basischen Reihe treten aber bemerkenswerte Unterschiede hervor: in Columbretes ist *Mg* nahe

Tabulle III.

	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
SiO ₂	53.95	57.01	55.11	45.51	42.30	52.27	70.01	59.2	47.4	61.26
Al ₂ O ₃	23.82	20.81	20.91	18.01	18.22	21.01	17.63	18.6	23.7	16.15
Fe ₂ O ₃	2.68	4.13	6.11	15.75	17.30	9.10	0.56	—	6.8	4.39
FeO	—	—	—	—	—	—	—	6.1	3.5	2.66
MnO	Sp.	—	—	—	Sp.	Sp.	—	—	—	—
MgO	0.55	1.23	1.21	5.99	6.66	5.22	0.11	1.1	2.0	2.91
CaO	0.99	2.91	3.54	8.11	11.01	9.18	0.81	3.0	6.5	5.75
Na ₂ O	10.03	5.92	5.31	4.60	1.31	2.15	3.92	4.9	6.4	4.93
K ₂ O	5.79	6.30	7.52	0.88	2.93	0.65	6.55	6.7	3.3	2.65
H ₂ O	1.89	1.41	1.04	0.92	0.55	0.91	0.54	1.1	1.7	0.15
SO ₃	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	Sp.	—	—	—	—	—
	99.70	99.72	100.75	99.77	100.28	100.49	100.13	100.7	101.3	100.85

F. Becke.

Tabulle IV.

	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
Si	47.9	52.3	50.2	42.9	40.4	50.3	64.6	54.2	43.1	56.1
Al	24.9	22.4	22.4	20.0	20.5	23.8	19.2	20.1	25.4	17.4
Fe	1.8	2.8	4.1	11.1	12.4	6.6	0.4	4.7	7.3	5.0
Mg	0.7	1.7	1.7	8.4	9.5	7.5	0.2	1.5	2.7	4.0
Ca	0.9	2.9	3.5	8.2	11.2	9.4	0.8	2.9	6.3	5.7
Na	17.2	10.5	9.4	8.3	2.4	2.0	7.0	8.7	11.3	8.7
K	6.6	7.4	8.7	1.1	3.6	0.4	7.8	7.9	3.9	3.1

= Fe ; am Mt. Ferru stets $Mg < Fe$. Insbesondere die beiden Trachyte 7 und 8 lassen eine grosse Aehnlichkeit mit den trachytischen Gesteinen von Columbretes erkennen; doch liegen ihre Analysenorte näher an dem Kalinatronfeld, was auf einen höheren Sanidingehalt, resp. grösseren Kalireichthum des monoklinen Feldspathes bei den sardischen Gesteinen hindeutet.

Es ist in dieser Abhandlung nicht der Ort, alle Consequenzen zu verfolgen, die sich aus einer derartigen graphischen Darstellung der Gesteinzusammensetzung ergeben. Ich glaube aber, dass sie zur Darstellung der Gauverwandtschaft, zu Zwecken des Vergleiches und auch als Hilfsmittel bei der Systematik der Gesteine nützlich sein dürfte. Ich hoffe Gelegenheit zu haben, die Resultate, die sich aus einer vollständigeren Anwendung dieses Hilfsmittels auf die verfügbaren Gesteinsanalysen ergeben, einmal eingehender darzulegen. Hier wollte ich nur die Anwendung in einem speciellen Falle demonstrieren.

4. Anhang.

Einiges über die Beziehung von Pyroxen und Amphibol in den Gesteinen.¹⁾

Bei einer übersichtlichen Betrachtung der Erstarrungsgesteine zeigen sich zwischen diesen beiden Mineralgruppen sehr mannigfache und zum Theil scheinbar widersprechende Altersbeziehungen. Schon vor mehr als einem Decennium habe ich gelegentlich auf den Gegensatz hingewiesen, der diesbezüglich zwischen den körnigen Massengesteinen und den vulcanischen Gesteinen (damals wurde gesagt älteren und jüngeren Eruptivgesteinen) festzustellen ist.²⁾

In vielen Gesteinen von granitischer Textur (Syenite, Augit-Diorite, Monzonite, Teschenite, gewisse Gabbroarten) ist Pyroxen

¹⁾ Das Wesentliche dieser Auseinandersetzungen wurde in der Monatsversammlung des deutschen naturwissenschaftlich-medicinischen Vereines für Böhmen, „Lotos“ am 2. Mai 1896 vorgetragen. Während der Correctur erhielt ich durch die Freundlichkeit des Autors: Ernst Esch, Die Gesteine der Ecuatorianischen Ost-Cordillere. Die Berge des Ibarra-Beckens und der Cayambe. Inaugural-Dissertation, Berlin 1896, welcher das hier erörterte Problem pag. 26 ff. im selben Sinne behandelt und durch Experimente die auch von mir verfochtene Ansicht stützt.

²⁾ Vergleiche diese Mittheil., V, pag. 171.

das ältere Glied, und bildet Kerne innerhalb der Hornblendekrystalle. Bisweilen wird man zu der Annahme einer einfachen Fortwachsung der Augitkrystalle als Hornblende geführt¹⁾, bisweilen wird man zu der Annahme genöthigt, dass der Ausscheidung von Hornblende eine Resorption des Augits vorangegangen oder mit ihr verbunden gewesen sei.²⁾ Solche Umbildungen erfolgen allerdings häufig „secundär“ nach erfolgter Erstarrung des Gesteines (Uralit, schilfige Hornblende, Smaragdit), aber in vielen Fällen kann man diese metamorphe Hornblende deutlich unterscheiden von der im Laufe der Erstarrung des Gesteins auf Kosten des Pyroxens gebildeten magmatischen.

Umgekehrt findet man in vielen porphyrischen Gesteinen Augit auf Kosten der älteren Einsprenglinge von Hornblende gebildet, und der oft beschriebene Corrosionssaum der Hornblende in Trachyten, Phonolithen, Tephriten, Andesiten, Basalten besteht in der Regel neben Magnetit und anderen Nebenproducten zum grossen Theil aus homoax aus der Hornblende hervorspriessenden Augit-Kryställchen. Auch in den Columbretesgesteinen ist die Erscheinung schön zu sehen und ist pag. 170 dieses Bandes beschrieben worden.

Mit dieser Umwandlungserscheinung beschäftigt sich eingehend eine ausführliche Abhandlung von Henry S. Washington³⁾, die mir erst bekannt wurde, als der grösste Theil der vorliegenden Arbeit schon niedergeschrieben war. Mit den meisten Ausführungen des Verfassers bin ich völlig einverstanden, so namentlich auch mit seiner Ansicht, dass man die Umwandlung von Hornblende in Pyroxen und Magnetit nicht so sehr als eine Auflösung (= Verflüssigung) der Hornblende und darauf folgende Wiederauskrystallisirung von

¹⁾ Vergleiche zum Beispiel Rohrbach, Ueber die Eruptivgesteine der schles-mährischen Kreideformation. Diese Mittheil., VII, pag. 25.

²⁾ Die letztere Erscheinung ist so häufig, dass es kaum nöthig ist, besondere Beispiele anzuführen. Vergleiche die Angaben bei Rosenbusch, Physiographie der Massengesteine, Capitel Syenit, Diorit, Gabbro etc., vergleiche u. A. Martin. Gabbro von Ronsperg, diese Mittheil., XVI, pag. 105. Martin spricht zwar auch von einer gleichzeitigen Bildung von Diablas und Hornblende, aber die Art, wie insbesondere im Querschnitt (Tafel II, Figur 1) Hornblende in der Richtung der Spaltflächen des Diablas vordringt, und dort, wo sich zwei solche Richtungen treffen, anschwillt, lässt wohl den Schluss zu, dass auch hier die Hornblende auf Kosten des Diablas entstand.

³⁾ The magmatic alteration of Hornblende and Biotite. The Journal of Geology. April-May 1896.

Pyroxen und Magnetit auffassen dürfe, sondern als eine Umwandlung, welche sich am starren Krystall nach Art einer paramorphen Umlagerung vollzieht, einer Anschauung, welche auch schon von anderer Seite ¹⁾ angedeutet worden ist.

Hienach ergäbe sich als allgemeine Regel: in den Tiefengesteinen bildet sich Hornblende auf Kosten des Pyroxen, in den Ergussgesteinen Pyroxen auf Kosten der Hornblende.

Von dieser Regel gibt es eine bemerkenswerte Ausnahme. In den Eläolithsyeniten — also einem Tiefengestein — wird häufig beobachtet, dass Amphibolminerale randlich in ein ägirinreiches Gemenge umgewandelt werden. Es ist bemerkenswert, dass diese Umwandlung nur bei sehr alkalireichen Amphibolen platzgreift, und dass bei ihr jene alkalireichen und leicht schmelzbaren Pyroxene entstehen, welche in der Krystallisationsfolge eine von allen anderen Pyroxenen abweichende Stellung einnehmen, indem ihre Bildungsepoche der Schlusserstarrung des Gesteins angehört. Von dieser Ausnahme sehen wir im folgenden ab; sie vermag die oben ausgesprochene Regel nicht umzustossen, sondern nur von ihrem Geltungsbereich eine chemisch wohl charakterisirte Gesteinsgruppe auszuschliessen.

In denselben Gesteinen, in denen die älteren Hornblendeeinsprenglinge im Laufe der magmatischen Entwicklung einer Umbildung zu Pyroxen, gemengt mit anderen Mineralen, unterliegen, kommt aber bisweilen eine zweite Generation von Hornblende in winzigen, häufig xenomorphen Flittern oder Säulchen zur Entwicklung, die offenbar erst bei der Restkrystallisation der letzten Antheile der Grundmasse entsteht. Diese Flitter sind alsdann frei von Corrosionserscheinungen. Aehnliche Verhältnisse zeigen sich auch am Biotit. Die Erscheinung ist nicht gerade häufig, wie es scheint. Einige mir durch Autopsie bekannte Fälle will ich hier anführen.

In ganz auffälliger Weise finden sich corrodirt Hornblendeeinsprenglinge und nicht corrodirt Hornblendeflitter in der Grundmasse in dem tephritischen Trachyt von Bauzá (vergleiche diesen Band, pag. 167).

In den camptonitischen Ganggesteinen, welche den Granit am Südabhange des Mulatto bei Predazzo durchsetzen,

¹⁾ Siehe Richard Kuch in W. Reiss und A. Stübel, Geologische Studien in der Republik Columbia. I. Petrographie. 1. Die vulcanischen Gesteine. Berlin 1892. Besonders pag. 56.

erhalten unter kaltem Druck mit einer kalten Flüssigkeit (z. B. Wasser) erhalten die Larven ebenfalls in eine Schmelze von Eizellen. Es ist gegen den kalten Druck des Eizellensystems (Eizellensystem) nicht, Temperatur der Eizellen) zu halten. Die Schmelze dieser Eizellen wird durch eine Linie dargestellt, die von dem Anfangspunkt α gegen den Eizellensystem zeigt.

Über diese Eigenschaften sollen wir nach späteren Fällen bei den Eizellen.



1. Die Eizellen der Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen der Eizellen sind unter kaltem Druck in der Zeit der Eizellen. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten.

2. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten.

1. Eizellen der Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten. Die Eizellen sind unter kaltem Druck zu erhalten.

Wenn eine chemisch einfache Schmelze bei constantem Druck Wärme abgibt, wird zunächst die Temperatur sinken, bis der Erstarrungspunkt der Substanz erreicht ist; weitere Wärmeabgabe bewirkt dann Erstarrung, und zwar wird die Erstarrung successive in der Masse eintreten, dass die Wärmeabgabe durch die Erstarrungswärme gedeckt wird, bis die ganze Masse erstarrt ist. Die Temperatur bleibt dabei constant auf dem Erstarrungspunkt. Erst von dem Moment, wo alles starr geworden, bewirkt weitere Wärmeentziehung ein weiteres Sinken der Temperatur.

Die natürlichen Magmen sind aber keine einfachen chemischen Substanzen, sondern Gemenge; und bei diesen wird der Vorgang etwas modificirt. ¹⁾ Die Mischung bleibt flüssig auch bei Temperaturen, die unter dem Schmelzpunkt des strengstflüssigen Bestandtheils liegen. Und während endlich bei niederen Temperaturen Erstarrung beginnt, wird die Temperatur allmählich sinken; und erst bei einer Temperatur, welche unter Umständen beträchtlich tiefer liegen kann, als der Schmelzpunkt des leichtest schmelzbaren Bestandtheiles, wird die ganze Masse erstarrt sein. Zwischen dem ganz flüssigen und dem ganz starren Zustand liegt also bei einer gemischten Schmelze nicht ein constanter Schmelzpunkt, sondern ein grösseres oder kleineres Temperaturintervall, innerhalb dessen das Magma aus einem Gemenge flüssiger und starrer Theile besteht.

Für ein Magma von bestimmter chemischer Beschaffenheit wird es aber eine obere Temperaturgrenze F geben, oberhalb deren alles flüssig ist, und eine untere S , unterhalb deren alles starr ist. Für ein gegebenes Magma sind F und S abhängig vom Druck, und zwar müssen diese Punkte, wie man aus den Untersuchungen von Barus

insbesondere von Reyer eingehend behandelt wurde. Der Gang der Zustandsänderungen des Magmas würde dann an einem Punkte oben rechts von der Linie SS beginnen und horizontal gegen A hinziehen. Ich möchte nur bemerken, dass der Eintritt einer tangentialen Spannung, die bei sich faltenden Rindentheilen den Faltungs- und Ueberschiebungsbewegungen vorangeht, auf die unterhalb liegenden Theile der Erdrinde wie eine Druckentlastung wirken muss. Damit wäre aber dann die Möglichkeit einer Verflüssigung von Rindentheilen, einer Durchschmelzung im Sinne von Suess und M. Lévy im gefalteten Gebirge einzusehen.

¹⁾ Vergleiche Ostwald, Lehrbuch der allgemeinen Chemie. 1891, I, V. Abschnitt, 7. Capitel, 2. Auflage.

über die Schmelzpunkte von Silicaten entnehmen kann, mit dem Druck ansteigen.¹⁾

In der Figur deuten *FF* und *SS* diese Curven an. Oberhalb *FF* befinden sich also Temperaturen und Drucke, bei denen das Magma ganz flüssig ist, unterhalb *SS* ist es ganz starr, im Zwischenraum besteht das Magma aus einem Gemenge fester und flüssiger Theile.

Nun zur Frage der Hornblendebildung. Es ist bekannt, dass Hornblende bei Atmosphärendruck und hoher Temperatur nicht bestandfähig ist. Schmilzt man Hornblende und lässt erstarren, so bildet sich Pyroxen neben anderen Zersetzungsproducten. Chrustschoff²⁾ erhielt Hornblende in geschlossenen Gefäßen bei einer Temperatur von 550° C. und Gegenwart von Wasser, hiebei musste sich ein höherer Druck entwickeln; derselbe mag ungefähr zweihundert Atmosphären betragen. Zwischen den beiden Punkten des Coordinatensystems: Druck = 1 Atmosphäre, Temperatur einer basischen Silicatschmelze (ungefähr 900—1000° C.) und: Druck = 200 Atmosphären, Temperatur 550°, müsste also eine Bestandesgrenze für die Hornblende liegen. Unterhalb derselben ist die Hornblende bestandfähig, oberhalb derselben nicht. Dass die Hornblende durch höhere Temperaturen zersetzt wird, ist wohl auch schon deshalb wahrscheinlich, weil die meisten Hornblendesorten einen Gehalt an in der Hitze flüchtigen Stoffen besitzen (*F*, *HO*), so dass es wohl für jeden Druck eine Temperatur gibt, bei der diese flüchtigen Stoffe entweichen, die Hornblende also zersetzt wird. Es ist wohl nicht unwahrscheinlich, dass diese Zersetzungcurve mit dem Druck ansteigt. In der Figur ist eine solche Curve eingetragen und mit *HH* bezeichnet. Ich brauche wohl nicht zu erwähnen, dass diese Curve keinen Anspruch auf eine quantitative Bedeutung macht, sondern nur qualitativ zum Ausdruck bringen will, dass die Hornblende mit steigendem Druck bei immer höheren Temperaturen bestandunfähig wird.

Die gegenseitige Lage der drei Linien *FF*, *SS*, *HH* wird nun je nach der chemischen Zusammensetzung des Magmas und nach der Natur des Hornblendeminerales eine verschiedene sein können.

¹⁾ Auf die Lage von *F*, ganz besonders aber auf die von *S* wird auch die Menge der im Magma vorhandenen Gase und Dämpfe einwirken.

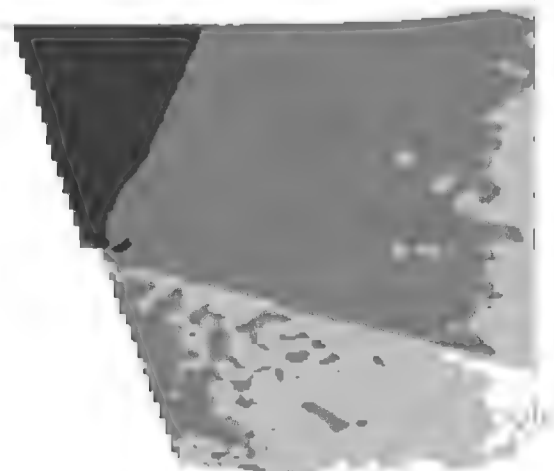
²⁾ Bull. de l'Acad. des Sciences. St. Pétersbourg 1890, XIII.

Wir dürfen aber mit Sicherheit schliessen, dass die Linie *HH* beim Atmosphärendruck unter der Linie *SS* für die gewöhnlichen Silicatmagmen bleibt, dass sie aber für höhere Drucke in den Raum zwischen *SS* und *FF* eintritt.

Nun verfolgen wir den Bildungsweg des Tiefengesteines. Sobald die Curve *FF* bei sinkender Temperatur passirt ist, beginnt die Erstarrung. Wenn vermöge des chemischen Bestandes *Ca-Mg-Silicate* zur Ausscheidung kommen, würde es in dem Falle, den die Zeichnung annimmt, nicht sofort zur Bildung von Hornblende kommen, es könnte aber Pyroxen aus dem Magma auskrystallisiren. Erst wenn bei weiterer Wärmeabgabe auch die Curve *HH* überschritten wurde, kann sich nun auch Hornblende bilden. Ob diese Hornblendebildung lediglich als Fortwachsung der Pyroxene oder aber unter Aufzehrung der zuerst ausgeschiedenen Pyroxenkrystalle sich einstellt, dürfte wohl zumeist vom Temperaturgefälle abhängen. Rasche Abkühlung würde wohl die einfache Fortwachsung, langsame Abkühlung die Umwandlung des Pyroxens begünstigen. Hornblende wird auch bei der Schluss-Erstarrung unter den *Ca-Mg-Silicaten* herrschen.

Anders das Ergussgestein *BB*. Die Zeichnung nimmt an, dass die Abkühlung bis zur Ueberschreitung der Hornblendecurve *HH* vorgeschritten sei. Es werden sich also neben den etwa vorhandenen Pyroxeneinsprenglingen auch schon Hornblendeeinsprenglinge gebildet haben. Wenn die Curve *FF* knapp an *HH* herantritt, kann sogar die anfängliche Ausscheidung von Pyroxen ganz unterbleiben und es können nur Hornblendeeinsprenglinge sich bilden. Nun kommt aber während des Ergusses eine rasche Druckabnahme; die Vorstellung, dass diese das Gestein dem magmatischen Zustand näher bringt, ohne dass die Temperatur eine effective Steigerung erfährt, ist wohl allen Petrographen geläufig. Sie äussert sich in der Annäherung an die Linie *FF*. Früher ausgeschiedene Krystalle werden nun eine Abschmelzung erfahren, die ja unter Umständen, wenn die Curve *FF* überschritten wird, zur völligen Auflösung der älteren Einsprenglinge führen könnte. Jedenfalls geht aber der Zustand des Magmas wieder über die Curve *HH* zurück, d. h. die Hornblende wird bestandunfähig.

Je nachdem nun der Gang von Druck und Temperatur das Magma näher oder minder nahe an die Linie *FF* führt, wird sich eine völlige Auflösung oder eine Umwandlung der Hornblende in



Augit und andere Minerale einstellen, die dem Zustand des Magmas besser angepasst sind. Erfolgt die Schlusserstarrung unter Druck- und Temperaturverhältnissen, bei denen die Hornblendecurve bereits unter *SS* herabgesunken ist, so wird die Schlusserstarrung bloß Augit liefern. Es ist aber leicht verständlich, dass unter Umständen die Linie *BB*, noch bevor *SS* erreicht ist, nochmals *HH* anschneiden kann. Eine Verschiebung von *SS* nach abwärts, wie sie z. B. durch starke Durchgasung wahrscheinlich hervorgebracht würde, oder der bis zum Schluss in einer grösseren Magmamasse auf höherem Niveau erhaltene Druck würde dazu hinreichen. Damit wäre die Wiederkehr der Hornblendebildung bei der Schlusserstarrung mancher Ergussgesteine ebenfalls verständlich gemacht.

Eine besondere Erörterung verlangt noch das Ausbleiben der Corrosion und Umwandlung in glasigen Gesteinen, eine Erscheinung, welche durch viele Beobachter sichergestellt ist. Auch in den Columbretes-Gesteinen ist zu beobachten, dass die magmatische Corrosion der Amphibole in der stark glasigen tephritischen Trachytlava auf ein Minimum reducirt ist (vergl. pag. 175).

Sehr lehrreich sind in dieser Hinsicht insbesondere die Beobachtungen von Küch an den columbianischen Daciten und Andesiten. Küch beobachtete¹⁾, dass in Daciten, in denen die Grundmasse schlierenweise glasig und mikrofelsitisch erstarrte, die Biotite und Hornblenden, soweit sie im Glas liegen, keine Corrosion zeigen, während der Corrosionssaum in den mikrofelsitischen Schlieren merklich entwickelt ist. Dieses Verhalten wird erklärlich, wenn man sich die Natur des Silicatglases als einer überkalteten Schmelze vor Augen hält. Wäre diese Neigung zur Unterkühlung bei den Silicatschmelzen nicht vorhanden, so könnten ja überhaupt glasige Silicatgesteine nicht existiren. Das ganze Gestein befindet sich im Zustand labilen Gleichgewichtes; auch die Hornblenden. Es fehlt aber der Anstoss, der den labilen Zustand in den stabilen überführt. Sobald durch Krystallisation in der Glasmasse — und eine solche ist wohl die primäre Mikrofelsitsubstanz — der Anstoss gegeben ist, beginnt die Umlagerung auch in der Hornblende. Ist in der unterkühlten Schmelze einmal die Temperatur unter die Linie *HH* gesunken, dann unterbleibt die Umwandlung der Hornblende völlig.

¹⁾ l. c. pag. 55, 157.

Im Rahmen der Untersuchungen an der Kaiser-Friedrich-Gesellschaft erkrankte, verstarb etc., im Jahr 1921 das Frau H. geboren 1886 in Berlin, die den Namen und andere persönliche Details des ethnographischen Instituts der Deutschen Universität Frau Hofmann hat mit der Fertigstellung der ethnischen Karte durch mich eine Notiz über erkrankte, sowie folgende Frau Hofmann.

Frau Hofmann ist verstorben am 12. April 1921 in der ersten Abteilung des Hospitals.

Herzogstrasse Institut für Deutsche Ethnologie, 100 100.

XVI. Die Basalte der Steiermark.¹⁾

Von Alois Sigmund.

2. Der Nephelinit und Palagonittuff des Hochstraden.

(Mit 1 Figur im Text.)

Jenseits des Aigenbaches, welcher das Klöcher Basaltgebiet im Westen und Norden umfließt, erhebt sich aus der Murebene ein circa 10 Kilometer langer Bergrücken, der gegen Norden allmählich an Höhe zunimmt und schliesslich zur Kuppe des Hochstraden (607 Meter) anschwillt; dann senkt sich der Kamm, biegt hakenförmig gegen Osten um und verbindet sich schliesslich mit jenem Rücken, der östlich vom Klöcher Schlossberg aus der Murniederung über Aigen in das obere Lendvathal führt.

Der Hochstradner Kogel selbst, der nach Osten umbiegende Flügel, endlich eine Reihe isolirter, in fast gleichen Intervallen von circa 1000 Schritten aufeinander folgender, kleinerer Kuppen, die auf der Kammlinie des nach Süden sich senkenden Rückens angeordnet sind, bestehen aus einem basaltischen Gestein, das stellenweise einer Tuffdecke aufgelagert erscheint.

Der Basalt folgt also einer S-förmigen Linie, welche auch auf D. Stur's geologischer Karte der Steiermark deutlich hervortritt.

Von Süden aus gezählt, reihen sich die Basaltvorkommnisse in folgender Ordnung an einander:

1. Basalkuppe in der Gemeinde Neusetz. Steinbrüche bei den Bauernhöfen des vulgo „Setzschneider“ und „Branntweiner“.

2. Ober dem Dorfe Grössing. Kleine Steinbrüche im Walde links und rechts vom Kammwege.

3. Am Rosenberg (Stainzerleiten).

4. Ober dem Dorfe Frutten.

5. In der Gemeinde Stradenberg.

¹⁾ Vergl. diese Mittheil., Bd. XV, pag. 361.

6. Die halb-ellipsoidische Basaltkuppe des Hochstraden. Diese fällt steil gegen Nordwesten ab; der untere Theil des bewaldeten, klippen- und schluchtenreichen Abhanges wird im Volksmunde „Die Teufelsmühle“ genannt.

7. Die Basaltdecke ober dem Dorfe Waldra. Diese steht mit der Hauptkuppe in Verbindung und zweigt von derselben gegen Osten hin ab. Wie jene gegen Nordwesten, so stürzt diese Decke gegen Nordosten steil ab und bildet hier eine senkrechte, aus aufrechten, circa 20 Meter hohen und 1 Meter dicken Pfeilern bestehende Wand; an deren Fusse breitet sich ein Plateau aus, auf welchem das Dorf Waldra liegt.

In der weiten Bucht, welche von dem weniger steilen Südostabhang der Hauptkuppe und der Südseite der Wand von Waldra umschlossen wird, breitet sich ein Hochplateau aus, welches die zerstreuten Gehöfte des Dorfes Hochstraden trägt.

Ringsum lehnen sich an den Basalt Congerierschichten, welche im Westen, Süden und Südosten bis in's Thal hinabreichen. Der bogenförmige Kamm des eigentlichen Hochstraden ragt circa 70 Meter über die obere Grenze des Congerienlehms empor. Ein schmaler Gürtel sarmatischer Schichten (Hernalser Tegel und Cerithien-Sandstein) lagert am Nordwest-, Nord- und Ostfusse des Berges; diese Schichten bilden auch die Brücke zu dem Aigener Rücken.

Jene isolirten Basaltlager stecken jedoch in einer langgestreckten, neogenen Schotterfläche, welche dem vom Hochstradener Kogel nach Süden abzweigenden Rücken gerade auf dessen Kammlinie zungenförmig aufgelagert ist.

Aus den Tuffen am Hochstraden sind bisher keine Einschlüsse organischer Natur, welche einen sicheren Schluss auf die Bildungszeit derselben und somit auch auf die Eruptionszeit des Basaltes gestatten würden, bekannt geworden. Wenn jedoch der Analogieschluss zulässig ist, dass sie mit den ähnlichen, benachbarten Tuffen der Umgebung von Gleichenberg gleichalterig sind, so wäre ihre Bildung in die Zeit nach Ablagerung der sarmatischen Schichten und nach der Zeit der Eruption der Gleichenberger Augittrachyte, Andesite und Rhyolithe zu setzen. Denn in jenen Tuffen sind einmal eckige Bruchstücke von Cerithienkalk ¹⁾ mit den typischen Leitfossilien

¹⁾ D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 614, al 5.

dunkel gesprenkelte und böckerige Bruchflächen zeigende Varietät — Graupenbasalt.

Die mikroskopische Untersuchung sämtlicher, den bekannten Aufschlüssen des ausgedehnten Gebietes entnommenen Gesteinsproben stellte eine überraschende Uebereinstimmung der Structur und mineralogischen Zusammensetzung derselben fest. Es ist ein Gestein mit einer halbkrySTALLINISCHEN, aus Augit, Magnetit, Nephelin, Hauyn und intersertaler Basis bestehenden Grundmasse, in welcher Augitkrystalle porphyrisch ausgeschieden sind.

Der Olivin spielt im Gestein des Hochstraden eine eigenthümliche Rolle. Manche Gesteinsproben sind ganz olivinfrei, in anderen tritt er in sehr geringer Menge und da aber nicht als wirkliches, gesteinsbildendes Element, sondern als Ansatz- und Resorptionscentrum der grossen Augite auf; er gehörte in diesem Falle einer sehr frühen Generation an, die später gänzlich oder grösstentheils durch das noch nicht völlig starr gewordene, sich noch spaltende Magma aufgelöst und deren Zerfallungsproducte theilweise zum Aufbau jener Augite verwendet wurden. Aus diesem Grunde und weil eine wesentliche Differenz in dem Charakter der olivinfreien und olivinführenden Varietäten nicht constatirt werden kann, ist es meines Erachtens nicht zulässig, den nicht einmal überall den Wert eines accessorischen Minerals besitzenden Olivin bei der Classification des Gesteines in Berücksichtigung zu ziehen.

Nur an einem Punkte, auf der Stainzerleiten, nehmen entweder ganz zu einem rothen Mineral umgewandelte kleine Olivinkörner oder oberflächlich umgewandelte grössere Olivine an der Gesteinsbildung einen untergeordneten Antheil, so dass man höchstens diese Varietät als Nephelinbasalt bezeichnen könnte.

Mit Rücksicht auf die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins, welches den bei weitem grössten Theil des Basaltgebietes bildet, und das Ergebnis der chemischen Analyse des Gesteins vom Nordwestabhange der Hochstradener Kuppe ist dieses als basaltischer Nephelinit zu erklären.

Obwohl das Gestein an fast allen Punkten des Gebietes dieselbe mineralogische Zusammensetzung besitzt, also petrographisch einheitlich struirt ist, zeigen einige wesentliche Gemengtheile an verschiedenen Punkten des Gebietes doch solche charakteristische Verschiedenheiten, dass eine eingehende Behandlung jener Gemeng-

theile als angemessen erscheint. Diese Verschiedenheiten würden es beispielsweise ermöglichen, einen steirischen Basalt nicht allein als einen Basalt vom Hochstraden, sondern auch als einen Basalt von einem bestimmten Punkte dieses ausgedehnten Gebietes zu bestimmen.

Augit.

Dieses Mineral überwiegt alle anderen Gemengtheile weitaus an Menge; es bildet nicht allein den Hauptbestandtheil der Grundmasse, auch die einzigen porphyrischen Ausscheidungen gehören demselben an.

Sowohl die Grundmasse-Augite, als auch die grossen Krystalle sind gut automorph, u. zw. dicksäulenförmig entwickelt und zeigen die an den Augiten des Nephelin-Basanites von Klöch vorkommenden Tracen und Zwillingsbildungen.

Makroskopisch besitzen die grossen Augite, wie schon erwähnt, eine pechschwarze Farbe und starken Glasglanz; im Durchschnitte zeigen sie jedoch einen farblosen Kern und eine grünlichgelbe Hülle. Diese ist bei den Augiten des Südrückens (Neusetz u. s. w.) sehr dünn und, wie besonders an senkrecht zu *c* getroffenen Schnitten deutlich sichtbar, scharf von dem farblosen Kerne abgegrenzt. An einem Querschnitt von 1 Millimeter Durchmesser wurde die Dicke der Hülle mit 0·03 Millimeter gemessen. Die grossen Augite der Hauptkuppe und noch mehr die von Waldra besitzen eine breitere Hülle, deren Färbung allmählich von innen nach aussen zu an Intensität zunimmt.

Die Grundmasse-Augite sind durch und durch grünlichgelb; sie bildeten sich augenscheinlich aus derselben Substanz, welche zum Aufbau der Hülle der grossen Augite verwendet wurde; daraus erhellt, dass sie jünger sind als die grossen Augite und dass ihre Bildungszeit in das Ende der letzteren zu setzen ist. Die optische Untersuchung der grossen Augite ergab ähnliche Resultate, wie sie beim Klöcher Basanite gewolnen wurden.¹⁾

An Schnitten // (100), besonders aber // (010) erkennt man den sanduhrförmigen Bau der Augitkrystalle. Schon im einfachen Lichte unterscheiden sich die lichten Anwachskegel der Pyramiden von den dunkeln der Prismenzone. Im parallel polarisirten Lichte

¹⁾ Vergl. „Die Basalte der Steiermark. I. Das Basaltgebiet von Klöch.“ Von Al. Sigmund. Diese Mittheilungen, 1895, XV, pag. 372—375.

3. An einem Schnitte, in dem die Mittellinie c und die schwach dispergirte Axe, demnach A , sichtbar waren, also //, oder nahezu // zum positiven Orthodom getroffen war:

$$2 V_k = 58^\circ$$

$$2 V_h = 54^\circ 20'$$

Ich bemerke hier, dass die Bestimmung der Lage der Mittellinie naturgemäss nicht absolut genau ausfallen kann, daher Beobachtungsfehler von 1° — 2° kaum zu vermeiden sind. Infolge dessen werden auch die auf anderem Wege gefundenen Werte der Auslöschungsschiefen, welche zur Controle herangezogen werden, mit den unter Anwendung convergent polarisirten Lichtes gefundenen nicht immer vollkommen stimmen. Nach den sub 1 und 3 angegebenen Werten ist

$$c B_k = 12\frac{1}{2}^\circ \quad \text{und} \quad c B_h = 25^\circ,$$

$$B_k c_k = 29^\circ \quad \quad \quad \text{„} \quad B_h c_h = 27^\circ,$$

$$\text{demnach} \quad c c_k = 41\frac{1}{2}^\circ \quad \quad \quad \text{„} \quad c c_h = 52^\circ,$$

während die direct im parallel polarisirten Lichte gemessene Auslöschungsschiefe $c c$ im Kerne = 45° einen um $3\frac{1}{2}^\circ$ höheren Wert liefert. Gut stimmen jedoch die beiderseits gefundenen Werte in der Hülle überein.

Wie im Augit von Klöch ist also auch hier der Winkel, den B in k und h einschliesst, grösser als der, welchen c in k und h und dieser wieder etwas grösser, als der, den A in k und h bildet; dann ist auch hier der Axenwinkel im Kerne grösser als in der Hülle. Da die Axenwinkel in den Kernen des Klöcher und Hochstradener Augites ungefähr dieselben (61° , 58°), in den Hüllen jedoch bedeutend verschieden sind (44° und 54°), so scheinen die Kerne der Augite der beiden benachbarten Eruptionsgebiete eine nahezu gleiche, die Hüllen jedoch verschiedene chemische Zusammensetzung zu besitzen.

Vereinzelt tritt im farblosen Kerne eine grasgrüne, unregelmässig begrenzte centrale Partie auf, welche einen um circa 10° kleineren Axenwinkel als jener besitzt und ähnlich wie bei den Klöcher Augiten den seltenen Rest einer resorbirten älteren Generation von Augiten darstellt.

Die Augite sind sehr reich an mannigfachen Einschlüssen. Die Mitte der grossen Augite birgt Glaseinschlüsse, Dampfporen, Magnetit-

mit Gleichmäßigkeit die gesamte Partie des höchsten Grades bis zum Abbruch durchläuft; die ganze Welle wird immer abwärts, parallel mit der horizontalen asymptotischen Tangentialen umschrieben geführt, während der vertikale Abstand von Höhe. Dies hat seine Ursache, daß sich eine nach abwärts gerichtete Kraft mit abnehmender Forme.

Die diese Beschleunigung kann allgemein werden, das die in der Richtung der ersten Linie auch für die Haupt- und Mittel-Linien und der Rest der Tangential der Linie mit dem Anfang der Abweichung der Tangente zusammen.

In einem Punkt Höhe von Beschleunigung, Beschleunigung wird durch die die horizontale Tangentialen Linie und Mittel-Linien, die durch die asymptotische Tangente zusammengeführt werden wird, wobei nur einer dieser Punkte von Anfang, welche durch die geometrischen Methoden der horizontalen Linie ist, verbunden; die zweite geometrische Linie wird mit dem Mittel von der ersten Linie geometrisch verbunden verbunden.

Die gesamte Linie des Epitrochoids von Welle wird durch die Punkte der Tangentialen der Tangente mit der in der die Beschleunigung verbunden werden eine Linie Tangentialen.

Das Haupt

Welle der Forme mit derselben Methode in der die Beschleunigung, asymptotische Tangentialen der Tangente und der Beschleunigung zusammen mit der Welle verbunden wird verbunden und mit dieser Beschleunigung von Welle. In der Richtung der Welle, in welcher die Tangente gehen mit abnehmender abwärts wird, wird Welle und Tangente, ganz Tangente, asymptotische Linie, in welcher nur Linie geht, ohne in welche Tangentialen nicht.

Die Welle wird in der Richtung nach abwärts verbunden und gehen.

Die Tangente gehen die Tangente Tangentialen, die Beschleunigung Tangente und die Welle Welle asymptotische Tangente, welche Tangentialen, Tangente Tangente sind Linie parallel mit der Tangentialen der Tangente zusammen.

Welle der Tangentialen ist Tangente gehen die die Tangente Tangente und Tangente mit Welle Tangentialen Tangente.

Hauyn.

An allen Punkten des Basaltgebietes bildet der Hauyn einen wesentlichen Bestandtheil der Grundmasse. An Menge kommt er dem Nephelin gleich. Doch ist sein Habitus an verschiedenen Punkten des Gebietes so verschieden und für bestimmte Punkte wieder ein derart constanter und charakteristischer, dass man beispielsweise, wie beim Augit, aus diesem auf die Fundstelle schliessen kann.

Die Hauyne des Gesteins von Waldra zeigen unter allen Hauynen des Gebietes die deutlichsten Krystallformen. Es sind verhältnismässig grosse Krystalle von 0·01 bis 0·25 Millimeter Durchmesser. Sie besitzen eine farblose breite Hülle und einen bläulichgrauen Kern von wolkenähnlichem Umrisse, welcher meist eine Unzahl äusserst kleiner, regellos gelagerter, opaker Einschlüsse birgt. Seltener sind diese in einfachen Reihen oder zu einem sechsstrahligen Sterne angeordnet. Vereinzelt kommen hier augenähnliche Hauyne vor, mit dunklem Kerne und einem schmalen, aus jenen Einschlüssen gebildeten Ringe. Die Dodekaeder des Hauyns treten entweder einzeln oder — meist zu dreien — vereinigt in der Grundmasse auf.

Den Hauynen des Gesteins vom Nordwestabhange der Hauptkuppe und der isolirten Basaltlager am Südrücken sind hingegen das bekannte charakteristische Strichnetz eigenthümlich. Zudem sind sie weniger gut automorph entwickelt. Trotz Anwendung sehr starker Vergrösserung (800) konnte ich keine Incontinuität in den schwarzen Strichen constatiren, so dass ich der üblichen Annahme, jene schwarzen Striche wären aus Glaseinschlüssen und Gasporen zusammengesetzt, für diesen Fall nicht beipflichten kann. Die haar-scharfen Striche ragen oft mit ihren Enden weit in die farblose Rinde der Krystallkörner hinein.

Bei Frutten und in der Gemeinde Neusetz kommen neben den gewöhnlichen, eine schmale farblose Hülle und einen grossen dunklen Kern besitzenden Hauynen — die auf den ersten Blick leicht mit Magnetit verwechselt werden können — auch solche mit röthlichgrauem oder violettrothem Kerne und dem Strichnetze vor. Ich halte dieses röthliche Pigment für etwas Ursprüngliches, nicht als secundäres Product, wie dies von anderen Beobachtern angenommen wird, und zwar aus dem Grunde, weil man hier die röthlichen Hauyne auch als Einschlüsse der gelben Augithülle findet,

welche die am frühesten entstandenen Hauyne einschloss und sie vor einer nachträglichen Veränderung schützte.

Die schalig gebauten, in den Tuffen der Teufelsmühle eingeschlossenen Basaltbomben führen winzige, unter dem Mikroskope prächtig saphirblaue Hauynkörner.

Um den Hauyn auch mikrochemisch nachzuweisen, wurde eine frei gelassene Schliffstelle, welche die fraglichen Körner enthielt, mit verdünnter Salzsäure behandelt und im Wasserbade 5' lang erwärmt; die Gelatine wurde dann mittels Pipette abgenommen und mit verdünnter Schwefelsäure versetzt. Nach wenigen Minuten bemerkte man die für Hauyne charakteristischen Gypsnadeln.

Magnetit.

In der feinkörnigen Varietät vom Hochstradner Kogel und der südlichen Basaltlager ist dieses Erz in sehr zahlreichen, aber kleinen, in der gröberkörnigen von Waldra in weniger zahlreichen, dafür grösseren Körnern vorhanden.

In Neusetz (Steinbruch des „Branntweiners“) ist die oberflächliche Partie des Basaltes aschgrau und schwarz gesprenkelt; wie die mikroskopische Untersuchung zeigte, rühren diese dunklen Flecken von nesterartigen, lokalen Anhäufungen von Magnetitkörnern her, in deren Mitte oft ein oder mehrere grosse Augite stecken. Die um diese basischen Concretionen herumliegenden, auffallend hellen Partien des Gesteins sind dann relativ magnetitarm.

Glasbasis.

Eine farblose, nur hie und da durch eingelagerten feinsten Staub trübe Glasbasis steckt im Vereine mit Nephelin als Fülle zwischen den früher genannten Gemengtheilen. Doch ist sie in den augitreicheren Varietäten (Hauptkuppe, Südrücken) stärker entwickelt, als in der augitärmeren und nephelinreicheren von Waldra.

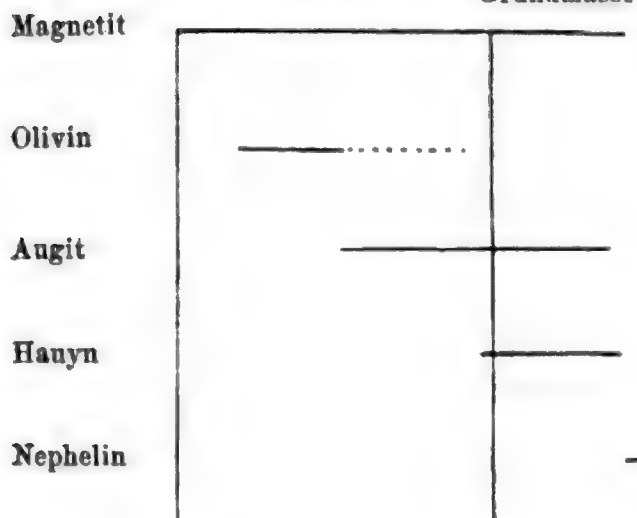
Accessorische Minerale.

Olivin. Die zwifache Art des Auftretens dieses Mineralen wurde in der Einleitung besprochen.

Ein im Durchschnitte goldgelbes, isotropes, augenscheinlich secundär gebildetes Mineral füllt entweder gänzlich die mikroskopischen Hohlräume des Gesteines, oder überzieht in schalig gebauten

Krusten die Wände derselben. Die äusserste Schichte erweist sich im parallel polarisirten Lichte als ein Aggregat radialfaseriger Büschel

Fig. 1. Grundmasse



eines doppelbrechenden Mineralen mit bläulich-grauer Interferenzfarbe, das schwächer lichtbrechend ist, als das umschlossene gelbe Mineral. Die Längsaxe der Fasern = c.

Nebenstehende Figur möge schliesslich die Ausscheidungsfolge der Gemengtheile nach Tschermak's Methode

versinnlichen. Die endwärts in Punkte aufgelöste Olivinlinie bedeutet die nachträgliche Resorption dieses Minerals.

II. Chemische Zusammensetzung des Gesteines vom Hochstraden.

Ein frisches Stück von einer Felsklippe am Nordabhange des Hochstradener Kogels (Teufelsmühle) wurde von Herrn A. Jäger, Assistenten für allgemeine und analytische Chemie an der k. k. deutschen technischen Hochschule in Prag, analysirt. Die Analyse ergab folgendes

Resultat:	<i>SiO₂</i>	40·99
	<i>TiO₂</i>	2·41
	<i>Al₂O₃</i>	16·50
	<i>Fe₂O₃</i>	10·62
	<i>MnO</i>	0·35
	<i>MgO</i>	3·29
	<i>CaO</i>	12·63
	<i>Na₂O</i>	5·95
	<i>K₂O</i>	2·36
	<i>P₂O₅</i>	0·89
	<i>SO₃</i>	0·64
	<i>Cl</i>	0·36
	Glühverlust	2·63
		99·62

Das specifische Gewicht bestimmte ich mit 2·91.

IV. Ueber die Tektonik des Nephelinit.

Die Thatsache, dass die beiden benachbarten, nur durch ein 1 Kilometer breites Längenthal getrennten Eruptivgebiete des Hochstraden und von Klöch aus zwei structurell und mineralogisch, insbesondere was den vorwaltenden Hauptgemengtheil, den Augit, und die Grundmasse betrifft, nahe verwandten basaltischen Gesteinen aufgebaut sind, dass aber auch andererseits das Gestein von Klöch überall Plagioklas führt, während in dem des Hochstraden nirgends auch nur eine Leiste dieses Minerals ausgeschieden wurde, dass letztere hinwieder reichlichen Hauyn führt, der dem ersteren gänzlich mangelt, dürfte wohl den Schluss gestatten, dass beide Eruptivgesteine sich aus einem und demselben spaltungsfähigen Magma entwickelt haben.

Soweit nun das heutige Relief des Hochstradener Eruptivgebietes und die wenigen, nicht genügend instructiven Aufschlüsse eine Annahme zulassen, begann — wie bei Klöch — die eruptive Thätigkeit mit der Förderung von Palagonittuffen. Diese wurden den sarmatischen Schichten direct aufgelagert. Die Tuffdecke wurde später von nachquellendem basaltischen Magma überflossen, das sich in zwei Ströme theilte, von denen sich der eine nach Südosten, der andere nach Süden wandte.

Der erste breitete sich deckenartig aus und bildete das an seinem Ostrande steil abfallende, in meterdicke und circa 20 Meter hohe senkrechte Pfeiler zerklüftete Felsplateau von Waldra.

Der zweite Strom ergoss sich nach meiner Ansicht wahrscheinlich in ein nach Süden streichendes Thal und füllte dasselbe aus. Diese Thalfurche hatte aber kein stetes Gefälle, sondern fiel in mehreren Terrassen ab. Später wurde dieser Strom von Süßwasser überfluthet, das auf den ebenen Flächen desselben Quarzgeschiebe — den Belvedereschotter — ablagerte.

Zu dieser Ansicht, welche die aus dem früher angeführten Satze Stur's deducirbare Annahme, die Basaltberge auf dem Südrücken seien isolirte, dem Belvedereschotter aufgesetzte Kuppen, ausschliesst, leiteten mich folgende Beobachtungen und Erwägungen:

Wandert man vom Dorfe Hürth, das in der Ebene am Südeinde des Rückens liegt, längs des allmählich ansteigenden Kammes aufwärts, so gelangt man, nachdem man circa 3 Kilometer zurück-

gelegt, auf eine Terrasse, auf der die Gehöfte der Ortschaft Pregucken zerstreut liegen. Bis hierher bestehen Kamm und Abhänge ausschliesslich aus Congerienlehm. Auf der Terrasse von Pregucken trifft man zum ersten Male auf Belvedereschotter. Am Nordrande dieser Terrasse schwillt der Kamm zu einer flachen, bewaldeten Kuppe an, welche aus Basalt besteht. Am Rande der Kuppe trifft man denselben in schaligen Verwitterungsformen an; mitten in den Kugeln stecken noch Ellipsoide aus festem Basalt, während die umgebenden Schalen in eine leicht zerbröckelnde blaugraue Erde umgewandelt sind. Das Hangende des Basaltes bildet hier, wie allenthalben, meterhoher, grauer Basaltschutt. Hier befinden sich auch die bereits früher genannten Steinbrüche des „Setzschneiders“ und „Brantweiners“, die einzigen bedeutenderen des ganzen Gebietes. An den 8–10 Meter hohen Wänden derselben sieht man festen Basalt durch senkrechte oder fast senkrechte Klüfte in aufrechte, meterdicke Pfeiler zerklüftet. An der Grenze gegen das Hangende bemerkt man auch wagrechte Klüfte die Pfeiler durchsetzen. Wie tief der Basalt hinunterreicht, ist nicht bekannt. Diese senkrechten Klüfte trifft man nun überall, wo auf dem Kamme Basalt ansteht. Hinter diesem flachen Hügel verläuft der Kamm eben, und hier trifft man wieder auf Schotter; hierauf folgen in kurzen Abständen flache Basalkuppen und Schotterterrassen wechselweise aufeinander, bis man zum Hochplateau gelangt, aus dem die Hauptkuppe emporsteht. Aber nicht allein auf den Kuppen trifft man Basalt; auch auf den ebenen Theilen des Kammes traf ich ihn zu wiederholten Malen an. Im ganzen zählte ich acht¹⁾ verschiedene Punkte, an welchen Basalt ansteht, und es ist wahrscheinlich, dass später — bei Gelegenheit der Anlegung neuer Schottergruben — noch mehr aufgedeckt werden dürften.

Die durchgängig senkrechte Zerklüftung des Basaltes, seine auf bedeutende Strecken hin gleichbleibende mineralogische Zusammensetzung und endlich die rasche Aufeinanderfolge der einzelnen Basaltaufschlüsse weisen auf einen Strom hin, der noch heute unter dem Belvedereschotter ein zusammenhängendes Ganze bilden dürfte.

Wenn Stur²⁾ erklärt, dass die Basaltberge auf der Linie Hochstraden-Klöch der Belvedereschotterfläche wie aufgesetzt er-

¹⁾ Auf der Stur'schen Karte sind fünf verzeichnet.

²⁾ Geol. d. Steiermark, 1871, pag. 614.

Halle.

Die sieben gleichartigen Pfeilerköpfe besitzen alle
folgende Merkmale: Höhe 1,00 m, Breite 0,50 m, Tiefe 0,50 m.
Die Pfeiler sind aus Holz gefertigt. Die Pfeiler
haben folgende Maße:

$$H_1 = 1,00 \text{ m}$$

$$B_1 = 0,50 \text{ m}$$

$$T_1 = 0,50 \text{ m}$$

Die Pfeiler sind in gleicher Höhe wie bei den Säulen der Halle.
Die Pfeiler sind aus Holz gefertigt.

$$H_2 = 1,00 \text{ m}$$

$$B_2 = 0,50 \text{ m}$$

$$T_2 = 0,50 \text{ m}$$

Die

$$H_3 = 1,00 \text{ m}$$

$$B_3 = 0,50 \text{ m}$$

Die Pfeiler sind in gleicher Höhe wie bei den Säulen der Halle.
Die Pfeiler sind aus Holz gefertigt.

Die Pfeiler sind in gleicher Höhe wie bei den Säulen der Halle.
Die Pfeiler sind aus Holz gefertigt.

Halle.

Die Halle ist in 1. Klasse gebaut. Die Pfeiler sind aus Holz
gefertigt. Die Pfeiler sind in gleicher Höhe wie bei den Säulen
der Halle. Die Pfeiler sind aus Holz gefertigt.

Die Pfeiler sind in gleicher Höhe wie bei den Säulen der Halle.
Die Pfeiler sind aus Holz gefertigt. Die Pfeiler sind in gleicher
Höhe wie bei den Säulen der Halle. Die Pfeiler sind aus Holz
gefertigt. Die Pfeiler sind in gleicher Höhe wie bei den Säulen
der Halle. Die Pfeiler sind aus Holz gefertigt.

Die Pfeiler sind in gleicher Höhe wie bei den Säulen der Halle.
Die Pfeiler sind aus Holz gefertigt. Die Pfeiler sind in gleicher
Höhe wie bei den Säulen der Halle. Die Pfeiler sind aus Holz
gefertigt. Die Pfeiler sind in gleicher Höhe wie bei den Säulen
der Halle. Die Pfeiler sind aus Holz gefertigt.

1) Die Pfeiler sind in gleicher Höhe wie bei den Säulen der Halle.

2) Die Pfeiler sind aus Holz gefertigt.

jedoch in den meisten Durchschnitten ein Gegensatz in den Interferenzfarben der Hülle und des Kernes nicht bemerkbar ist, zeigt sich in bestimmten Schnitten dort, wo die Mittellinie c austritt, eine Differenz der Farben, und zwar zeigt die Hülle höhere Interferenzfarben als der Kern; beispielsweise wurde an einem Olivinkorne im Kern das Roth zweiter, in der Hülle das Grün dritter

Fig. 2.

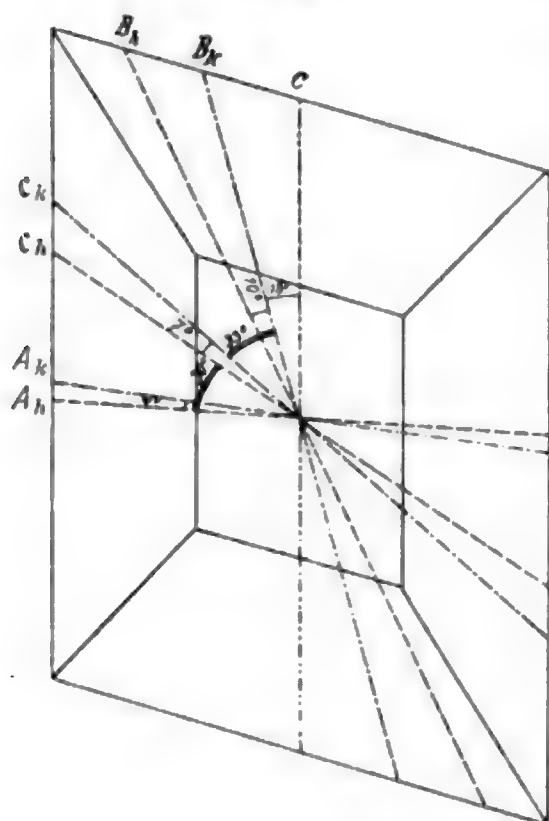


Fig. 3.

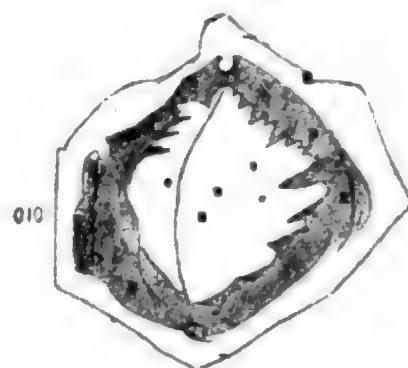


Fig. 4.



Ordnung beobachtet. Die Hülle ist demnach in Schnitten $\perp c$ stärker doppeltbrechend als der Kern, was darauf hindeutet, dass $2V$ um c in der Hülle grösser ist als im Kern. An einem Schnitte, in welchem im convergent polarisirten Lichte eine optische Axe sichtbar ist, wurde in der That constatirt, dass dieselbe in Hülle (h) und Kern (k) einen Winkel von $3^\circ 30'$ einschliesst, und zwar ist der Winkel, den die optische Axe mit der Mittellinie c im Kerne bildet, kleiner als der entsprechende Winkel in der Hülle, also

$$V_{ck} < V_{ch}, \\ V_{ak} > V_{ah}.$$

demnach

Es ist somit der Axenwinkel in der Hülle um 7° grösser als im Kerne.

Ausserdem wurde beobachtet:

$$\varrho > v$$

um die Mittellinie a .

Unter der Hülle verlaufen, annähernd parallel den äusseren Contouren, flachschalige Sprungflächen, welche gleichsam den Kern aus der Hülle herauschälen und häufig bis zur Oberfläche der Olivinkörner reichen. Von diesen capillaren Klüften aus scheint die Umwandlung des Olivins in jenes braunrothe Mineral gegen das Centrum hin vor sich zu gehen. Es liegt also hier eine Form der Umsetzung vor, wie sie von Doss an Olivinen syrischer Basalte, von K. Hofmann an denen der Basalte des Bakony und von Michel-Lévy¹⁾ an den Olivinen des ophitischen Basaltes des Mont Dore bereits früher beobachtet wurde.

Nach den Untersuchungen, welche S. L. Penfield und E. H. Forbes²⁾ an Chrysolithen anstellten, ist mit der Abnahme des Eisens im Olivine eine Zunahme des Wertes von $2V$ verbunden und von einer Abnahme der Stärke der Doppelbrechung begleitet. Ausserdem ergab sich, dass die Chrysolithe mit einem geringeren FeO -Gehalte als 12 Procent (z. B. aus Aegypten, New-Mexiko) optisch positiv sind mit der Dispersion $\varrho < v$, während die mit mehr FeO (Auvergne) optisch negativ sind mit der Dispersion $\varrho > v$.

Es ergibt sich daraus für unseren Fall, dass die Hülle eisenreicher ist, als der Kern, dieser demnach magnesiumreicher als jene ist; eine Thatsache, welche mit den an anderen zonar gebauten Krystallen, wie am basaltischen Augit, Anomit im Quarzdioritporphyr von Steinegg im niederösterr. Waldviertel³⁾ gemachten Erfahrungen übereinstimmt und sich aus dem Umstande erklären lässt, dass bei beginnender Festwerdung eines Magmas aus diesem zuerst die am schwersten schmelzbaren Substanzen, wie die magnesiainhaltigen, und erst später die leichter schmelzbaren, wie die eisenhaltigen, auskrystallisiren. Entsprechend dem Vordringen der Umwandlung des Olivins von jenen Sprungflächen gegen die Mitte ist die äusserste Partie des rothen

¹⁾ Notes sur la chaîne des Puy le Mont Dore etc. Paris 1891, pag. 831 u. 832.

²⁾ Ueber den Fayalit von Rockport, Mass., und über die optischen Eigenschaften der Chrysolith-Fayalit-Gruppe u. s. w. Zeitschr. f. K. u. M. 1896, XXVI, pag. 143.

³⁾ F. Becke, Eruptivgesteine des nieder-österreichischen Waldviertels. Diese Mittheilungen, 1883, V, pag. 151.

Minerales braunroth, die innerste, welche oft aus äusserst feinen, parallel verlaufenden Fasern besteht, röthlichgelb.

Bei der optischen Untersuchung des Olivinkernes und des rothen Mineralen wurde constatirt:

1.	Olivin:	rothes Mineral:
	El. Axe a	entspricht: b
	" " b	" a
	" " c	" c

Die in der Basis liegende Axenebene des Olivins hat sich also bei der Umwandlung in das rothe Mineral um die krystallographische Axe $a=c$ in die Längsfläche gedreht.

2. a ist im rothen Mineral die 1. Mittellinie, demnach dasselbe optisch negativ.

Diese Ergebnisse stimmen mit den entsprechenden, die Michel-Lévy über das „mineral rouge“ in seiner oben citirten Arbeit auf pag. 830 mittheilt, vollkommen überein.

Die Olivine schliessen regelmässig Magnetitkrystalle ein; sie sind — auch diejenigen, welche im rothen Mineral eingeschlossen sind — völlig unverändert und treten im Kerne eben so häufig auf als in der Hülle, ein Beweis, dass die Magnetitbildung vor der Krystallisation des Olivins begonnen und während derselben fort dauerte.

Plagioklas.

Die wasserklaren, leistenförmigen Plagioklaskrystalle mit polysynthetischem Aufbaue bilden einen wesentlichen Bestandtheil des Gesteins und übertreffen an Grösse und Menge jene des Nephelin-basanites von Klöch. Sie bilden entweder eine Fülle zwischen den Augiten, oder sie liegen regellos im Vereine mit dem Nephelin in der Glasbasis. Neben der vorherrschenden polysynthetischen Zwillingsbildung nach *M* tritt auch die Verwachsung je zweier nach dem Albitgesetze aufgebaute Individuen nach dem Karlsbader Gesetz auf. An solchen wurde auch hier nach der Methode Michel-Lévy's¹⁾ die Bestimmung vorgenommen. Die Messungen ergaben:

(1)	18°
(1')	19°
(2)	35°
(2')	—

¹⁾ Étude sur la détermination des Feldspaths etc. Paris 1894.

Diese Werte entsprechen einem basischen Gliede der Labradoritreihe.

An den einzelnen Lamellen bemerkt man keine einheitliche, sondern eine gleichmässig wandernde Auslöschung, und zwar nimmt der Wert derselben vom Kern weg gegen die Hülle ab:

	Kern	Hülle
(1)	18°	4°
(2)	35°	20°

Die Hülle ist somit ein saurerer Labradorit als der Kern.

Nephelin und Glasbasis.

Aggregate von wasserklaren Nephelinkörnern bilden theils selbstständig, theils im Vereine mit farbloser Glasbasis eine stark vorwaltende Fülle. Häufig umhüllen Nephelinkörner kranzförmig grosse Glaskerne. Vom Glase hebt sich der Nephelin im einfachen Lichte durch seine stärkere Lichtbrechung, im polarisirten Lichte durch seine schwache Doppelbrechung und die matte graublaue Interferenzfarbe ab. Der Nephelin schliesst ausserordentlich feine, blassgelbliche, das Glas massenhafte haarfeine farblose Nadeln, welche oft einen dichten Filz bilden, ein.

Der Nephelinbasanit von Klöch ist augitreicher, dagegen ärmer an Nephelin und Glas als der von Feldbach.

Apatit.

Bis 1 Millimeter lange, farblose oder graulichweisse, gegliederte Säulchen dieses Mineralen treten zwar ungleich vertheilt, aber in ziemlich bedeutender Menge im Gesteine auf. Die an den Enden nicht entwickelten Individuen sind häufig gebrochen, die Theilstücke von einander getrennt und verschoben.

Magnetit.

Im Vergleiche zu den erzeichen Nephelinbasaniten von Klöch ist hier die Menge des Magnetits eine verhältnismässig geringe. Die freien, anscheinend jüngeren Magnetitkörner sind jedoch sehr gross, während eine ältere Generation, die theilweise von den Olivinen und Augiten eingeschlossen wurde, aus kleinen, aber gut ausgebildeten Krystallen besteht.

Hie und da kam auch ein Titaneisenerztäfelchen zur Ausscheidung.

Ausscheidungsfolge: Apatit, Magnetit, Olivin, Augit, Feldspath, Nephelin.

II. Der Palagonittuff.

Der Nephelinbasanit wird von einem ungeschichteten, röthlich-grauen Tuffe bedeckt, zu dessen Bildung folgende Bestandtheile beitrugen:

- a) feinst zerstäubte Minerale;
- b) honigbraune Lapilli (Palagonit) von birnförmiger oder unregelmässig zerlappter Gestalt mit eingeschlossenen, zahlreichen Augitkryställchen und spärlichen Magnetitkörnern;
- c) massenhaft auftretende, kleine, lose, vollkommen ausgebildete Augitkrystalle;
- d) kleine Basaltbrocken;
- e) Olivinkrystalle und deren Fragmente;
- f) vereinzelt Hornblendekrystalle von dunkelgrüner Farbe;
- g) Orthoklas- und Quarzbruchstücke.

In den mikroskopischen Hohlräumen des Tuffes haben sich Natrolith-Drusen angesiedelt.

III. Die Nephelinbasalt-Bomben.

Während der Ejection der sand- und staubähnlichen Auswurfsmassen, welche nach ihrer Festwerdung den Palagonittuff bildeten, wurden auch faust- bis kopfgrosse Bomben und Blöcke von über 1 Meter Durchmesser ausgeworfen, welche vom Tuffe eingehüllt wurden.

Auf der Höhe des Berges fand ich lose Bomben, an deren Oberfläche scharf ausgeprägte, über 1 Centimeter hohe parallele Rippen verlaufen, wie solche z. B. von Darwin an den isländischen Obsidianbomben beobachtet wurden; es ist wahrscheinlich, dass jene Bomben später, da sie aus glashartem Material bestehen, durch Erosion aus dem Tuffe herausgelöst wurden.

In der dichten, schwarzen Grundmasse der Bomben und Blöcke treten mit freiem Auge sichtbare, bis 3 Millimeter grosse Augit- und Olivinkrystalle hervor.

XVII. Notizen.

Ueber ein neues Vorkommen von amorphem Greenockit in Laurion.

Seit zwanzig Jahren betreibt im Lauriongebiet von Attika eine französische Gesellschaft, an deren Spitze J. B. Serpieri steht, umsigen Bergbau auf Blei, Silber, Kupfer und ganz besonders Zink. Ausser der schwarzen, metallglänzenden Zinkblende, welche eine grosse Aehnlichkeit mit der in Freiberg in Sachsen vorkommenden besitzt und gewöhnlich den silberhaltigen Bleiglanz begleitet, ist es hauptsächlich der Galmei, Zinkspath und Smithsonit, welcher in ungeheuren Nestern zwischen den Thonglimmerschiefer- und Kalkstein-, respective Marmor-schichten vorkommt.

Man kann sich nichts Verschiedenartigeres denken als die Abarten der zutage geförderten Galmeimuster. Obwohl sie alle, von Beimengungen befreit, einen Gehalt von über 75 Procent $ZnCO_3$ und die nicht zu verleugnende Absatz- oder Sinterstructur aufweisen und dabei entweder dicht und durchscheinend mit nierenförmiger Oberfläche oder feinkörnig oder faserig sind, zeigen manche eine schwarze oder tiefgraue Farbe infolge von Braunsteinbeimengungen, manche sind hochroth durch Eisenoxyd, manche gelb und bröckelig wie Eisenocker, manche intensiv gelb und glasartig von einem Cadmiumgehalt, andere blendend weiss und marmorähnlich, wieder andere dunkelblau von Lazurit oder hellblau oder grünlichblau durch Malachit, himmelblau durch Nickelcarbonat (Büratit) und andere wieder könnte man füglich für Kupfererze halten, wie denn auch Lazurit, Malachit, Kuprit und gediegenes Kupfer aus den Schachten von Kamarisa den Galmei gewöhnlich begleiten.

Indem ich mir vorbehalte, über interessante Substitutionen in Adaminen, Büratiten und Dialogiten zu berichten, beschränke ich mich hier blos auf die Beschreibung des glasglänzenden, durchscheinenden, röthlich-bernsteingelben und cadmiumhaltigen Galmeis, auf welchem manchmal ein hell-neapelgelber, pulveriger, amorpher Anflug von Schwefelcadmium = Greenockit aufsitzt. Auch in Zwischenräumen oder kleinen Höhlungen der Galmeimassen finden sich solche hellgelbe Anflüge, die im ganzen jedoch höchst selten vorkommen.

Der gelbe Galmei hat folgende Zusammensetzung:

Zinkoxyd	62·060	Procente
Cadmiumoxyd	2·700	„
Eisenoxydul	0·592	„
Kalk	0·123	„
Magnesia	0·219	„
Thonerde	0·020	„
Kieselsäureanhydrid	0·180	„
Schwefel	0·190	„
Kohlendioxyd	33·895	„
	99·979	

woraus berechnet wurde:

Zinkcarbonat	92·57	Procente
Cadmiumcarbonat	2·62	"
Schwefelcadmium	0·85	"
Zinkoxyd	2·07	"
Eisencarbonat	0·81	"
Eisenoxyd	0·08	"
Calciumcarbonat	0·22	"
Magnesiumcarbonat	0·46	"
Thonerde	0·02	"
Kieselsäure	0·18	"
	99·88	

Der gelbe Anflug wurde abgeschabt, unter dem Mikroskop ohne jegliches Merkmal einer Krystallisation befunden, während Greenockit bekanntlich hexagonal hemimorph ist; er decrepitirte ohne zu schmelzen und wurde erhitzt dunkelroth, gab auf Kohle den Cadmiumbeschlag und löste sich in heisser Salzsäure unter H_2S -Entwicklung auf. Es ist also reiner, meines Wissens zum ersten Mal untersuchter amorpher Greenockit. Auch das Vorkommen von Greenockit in Laurion war bisher unbekannt.

Seine Zusammensetzung ist:

Cadmium	77·22	Procente
Schwefel	22·47	"
Zink	Spur	
Kohlenoxyd	Spur	

Athen, Universitäts-Laboratorium, Mai 1896.

Dr. A. C. Christomanos.

XVIII. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

- Bensaude A.: Die wahrscheinlichen Ursachen der anomalen Doppelbrechung der Krystalle. Eine Erwiderung auf die Bemerkungen des Herrn Professor R. Brauns. — Lissabon, National-Druckerei, 1896.
- Cathrein A.: Vervollkommnung des Dichroskops. — Zeitschr. f. Instrumentenkunde. 1896.
- Dölter C.: Verhalten der Mineralien zu den Röntgen'schen X-Strahlen. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1896, II.
- Fedorow E. v.: Universalmethodo und Feldspathstudien. I. Methodische Verfahren. — Zeitschr. f. Kryst. XXVI.
- Goldschmidt V.: Ein Projectionsgoniometer. — Zeitschr. f. Kryst. XXV.
- Derselbe: Ueber krumme Flächen (Uebergangsflächen) mit Beobachtungen am Phosgenit. — Zeitschr. f. Kryst. XXVI.
- Lang Victor v.: Ueber die Symmetrieverhältnisse der Krystalle. — Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien. Mathem.-naturw. Classe. Bd. CV, Abth. IIa, 1896.
- Linck G.: Die Beziehungen zwischen den geometrischen Constanten eines Krystalls und dem Moleculargewicht seiner Substanz. — Zeitschr. f. Kryst. XXVI, 3.
- Lippich F.: Dreitheiliger Halbschatten-Polarisator. — Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien. Bd. CV, Abth. IIa.
- Schmidt A.: Wiederkehr gleicher Flächenwinkel im regulären Krystallsysteme. — Zeitschr. f. Kryst. XXV.
- Stroesco P.: Recherches sur les formes cristallines des Thymoquinones substituées, de leurs dérivés et des quelques dérivés de la Toluhydroquinone. — Thèse présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Genève. 1896.
- Viola C.: Ueber geometrische Ableitung in der Krystallographie. — Zeitschr. f. Kryst. XXVI.
- Derselbe: Ueber die Symmetrie der Krystalle und Anwendung der Quaternionenrechnung. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. X.
- Wulff L.: Zur Morphologie des Natronsalpeters. — Sitzungsber. d. kön. preuss. Akad. d. Wissensch. zu Berlin, 1896. XXXVIII.
- Derselbe: Bemerkungen zu der Arbeit J. W. Retger's „Zur Definition des Begriffs Krystall“. — Neues Jahrb. f. Min. 1896, II.
- Derselbe: Bericht über seine Erfolge in Krystallzucht, 1894—1896. Selbstverlag.

Mineralogie.

- Bauer Max: Edelsteinkunde. Eine allgemein verständliche Darstellung der Eigenschaften, des Vorkommens und der Verwendung der Edelsteine nebst einer Anleitung zur Bestimmung derselben für Mineralogen, Steinschleifer, Juweliere etc.,

- mit 20 Tafeln in Farbendruck, Lithographie etc., sowie vielen Abbildungen im Text. 9., 10. und 11. (Schluss-) Lieferung. Leipzig, Hermann Tauchnitz, 1896.
- Bücking H.: Neues Vorkommen von Kalifeldspath Turmalin, Apatit und Topas im Granit des Fichtelgebirges. — Bericht über die Senckenberger Naturforscher-Gesellschaft in Frankfurt am Main. 1896.
- Chester Albert H.: On Caswellite an altered Biotite from Franklin Furnace, N. J. — Geological survey of New Jersey, 1895.
- Hobbs W. H.: Die krystallisirten Minerale aus dem Galena-Limestone des südlichen Wisconsin und des nördlichen Illinois. — Zeitschr. f. Kryst. XXV.
- Derselbe: A Summary of Progress in Mineralogy in 1895. — American Naturalist. 1896.
- Ries Heinrich: The monoclinic pyroxenes of New York State. — Annales of the New York Academy of Sciences. Vol. IX. 1896.
- Weinschenk E.: Die Mineral-Lagerstätten des Gross-Venediger-Stockes in den Hohen Tauern. Ein Beitrag zur Kenntnis der „Alpinen Mineral-Lagerstätten“. — Zeitschr. f. Kryst. XXVI. Heft 4/5.

Geologie, Petrographie.

- Andreae A.: Kurze Mittheilung über Diallag - Aplite, sowie über Wollastonitgesteine im Gabbro vom Radauthal bei Harzburg. — Mitth. a. d. Römer-Museum Hildesheim, Nr. 5, 1895.
- Andreae A. und Osann A.: Erläuterungen zu Blatt Heidelberg der geologischen Specialkarte des Grossherzogthums Baden. — Heidelberg 1896.
- Berghell H.: Bidrag till Kännedom om södra Finlands Kvartära Nivåförändringar. (Beiträge zur Kenntnis der quartären Niveauschwankungen Süd-Finlands.) — Bulletin de la Commission Géologique de la Finlande Nr. 5. Helsingfors 1896.
- Bittner A.: Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk. — Wien, Selbstverlag des Verfassers, 1896.
- Brögger W. C.: Die Eruptivgesteine des Kristiania-Gebietes. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. — Kristiania 1895.
- Březina A.: Ueber neuere Meteorite. — Verhandlungen der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Aerzte. Nürnberg 1893.
- Derselbe: Die Meteoriten vor und nach ihrer Ankunft auf die Erde. — Vorträge des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien. XXXIII. Jahrg. 1893.
- Derselbe: Die Gestaltung der Meteoriten. — Ebenda. XXXIV. Jahrg. 1894.
- Derselbe: Ueber Gefüge und Zusammensetzung der Meteoriten. — Ebenda. XXXV. Jahrg. 1895.
- Derselbe: Die Meteoritensammlung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums am 1. Mai 1895, mit zwei Anhängen: 1. Berichte des Directors der Sternwarte Zacatecas, Prof. José A. y Bonilla über den Meteorsteinfall von Mazapil. 2. Die Meteoritensammlung der Universität Tübingen. — Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums in Wien. Bd. X, Heft 3 u. 4, 1896.
- Cohen E.: Die Meteoriten von Laborel und Guareña. — Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums in Wien. Bd. XI, Heft 1, 1896.

- Cohen E. und Deecke W.: Ueber Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. Erste Fortsetzung. — Berlin, R. Gaertner's Verlagsbuchhandlung, 1896.
- Cross Whitman and Penrose R. A. F. H.: Geology and Mining Industries of the Cripple Creek District, Colorado. — U. S. Geological Survey, 16. Annual Report. Washington 1895.
- Esch E.: Die Gesteine der Ecuatorianischen Ost-Cordillere. Die Berge des Ibarra-Beckens und der Cayambe. — Inaugural-Dissert. Berlin 1896.
- Frosterus B.: Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangas niemi in Finland. — Bulletin de la Commission Géologique de la Finlande, Nr. 4. Helsingfors 1896.
- Löwl F.: Der Granatspitzkern. — Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1895. Bd. XL, Heft 4.
- Osann A.: Siehe Andreae.
- Piatnitzky P.: Ueber einige krystallinische Schiefer der Umgegend von Krivoi-Rog in Süd-Russland. — Mitth. des naturw. Vereines f. Neu-Vorpommern und Rügen. 28. Jahrg. 1896.
- Porro C.: Geognostische Skizze der Umgebung von Finero (Cannobina-Thal). — Zeitschr. der deutschen geolog. Gesellschaft, 1895.
- Ramsay W.: Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i södra Finland jemte bihang 1 och 2 af V. Hackman och J. J. Sederholm, samt 3 (résumé en français) — Bull. de la Commission géologique de la Finlande Nr. 3. Helsingfors 1896.
- Renard A. F.: Notice préliminaire sur la météorite de Lesves. — Bull. de l'Académie royale de Belgique. 3^e série, Tome XXXI. Nr. 6. 1896.
- Renard: Siehe auch de la Vallée Pouassin.
- Sabatini V.: Relazione del lavoro eseguito nel biennio 1893, 94 sui Volcani dell'Italia centrale e i loro prodotti. — Boll. R. comitata geologica 1895. Nr. 3.
- Derselbe: Sulla origine del Felspato nelle Leucititi Laziali. — Boll. della Soc. Geologica Italiana. Vol. XV, 1, 1896.
- Derselbe: Sopra alcune roccie della Colonia Eritrea. Capitolo I. scisti cristallini. — Boll. del R. Comitato Geologico. 1895, 4.
- de la Vallée Pouassin C. et Renard A. F.: Les Tufs keratophyriques de la Me-haigne. — Mémoires publiés de l'Académie royale de Belgique. Tome LIV, 1896.
- Viola C.: Osservazioni geologiche fatte nella Valle del Sacco in Provincia di Roma, studio petrografico di alcune roccie. — Boll. del com. geologico. 1896, Nr. 1.
- Wehrli Leo: Das Dioritgebiet von Schlans bei Disentis im Bündner Oberland; geologisch-petrographische Studie mit einer geologischen Karte 1:50.000 und 6 Tafeln. — Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Bern 1896. Neue Folge, VI. Lieferung.

Flut und andere Phänomene. Von hoher Wichtigkeit für das Studium der Vulcane ist endlich auch das gegenseitige Verhalten benachbarter Vulcane während einer Eruptionsperiode. Auf alle diese geodynamischen Fragen werde ich, soweit sich Veranlassung zur Erörterung derselben bietet, in den folgenden Zeilen eingehen.

Einer Rechtfertigung bedarf ferner das Zurückgreifen auf vulcanische Ausbrüche, welche in früheren Jahren stattgehabt haben. Zu diesem Schritt war ich durch die eigenthümliche Art der Berichterstattung des Herrn Knüttel veranlasst. Ein Blick in die beiden Berichte desselben genügt, um zu erkennen, dass das Hauptgewicht auf die Eruptionen der Vulcane Ostindiens gelegt ist. In dieser Hinsicht kann ich es meinem Vorgänger leider nicht gleichthun, da mir die in Holländisch-Ostindien erscheinenden Zeitungen nicht zur Verfügung stehen, aus denen derselbe seine Nachrichten schöpfte. Dagegen sind die italienischen Vulcane über Gebühr kurz behandelt. Die grosse Eruption von Vulcano ist gar nicht erwähnt, Stromboli ist in wenigen Zeilen abgemacht, für Vesuv und Aetna sind nur die Schlussfolgerungen mitgetheilt, welche sich aus den eingehenden Beobachtungen und Untersuchungen ergeben haben. Und doch sind gerade über die letzten Ausbrüche dieser Vulcane wertvolle Arbeiten erschienen, welche einen grossen Fortschritt in der Vulcanologie bezeichnen. Für die Eruptionen des Bandai-San und Azuma-San in Japan, des Vulcans Mayon auf Luzon, der Vulcane Neuseelands und anderer konnte Herr Knüttel nur nach Zeitungsnachrichten berichten. Da nun über alle diese erwähnten Vulcanausbrüche erst in jüngster Zeit wissenschaftliche Abhandlungen veröffentlicht sind, so habe ich es für angezeigt gehalten, auf dieselben in dem vorliegenden Bericht noch einmal zurückzukommen.

In einem Punkt steht mein Bericht hinter den beiden vorhergehenden leider noch weit zurück. Ueber die amerikanischen Vulcane ist in den letzteren ausführlich berichtet, während es mir nur für den Calbuco in Chile gelungen ist, einige Nachrichten zu sammeln. Es liegt dies hauptsächlich daran, dass es mir noch nicht möglich war, mit allen den Herren in Verbindung zu treten, welche meinen Vorgänger beim Sammeln des Materiales unterstützt haben. Eine Ausnahme macht Herr Prof. Dr. A. Wichmann in Utrecht, dessen liebenswürdigem Entgegenkommen ich es verdanke, dass ich über den Ausbruch des Vulcans Galunggung auf Java schon in

7. Derselbe: The Eruption of Vesuvius of June 7th 1891.
Nature 1891, Bd. XLIV, pag. 160—161, 320—322, 1 Abbild.
8. Derselbe: The South-Italian Volcanoes being the account of an excursion to them made by English and other Geologists in 1889 under the auspices of the Geologists' Association of London with papers on the different localities by Messrs. Johnston-Lavis, Platania, Sambon, Zezi and Mad. Antonia Lavis. Including the Bibliography of the Volcanic Districts. Naples 1891. Gr. 8°, 342 S., 16 Taf.
 - a) Johnston-Lavis: The Round Trip in Detail, pag. 1—35.
 - b) Platania G.: Geological Notes on Acireale, pag. 39—44.
 - c) Johnston-Lavis: A short and concise Account of the Geology of Vesuvius and Mte. Somma, pag. 45—58.
 - d) Sambon L.: Notes on the Eolian Islands and Pumice Stone, pag. 59—72.
 - e) Johnston-Lavis: Thermo-Mineral and Gas springs of Sujo, pag. 73—82.
 - f) Zezi P.: The Travertine and the Acque Albule in the Neighbourhood of Tivoli, pag. 83—88.
 - g) Mad. Antonia Lavis and H. J. Johnston-Lavis: Bibliography of the Geology and Eruptive Phenomena of the South Italian Volcanoes that were visited in 1891 as well as of the Submarine Volcano of a. D. 1831, pag. 90 bis 332.
9. Johnston-Lavis H. J.: The study of ejected blocks. Nature 1894—1895. Bd. LI, pag. 251.
10. Derselbe: The Science of Vulcanology. Introductory Address to a Course of Lectures on Vulcanology, delivered in the R. Univ. of Naples. Nature 1894. Bd. L, pag. 66—68.
11. Derselbe: Geological Map of Monte Somma and Vesuvius. Karte in 6 Bl. 1 : 10.000 mit Begleitworten: A Short and Concise Account of the Eruptive Phenomena and Geology of Monte Somma and Vesuvius. London 1891.
12. Lobley J. Logan: Mount Vesuvius. A Descriptive, Historical and Geological Account of the Volcano and its Surroundings. With Maps and Illustrations. London 1889, 8°, 386 S.
13. Matteucci R. V.: Sulla fase eruttiva del Vesuvio cominciata nel giugno 1891. Atti della R. Accad. delle Scienze fisiche e matem. di Napoli. Ser. IIa, 1893, Bd. V, Nr. 2, 28 S., 2 Taf.
14. Derselbe: Nuove osservazioni sull' attuale fase eruttiva del Vesuvio (Novembre 1891 — Luglio 1892).
Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Moncalieri. Ser. IIa, 1892, Bd. XII, pag. 151—156, 4 Abbild.
15. Derselbe: Due parole su l'attuale dinamica del Vesuvio. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Moncalieri. Ser. IIa, 1894, Bd. XIV, pag. 1—4, 1 Abbild.
16. Derselbe: La fine dell' eruzione vesuviana (1891—1894). Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Moncalieri. Ser. IIa, 1894, Bd. XIV, pag. 51—57.
17. Derselbe: Die vulcanische Thätigkeit des Vesuvs während des Jahres 1894. Tschermak's Mineral. und Petrogr. Mitth. N. F. Wien 1895, Bd. XV, pag. 77 bis 89, 1 Taf.

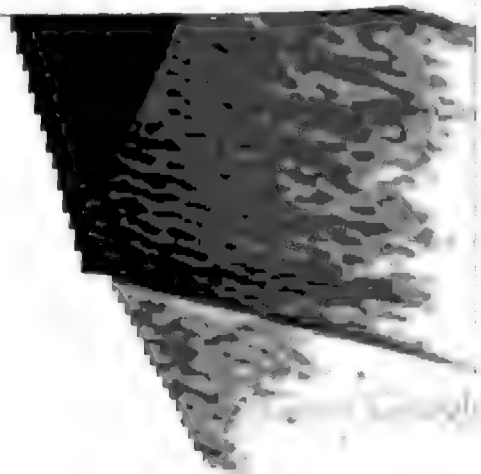


dem 18. December 1875 trat der Vulcan in eine Periode von Strombolithätigkeit, welche bis zum Jahre 1895 anhielt. Unterbrochen wurde dieselbe mehrere Male durch Phasen einer verstärkten Thätigkeit, bei welcher die Lava entweder über den Rand des Gipfelkraters oder durch seitliche Spalten ausfloss. Die letzte dieser Phasen begann am 7. Juni 1891, als der Eruptionskegel plötzlich um 5 h 45 m Nachmittags barst.

Die Bruchlinie durchsetzt den Kegel in der Richtung von NNW. nach SSO., beginnt auf der Nordseite im *Atrio del Cavallo* und reicht auf dem Südabhange des Kegels nur etwa 100 Meter weit abwärts. Die Spalte fällt in ihrer ganzen Länge mit zwei älteren zusammen, welche sich bei den beiden Eruptionen von 1868 und 1885 gebildet hatten, es liegt daher die Annahme nahe, dass bei der jüngsten Eruption die alten Brüche nur von neuem aufgerissen wurden.

Auf dieser Spalte entstanden von oben bis unten, vom Rande des Kegels bis zur Basis des *Atrio del Cavallo*, nacheinander mehrere Bocchen, im ganzen fünf, aus denselben ergoss sich ein Lavastrom, der nach N. in's *Atrio* abfloss. In dem Maasse, wie die Spalte sich immer weiter aufriss und sich immer weiter unten eine neue Bocca bildete, verlegte sich der Ausflusspunkt für die Lava von einer höheren Oeffnung zu der nächst tieferen, so dass schliesslich nur die tieferen Bocchen thätig blieben, deren Laven bis an den Fuss des Monte di Somma flossen und den Boden des *Atrio* nach verschiedenen Seiten hin bedeckten.

Die eruptive Thätigkeit des Vulcans hielt, von mehreren Ruhepausen unterbrochen, bis zum Jahre 1894 an und erreichte am 4. Februar erst ihr Ende. Die mannigfach wechselnden Erscheinungen, welche sich in dieser Zeit am Gipfelkrater des Vesuvs abgespielt haben, sind von R. V. Matteucci (13, 14, 15, 16) eingehend beschrieben worden; die Hauptresultate hat schon Herr Knüttel in seinem letzten Berichte mitgetheilt. Ich halte es deswegen für überflüssig, hier noch einmal auf diese vulcanische Periode des Vesuvs zurückzukommen, um so mehr, als Herr R. V. Matteucci (17, 18) bereits in dieser Zeitschrift in zwei Abhandlungen eine zusammenfassende Uebersicht über den Vesuv und seinen letzten Ausbruch gegeben hat, und beschränke mich darauf, auf zwei Erscheinungen hinzuweisen, von denen die eine, das Erdbeben vom 25. Jänner 1893 in Neapel, während der Eruptionsperiode des Vesuvs statthatte.



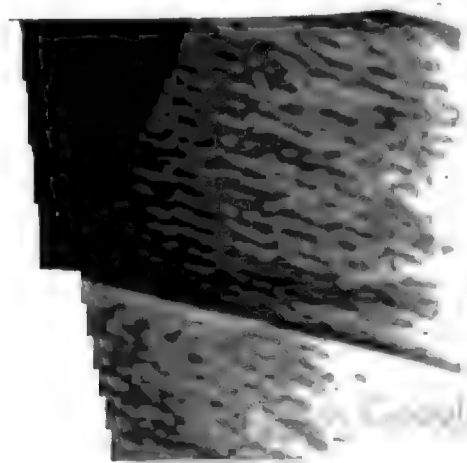


die Fumarole zur Zeit der Syzygien meist grössere Mengen von Dampf, geradeso wie auch der *Vesuv* in diesen Zeiten eine lebhaftere Thätigkeit aufwies. Besonders auffallend zeigte sich die Abhängigkeit der eruptiven Thätigkeit des *Vesuv*s am Tage der partiellen Sonnenfinsterniss vom 17. Juni 1890. Die Zunahme der Thätigkeit des Kraters hatte schon in der vorhergehenden Nacht mit häufigem Brüllen und dem Ausstossen einer grossen Menge von Projectilen begonnen. Diese grössere Thätigkeit, die auch vom Seismographen angezeigt war, hatte in den Nachmittagsstunden fast ganz aufgehört. L. Palmieri (28) hat in den langen Eruptionsperioden des *Vesuv*s stets eine Zunahme in den Epochen der Syzygien und eine Abnahme in der Epoche der Quadraturen beobachtet: die soeben angeführte Thatsache lässt sich in diese Regel mit einreihen, welche nicht blos durch die langjährigen Beobachtungen Palmieri's, sondern auch durch die Geschichte der grösseren Ausbrüche des Vulcans bestätigt wird.

Aetna.

Bibliographie.

1. Aloi Ant.: L'eruzione dell' Etna nel 1892 con cenno storico sulle precedenti eruzioni. Bollettino del Club Alpino Ital. 1892, Bd. XXVI, pag. 247—284. 2 Abbild., 1 Karte.
2. Derselbe: L'eruzione dell' Etna da luglio a novembre 1892. Rivista Mensile del Club Alp. Ital. 1892. Bd. XI, pag. 185—189, 238—244, 267—271, 304 bis 307, 339—341.
3. Arcidiacono S.: L'èruption de l'Etna en 1892. La Nature 1893, Bd. XXI. 1. Sem., pag. 353—354.
4. Baltzer A.: Die Aetna-Eruption von 1892. Neues Jahrb. f. Mineralog. u. s. v. 1893. I. pag. 75—88.
5. Baratta M.: La vulcanologia e la recente eruzione dell' Etna. Boll. della Soc. Geografica Ital. 1893, S.-A. 5 S.
6. Derselbe: La recente eruzione dell' Etna. Il Pensiero Italiano. Mailand 1892. S.-A. 16 S.
7. Derselbe: Su l'eruzione eccentrica dell' Etna, scoppiata il 9 luglio 1892. Rassegna delle Scienze geologiche in Italia 1892. Bd. II, pag. 81—86, 1 Karte.
8. Bartoli A.: Sull' eruzione dell' Etna, scoppiata il 9 luglio 1892. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa, 1892, Bd. XII, pag. 169—179.
9. Bartoli A. e Del Lungo C.: La fine dell' eruzione dell' Etna. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa, 1893, Bd. XIII, pag. 11, 28—29.
10. Bartoli A.: Sulla temperatura delle lave dell' attuale eruzione dell' Etna. Boll. Mens. della Accad. Gioenia di Scienze nat. in Catania. N. S. 1892. Fasc. 29, pag. 2—4.

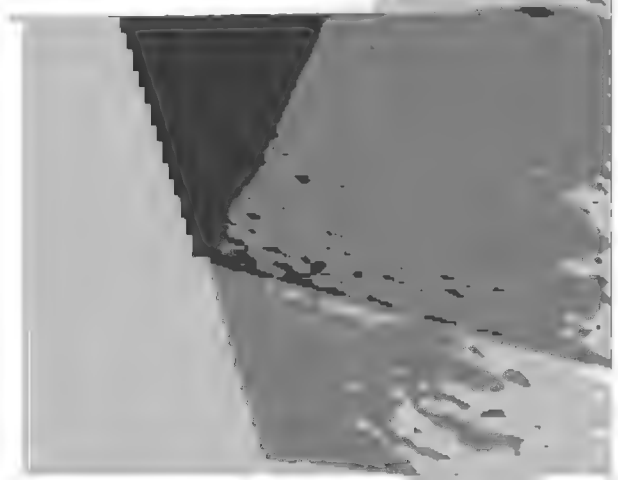




31. Riccò A.: Eruption de l'Etna de 1892. Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences. Paris 1892, 2. Sem., Bd. CXV, pag. 687—689.
32. Derselbe: La lava incandescente nel cratere centrale dell'Etna e fenomeni geodinamici concomitanti. Annali dell'Ufficio Centr. Meteorolog. e Geodinam. Ital. Ser. IIa. Rom 1894. Bd. XV, Th. 1, pag. 1—11, 1 Taf.
33. Derselbe: Breve relazione sui terremoti del 7 ed 8 agosto 1894 avvenuti nelle contrade etnee. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa, 1894, Bd. XIV, pag. 145—148.
34. Riccò A. ed Arcidiacono S.: Osservazioni geodinamiche e meteoriche eseguite nel R. Osservatorio di Catania e nella annessa rete geodinamica durante l'eruzione del 1892. Bull. della Accad. Gioenia di Scienze nat. in Catania. N. S. 1893, Fasc. 34—35, pag. 7.
35. Romano S.: Le più recenti eruzione dell'Etna. Geografia per tutti. Mailand, Anno IV, Nr. 11.
36. Silvestri O.: Etna, Sicilia ed isole vulcaniche adjacenti sotto il punto di vista dei fenomeni eruttivi e geodinamici avvenuti durante l'anno 1888. Atti della Accad. Gioenia di Scienze nat. in Catania. Anno 65, Ser. IVa, 1889, Bd. I. Annuario Meteorol. Ital., Anno IV, 1889, pag. 316—355.
37. Derselbe: Etna, Sicilia ed isole vulcaniche adjacenti, sotto il punto di vista dei fenomeni eruttivi geodinamici avvenuti durante l'anno 1889. Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. Ser. IIa. 1890, Bd. X, pag. 22—25, 42—44, 55—58.
38. Silvestri O. ed Arcidiacono S.: Etna, Sicilia ed isole vulcaniche adjacenti sotto il punto di vista dei fenomeni eruttivi e geodinamici avvenuti durante l'anno 1889. Atti della Accad. Gioenia di Scienze nat. in Catania. Anno 66. Ser. IVa, 1889—90, Bd. II, pag. 221—249.
39. Wallerant F.: Sur l'éruption actuelle de l'Etna. Comptes Rendus des Séances de l'Acad. des Sciences. Paris 1892, 2. Sem., Bd. CXV, pag. 370—373. La Nature. 1892, Bd. XX, pag. 250—251.
40. Zuccarello V.: Descrizione dell'eruzione dell'Etna del 9 luglio 1892. Catania 1892.
41. J. H. C.: The eruption of Etna. The Mediterranean Naturalist. Malta, Bd. II, pag. 16.

Regelmässige, kurze Berichte über die am Aetna beobachteten Veränderungen werden monatlich vom Observatorium zu Acireale und Mineo im Boll. Mens. della Soc. Meteorol. Ital. veröffentlicht.

Ueber den grossen Ausbruch des *Aetna* vom 9. Juli 1892 hat Herr S. Knüttel in seinen beiden Berichten bereits einige Mittheilungen veröffentlicht. Dieselben sind jedoch so kurz gehalten und so unvollständig, dass es unmöglich ist, sich aus denselben eine klare Vorstellung von dem Charakter der Eruption zu bilden. Bei der hohen Bedeutung, welche diesem Ausbruch, wohl dem grössten des *Aetna* in diesem Jahrhundert, für die Vulcanologie zukommt, halte ich es für angezeigt, noch einmal auf denselben zurückzu-





Den Hauptsitz aller eruptiven Phänomene bildete während der ganzen Eruptionsperiode die zweite Spalte. Auf derselben entstanden gleich im Anfang eine ganze Reihe von Kratern (man hat deren bis zu 18 gezählt), von denen aber die meisten ihre Thätigkeit schon nach wenigen Tagen wieder einstellten; sie wurden durch das Auswurfsmaterial der grösseren Krater bald verschüttet, so dass nur noch drei Krater in Thätigkeit blieben. Von diesen stellten die beiden höher am Bergabhang gelegenen schon nach dem ersten Tage den Lavaerguss ein und beschränkten sich fortan auf das Ausstossen von glühenden Massen, Bomben und Sanden. Am thätigsten blieb während der ganzen Zeit der Eruption der am weitesten abwärts gelegene Kegel, derselbe war ganz aus Schlacken aufgebaut und barg in sich zwei Krater, von denen der eine gegen Südsüdosten, der andere nach Süden geöffnet war. Sobald die Lava durch diese tiefer gelegene Oeffnung einen leichteren Austritt gefunden hatte, hörte der Erguss aus den beiden höheren Kratern auf.

Im Verlaufe der Eruption entstanden noch andere Bocchen, so z. B. am 11. August etwa $\frac{1}{2}$ Kilometer oberhalb des nördlichsten der bis dahin bestehenden Krater. Aus dieser Bocca entwickelte sich infolge der anfänglich ziemlich heftigen eruptiven Thätigkeit ein neuer Krater, der aber seine Eruptionen bald wieder einstellte, um schliesslich nach einer langen Ruhepause eine intermittirende Thätigkeit anzunehmen. A. Riccò (30) lässt es unentschieden, ob es sich in diesem Falle um die Herstellung einer ganz neuen Bocca handle oder nur um die Wiedereröffnung einer der früher schon vorhandenen Bocchen. G. Mercalli (26) ist der letzteren Ansicht und meint, es wäre eine ganz neue Thatsache in der Geschichte der Aetnaeruptionen, wenn sich während ein und derselben Eruptionsperiode eine neue, und zwar bedeutende Bocca weiter aufwärts am Abhange über den schon vorher existirenden Bocchen gebildet haben sollte. Mercalli wird in diesem Punkte Recht haben, wenigstens erklärt Ant. Aloï (1 und 2), welcher gerade am 11. August den Eruptionsapparat genau untersucht hat, dass sich vier Stunden, nachdem er den Schauplatz verlassen habe, einer der kleinen Krater nördlich von den ersten drei grossen Kegeln wieder in Thätigkeit gesetzt habe. Durch das ausgeworfene Material baute sich später ein vierter Kegel auf, der gerade auf dem Convergenzpunkte der beiden Hauptspalten lag.







z. B. des *Monte Nero*, *M. Gemmellaro* (des Kraters von 1886), des *M. Pinutello*, *M. Grosso*, *M. Albano*, des Kraters der Eruption von 1883, des *M. Guardiola* u. a. m.

Die Geschwindigkeit, mit welcher sich die Lava bergab bewegte, war mehr als von allem andern von der Neigung des Bodens abhängig. Als Maximum der Geschwindigkeit gibt U. Cappa (16) 1 Meter in der Minute an. In der Nähe der Ausflusspunkte muss sie aber grösser gewesen sein, da der westliche Arm in 82 Stunden etwa 5000 Meter zurücklegte. A. Bartoli (8) bestimmte die mittlere Anfangsgeschwindigkeit zu mehr als 300 Meter in der Stunde.

Die Eigenschaften, welche die strömende Lava vom Austritt aus der Bocca an bis zu dem erstarrten Ende zeigt, hat A. Bartoli (8) zum Gegenstande einer genauen Untersuchung gemacht, aus welcher nur die wichtigsten Punkte hier hervorgehoben werden mögen.

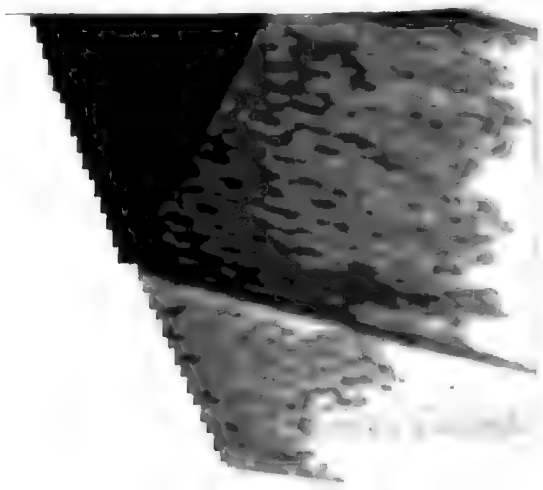
Mehrere Male hatte Bartoli Gelegenheit, die Entstehung und Erstarrung eines Lavastromes zu beobachten, so z. B. am 4. October, wo um 7 Uhr p. m. sich am untersten Krater der *Monti Silvestri* plötzlich drei nahe bei einander gelegene Oeffnungen bildeten, welche das Aussehen von Backofenthüren hatten. Zuerst wurden glühende Steine herausgestossen, dann folgte bald darauf flüssige Lava. Einige Minuten später vergrösserten sich die Bocchen und bildeten eine einzige Oeffnung, aus welcher ein Lavastrom mit Gewalt hervorschoss. Gleichzeitig liess der benachbarte Krater plötzlich mit dem Auswerfen von glühenden Steinen nach, nahm jedoch am nächsten Tage seine Thätigkeit wieder auf, als der Lavaerguss aufhörte.

In unmittelbarer Nähe der Bocchen, wo die Lava noch flüssiger ist, erscheint sie auch am Tage rothglühend; das Spectrum ist ein continuirliches vom Rothem bis zum Anfang des Grünen, erstreckt sich aber nicht weiter darüber hinaus. Der Flüssigkeitsgrad ist in der Nähe des Austrittes aus der Bocca noch so gross, dass auf einem um 40° gegen den Horizont geneigten Boden die Geschwindigkeit des Strömens derjenigen eines trabenden Pferdes gleichkommt. Aber schon hier gleich am Anfang ist die Lava nicht mehr vollkommen flüssig, was schon aus dem einen Umstande hervorgeht, den Bartoli beobachten konnte, dass der Strom schwimmende

Massen in glühendem Zustande mit sich schleppte. Nur wenige Meter von der Bocca entfernt war es schon mit Schwierigkeiten verknüpft, in die Lava mit einem eisernen Geräth zu stossen. Warf man eine feste Masse mit aller Gewalt auf die Lava, so prallte sie mehrere Male ab, hinterliess an dem Berührungspunkte nur einen schwachen Eindruck und wurde schliesslich von der fliessenden Lava auf ihrem Rücken weitertransportirt. In diesem halbflüssigen Zustande schmiegt sich die Lava noch leicht den Unebenheiten des Bodens an. Bei fortschreitender Abkühlung bedeckt sich die Lava aber mit einer schwärzlichen Rinde, die von Rissen durchsetzt ist und in Blöcke von jeglicher Grösse zerfällt. Von dem noch rothglühenden Kern werden diese vorwärts gestossen und mit einem eigenartigen Geräusch übereinander geschoben, wobei sie jedes Hinderniss, das ihnen in den Weg tritt, schmelzen oder überdecken.

Zur Bestimmung der Temperatur der fliessenden Laven hat A. Bartoli (8 und 10) bei den meisten Versuchen die calorimetrische Methode angewandt. Die höchsten Temperaturen, welche am Anfang des Lavastroms in einer Tiefe von 1 Meter gefunden wurden, betragen 1060°, 990°, 980°, 970°. Derselbe Lavastrom lieferte nach einem Laufe von 2—3 Kilometer um etwa 200° niedrigere Temperaturen, nämlich 870°, 800°, 750°. Aus den spectroscopischen Untersuchungen geht ferner hervor, dass die Temperatur der Lava nicht so hoch ist, wie bisher behauptet worden ist.

Mit dem 31. December 1892 konnte die seitliche Eruption des Aetna vom 9. Juli als beendet angesehen werden. Als A. Bartoli und C. Del Lungo (9) im Anfang Jänner 1893 den Schauplatz der Eruption wieder besuchten, stiess der Hauptkrater des Aetna dicke Rauchwolken aus, während die *Monti Silvestri* sich fast ganz ruhig verhielten. Die ferneren Beobachtungen über das Verhalten beider Punkte bis zum September 1893 sind theils von A. Bartoli (11) selber, theils von seinem Assistenten von der *Casa del Bosco* aus angestellt worden. Aus einer Vergleichung der Ergebnisse dieser Beobachtungen mit den täglichen meteorologischen Aufzeichnungen, die ebenfalls in der *Casa del Bosco* gemacht wurden, lässt sich schliessen, dass die Krater der *Monti Silvestri* keine Spur einer eruptiven Thätigkeit mehr gezeigt haben. Der Dampf, welcher von den Kratern aufstieg, stand im Verhältnis zu der atmosphärischen Feuchtigkeit. Diese hat gewiss auch die am centralen Krater wahr-



genommenen Erscheinungen mehr oder minder beeinflusst, doch ist es bei diesem vorgekommen, dass er auch bei relativ trockener Luft rauchte. —

Die Vorgänge, welche sich bei der Eruption vom 9. Juli 1892 am *Aetna* abgespielt haben, geben G. Mercalli (26) Veranlassung zu einigen in vulcanologischer Hinsicht interessanten Betrachtungen.

Der Ausbruch kann als eine Phase der Eruptionsperiode angesehen werden, welche im Jahre 1883 ihren Anfang nahm. Am 22. März 1883 spaltete sich der *Aetna* an seinem Südabhange etwas oberhalb von *Nicolosi*. Trotz der grossen Kraft, mit welcher die Eruption einsetzte, dauerte diese nur drei Tage. Es war vor auszusehen, dass der Ausbruch damit noch nicht sein Ende erreicht habe. Darauf deuteten vor allem in den drei Jahren 1883 bis 1885 die intermittirenden Explosionen und Aschenauswürfe des centralen Kraters wie die zahlreichen Erdstösse besonders in der Nähe von *Nicolosi*.

Und in der That öffnete sich der *Aetna* am 18. Mai 1886 auf derselben Seite, aber etwa 300 Meter oberhalb der Bocchen von 1883. Die Masse der ausströmenden Lava war dieses Mal zwar bedeutend grösser, doch noch nicht mächtig genug, um auf eine längere Beruhigung des Vulcans rechnen zu können.

Bei der jüngsten Eruption vom 9. Juli 1892 war die Ausbruchsstelle abermals weiter nach oben, etwa 400 Meter oberhalb derjenigen von 1886 verlegt. M. Baratta (7) möchte in diesem Vorgange eine Gesetzmässigkeit erkennen, insofern als eine vorübergehende seitliche Eruption den Grund zu der Spalte legt, auf welcher sich die nächste Explosion vollzieht.

In den Jahren 1874 und 1879 entstand auf der Nordseite des *Aetna* ein etwa von Norden nach Süden verlaufender Bruch und im Jahre 1879 gleichzeitig auch auf dem Südabhang ein solcher in einer Höhe von circa 2800 Meter. Bei Gelegenheit der Eruption von 1883 äusserte nun Mercalli die Ansicht, dass der enorme Druck, durch welchen sich am 28. August 1874 der *Aetna* auf seiner Nordseite auf eine Länge von 3 Kilometer öffnete, auch auf den Südabhang des Vulcans seine Wirkung ausgeübt habe und ihn für die Brüche von 1879 und 1883 prädisponirt habe. Die Thatsache, dass sowohl beim *Vesuv* wie beim *Aetna* sehr häufig die Flankenbrüche gleichzeitig oder wenigstens in kurzen Zwischenräumen nach ein-

ander auf den beiden entgegengesetzten Seiten des Vulcans auftreten, findet durch den letzten Ausbruch des Vesuvs vom 7. Juni 1891 ihre Bestätigung.

Sehr bemerkenswert ist die vollkommene Uebereinstimmung in der Richtung der Spalten von 1883, 1886, 1892 mit derjenigen der grossen Spalte von 1669 und 1536, 1537, 1766, 1780. In unserem Jahrhundert war bis zum Jahre 1879 der Südabhang von Ausbrüchen verschont geblieben, aber durch die angeführten Eruptionen jedenfalls so stark erschüttert und geschwächt, dass man ein Wiederaufbrechen erwarten konnte. Auch auf den anderen Seiten des *Aetna* haben sich die Spalten der excentrischen Ausbrüche mehrere Male wieder geöffnet, aber stets entweder weiter oberhalb oder unterhalb, niemals an derselben Stelle einer früheren Eruption, wahrscheinlich weil durch den Lavaerguss der Bruch fest geschlossen ist.

Der letzten Eruption von 1892 gingen heftige Erdbeben am Ost- und Südfuss des *Aetna* voraus, die am stärksten bei *Zafferana* auftraten; dann folgten andere Stösse unmittelbar vor dem Ausbruche, deren Schüttergebiet auf den nächsten Umkreis des Eruptionsapparates beschränkt war. Der Ursprung dieser letzteren Stösse ist leicht erklärlich, sie sind die Vorboten des Ausbruches. Auch die erstgenannten Erdbeben hängen sicherlich mit den Vorgängen im Vulcan zusammen, sind also ebenso wie die letzteren sogenannte vulcanische Erdbeben, auffallend ist nur, dass das Centrum der grössten Stossstärke nicht in der Nähe des Eruptionsherd, nämlich bei *Nicolosi*, liegt, sondern bei *Zafferana*. Mercalli sucht die Ursache dieser Erscheinung, die auch bei anderen excentrischen Eruptionen beobachtet worden ist, in den localen Verhältnissen der Gegend von *Zafferana*, welche dem *Val del Bove* am nächsten gelegen ist. An dieser Stelle war der Ostabhang des *Aetna* einst von oben bis unten aufgerissen und das Gefüge desselben bis in grosse Tiefen zertrümmert. Aus diesem Umstande rührt vielleicht die grosse Empfindlichkeit her, welche gerade das Gebiet von *Acireale*, *Giarre* und *Zafferana* für seismische Bewegungen verräth.

Auffallend ist ferner, dass den excentrischen Eruptionen in vielen Fällen heftige Explosionen im centralen Krater um ein bestimmtes Zeitintervall vorausgehen. Es ist anzunehmen, dass die Lavamasse zunächst in der Haupteruptionsaxe des Vulcans

emporsteigt und erst von hier aus sich seitlich verzweigt, um einen Ausweg zu finden.

Auch bezüglich der Reihenfolge, in welcher sich die eruptiven Vorgänge abspielen, bietet die letzte Eruption eine überraschende Uebereinstimmung mit früheren seitlichen Ausbrüchen. Die Eruptionen beginnen mit Fumarolenthätigkeit im obersten Theile der Spalte, dann folgt ein kleiner Lavaerguss, der bald wieder versiegt. Nach Verlauf von einigen Stunden verpflanzt sich die ganze Thätigkeit auf eine zweite, tiefer unten gelegene Spalte. Auf den Spalten bilden sich schliesslich verschiedene linear angeordnete Bocchen, von denen die oberen nur Dampf und Detritus ausstossen, während der Lavaerguss auf die unteren beschränkt bleibt. Bei der jüngsten Eruption verlegte sich die Stelle für den Austritt der Lava ganz regelmässig im Verlaufe der Eruptionsperiode immer tiefer.

Wenige Tage vor den Eruptionen des *Aetna* vom Jahre 1883, 1886, 1892 und auch vor dem unterseeischen Ausbruche bei der Insel *Pantelleria* im Jahre 1891 bemerkte man in *Catania* ein Maximum mikroseismischer Bewegung. Ein constantes mikroseismisches Minimum machte sich kurz vor und ebenso kurz nach dem Beginn der Eruption geltend. In *Mineo* ging am 9. Juli 1892 der Tromometer instantan von der Ruhelage in eine äusserst heftige Bewegung über. Darauf erfolgte ein Erdbebenstoss, der von den seismischen Apparaten verzeichnet wurde, und alsdann trat die Eruption ein. Nach dem Vorgange von T. Bertelli (12 und 13) ist auch Mercalli von dem endogenen Charakter der mikroseismischen Bewegungen überzeugt.

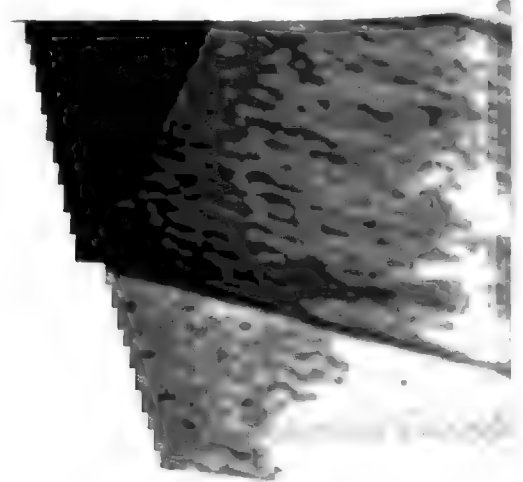
Nach den schwachen und wenig zahlreichen Erdbebenstössen, welche im März und Anfang April 1893 auf *Sizilien* und den *Liparischen Inseln* auftraten, begann mit dem 22. April 1893, 2 Uhr a. m., eine seismische Periode, welche bis in den Mai hinein dauerte. Am heftigsten wurden die Ortschaften am Nordabhange des *Aetna* und die benachbarten *Madonien* erschüttert, die Stossfläche umfasste die Nordostecke Siziliens zwischen *Acireale*, *Militello* und *Messina* und reichte nordwestwärts bis zu den *Liparischen Inseln*. Die Isoseisten, welche A. Riccò (32) entworfen hat, verlaufen ziemlich regelmässig und concentrisch und haben die Gestalt einer Ellipse, deren grosse Axe von Südosten nach Nordwesten, vom Ostabhange des *Aetna* nach den *Liparischen Inseln* gerichtet ist. Das Epicentrum

verlegt Riccò nach *Montalbano*, gerade nördlich vom Aetna, halbwegs zwischen diesem und der Nordküste Siciliens.

Der Hauptkrater des *Aetna* hatte sich seit dem Juli 1892 ziemlich ruhig verhalten, und erst um die Zeit des Beginns der Erdbebenperiode deutete das wiederholte Aufsteigen von Rauchsäulen auf eine wieder erwachende Thätigkeit. Ende April 1893 wurde zum ersten Male an drei Stellen wieder glühende Lava im Aetna-krater bemerkt. Nach den Angaben der Aetnaführer zu urtheilen, muss die Lava am 26. April oder kurz vorher im Krater erschienen sein. Bedenkt man ferner, dass am 25. April der nördlichste Krater der *Monti Silvestri* nach einer viermonatlichen vollständigen Ruhepause plötzlich seine Thätigkeit wieder aufnahm, so wird die obige Vermuthung bezüglich des Erscheinens der Lava im Hauptkrater sehr wahrscheinlich.

Mit diesen vulcanischen Phänomenen bringt nun Riccò die Erdbeben vom 22. April in Verbindung. Wenn gegen den 26. April hin die Intensität der Erdbeben nachliess, so ist dieser Umstand auf die mit dem Erscheinen der Lava im Hauptkrater beginnende Eruption zurückzuführen. Da jedoch die nördliche Flanke des *Aetna* dem ungeheuren Drucke der im Vulcan stehenden Lavasäule widerstand, so kam es nicht zu einer excentrischen Eruption. Den ganzen Vorgang bezeichnet Riccò als eine verfehlte Eruption.

Die Erdbeben am 7. und 8. August 1894 haben eine sehr geringe Verbreitung gehabt. Die von der Mesoseiste eingeschlossene, ungefähr elliptisch gestaltete Schütterfläche hat eine von Nordwesten nach Südosten, vom Hauptkrater des *Aetna* nach *Acireale* gerichtete circa 6 Kilometer lange grosse Axe und eine 2 Kilometer lange kleine Axe. In den dem Erdbeben vorhergehenden Monaten stiess der grosse Krater ziemlich häufig beträchtliche Rauchmassen aus. Am 12. Juli befand sich nur eine kleine Lavamenge im Innern des Kraters und verhielt sich ruhig wie im September 1893. In der Zeit nach dem Erdbeben beobachtete Riccò am 17. August das Austreten von glühender Lava im centralen Krater, doch war der Vorgang dieses Mal von heftigen Detonationen begleitet. In der Nacht vom 15./16. August hatte sich auch der nördlichste Krater der *M. Silvestri* wieder geregt; die ausserordentlichen Dimensionen und die grosse Kraft, mit welcher die Dampfsäule ausgestossen wurde, schliessen die Möglichkeit aus, die Entstehung derselben rein meteorischen Ursachen zuzuschreiben.



Nach allem lässt es Riccò noch unentschieden, ob es sich bei den erwähnten Erdbeben um Nachwehen der letzten excentrischen Eruption handle, oder ob sie als Vorboten einer künftigen Eruption anzusehen seien.

Vulcano.

Bibliographie.

1. Anderson J. and Johnston-Lavis H. J.: Notes on the late eruption in the island of Vulcano. Report British Assoc. 1888. Transact., pag. 664.
2. Butler G. W.: The Eruptions of Vulcano (August 3, 1888, to March 22, 1890). Nature. 1892, Bd. XLVI, pag. 117—119.
3. Consiglio Ponte S.: Eruzione dell'isola di Vulcano 1888—1890. Appendice alla Relazione della Commissione governativa. (Vergl. Nr. 24.) Annali dell'Ufficio Centr. Meteorol. e Geodinam. Ital. Ser. IIa, Bd. XI, Theil 3, 1889, pag. 307 bis 331, 1 Taf. Rom 1892.
4. Derselbe: Contribuzione alla Vulcanologia delle isole Eolie: Fine del periodo eruttivo di Vulcano e stato attuale del cratere. Atti della Accad. Gioenia di Scienze Naturali in Catania. Anno 67. 1890—91. Ser. IVa, Bd. III, pag. 317 bis 333. Bull. Mens. della Accad. Gioenia di Sc. nat. in Catania. N. S. Fasc. 20 bis 21, pag. 26—28. Catania 1891.
5. Derselbe: Contribuzione alla Vulcanologia delle isole Eolie: I proiettili e l'interno meccanismo eruttivo di Vulcano. Atti della Accad. di Sc. Nat. in Catania. Anno 69. 1892/93. Ser. IVa, Bd. V, N. 12, 33 S. 1 Taf. Bull. Mens. della Accad. di Sc. Nat. in Catania. N. S. Fasc. 25, pag. 11—14. Catania 1892.
6. Cortese C.: Appunto sull'eruzione dell'isola di Vulcano veduta nel settembre 1888. Boll. del R. Comitato Geol. d'Italia. Ser. IIa, 1888, Bd. IX, pag. 214—222.
7. Fulcher L. W.: Vulcano and Stromboli. Geolog. Magazine. Ser. III, 1890, Bd. VII, pag. 347—353.
8. Johnston-Lavis H. J.: S. Nr. 1.
9. Derselbe: Further Notes on the late Eruption at Vulcano Island. Nature 1888 bis 1889. Bd. XXXIX, pag. 109—111, 173.
10. Derselbe: The Eruption of Vulcano Island. Nature. 1890, Bd. XLII, pag. 78—79. Scottish Geogr. Magazine; 1890, Bd. VI, pag. 145—149.
11. Derselbe: The Islands of Vulcano and Stromboli. Nature 1888, Bd. XXXVIII, pag. 13—14.
12. Mercalli G.: L'isola di Vulcano e lo Stromboli dal 1886 al 1888. Atti della Soc. Ital. di Sc. Nat. 1888, Bd. XXXI, Nr. 3, pag. 407—419.
13. Derselbe: L'eruzioni dell'isola di Vulcano. La Rassegna Nazionale. Florenz 1889.
14. Platania G.: Sui proiettili squarciati di Vulcano (Isole Eolie) nell'eruzione del 1888—1890. Annali dell'Ufficio Centr. Meteorol. e Geodin. Ital. Ser. IIa, 1888, Bd. X, Th. 4, pag. 61—67. Rom 1891.
15. Derselbe: Eruption volcanique à l'île Vulcano. La Nature 1888, 3. Novembre, Nr. 805.

16. Platania G.: I fenomeni sottomarini durante l'eruzione di Vulcano (Eolie) nel 1888—1889. Atti dell'Accad. di Sc. di Acireale. N. S. 1889, Bd. I, pag. 63 bis 76, 3 Taf. Im Auszug in: Neptunia. Rivista mensile. Venedig 1891. Bd. I, pag. 25—29.
17. Platania, Gaet. e Giov.: Le interruzioni del cavo telegrafico Milazzo-Lipari e i fenomeni vulcanici sottomarini nel 1888—1892. Atti della Accad. Gioenia di Sc. Nat. in Catania. Anno 71. 1894, Ser. IVa, Bd. VII, Nr. 10, 13 S., 2 Tab., 1 Karte 1:150.000. Bull. della Acc. Gioenia di Sc. Nat. in Catania. N. S. 1894, Fasc. 36.
18. Riccò A: Fumo di Vulcano veduto dall'Osservatorio di Palermo durante l'eruzione del 1889 ed applicazione della termodinamica alle eruzioni vulcaniche. Annali dell'Ufficio Centr. Meteorol. e Geodin. Ital. Ser. IIa, 1889, Bd. XI, Th. 3, pag. 332—340, 1 Taf. Rom 1892.
19. Derselbe: Applicazione della termodinamica alle eruzione vulcaniche. Atti della Accad. Gioenia di Sc. Nat. in Catania. Anno 69. 1892—93. Ser. IVa, Bd. V, Nr. 10, 4 S.
20. Silvestri O.: Sull' attuale eruzione di Vulcano nelle isole Eolie. Annali dell'Ufficio Centr. Meteorol. e Geodin. Ital. Ser. IIa, 1887. Bd. IX, Th. 4, pag. 109—121.
21. Derselbe: Sulla attuale eruzione scoppiata il di 8 agosto 1888 all'isola Vulcano. Atti della Accad. Gioenia di Sc. Nat. in Catania. Ser. IVa, 1889, Bd. I, pag. 291—331; Bd. II, pag. 221—249.
22. Derselbe: L'isola di Vulcano e l'attuale suo risveglio eruttivo. Nuova Antologia di Sc., Lettere ed Arti. Rom. Ser. IIIa, Bd. XXI, Fasc. 1. Giugno 1889.
23. Derselbe: L'éruption actuelle de l'île Vulcano. Comptes Rendus des Séances de l'Acad. des Sciences. Paris 1889. Bd. CIX, pag. 241—243.
24. Silvestri O. e Mercalli G.: Le eruzioni dell'isola di Vulcano incominciata il 3 agosto 1888 e terminata il 22 Marzo 1890. Relazione scientifica della Commissione incaricata degli studi dal R. Governo. Annali dell'Ufficio Centr. Meteorol. e Geodin. Ital. Ser. IIa, 1888, Bd. X, Th. 4, pag. 71—281, 11 Taf. mit Abbild. Rom 1891.
25. Tacchini P.: Sulle attuali eruzioni di Vulcano e Stromboli. Atti della R. Accad. dei Lincei. Ser. IVa, Rendiconti. 1889, Bd. V, 1. Sem., pag. 327—329.

Die letzte grosse Eruption von *Vulcano* fand im Jahre 1771 statt. Seit jener Zeit bis zum Jahre 1886, also seit mehr als einem Jahrhundert, verharrte der Krater im Solfatarenzustande. Nur in seltenen Intervallen wurden die Fumarolen lebhafter und traten schwache Aschenauswürfe ein. Erst seit 1873 zeigten sich kurze Explosionen von im allgemeinen zunehmender Intensität in grösserer Zahl. Diese sowohl wie die steigende Thätigkeit der Fumarolen und die Geräusche, welche sich auch bei vollkommener Ruhe wahrnehmen liessen, können als Vorläufer derjenigen eruptiven Periode angesehen werden, welche am 3. August 1888 begann.



nischen Phänomene behandeln G. Grablovitz, V. Clerici und O. Silvestri. Die petrographische Untersuchung des festen Eruptionsmaterials und die Analyse des gasförmigen stammen von Silvestri und Mercalli; letzterer berichtet auch über die während der Dauer der Eruption auf *Stromboli* und anderen Punkten des *äolischen Archipels* angestellten vulcanologischen Beobachtungen. Die Gezeitenerscheinungen discutirt G. Grablovitz. Den Schluss bildet eine Discussion der beobachteten Thatsachen von O. Silvestri.

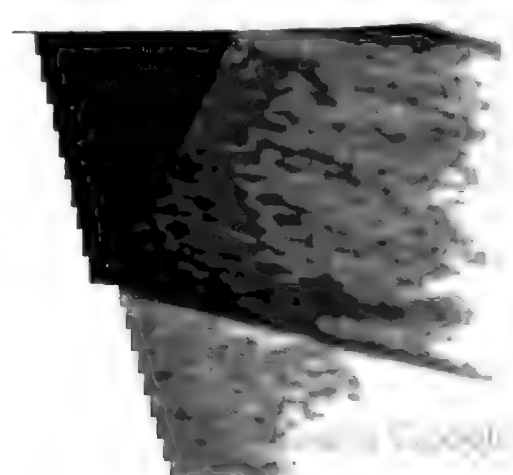
Die ganze Eruptionsperiode von *Vulcano* zerfällt in zwei Phasen von sehr verschiedener Dauer, welche durch eine vollständige Ruhepause von 13 Tagen scharf getrennt sind. Die erste sehr kurze Phase vom 2.—5. August ist durch sehr heftige Explosionen charakterisirt. Dieselben erfolgen in langen Intervallen und unterscheiden sich weder dem Rhythmus noch der Beschaffenheit des ausgeworfenen Materials nach von den früheren Explosionen desselben Vulcans im Jahre 1879, 1886 u. s. w., abgesehen davon, dass die Heftigkeit der Eruption eine bedeutend grössere war. Die zweite Phase, welche vom 10. August 1888 bis zum Ende der ganzen Periode reicht, lässt sich sowohl hinsichtlich der Zahl und wechselnden Stärke der Explosionen als auch der Beschaffenheit des Eruptionsmaterials mit keiner der Eruptionen von *Vulcano* in diesem Jahrhundert vergleichen.

Die jüngste Eruptionsperiode setzt sich aus einer zahllosen Reihe von intermittirenden Explosionen mit einer Dauer von wenigen Minuten zusammen, die nur im Anfang einer plinianischen Eruption ähnlich waren.

Die Explosionen waren sehr häufig von einem mehr oder minder langen, oft ganz kurzen, kanonenschlagähnlichen unterirdischen Geräusch begleitet, das bisweilen so intensiv war, dass auf *Lipari* die Fensterscheiben zitterten und man es auf Entfernungen von über 40 Kilometer noch hören konnte. Dasselbe fiel bald mit den Explosionen zusammen, bald war es unabhängig von ihnen. Die zahlreichen elektrischen Entladungen in der Dampf- und Rauchsäule verursachten Donner.

In den Intervallen zwischen den einzelnen Explosionen war ein constanter Rhythmus nicht zu erkennen, die Dauer derselben schwankte zwischen wenigen Minuten und einigen Stunden.

Die Gewalt der Explosionen stand im umgekehrten Verhältnis zu ihrer Zahl. Die drei heftigsten Explosionen während



der ganzen Periode fanden am 4. August 1888, 26. December 1889 und 15. März 1890 statt, bei den beiden ersten wurden grosse Massen bis auf 1400 Meter Entfernung vom Krater geschleudert, bei der dritten fielen grobe Lapilli sogar auf der circa 8 Kilometer entfernten Insel *Lipari*.

Eine Beziehung zwischen der eruptiven Intensität und dem Luftdruck ist nicht zu erkennen, wenn man nur kurze Zeitabschnitte in Betracht zieht. Vergleicht man hingegen die Schwankungen der Intensität im grossen und ganzen mit den auffallendsten Luftdruckveränderungen, so scheint im allgemeinen soviel festzustehen, dass die geringere eruptive Kraft in den verschiedenen Jahreszeiten mit dem hohen Luftdruck zusammenfällt, während umgekehrt alle eruptiven Erscheinungen bei plötzlichen und grossen Luftdruckschwankungen intensiver auftreten.

Ein bemerkenswerter Zug in dem Charakter der Eruptionen besteht in dem gänzlichen Mangel seismischer Paroxysmen, welche gewöhnlich die plinianischen Ausbrüche der Vulcane charakterisiren. Die einzige Bewegung, welche als Anzeichen der kommenden Eruption angesehen werden kann, bestand in einer leichten Erschütterung, welche am 31. Juli 1888 um 7 h 40 m p. m. in *Messina* vom seismischen Apparat als Wellenbewegung vom 8—10 Secunden Dauer registriert wurde. Im Augenblick der ersten Explosion wurde von dem Wächter des Leuchthurmes auf *Vulcano* ein schwaches Zittern verspürt, im weiteren Verlaufe der Eruption wurden noch einige seltene und sehr schwache Oscillationen des Bodens im Momente der heftigsten Explosion von *Vulcano* wahrgenommen. Es stellte sich bald heraus, dass die gewöhnlichen seismischen Apparate sich den Bodenschwingungen gegenüber, die man a priori voraussetzen musste, indifferent verhielten, und dass selbst der Tromometer nicht das geeignete Instrument war, um den Charakter der leisen Erzitterungen zu enthüllen. Die besten Dienste leistete in diesem Falle ein einfaches Quecksilberbad. Ein solches war auf 5 Stationen in einer Entfernung von 770 Meter, 960 Meter, 1170 Meter, 1260 Meter und 1315 Meter am Fusse des Kraters aufgestellt.

Aus den längere Zeit fortgesetzten Beobachtungen haben sich für die unmittelbare Nähe des Vulcans folgende Schlüsse ergeben:

1. Jede Explosion ist von einer Bodenbewegung begleitet, welche mit dem Aufhören der Eruption endet.



30—70 Centimeter Durchmesser lagen inmitten eines Loches von 50—60 Centimeter Tiefe, die grösseren hingegen, welche bis zu 5—6 Meter Durchmesser hatten, hatten sich so tief eingegraben, dass an der Oberfläche nur eine kreisrunde Vertiefung zu sehen war, unter welcher sie in 1—2·5 Meter Tiefe vergraben lagen. Diejenigen Steine, welche bis zum Strand zwischen *Vulcano* und *Vulcanello* geschleudert waren, hatten sich mehr oder minder tief in den Sand eingehohlet; das vom Meere her durchsickernde Wasser hatte die Löcher ausgefüllt und bildete nun eine Reihe kleiner Lachen.

Für einige Fälle, in denen genaue Daten zur Verfügung standen, hat G. Grablovitz (24) die Flugbahn berechnet, welche die projectilartig herausgeschleuderten Steine beschrieben haben. Derselbe findet für die Höhe den Betrag von 1814·5 Meter. Da die Zeit, welche der Körper zum Fallen gebrauchte, 18·6 Secunden beträgt, so schlug derselbe mit einer Geschwindigkeit von 182·5 Meter auf. V. Clerici (24) war Zeuge einer Eruption von *Vulcano* und sah, wie sich ein Stein von mässiger Grösse in den Boden eingrub. Die Vertiefung, welche an der Oberfläche zurückblieb, hatte einen Durchmesser von 2·7 Meter. Clerici berechnet die mechanische Arbeit, welche beim Fallen solcher Massen geleistet wird, zu 372·081 Kilogramm-meter, die Zahl der entsprechenden Calorien ist 439. Von der Gewalt der Explosion kann man sich eine Vorstellung machen, wenn man bedenkt, dass die Fensterscheiben eines 1300 Meter vom Krater entfernten Hauses von Gesteinsstücken wie von einem Projectil glatt durchgeschlagen waren.

Während der Dauer der Eruption von *Vulcano* trat mehrere Male eine Unterbrechung in der telegraphischen Verbindung zwischen *Lipari* und *Milazzo* auf Sicilien ein. Welche Ursachen dieselbe veranlasst haben, lässt sich mit Sicherheit nicht entscheiden, doch liegt die Vermuthung nahe, dass sich auf dem Meeresboden vulcanische Vorgänge irgend welcher Art abgespielt haben, welche eine Beschädigung des Kabels verursachten, das in ziemlich beträchtlicher Entfernung an der Insel *Vulcano* vorbeigeht.

Die erste Unterbrechung in der telegraphischen Leitung trat in der Nacht vom 21./22. November 1888 ein. Bei der Untersuchung des Kabels stellte sich heraus, dass circa 6900 Meter ONO. vom Krater von *Vulcano* ein Bruch stattgefunden hatte; das eine Ende des Kabels sah wie gequetscht aus, wie wenn eine schwere

Masse daraufgefallen wäre. Die Meerestiefe betrug an der betreffenden Stelle 869 Meter.

Die zweite Beschädigung des Kabels vom 30. März 1889 war leichter Art und bestand darin, dass über 8 Kilometer östlich von *Vulcano* in 1006 Meter Tiefe die Guttapercha geschmolzen war. Die Temperatur des Wassers am Meeresboden betrug im Augenblick der Lotung 13.33° C. Bei weiteren Nachforschungen fand man, dass $6\frac{1}{2}$ Kilometer von der Insel in 933 Meter Tiefe das Kabel vollständig gebrochen war.

Die dritte Unterbrechung hatte am 11. November 1889 statt. Das Kabel war 5 Kilometer NNO. vom Krater von *Vulcano* in 741 Meter Tiefe gebrochen. Die Beschädigung glich vollständig derjenigen, welche das erste Mal constatirt worden war.

Die vierte und letzte Unterbrechung fällt in die Zeit nach dem Ende der Eruptionsperiode von *Vulcano* und ereignete sich am 14. December 1892 circa 6 Kilometer NO. vom Krater und in 695 Meter Tiefe. Auf eine Strecke von 273 Meter vom Bruch war die Schutzhülle des Kabels beschädigt. Die Bruchstelle machte den Eindruck, als wenn das Kabel durch einen heftigen und plötzlichen Schlag gebrochen wäre; alle 15 Leitungsdrähte waren an derselben Stelle wie durchgeschnitten und das Kupfer fand sich in Zwischenräumen von circa 50 Centimeter blossgelegt. Die Guttapercha war abgerieben, Spuren von Schmelzungserscheinungen waren aber nicht zu erkennen.

Zur besseren Beurtheilung dieser Erscheinungen weisen Gaetano und Giovanni Platania (16 und 17) auf ein ähnliches Vorkommen hin, welches Mitte des Jahres 1891 am Kabel *Panaria-Stromboli* sich ereignet hat. Die Beschädigung bestand darin, dass an zwei nahe beieinander gelegenen Stellen auf etwa 25 Meter Länge die Seele wie verbrannt war. Dass das Kabel erwärmt worden war, konnte man auch daran sehen, dass die Jute an der Guttapercha anklebte. Die Störung ist ohne Zweifel durch eine der Thermen hervorgerufen, welche an der Ostküste von *Panaria* so häufig sind und auch auf dem Meeresboden vorkommen. Einem ähnlichen Phänomen wird man das Schmelzen der Hülle des Kabels *Milazzo-Lipari* zuschreiben müssen. Dagegen ist es nicht angängig, wie es V. Clerici (24) thut, einfache Gasemanationen auch für die anderen Beschädigungen des Kabels, die in einem vollständigen Bruch der Leitungs-

drähte bestanden, verantwortlich zu machen. Manches deutet darauf hin, dass wir es in diesem Falle mit Verwerfungen am Meeresboden, vielleicht auch mit Injectionen und Ausbreitung von Magma zu thun haben.

Die Eruption von *Vulcano* ist charakterisirt durch den absoluten Mangel an ausfliessender Lava und unterscheidet sich in dieser Hinsicht scharf von den plinianischen Eruptionen anderer Vulcane. Dieses Fehlen eines Lavaergusses steht sicherlich in directer Beziehung zu der Thatsache der fast gänzlichen Ruhe, welche der Boden auch in unmittelbarer Nähe des Kraters selbst bei den stärksten Explosionen bewahrte. Dass es an magmatischer Lava im Innern des Vulcans nicht fehlte, wird durch das Auswerfen von glühenden Bomben bewiesen. Das hauptsächlichste Eruptionsmaterial bestand demnach in vulcanischen Sanden, Aschen, Lapilli, Bomben und Steinen von bisweilen ganz bedeutenden Dimensionen. Am 26. Februar 1889 war die Masse der ausgestossenen Sande und Aschen eine so ungeheure, dass dieselbe beim Niederfallen auf den Boden ein Geräusch wie beim Regen hervorrief. An diesem Tage fielen 13.3 Tonnen Asche auf den Quadratkilometer in der Minute. O. Silvestri (24) gibt die Fläche, welche vom Aschenfall betroffen wurde, auf 10 Quadratkilometer rund um den Vulcan an, so dass also *Vulcano* 133 Tonnen Sande und Aschen in einer Minute ausstiess.

Sah man nachts die glühenden Bomben am Abhänge des Kraters herabrollen, so bemerkte man, wie sie sich äusserlich schnell abkühlten, im Innern behielten sie aber ihre Glühhitze je nach ihrer Grösse eine mehr oder minder lange Zeit. Eine Bombe von über 1 Cubikmeter Volumen zeigte noch nach Verlauf eines Tages im Innern eine dunkelrothe Glut, während Bomben von 25 bis 30 Centimeter Durchmesser nach 3 bis 4 Stunden ganz erkaltet waren. Bei einigen Bomben gelang es, unmittelbar nach ihrem Niederfallen die Temperatur annähernd zu bestimmen. Da man Silberdrähte von 1 Millimeter Dicke zum Schmelzen brachte, wenn man sie durch Risse in das Innere der Bombe einführte, so betrug die Temperatur mindestens 1000° C.

Vom Observatorium in *Palermo* aus, 140 Kilometer von *Vulcano* entfernt, konnte in mehreren Fällen nach besonders heftigen Explosionen des Vulcans die Rauch- und Dampfwolke erblickt werden, welche in die Höhe geschleudert war. Durch Winkelmessungen hat

A. Riccò (18 und 19) festgestellt, dass das Maximum der Höhe, welche von den Dampfvolken erreicht worden ist, $10\frac{1}{2}$ Kilometer betragen hat. Durch Anwendung der Grundsätze der Thermodynamik auf die Eruptionen von *Vulcano* sucht Riccò den Beweis dafür zu erbringen, dass bei den Eruptionen eine genügende Menge Energie entwickelt wird, um derartige Phänomene zu bewirken.

Von hoher Bedeutung für die Vulcanologie ist das gegenseitige Verhalten von zwei benachbarten Vulcanen während einer Eruptionsperiode. In dieser Hinsicht sind die Beobachtungen von G. Mercalli (24) sehr interessant. Zweimal hat derselbe während der Dauer der Eruption von *Vulcano* den *Stromboli* besucht, das erste Mal im September 1888 und dann noch einmal im Februar und März 1889. Am wichtigsten ist die Thatsache, dass die Schwankungen in der Thätigkeit des *Stromboli* in keiner zeitlichen Beziehung weder des Synchronismus, noch des Antagonismus zu den Maxima oder Minima der Eruptionsperiode von *Vulcano* stehen. Beim *Stromboli* hängen die Explosionen von einer Lavamasse ab, welche den Vulcanschlot vollständig ausfüllt und in einem Strom sich nach aussen ergiesst; die Explosionen finden daher ununterbrochen statt, sind aber nur schwach. Für *Vulcano* sind hingegen die intermittirenden Explosionen charakteristisch, weil die magmatische Lava in bedeutender Tiefe im Innern des Vulcans steht, so dass die Gase und Dämpfe bei der Explosion einen mehr oder minder hohen Widerstand zu überwinden haben. Diesem verschiedenen Verhalten entsprechend haben die Eruptionsproducte beider Vulcane eine ganz verschiedene Beschaffenheit und Gestalt. *Stromboli* gab ausser dem Lavastrom bei den Explosionen wenig Wasserdampf von sich, dagegen grosse Massen von kleinen Schlacken; Aschen fehlten ganz. Bei *Vulcano* war dagegen die Menge des ausgestossenen Wasserdampfes sehr gross, etwas geringer die der Aschen und Sande, es fehlten die kleinen Schlackentheilchen, das heisst, die kleinen, ungestalteten Stückchen recenter Lava, welche nur in mehr oder minder grossen Massen zusammen mit zahlreichen Einschlüssen alter Lava ausgeschleudert wurden.

Die secundären Aeusserungen der vulcanischen Thätigkeit auf den *äolischen Inseln* verriethen theilweise eine Zunahme ihrer Intensität im Verlaufe der Eruptionsperiode von *Vulcano* in den Jahren 1873 bis 1890, wie z. B. die Thermen und Gasmana-



tionen von *Bagno Secco* und *Piano Greco* auf der Insel *Lipari* und diejenigen auf *Panaria*, andere nahmen an Thätigkeit ab, wie die Fumajolen auf *Vulcanello* und von *San Leonardo* auf *Lipari* nebst den Gasemanationen an der Ostküste von *Vulcano*, wieder andere verhielten sich allen vulcanischen Vorgängen gegenüber indifferent.

Die eruptiven Erscheinungen, welche sich 22 Monate hindurch ohne Unterbrechung und ohne nennenswerte Veränderung an *Vulcano* geltend machten, sind so eigenthümlicher und von den bei anderen Vulcanen sich abspielenden Vorgängen so abweichender Art, dass der Versuch einer Erklärung des inneren eruptiven Mechanismus sich von selber aufdrängt. Da strömende Lava während der ganzen Dauer der Eruption nicht zu Tage getreten ist, so muss jede Erklärung an das von *Vulcano* ausgestossene feste Gesteinsmaterial anknüpfen.

Die Eruptionsproducte zerfallen in zwei scharf getrennte Gruppen: die einen sind massige Gesteine, die andern bimssteinartig aufgeblasen und von Sprüngen durchsetzt. Zwischen beiden Extremen finden sich alle nur möglichen Uebergänge, ein klarer Beweis dafür, dass sie aus ein und demselben Herd und ein und derselben Lavamasse stammen.

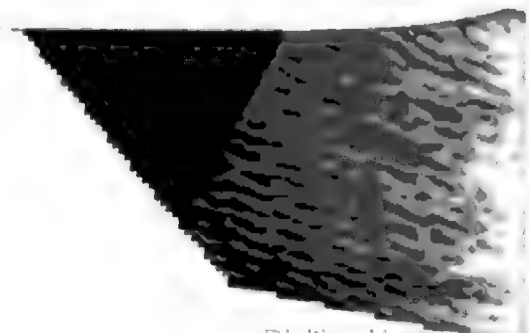
Um die verschiedene Structur der Auswürflinge zu erklären, nimmt G. Platania (14) an, dass die compacten Steine von dem oberen Theil der magmatischen Lava geliefert seien, welcher schon relativ abgekühlt und verfestigt gewesen sei, die andere Gruppe von Blöcken rühre aus den tieferen Schichten des Magmas her, die sich noch in flüssigem Zustande befunden hätten. O. Silvestri und G. Mercalli (24) vertreten die entgegengesetzte Ansicht, dass nämlich die oberen Schichten massige Projectile von etwas saurerer Lava mit poröser, trachytähnlicher Structur und geringerem specifischen Gewicht geliefert hätten, die tieferen hingegen solche einer compacten, fast glasigen Lava und von grösserem specifischen Gewicht. Dass aber die verschieden höhere oder tiefere Lage nicht der Grund der verschiedenen structurellen Ausbildung sein kann, geht schon aus dem Umstande hervor, dass manche Stücke beide Structurverhältnisse in sich vereinigen, indem sie eine compacte, fast glasige Seite und eine bimssteinartige haben.

S. Consiglio Ponte (3 und 5) möchte die Bedenken, welche beiden erwähnten Erklärungen gegenüber sich erheben, durch die

Annahme vermeiden, dass alle Gesteine aus ein und derselben, in gleichem Zustande sich befindlichen Masse stammen. Je nachdem nun dieselben eine längere oder kürzere Zeit in dem Vulcanschlot stecken blieben oder plötzlich hinausgeschleudert wurden, bildeten sich massige Gesteine oder solche mit einem compacten Kern und einer porösen Hülle oder endlich reine Bimssteine. Im ersten Falle hatten die aus dem Magma losgelösten Massen Zeit, sich zu verfestigen und büssten die Fähigkeit sich auszudehnen ein; im zweiten bewahrten sie ihren ursprünglichen Zustand nur im Innern, oder sie nahmen umgekehrt im Kern die Bimssteinstructur an, während das Aeussere sich verfestigte; im dritten Falle endlich konnte die Lavamasse sich bei der äusseren Temperatur ausdehnen und deformiren.

Alle die verschiedenen Formen, welche die Bomben aufweisen, lassen sich auf zwei Grundtypen, das längliche Tetraeder und den Kegel zurückführen. Diese bezeichnet S. Consiglio Ponte (3 und 5) als die primären Formen, welche die Bomben gleich bei ihrer Entstehung angenommen haben; ihnen gegenüber stehen alle anderen als zufällige, secundäre Formen, welche durch die Deformation der Masse bedingt sind, nachdem die Bomben aus dem Vulcan geschleudert und auf den Boden gefallen sind. Alle Bomben tragen, so sehr sie auch in ihrer primären Gestalt verändert sein mögen, auf ihrer Oberfläche scharfe Ecken an sich.

Die morphologischen Eigenschaften der Bomben sind unvereinbar mit der Annahme, dass dieselben aus einer Lavamasse stammten, welche sich im flüssigen Zustande, oder, wie O. Silvestri und G. Mercalli (24) sogar wollen, in dem der vollständigen Flüssigkeit befände. Andererseits können die Bomben auch nicht schon als erstarrte und verfestigte Massen hinausgeschleudert worden sein, da in diesem Falle keine Deformation mehr eintreten könnte. Beide Eigenthümlichkeiten, die eckige Gestalt und die Fähigkeit, unter dem Einfluss der sich ausdehnenden Gase und Dämpfe sich zu deformiren, sind dagegen nach S. Consiglio Ponte (3 und 5) sehr wohl mit einander vereinbar, wenn man für das Magma einen zähflüssigen, viscosen Zustand voraussetzt. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass in dieser Eigenschaft der magmatischen Lavamasse eine jener Bedingungen zu suchen ist, welche trotz der langen und intensiven Thätigkeit des Vulcans das Hervorbrechen eines Lavastromes verhinderten.



Oben wurde bereits erwähnt, dass einer jeden Eruption von *Vulcano* um einige Secunden ein Zittern des Bodens vorausgeht, welches nur mit einem Quecksilberbad nachgewiesen werden konnte; nach einer kurzen Ruhepause trat die Explosion im Krater ein.

Am 12. Februar 1889 war S. Consiglio Ponte (3) Augenzeuge einer jener heftigen Explosionen, wie sie fast täglich auftraten. Vor der Explosion war der Kraterboden mit einem grossen Haufen rauchender Trümmer bedeckt, die weissen Dampf ausstiessen. Auf eine im Innern stattfindende Explosion erfolgte ein Geräusch, wie von Dampf, welcher unter hohem Druck entweicht und dabei auf verschiedene Hindernisse stösst. Dann erschienen dichte Massen von schwarzem Rauch, die sich über einander thürmten und unter Blitz und Donner in die Höhe schossen. Die erste Explosion ging jedenfalls im Innern der Lavamasse vor sich und wurde durch die schnelle Entwicklung von hochgespanntem Dampf veranlasst.

Bei jeder Explosion muss nun in einem oder mehreren Punkten der Magmamasse ein radialer Bruch entstehen, welcher mehr oder minder grosse Blöcke formt. Aus mechanischen Gründen können diese Blöcke keine andere Gestalt annehmen, als entweder die eines Kegels oder eines länglichen, etwas unregelmässigen Tetraeders. Bestimmend ist in dieser Hinsicht die Art, mit welcher das mechanische Agens, in erster Linie hochgespannter Wasserdampf, auf die magmatische Lava einwirkt. Wenn die Explosion eine instantane ist, so müssen die durch den radialen Bruch erzeugten Blöcke die Gestalt eines Kegels annehmen. Hat hingegen der in und unter der Magmamasse sich entwickelnde Wasserdampf nicht gleich anfangs die nöthige Kraft, um plötzlich die innere Explosion zu erzeugen, so entsteht zunächst eine Art Anschwellung, und erst wenn die für die Explosion nöthige Dampfspannung erreicht ist, bildet sich ein radialer Bruch. In diesem Falle können die Blöcke nur die Gestalt eines länglichen Tetraeders annehmen.

Die charakteristischen Eigenthümlichkeiten der Eruptionen von *Vulcano* bestehen:

1. in intermittirenden Ausbrüchen von verschiedener Stärke, welche in verschieden langen Intervallen eintreten und vom Auswerfen grosser Dampfmassen, sowie festen Materials begleitet sind;
2. in dem Mangel jeglichen Lavaergusses;
3. in dem Fehlen geodynamischer Paroxysmen.

Die *Vulcano*-Eruptionen stehen durch diese Eigenschaften in schroffstem Gegensatz zu den plinianischen Ausbrüchen, wie sie vom Vesuv her bekannt sind, ebenso aber auch zu der für den Stromboli charakteristischen eruptiven Thätigkeit und den einfachen Gasemanationen im Solfatarenzustande. Diesen drei typischen Eruptionsarten stellt O. Silvestri (20 und 24) die für *Vulcano* bezeichnenden Ausbrüche als einen besonderen Typus gegenüber und bezeichnet sie als „*Vulcanianische*“.

Im Laufe des Monats März 1891 besuchte S. Consiglio Ponte (4) von neuem die Insel *Vulcano*, um den Zustand des Kraters zu untersuchen und die Veränderungen zu constatiren, welche in demselben durch die Ausbrüche hervorgerufen waren. Das Ende der Eruptionsperiode setzte O. Silvestri (24), wie oben erwähnt, auf den 22. März 1890 und berechnete darnach die Dauer derselben zu etwa 20 Monaten. Indessen hatte die grosse Eruption vom 15. März 1890 noch eine längere Zeit anhaltende Nachwirkung, so dass Consiglio Ponte (4) die Periode erst nach einer Dauer von über 22 Monaten mit dem Mai-Juni 1890 enden lässt.

Vom Fusse des Berges aus sah man auf dem Rande des äusseren Ringes, besonders auf der Nordseite, die Fumarolen in voller Thätigkeit; die Dampf- und Gasemanationen, welche sich aus der centralen Höhlung des Kraters erhoben, waren dagegen sehr unregelmässig. Auf der Aussenseite des Berges hatte die Dampfentwicklung, welche im Februar 1890 noch so intensiv gewesen war, ganz aufgehört, die noch vorhandenen Fumarolen waren jedoch nicht weniger thätig, als zur Zeit der stärksten Eruptionen des Vulcans. In seinem Aeussern zeigte der Vulcanberg nicht die geringste Veränderung gegen früher, wenn man absieht von der dicken Schicht von Lapilli und Asche, welche die Oberfläche bedeckt. Die Neigung der Flanken schwankt zwischen 30 und 35°.

Innerhalb des äusseren Kraterringes liegt etwa 5 Meter tiefer ein circa 50 Meter breiter kreisförmiger Raum, der seinerseits auf der Innenseite von einem erhöhten Rande begrenzt wird: letzterer bildet den eigentlichen Wall der kraterförmigen Vertiefung, der sogenannten „*Fossa di Vulcano*“. Der zwischen beiden Rändern liegende Raum verläuft concentrisch zu der Bocca des Kraters, erreicht im Westen seine grösste Breite, verschmälert sich aber nach Osten und Süden, so dass im SO.—S.—SW. beide Ränder in ein-



4. Fulcher L. W.: Vulcano and Stromboli.
Geological Magazine, Ser. III, 1890, Bd. VII, pag. 347—353.
5. Johnston-Lavis H. J.: Stromboli.
Nature 1892/93, Bd. XLVII, pag. 453.
6. Mercalli G.: Sopra alcune lave antiche e moderne dello Stromboli.
Rendiconti del Ist. Lombardo di Sc. e Lettere, Ser. IIa, 1890, Bd. XXIII,
pag. 863—873. Giornale di Mineral., Crist. e Petrogr. 1891, Bd. II, pag. 165
bis 176.
7. Derselbe: Siehe Nr. 9.
8. Ricciardi L.: La recente eruzione dello Stromboli in relazione alla frattura
Capo Passero-Vulture e sull' influenza luni-solare nelle eruzioni.
Reggio Calabria, 1893, 12 S.
9. Riccò A. e Mercalli G.: Sopra il periodo eruttivo dello Stromboli cominciato
il 24 giugno 1891.
Annali dell' Ufficio Centr. Meteorol. e Geodinamic. Ital. Ser. IIa, 1889, Bd. XI,
Theil III; Rom 1892, pag. 187—221, 2 Tafeln. Giornale di Mineral., Crist.
e Petrogr. 1893, Bd. IV, 15.
10. Riccò A.: Sulla influenza luni-solare nelle eruzioni.
Atti della Accad. Gioenia di Scienze Naturali in Catania. Anno 69, Ser. IVa,
Bd. V, Nr. 11, 6 S.
(Diese Abhandlung ist gleichlautend mit dem Abschnitt 6 der unter
Nr. 9 aufgeführten Arbeit.)

Der *Stromboli* ist einer von den bekannteren und doch wenig untersuchten Vulkanen. Allgemein verbreitet war bisher die Vorstellung, dass die vulcanische Thätigkeit desselben durch die regelmässige Aufeinanderfolge von schwachen Explosionen charakterisirt sei. Dem ist jedoch nicht so, es wechseln vielmehr Phasen von mehr oder minder starker Intensität mit paroxysmusartigen Eruptionen, welche den plinianischen Explosionen gleichzustellen sind. Durch diese Paroxysmen wird die ununterbrochene Reihe der Explosionen des *Stromboli* in ebenso viele Perioden zerlegt, welche den Perioden des *Vesuvus* und anderer Vulcane entsprechen; der einzige wesentliche Unterschied besteht nur darin, dass beim *Stromboli* die Zeiten vollständiger Ruhe fehlen.

Der gegenwärtig thätige Krater des *Stromboli* liegt auf dem Nordnordwest-Abhange des alten centralen, seit langen Zeiten erloschenen Kraters und nimmt den oberen Abschnitt eines grossen Thales ein, welches oben am alten Krater ansetzt und bis zum Meere reicht. Die Seiten dieses Thales werden etwas oberhalb der thätigen Bocchen durch zwei mächtige unregelmässige Vorsprünge, die sogenannten „*Faraglioni*“, gebildet, welche den Krater auf der

Nordost- und Südwestseite umschliessen. An den vom Meere aus allein sichtbaren nordwestlichen Rand des Kraters setzt sich ein steiler Abhang an, welcher direct bis zum Meere reicht und ausschliesslich aus Lapilli und Schlacken besteht. Ueber diesen „*Sciara del Fuoco*“ genannten Abhang rollen die bei den Explosionen ausgeworfenen glühenden Schlacken bis zum Strand herunter.

Bei der eruptiven Phase, welche in der Nacht vom 23./24. October 1888 mit einer heftigen, von einem Erdbeben begleiteten Explosion ihren Anfang nahm, öffneten sich am oberen äusseren Rande der *Sciara del Fuoco* drei neue Bocchen, von denen jede ein von den beiden anderen unabhängiges Verhalten zeigte. Flüssige Lava stand nur im Schlothe des centralen Kegels, der sich um die Bocche gebildet hatte. Während unaufhörlich mit Pausen von einigen Secunden Explosionen von glühenden Schlacken erfolgten, ergoss sich die Lava langsam aus einer kleinen Oeffnung, welche auf der Flanke des Kegels entstanden war. Ganz anders war die Thätigkeit der beiden seitlichen kleinen Kegel, Lava war in denselben nicht sichtbar und der Auswurf der Schlacken erfolgte nach mehr oder minder langen Pausen.

Dieser Zustand dauerte bis zum Juni 1889, dann folgten zwei Jahre einer aussergewöhnlichen Ruhe, die nur zweimal, Ende December 1890 und am 26. Jänner 1891, durch eine vorübergehend erhöhte Thätigkeit unterbrochen wurde. Die drei erwähnten Kegel erlitten aber im Laufe des Jahres 1889 mehrfach Veränderungen in ihrer Gestalt, bis sie durch die Explosionen des 24. und 30. Juni 1891 vollkommen beseitigt wurden und vier andere Bocchen an ihre Stelle traten.

Am 24. Juni 1891 erfolgten um 12 h 45 m p. m. kurz hinter einander zwei ziemlich heftige Stösse, welche nicht nur auf der ganzen Insel, sondern selbst bis zu der circa 40 Kilometer entfernten Insel *Salina* fühlbar waren. Unmittelbar darauf brach der Vulcan mit zwei heftigen Explosionen aus. Ueber dem Krater erhoben sich zwei mächtige Rauchsäulen zu ziemlicher Höhe. Noch eine beträchtliche Zeit nach diesen ersten Ausbrüchen erschien der ganze obere Theil des Berges mit glühendem Material bedeckt, bis zu einer Entfernung von $1\frac{1}{2}$ Kilometer von den eruptiven Bocchen wurden Lapilli in Form von Lavastücken geschleudert, ein feiner Aschenregen ergoss sich über die ganze Insel und liess erst in den nächsten Tagen nach.

Der Lavastrom, welcher sich unmittelbar nach den beiden ersten Explosionen ergoss, ging von einem der westlichsten Bocca zunächst gelegenen Punkte der *Sciara del Fuoco* aus, deren oberer Rand sich mit einem tiefen Riss öffnete. Der Lavaerguss hielt zwei Tage ununterbrochen an, dabei wiederholten sich die heftigen Explosionen, wenn auch mit abnehmender Intensität. Am 26. liess der Aschenauswurf etwas nach, doch wurden noch Steine und glühende Schlacken am 27. ausgestossen. An den beiden folgenden Tagen kehrte der *Stromboli* zu seiner gewöhnlichen ruhigen Thätigkeit zurück und war zu hoffen, dass die Eruption zu Ende sei, als am Morgen des 30. die ganze Insel abermals heftig erschüttert wurde. Wenige Augenblicke später erfolgte ein zweiter heftiger Stoss, der eine neue Phase der Eruption einleitete.

Der Ausbruch sowohl wie die Erschütterung waren nicht ganz so stark, wie die vom 24. gewesen waren. Unmittelbar nach der Explosion begann ein beträchtlicher Lavastrom etwas unterhalb und seitlich von der Bocca auszufliessen, aus welcher die Explosionen erfolgten. Letztere wiederholten sich sehr häufig bis zum 2. Juli, am 3. verminderte sich ihre Intensität bedeutend, und am 4. nahm der Vulcan seinen gewöhnlichen Zustand mässiger Thätigkeit wieder an, der bis zum 16. dauerte. Die nächste Periode erhöhter Thätigkeit mit Explosionen und einem neuen Lavaerguss umfasste die Zeit von 9 Uhr Morgens des 16. Juli bis zum 23. Juli: von diesem Tage bis zum 28. machte sich eine Abnahme in der Thätigkeit bemerkbar, die zu dem gewöhnlichen Zustande überführte. Mit dem 24. August traten alsdann wieder Anzeichen ein, welche auf den Beginn einer neuen, dritten Eruptionsphase schliessen liessen.

Während der Ruheperiode in der ersten Hälfte des Juli besuchten A. Riccò und G. Mercalli (9) den *Stromboli*, um den Krater zu untersuchen und die durch die Eruptionen verursachten Veränderungen festzustellen.

Beim Aufstieg zu der 918 Meter hohen Spitze des Vulcans durchquerten sie am Nordostabhange zwischen 400 und 550 Meter Höhe mächtige Bänke schwarzen vulcanischen Sandes, der offenbar von früheren Eruptionen herstammte. Erst zwischen 750 und 800 Meter Höhe trafen sie vereinzelte Spuren der jüngsten Ausbrüche in Gestalt von Schlacken. Die Spitze selber war auf der Nordseite mit einer dünnen Schicht von Lapilli und Schlacken bedeckt.

Von den Bocchen waren drei in Thätigkeit, ausserdem gaben drei grosse Fumarolen auf dem äusseren westlichen Abhang des Kraters dichte Säulen weisslichen Rauches von sich; andere kleinere Fumarolen lagen innerhalb des Kraters. Die Explosionen bestanden in dem Ausstossen von wenig dichtem Dampf mit Schlacken; Aschen und feiner Detritus fehlten. Um zu erfahren, ob die Explosionen von Erzittern des Bodens begleitet wären, die vielleicht wegen ihrer zu grossen Schwäche nicht direct wahrnehmbar wären, wurde etwa 250 Meter von den beiden thätigsten Bocchen ein Quecksilberbad aufgestellt. In dem Zeitraum von $2\frac{1}{2}$ Stunden, in welchem die Oberfläche des Quecksilbers sorgfältig beobachtet wurde, gingen von 14 Explosionen 11 ohne jegliches Erzittern vor sich, zwei riefen ein merkliches Erzittern des Quecksilbers hervor und eine war von einem ganz schwachen, kaum wahrnehmbaren Zittern begleitet.

Am 7. Juli waren drei Bocchen des *Stromboli* gleichzeitig und unabhängig von einander thätig, zwei von diesen zeigten einen ähnlichen Rhythmus, nämlich schwache explosionsartige Eruptionen in Intervallen von einer Minute bis zu einer halben Stunde.

Die dritte Bocche hatte ein ganz verschiedenes Verhalten, ihre Explosionen waren in der Regel ganz schwach, gingen aber fast ohne Unterbrechung vor sich. Der verschiedene Rhythmus der drei Bocchen rührte vielleicht daher, dass in der zuletzt erwähnten Bocca die Lava in freier Communication mit der Atmosphäre stand, während in den beiden andern die Lava tief stand und die Verbindung mit der Aussenwelt durch altes, aus dem Krater herabfallendes Material zeitweilig unterbrochen wurde.

Die dritte Eruptionsphase begann am 31. August um 7 h 48 m a. m. mit einer heftigen Explosion, welcher starke und schnelle Bodenerschütterungen unmittelbar vorausgingen. Die Rauchsäule, welche bei der Explosion in die Luft geschleudert wurde, war mit Sand, Asche, Fetzen, glühender Lava, Bomben und anderem mehr oder minder grossen Material vermischt. Bald darauf fiel im ganzen Umkreise des *Stromboli* ein dichter Regen von äusserst feinem, dunkelroth gefärbtem Sande, welcher an einigen Stellen den Boden in einer Dicke von mehreren Centimetern bedeckte.

Seit dieser ersten eruptiven Aeusserung herrschte den ganzen Tag über verhältnismässige Ruhe. Erst am Abend des 1. September

nahm der *Stromboli* seine eruptive Thätigkeit wieder auf, die mit geringen Schwankungen auch die nächsten Tage anhielt.

Die Veränderungen, welche seit dem Juli sich im Zustande des *Stromboli* vollzogen hatten, konnte S. Arcidiacono (1) bei seinem Besuche des Vulcans am 3. September feststellen. Es liessen sich in dem Krater drei Eruptionstellen genau unterscheiden:

Die erste bestand aus einer einzigen Bocca von fast kreisrunder Gestalt und einem Durchmesser von circa 10 Metern. Sie war am thätigsten, stiess dicke Rauchsäulen bis zu bedeutender Höhe aus und bei stärkeren Eruptionen auch Steine. Die Ausbrüche vollzogen sich in verschieden langen Zwischenräumen von 4—38 Minuten.

Eine zweite, in der Mitte gelegene, umfasste einen unregelmässig gestalteten Schlund von etwa 30 Meter Durchmesser, welcher unter fortwährendem, starkem, bisweilen kanonenschlagähnlichem Donner hochgespannten Dampf ausstieß.

Eine dritte Stelle setzte sich aus mehreren Bocchen zusammen, welche eine dicke Masse weissen Dampfes ruhig von sich gaben, umringt von zahlreichen Fumarolen, welche besonders in den kurzen Perioden eines grösseren Paroxysmus verschwanden und wieder erschienen.

Bis zum Ende des Jahres 1891 scheint der *Stromboli* keine Explosionen von bedeutenderer Intensität gehabt zu haben, nur am 14. December vernahm man ein lange anhaltendes Brüllen des Vulcans, was von einer Explosion gefolgt sein mag. Im ganzen muss aber die Thätigkeit des *Stromboli* in den Monaten September bis November eine grössere als gewöhnlich, wenigstens zeitweise, gewesen sein, da von dem circa 40 Kilometer entfernten *Milazzo* auf *Sizilien* wiederholt mächtige Rauchwolken in der bekannten Pinienform über dem Vulcan stehend erblickt worden sind.

Im Laufe des Jahres 1891 hat also der *Stromboli* drei Phasen erhöhter Thätigkeit gehabt, von denen die erste am 24. Juni, die zweite am 30. Juni und die dritte am 31. August ihren Anfang nahm. Jede dieser Phasen wird ganz unerwartet durch eine starke Explosion eröffnet, an welche sich für einige Tage eine Periode mit abnehmender Thätigkeit anschliesst, die aber immer noch stärker als gewöhnlich ist.

Den ersten Explosionen geht eine ungewöhnliche Ruhe des Vulcans voraus. Vorzeichen irgend welcher Art.



welche auf das kommende Ereignis vorbereiten, fehlen gänzlich. Ein merkbares Erzittern des Bodens der ganzen Insel und starkes Geräusch sind die gewöhnlichen Begleiterscheinungen der ersten, meist äusserst kurzen Explosion. Mit der Dampf- und Rauchwolke, welche über dem *Stromboli* die Form einer Pinie annimmt, werden Stücke alter Laven, Schlacken, Lapilli und Aschen ausgestossen. Diese Explosionen gleichen also in allen ihren Eigenthümlichkeiten den von anderen Vulcanen her bekannten „plinianischen Eruptionen“.

Auf die ersten Explosionen, welche fast die ganze vulcanische Kraft des *Stromboli* erschöpfen, folgt ein Lavaerguss. Alle später erfolgenden Explosionen unterscheiden sich von der ersten nicht blos durch die geringere Intensität, sondern vor allem durch die fast vollständige Ruhe des Bodens, unter welcher sie vor sich gehen; ferner besteht das Auswurfsmaterial weder in Aschen noch in anderem Detritus alter Lavaströme, sondern fast ausschliesslich in Schlacken recenter Lava. Der Rhythmus, mit welchem diese schwächeren Explosionen stattfinden, schwankt bei den verschiedenen Bocchen innerhalb ziemlich weiter Grenzen. Diese mässigen, rhythmischen, ununterbrochenen Eruptionen, welche auch beim *Vesuv* und *Aetna* mit Paroxysmen abwechseln, charakterisiren die Thätigkeit des *Stromboli* und heissen deswegen „strombolianische“, weil sie beim *Stromboli* auch in Perioden relativer Ruhe nicht aussetzen.

Die Bocchen, welche im Jahre 1891 gleichzeitig in Thätigkeit traten, sind nicht neu eröffnete Canäle, sondern alte secundäre Kraterbildungen. Ihre kleinen Eruptionskegel unterliegen bei den Ausbrüchen fortwährenden Veränderungen bezüglich ihrer Gestalt und Dimensionen.

Was den Mechanismus der Eruptionen des *Stromboli* angeht, so möchte G. Mercalli (7) die eigentlich sogenannten „strombolianischen Eruptionen“ den Ausbrüchen der Geysire gleichstellen und die Theorie von Bunsen mit den durch die Sache gebotenen Veränderungen auf dieselben anwenden. Die paroxysmusartigen Eruptionen dagegen werden auf Verstopfungen des Vulcan-schlotes durch herabfallendes verfestigtes Material zurückgeführt. Als secundäre Ursache lassen Mercalli und A. Riccò (10) die Anziehungskraft von Sonne und Mond gelten; ausserdem halten sie einen physischen wie mechanischen Einfluss der dem Herd des *Stromboli* benachbarten seismischen oder vulcanischen Herde nicht für ausgeschlossen.

Was diesen letzten Punkt angeht, so führt eine vergleichende Zusammenstellung des Verhaltens des *Stromboli* mit den seismisch-vulcanischen Vorgängen der anderen italienischen Vulcane zu folgenden Schlüssen:

1. Es scheint keine directe Verbindung zwischen den Herden der beiden äolischen Vulcane zu bestehen. Wenn trotzdem beide Vulcane, besonders zur Zeit der verheerenden Erdbeben *Siziliens* oder *Süditaliens*, in Thätigkeit treten, so ist eher eine gemeinsame Beeinflussung ihrer Herde durch die grossen seismischen Phänomene anzunehmen als eine directe Beziehung zwischen beiden Vulcanen.

2. Von 24 Eruptionen des *Stromboli* ereigneten sich nur zwei, nämlich diejenigen von 1822 und 1834, gleichzeitig mit solchen des *Vesuvus*; dieses Zusammentreffen ist wahrscheinlich nur ein zufälliges.

3. Dagegen gingen den vier Eruptionen des *Aetna* vom Jahre 1865, 1874, 1879 und 1886 solche des *Stromboli* unmittelbar voraus oder folgten ihnen bald nach. Da nun auch der lithologische Charakter des von beiden Vulcanen ausgeworfenen Materials grosse Analogie zeigt, so liegt es nahe, anzunehmen, dass der Vulcanherd des *Aetna* auf denjenigen des *Stromboli* einen Einfluss ausübe.

4. Was die Beziehungen der Erdbeben zu den eruptiven Vorgängen des *Stromboli* angeht, so sind die direct durch die Thätigkeit des *Stromboli* veranlassten Erschütterungen zwar zahlreich, aber im allgemeinen schwach und auf die Insel selbst beschränkt. Die heftigsten unter diesen Erdbeben treffen in dem Augenblicke ein, wo der Vulcan nach einer mehr oder minder langen Periode relativer Ruhe sich wieder in Thätigkeit setzt. Bisweilen veranlasst die Thätigkeit des *Stromboli* ein Wiedererwachen der seismischen Herde der anderen äolischen Inseln (*Salina-Lipari*). Aus dem gleichzeitigen Eintreffen von heftigen Ausbrüchen des *Stromboli* und starken Erdbeben der Nordküste *Siziliens*, des *Aetna* und des südlichen *Italiens* kann man auf eine gegenseitige Beeinflussung zwischen dem *Stromboli* und den seismischen Centren der genannten Gebiete schliessen. Dagegen scheint eine Beziehung zwischen den Erdbeben des mittleren und nördlichen *Italiens* und den Eruptionen des *Stromboli* ausgeschlossen zu sein.

Unterseeischer Vulcan bei Pantelleria.

Bibliographie.

1. Baratta M.: Sulle bombe esplodenti dell' eruzione sottomarina di Pantelleria (1891).
Annali dell' Ufficio Centr. Meteorol. e Geodinamico Ital. Ser. IIa, 1889, Bd. XI, Theil III, pag. 181—185; Rom 1892.
2. Derselbe: Gli odierni fenomeni endogeni di Pantelleria. Mailand 1892. 8°. 12 S.
3. Butler G. W.: The October Eruption North-West of Pantelleria.
Nature 1891/92, Bd. XLV, pag. 154.
4. Derselbe: On the Matter thrown up during the submarine Eruption North-West of Pantelleria, October 1891.
Nature 1891/92, Bd. XLV, pag. 251—252.
5. Derselbe: Abstract of Mr. A. Riccò's Account of the Submarine Eruption North-West of Pantelleria, October 1891.
Nature 1891/92, Bd. XLV, pag. 584, 585. 2 Figuren.
6. Consiglio Ponte S.: Primi appunti lito-paleontologici. Vgl. Nr. 12.
Annali dell' Ufficio Centr. Meteorol. e Geodinamico Ital. Ser. IIa, 1889, Bd. XI, Theil III, pag. 24, 25; Rom 1892.
7. Denza F.: Terremoti, sollevamento ed eruzioni sottomarine a Pantelleria.
Annuario Scient. Indust. Mailand, Bd. XXVIII.
8. Foerstner H.: Das Gestein der 1891 bei Pantelleria entstandenen Vulcaninsel und seine Beziehungen zu den jüngsten Eruptivgesteinen der Nachbarschaft. Tschermak's Mineral. und Petr. Mitth. 1891, XII, pag. 510—521.
9. Levi-Moreno D.: Notizie sull' eruzione marina a Pantelleria.
Neptunia, Rivista mens. Venedig 1891, Bd. I, pag. 431—436.
10. Padovan Ad.: Sull' eruzione sottomarina Pantelleria, secondo il Riccò.
Neptunia, Rivista mens. Venedig 1892, Bd. II, pag. 712—716.
11. Platania G.: L'éruption sous-marine près de l'île Pantelleria.
La Nature 1891, Bd. XIX, pag. 397, 398. 2 Abbildungen.
12. Riccò A.: Terremoti, sollevamento ed eruzione sottomarina a Pantelleria nella seconda metà dell' ottobre 1891. Nota di A. Riccò con appendice di S. Consiglio Ponte.
Annali dell' Ufficio Centr. Meteorol. e Geodinamico Ital. Ser. IIa, 1889, Bd. XI, Theil III, pag. 7—27, 1 Tafel; Rom 1892. Boll. della Soc. Geogr. Ital. Ser. IIIa, 1892, Bd. V, pag. 131—156.
13. Derselbe: Tremblements de terre, soulèvements et éruption sous-marine à Pantelleria.
Compt. Rend. des Séances de l'Acad. des Sciences. Paris 1891, 2. Semester, Bd. CXIII, pag. 753—755.
14. L'eruzione sottomarina di Pantelleria: brano di rapporto del Comandante della spedizione idrografica.
Rivista marittima, Rom. Bd. XXV, Fasc. 12.



als gewöhnlich. Mit 350 Meter Leine fand man von einem Boot aus in der Mitte des Streifens noch keinen Boden. In der Nacht sah man über der Eruptionsstelle einen hellen Schimmer, der wahrscheinlich daher rührte, dass die Dämpfe von den beim Platzen noch im Innern glühenden Bomben erleuchtet wurden.

Als A. Riccò (11 und 12) am 23. October den Schauplatz der unterseeischen Eruption besuchte, betrug die Länge des Streifens nur noch 200 Meter bei einer Breite von 50 Meter. Die geographische Lage der Eruptionsstelle war in $36^{\circ}50'45''$ nördlicher Breite und $11^{\circ}55'30''$ östlicher Länge von Greenwich, 5 Kilometer WNW. von *Pantelleria*. Hatte auch die Intensität der Eruption bedeutend nachgelassen, so schwammen doch noch Hunderte von Blöcken auf dem Meere umher, von denen viele Wasserdampf mit Ungestüm von sich gaben, andere unter Detonationen platzten und Dampf, Wasser, sowie Gesteinsstücke mehrere Meter hoch in die Luft schleuderten.

Der Eruptionsact spielte sich bei jedem Block gleichmässig, in folgender Weise ab: Zuerst tauchte der Block aus dem Meere auf, dann stiess er unter Zischen Rauch aus, darauf erfolgte die Explosion und schliesslich sanken die Trümmer wieder unter. Die Explosionen folgten mit grosser Schnelligkeit auf einander. Die Temperatur der im Innern noch glühenden Blöcke suchte man durch Schmelzen von Metalldrähten festzustellen; die Versuche ergaben, dass die Temperatur mindestens 415° C. betrug, aber nicht 800° erreichte, da Messing nicht zum Schmelzen gebracht werden konnte. Die Temperatur des Wassers war selbst im Centrum der Eruption in keiner Weise verändert, sie betrug hier 24° und dieselbe Wasserwärme fand man etwa 2 Kilometer von der Eruptionsstelle entfernt. Zur Zeit des Höhepunktes der Eruption soll jedoch die Temperatur um 1.5° höher gewesen sein.

Die Versuche, durch Lotungen die Tiefe des Meeres an der Stelle der unterseeischen Eruption zu bestimmen, hatten leider keinen Erfolg, nur so viel lässt sich sagen, dass die Tiefe aller Wahrscheinlichkeit nach zugenommen hat, während man im Gegentheil erwarten sollte, dass durch das wieder zur Tiefe gesunkene Auswurfsmaterial der Boden erhöht wäre.

Am 24. October will man vom Lande aus noch Spuren der eruptiven Thätigkeit gesehen haben, ein Boot, welches sich am Nachmittage desselben Tages an Ort und Stelle begab, konnte aber



diese Spalte ist als ein Beweis dafür anzusehen, dass eine wirkliche Hebung stattgefunden hat.

Wenn auch die Vertheilung der Intensität der Erdbeben auf der Insel grosse Unregelmässigkeit zeigt, so lässt sich doch soviel feststellen, dass die Erschütterungen in O. und NO. der Insel etwas stärker waren als in den übrigen Theilen. Aus diesem Umstande erklärt es sich, dass gerade der Nordosten der Insel von der Hebung betroffen worden ist und dass gerade hier es zur Spaltenbildung kam.

Verschiedene Umstände deuten darauf, dass es sich bei dem unterseeischen Ausbruch im Jahre 1891 um die Wiederöffnung einer schon früher thätigen vulcanischen Bruchlinie handelt. *Pantelleria* liegt in der Verlängerung der Linie, welche *Sciacca* auf *Sizilien* mit *Ferdinanda* verbindet. In dieser Hinsicht ist es nun bemerkenswert, dass sowohl die submarine Eruption von 1891, wie die Bruchlinie bei der *Punta Karuscia* dieselbe von SW. nach NO. verlaufende Richtung aufweisen; und auch die gehobene Küstenstrecke von *Pantelleria* liegt *Sciacca* gegenüber. Riccò möchte deshalb in den Erdbeben und der Hebung von *Pantelleria* die Vorläufer der Eruption sehen, die im Jahre 1890 auf den alten Wegen, den Fumarolen und Thermen der alten Vulcane, einen Ausweg suchte, im folgenden Jahre dagegen zur Eröffnung eines unterseeischen neuen Vulcans führte, ohne dass die vulcanischen Phänomene auf der Insel eine Veränderung erfuhren.

Vulcane Südamerikas.

Bibliographie.

1. Heinrich O.: Besteigung des Vulcans Calbuco.
Globus. Illustrierte Zeitschr. für Länder- und Völkerkunde. 1894, Bd. LXVI, pag. 258, 259.
2. Möricke W.: Ist der Cerro del Tupungato ein Vulcan?
Petermann's Mitth. 1894, Bd. XL, pag. 142.
3. Noguès A.: Eruption du volcan Calbuco.
Comptes Rend. des Séances de l'Acad. des Sciences. Paris 1893, 2. Semester, Bd. CXVII, pag. 866, 867; 1894, 1. Semester, Bd. CXVIII, pag. 372—374.
4. Derselbe: Le volcan Calbuco. Son Eruption en 1893.
La Nature 1894, Bd. XXII, 1. Semester, pag. 173, 174, 3 Abbild.
5. Philippi B. A.: Der Ausbruch des Calbuco.
Globus, 1894, Bd. LXV, pag. 19, 20.

6. Pöhlmann R.: Erupción del Volcan Calbuco.
Anal. de la Univers. de Chile, Diciembre de 1893.
7. Steffen H.: Der Vulcan Calbuco.
Verhandl. der Gesellsch. für Erdkunde, Berlin 1893, Bd. XX, pag. 393;
1894, Bd. XXI, pag. 85—89.
8. Derselbe: Die vulcanische Thätigkeit des Calbuco.
Verhandl. der Gesellsch. für Erdkunde, Berlin 1895, Bd. XXII, pag. 119, 120.

Vulcan Calbuco in Chile.

Die Eruption des *Calbuco* ist im vorigen Berichte (Bd. XIV, 1894, pag. 237) bis zum October 1893 verfolgt worden. In demselben war die Frage, ob seismische Erschütterungen mit dem Ausbruch verbunden gewesen wären, offen gelassen worden. Nach einer Mittheilung von H. Steffen (7), die sich in allen wesentlichen Punkten mit dem früher Mitgetheilten deckt, ist an dem Vorkommen von Erderschütterungen während des Ausbruches nicht mehr zu zweifeln. Vom 28. April 1893, 6 h p. m., wird gemeldet, dass die Colonisten an der *Ensenada*, das heisst an der südöstlichen Ausbuchtung des *Llanquihueeses*, eine Erderschütterung mit starkem unterirdischen Geräusch wahrnahmen. Ebenso wurde am 4 Juni 6 h 15 m a. m. ein Erdbeben und um 9 h a. m. unterirdisches Geräusch in *Puerto Montt* und Umgegend bemerkt.

Aus einem Berichte, welchen Dr. C. Martin über die durch den ausserordentlich heftigen Ausbruch vom 5. October angerichteten Verheerungen erstattet hat, geht hervor, dass in der Nacht vom 5./6. October am Strande der *Ensenada* ein förmlicher Regen heisser Steine, allerdings nur für kurze Zeit, gefallen ist. Infolge der ungeheuren Niederschläge von Wasser und vulcanischer Asche haben sich Schlammströme gebildet, die, nach verschiedenen Seiten abfliessend, mit unwiderstehlicher Gewalt breite Lücken in die Urwälder am Abhänge und am Fusse des *Calbuco* gerissen und an ihrer Stelle die sogenannten „cañadas“, das heisst mehrere hundert Meter breite und meilenlange Strassen aus jetzt verhärtetem Schlamm zurückgelassen haben.

Ueber die durch die früheren Ausbrüche verursachten topographischen Veränderungen an den Abhängen und am Ostfusse des Vulcans theilt H. Steffen (8) einige Beobachtungen mit, welche H. O. de Fischer als Mitglied der chilenisch-argentinischen Grenzcommission anstellen konnte. Vor allem hat das Flussgebiet



des *Rio Hueñu-Hueñu*, eines Nebenflusses des *Rio Petrohue*, durch die von der Höhe des Vulcans abgeflossenen Schmelzwasser und Schlammströme bemerkenswerte Umgestaltungen erlitten. Im Februar 1893 hatte der *Hueñu-Hueñu* nahe seiner Mündung in den *Petrohue* ein zwischen hohe Steilufer eingengtes, etwa 50 Meter breites Bett und führte reichliche Mengen lehmgelben Wassers in mächtiger Strömung dem *Petrohue* zu. Sein grösster Nebenfluss, der aus einem Gletscher des *Calbuco* entspringende *Rio Blanco*, welcher sich früher nahe am Fusse des Berges mit dem *Hueñu-Hueñu* vereinigte, mündet jetzt erst wenige hundert Meter vor der Vereinigung des letzteren mit dem *Petrohue*; auf der ganzen gegen 15 Kilometer langen Strecke vom Fuss des *Calbuco* bis zum *Petrohue*-Ufer dehnt sich eine zwischen 300 und 1000 Meter breite Schlammstrasse (*cañada*) aus. Auf dem südöstlichen Abhang des Vulcans liegt ein grosser Gletscher; noch sind bläuliche Eisschollen unter der Decke vulcanischer Asche erkennbar, doch scheint die Hauptmasse desselben abgeschmolzen zu sein. Lavaergüsse sind noch von keinem Beobachter gemeldet worden. Damit kann die Behauptung von A. E. Noguès (3 und 4) bezüglich der Lavaströme als widerlegt angesehen werden.

Die letzten Nachrichten, welche H. Steffen (8) über die Zunahme der vulcanischen Thätigkeit des *Calbuco* einziehen konnte, beziehen sich auf die Eruption vom 23. October 1893. In *Osorno*, welches über 90 Kilometer nordwestlich vom Vulcan entfernt liegt, fiel seit 5 h a. m. ein Aschenregen, welcher die Sonne verdunkelte. Der Ausbruch wurde von einer starken Detonation des Vulcans eingeleitet. Aehnliche Mittheilungen liegen aus *Puerto Varas* und *Puerto Montt* vor. Seit dieser Eruption ist die vulcanische Thätigkeit des *Calbuco* in rubigem Fortgang begriffen.

Von den verschiedenen Versuchen, den Vulcan nach den grossen Ausbrüchen zu ersteigen, ist nur derjenige gelungen, welchen der deutsche Lehrer O. Heinrich (1) aus *Osorno* im Februar 1894 von der deutschen Colonie am See *Llanquihue* aus unternommen hat. Manche Erscheinungen, wie die Detonationen und andere, werden durch die Schilderung, welche O. Heinrich von den Vorgängen im Krater entwirft, verständlich. Ich lasse daher die Hauptstelle seines Berichtes in extenso folgen. Beim Aufstieg ging er der Strasse des Schlammstromes nach, welcher an mehreren Stellen noch heisse Dämpfe von sich gab. Auf der Höhe angelangt, überblickte er den Krater.

„Eine tiefe, aber schmale Quebrada trennte uns von dem Krater, die gegenüberliegende Wand der Schlucht ist grösstentheils niedriger als die, auf welcher wir stehen. Nur an einer Stelle überragt uns ein kleiner Gipfel in der Form eines abgestumpften Kegels; oben aus dem Stumpf stieg eine breite, aber nicht sehr dichte Rauchsäule empor. Hier ist vielleicht die Oeffnung zu suchen, aus welcher der Vulcan seine Asche ausgeworfen hat. Der Kegel hatte oben einen Durchmesser von circa 250--300 Meter und war noch etwa 25 Meter höher als unser Standpunkt. Dicht unter uns zur Seite des Kegels quollen aus Spalten zwei mächtige Dampfsäulen empor und andere unbedeutendere an allen Ecken. Die Thätigkeit war keine gleichmässige. Von Zeit zu Zeit kam ein kräftigeres Emporwirbeln der Dampfballen, bald bei der einen, bald bei der anderen Dampfsäule. Fortwährend lösten sich von jenem Kegel wohl infolge innerer Hitze Felsstücke los; welche mit Gekrache in die vor uns befindliche Schlucht oder in andere den Kegel begrenzende Abgründe, vielleicht auch in die Auswurfsöffnung stürzten. Von diesen abstürzenden Felsstücken rührte das Getöse her, welches sich anhörte wie der Donner eines starken Gewitters. Das Ganze war im Hintergrunde, sowie rechts und links durch überragende Höhenzüge abgeschlossen.“

Aus den vorstehenden Worten gewinnt man nicht den Eindruck, dass es sich bei der Auswurfsöffnung um einen typischen Krater handelt. Heinrich bezeichnet den ganzen von den Höhenzügen abgegrenzten Raum, welcher einen Durchmesser von mehreren Kilometern hat, als einen Gebirgskessel mit hügeligem Terrain im östlichen Theil und jenem oben erwähnten Kegelstumpf auf der Westseite. Um diesen Kegel concentrirt sich die vulcanische Thätigkeit, während im tieferen östlichen Theile wenig davon zu spüren ist.

Vulcan Tupungato in Chile.

Die Frage, ob der *Tupungato* (6710 Meter hoch), etwas südlich von der Breite von *Valparaiso* in der chilenisch-argentinischen Cordillere gelegen, ein Vulcan ist oder nicht, hat W. Möricke (2) entschieden. Bei dem Versuche einer Besteigung des Berges, welchen derselbe im Jahre 1889/90 unternahm, gelangte er bis zu circa 4200 Meter Meereshöhe. Von hier war der Umriss des Kraters



Die grosse Arbeit von K. v. Seebach habe ich angeführt, weil sie die bedeutendste Leistung über die Vulcane Centralamerikas ist, auf welche man bei allen weiteren Forschungen wird zurückgreifen müssen.

Vulcane Japans.

Bibliographie.

1. Knott C. G. and Michie Smith C.: Notes on Bandai-San. *Transact. of the Seismological Society of Japan*, 1890, Bd. XIII, pag. 223—257, 3 Tafeln.
2. Michie Smith C.: The Bandai-San Eruption, Japan, July 1888.
Report of the British Association, 1889, *Transact.* pag. 564.
3. Derselbe: The Volcanic Eruption at Bandai-San.
Proceed. of the R. Society of Edinburgh 1889/90, Bd. XVII, pag. 65—71.
4. Milne J.: The Volcanoes of Japan.
Transact. of the Seismological Society of Japan, 1886, Bd. IX, Theil II, 184 S., 10 Tafeln. Vgl. *Nature* 1886/87, Bd. XXXV, pag. 19—21.
5. Derselbe: Sixth Report of the Committee, consisting of Mr. R. Etheridge, Mr. Th. Gray and Prof. J. Milne, appointed for the purpose of investigating the Volcanic Phenomena of Japan: The Volcanoes of Japan.
Report British Association, 1886, pag. 418—431, 1 Karte.
6. Milne J. and Burton W. K.: The Volcanoes of Japan. Part. I. Fujisan.
Yokohama 1892, Plates by K. Ogawa.
7. Milne J.: The Eruption of Bandai-San.
Report British Association 1889, pag. 301—303.
8. Derselbe: Seventh Report of the Committee, consisting Mr. R. Etheridge, Th. Gray and J. Milne, appointed for the purpose of investigating the Volcanic Phenomena of Japan: Sounding Asama Yama.
Report British Association 1887, pag. 216—219.
9. Derselbe: Sounding a crater, Asama-Yama.
Nature 1886/87, Bd. XXXV, pag. 133, 152, 153.
10. Naumann Edm.: Neue Beiträge zur Geologie und Geographie Japans. *Petermann's Mitth.* 1893. *Ergänzungsheft* Nr. 108, 46 S.
11. Odium E.: How were the cone-shaped holes on Bandai-San formed?
Transact. of the Seismological Society of Japan, 1889, Bd. XIII, Theil I, pag. 21—40, 3 Tafeln.
12. Omori F.: The eruption of Azuma-San.
Seismological Journal of Japan, 1894, Bd. III, pag. 1—22.
13. Sekiya S. und Kikuchi Y.: The eruption of Bandai-San.
Transact. of the Seismological Society of Japan, 1890, Bd. XIII, Theil II, pag. 139—222, 9 Tafeln. — *Journal of the College of Science of the Imperial University of Japan*, 1889, Bd. III, Theil II, pag. 91—172, 10 Tafeln.
14. Stockbridge H. E.: The Eruption of Bandai-San.
Science, 1888, Bd. XII, pag. 126.

15. W a d a T.: Der Ausbruch des Bandai-San im Juli 1888.
 Mitth. der Deutschen Gesellschaft für Natur- und Völkerkunde Ostasiens.
 Tokio 1889, Bd. V, pag. 69—74, 7 Abbild. und 1 Karte 1:50.000. In Buch-
 form erschienen bei Friedländer & Sohn, Berlin. Gr. 4°, 6, S., 4 lith. Tafeln
 und 1 color. geol. Karte in Folio.
16. J. W. J.: Fujisan.
 Nature 1892/1893, Bd. LXVII, pag. 178—180.
17. The Japanese Volcanic Eruption (Bandai-San).
 Nature 1888, Bd. XXXVIII, pag. 466, 467.

Vulcan Bandai-San.

Mit dem Namen *Bandai-San* bezeichnet man eine nördlich von dem *Inawashiro-See*, in 37° 36' nördlicher Breite und 140° 6' östlicher Länge von Gr. gelegene Gebirgsgruppe, welche aus dem *Obandai* (grosser Bandai, 1840 Meter hoch), dem bei der Eruption grösstentheils zerstörten *Kobandai* (kleiner Bandai, etwa ebenso hoch), dem *Kushigamine* (1622 Meter) und dem *Akahani-yama* besteht. Diese Gipfel umschliessen eine sumpfige, von Seen erfüllte Ebene, *Numano-taira*, 1311 Meter über dem Meere, welche wahrscheinlich den zugechwemmten ursprünglichen Krater — Atrio — darstellt, während die genannten Berggipfel Theile des umgebenden Sommawalls sind. Fast im Mittelpunkte dieser Ebene befand sich vor dem Ausbruche eine Solfatare, welche nebst einigen, am Nordwestabhange des *Bandai* gelegenen Schwefelquellen, der einzige Zeuge der früheren vulcanischen Thätigkeit war. J. Milne (4) rechnete deswegen den *Bandai-San* zu den thätigen Vulkanen *Japans*, obwohl er bis zur Eruption dicht bewaldet war und der historischen Ueberlieferung nach sein letzter grosser Ausbruch vor mehr als 1000 Jahren stattgefunden haben soll. Die Abhänge des *Bandai* sind von zahlreichen Schluchten, „Sawa“ genannt, durchfurcht, von denen die bedeutendste, *Bica-sawa*, die Ebene *Numano-taira* nach Südosten hin entwässert.

Am 15. Juli 1888 vernahm man bald nach 7 h a. m. ein rollendes Geräusch, welches sich wie ferner Donner anhörte. Etwa 7 h 30 m a. m. trat ein Erbeben ein, welches über 20 Secunden dauerte, darauf folgte eine äusserst heftige Erschütterung des Bodens. Noch hatte diese nicht aufgehört, als um 7 h 45 m der Ausbruch des *Kobandai-San* erfolgte. Eine dichte Dampf- und Staubsäule schoss über 1 Kilometer hoch unter schrecklichem Geräusch in die Luft. Eine Explosion folgte der anderen, im ganzen etwa 15—20, die letzte schleuderte



von Fumarolen zersetzten Material des Berges entstanden. Als die Explosion eintrat, wurde ein Theil des in die Luft geschleuderten Materials auf mechanischem Wege zu feinem Staub zerrieben und durch den gerade herrschenden Wind nach Ost-südosten bis zum Pacific getrieben. An der Küste des Oceans, welche 100 Kilometer vom Vulcan entfernt ist, hatte diese Staubwolke eine Breite von 50 Kilometer, auf dem Lande bedeckte der Staub eine Fläche von 2050 Quadratkilometer.

Bei weitem der grösste Theil der Masse des *Kobandai* aber wurde in grössere Stücke und Blöcke zertrümmert, welche wie bei einem Bergrutsch in Form von Schuttströmen mit einer Geschwindigkeit von 77 Kilometer in der Stunde nach zwei entgegengesetzten Seiten des Berges abwärts flossen, nach Norden in das Thal des *Nagase*-Flusses, nach Südosten über die *Numano-taira*-Ebene durch die *Biva*-Schlucht bis zum Dorfe *Miné*. Wenn diese Erdmassen auch wohl als Schlammströme bezeichnet worden sind, so ist zu bemerken, dass sie erst auf ihrem Wege thalabwärts sich mit dem Wasser der Flüsse und Seen vermischten, grösstentheils aber trocken blieben; wenn sie sich trotzdem bei ihrer Bewegung wie eine Flüssigkeit verhielten, so kommt es daher, dass die starkzersetzten Steine durch gegenseitige Reibung schnell zu Staub zermalmt wurden.

Die Explosionen waren von schrecklichen Windstössen begleitet, durch welche Häuser dem Erdboden gleich gemacht und Bäume entwurzelt wurden. Aus der Richtung, nach welcher hin die Gegenstände gefallen waren, ist geschlossen worden, dass die Windstösse radial von dem Eruptionscentrum ausgingen, demnach mit dem Vorgange der Eruption in ursächlichem Zusammenhange standen. Die schlimmsten Verwüstungen sind in der *Biva*-Schlucht und deren Umgebung angerichtet worden. Bäume mit einem Durchmesser von mehr als 1 Meter sind zu Tausenden niedergelegt worden. Aus den Wirkungen, welche an dieser Stelle offenbar waren, ist die Geschwindigkeit des Windes zu 40 Meter in der Secunde geschätzt worden. Ohne die Existenz eines solchen Sturmwindes zu bestreiten, halten sich doch C. G. Knott und C. M. Smith (1) wegen der auffallenden Verbreitung der an den Wäldern angerichteten Verwüstungen zu der Annahme berechtigt, dass die Wälder an dem Ost- und Südabhange des *Obandai-San* nicht blos dem Angriff des Windes, sondern einer wahren Kanonade von Steinen jeglicher Grösse aus-



dass das Wasser des *Nagase*-Flusses und seiner Nebenflüsse durch die in das Thal ergossenen Erdmassen aufgestaut wurde. Einer von den vier Seen, welche auf diese Weise sich gebildet hatten, brach am 13. April 1889 aus und richtete auf den Feldern grossen Schaden an; zwei andere haben sich seitdem zu einem grossen Wasserbecken vereinigt.

Um die Masse des fortgeschleuderten Materials annähernd bestimmen zu können, ist der neue Krater vermessen worden. Derselbe hat einen Durchmesser von über 2 Kilometer; der Kraterboden hat einen Flächeninhalt von 3·83 Quadratkilometer und liegt in einer Höhe von 1170 Meter über dem Meere. Das Volumen der fortgeschleuderten Bergmasse ist auf 1·213 Cubikkilometer, das Gewicht desselben auf 2,826.290 Millionen Kilogramm berechnet worden.

Vulcan Azuma-San.

Der Name *Azuma-San* wird auf eine Gruppe von Vulcanbergen angewandt, welche sich ihre kegelförmige Gestalt vollkommen bewahrt haben. Die topographischen Verhältnisse des *Azuma-San* ähneln in vielen Punkten denen des *Bandai-San*. Im Mittelpunkte liegt in circa 1600 Meter Meereshöhe eine Ebene von fast elliptischer Form, deren Axen 600, beziehungsweise 400 Meter lang sind und deren Flächeninhalt etwa 0·2 Quadratkilometer beträgt. Der nördliche Theil derselben heisst *Torinoko-daira*, der südliche führt denselben Namen wie der alte Kraterboden des *Bandai-San*, nämlich *Numano-taira*. Wie beim *Bandai-San* war der Boden dieser Ebene vor der Eruption bewachsen und schloss ungefähr im Centrum einen kleinen See in sich, *Azuma-yu*, dessen heisses Wasser sich in Wallung befand. Auf der Ostseite der Ebene erhebt sich der *Azuma-Fuji-San* zu 1700 Meter, ein Bach trennt ihn von dem 1670 Meter hohen und zu derselben Gruppe gehörigen Kegel *Okenuma*; die Krater beider Vulcanberge steigen von Süden nach Norden zu an. Die ganze Gruppe gipfelt in dem 1950 Meter hohen *Issaikio-San*, welcher mit dem *Daiten* und *Iwo* die Ebene im Norden umschliesst.

In den, am Südabhange des *Iwo-San* gelegenen Krater *Ōana* fand vor etwa 50 Jahren der letzte Ausbruch statt und bis zum Jahre 1868 wurde unaufhörlich mehr oder minder Dampf ausgestossen. Der *Azuma-yu* zeigte seit 1869 eine erhöhte Thätigkeit und

warf Wasserstrahlen bis zu einer Höhe von etwa 1·5 Meter auf, die Temperatur war eine ziemlich hohe. Eine Zeit vor der Eruption nahm die Thätigkeit jedoch immer mehr ab und ging bis auf ein ganz leichtes Wallen zurück.

Die erste Eruption des *Azuma-San* trat am 19. Mai 1893 um circa 11 h 30 m a. m. ein. Von den später folgenden Ausbrüchen sind diejenigen am 4. Juni, 4 h 10 m a. m., und am 7. Juni, 0 h 36 m p. m., am stärksten gewesen. Von den warnenden Anzeichen, welche einer vulcanischen Eruption vorauszugehen pflegen, sind höchstens die donnerähnlichen Geräusche als solche anzusehen, welche seit dem 10. April auf der meteorologischen Station von *Fukushima* wiederholt nachts vernommen wurden. Am Tage des ersten Ausbruches wurde ein ziemlich lauter Donner auf der Station um 11 h 30 m a. m. gehört, der 4 Minuten später an Stärke zunahm. Der Seismograph der Station zeigte für die Dauer von 3 Minuten ganz schwache Erschütterungen an. Von *Fukushima* aus sah man eine Dampfsäule etwa 2 Kilometer hoch ganz senkrecht in die Höhe steigen, deren untere Hälfte, wahrscheinlich infolge der grossen Mengen von Schlamm, Asche und Steinen, dunkel gefärbt war. Die Aschenmassen wurden hauptsächlich nach Südsüdosten getragen und verbreiteten sich, da zur Zeit der Eruption ein ganz schwacher Wind wehte, nur über eine beschränkte Fläche.

Der Schauplatz der Eruption lag am Südabhang des *Daiten-yama*. Hier hatten sich ungefähr in der Mitte desselben, in der *Tsubakuro*-Schlucht auf einer Spalte einige kleine Krater gebildet. Der im Innern des Vulcans aufgespeicherte Dampf hatte an dieser Stelle den Abhang des Berges aufgerissen und Steine, sowie Schlamm emporgeschleudert. Zu einem Schuttstrom wie im Falle des *Bandai-San* kam es nicht, die reichlich mit Dampf gemischten Erdmassen wurden senkrecht in die Höhe geworfen und fielen als Schlamm rund um den Krater herab. Die Schlammmassen und Felsblöcke müssen mindestens 300—400 Meter hoch gestiegen sein, da der Gipfel des *Issaikio-San*, welcher die Ebene *Numano-taira* um 300 Meter überragt, sich mit diesem Auswurfsmaterial bedeckt fand. Rund um den Krater lag der Schlamm in einer etwa 3 Meter dicken Schicht und von dem alten Kraterboden *Numano-taira* war ungefähr die Hälfte mit der gleichen Masse bedeckt; die Aschen lagen nur an einigen Stellen in einer Dicke von nicht ganz 1 Meter auf dem

Kraterboden. Das Volumen des ausgestossenen Materials wird auf 500.000 Cubikmeter geschätzt.

Sieht man die Ausdehnung der Schütterfläche des den Ausbruch begleitenden Erdbebens als Maassstab für die Stärke der Eruption selber an, so war die des *Bandai-San* zehnmal stärker als die des *Azuma-San*. Bei der ersteren verbreitete sich die Erschütterung im Mittel bis zu 50 Kilometer vom Vulcane, die Schütterfläche umfasste 10.000 Quadratkilometer, bei derjenigen des *Azuma-San* stellen sich die entsprechenden Grössen auf 20 Kilometer, beziehungsweise 1300 Quadratkilometer. Dabei war im letzteren Falle die Fortpflanzung der Erschütterung nach den verschiedenen Punkten und die Intensität derselben an den entsprechenden Stellen eine sehr verschiedene. So wurde z. B. das Erdbeben beim ersten Ausbruch auf der Station *Fukushima*, 18 Kilometer ostnordöstlich vom *Azuma-San*, kaum bemerkt, während es in *Motomiya*, 28 Kilometer südöstlich von dem Vulcan, ziemlich heftig auftrat. Derartige Unterschiede sind jedenfalls in der geologischen Structur des betreffenden Schüttergebietes begründet. In dem vorliegenden Falle ist das Streichen der Schichten im allgemeinen parallel von Norden nach Süden gerichtet, und aus diesen Verhältnissen erklärt sich wohl am besten die Thatsache, dass die Schwingungen in der Nord-süd-Richtung weiter und stärker sich fortpflanzten als in der Quer-Richtung dazu. Die durch die Energie der Explosion geleistete Arbeit wird zu circa 140.000 Millionen Kilogrammeter berechnet.

Ebenso wie beim *Bandai-San* fand man auch nach der Eruption des *Azuma-San* rund um den Krater kegelförmige Vertiefungen, deren Durchmesser nur in wenigen Fällen 2—3 Meter betrug. Da auf dem Boden dieser Löcher mehrfach Felsblöcke nachgewiesen werden konnten, so hält F. Omori (12) eine andere Entstehungsart als durch die aus dem Krater geschleuderten Steine für ausgeschlossen.

Als Omori einige Tage nach der Eruption den Schauplatz derselben besuchte, konnte er ausser einigen kleineren fünf grössere Krateröffnungen unterscheiden, aus denen Dampf bis zu etwa 1 Kilometer hoch ausgestossen wurde. Die Zahl und Gestalt dieser Krater war fortwährenden Veränderungen unterworfen. Besonders thätig erwies sich der dritte Krater, dessen Oeffnung gegen Osten geneigt war und der fast ohne Unterbrechung unter Explosionen Felsstücke und Asche zusammen mit Rauch ausstieß. Jede Explosion war von



ersten Eruption grössere Gesteinsblöcke nur bis zu 0·5 Kilometer fortgeschleudert waren, fanden sich die oben erwähnten konisch gestalteten Vertiefungen im Boden noch in einer Entfernung von 1·5 Kilometer vom Krater. Besonders zahlreich waren die Löcher auf der Ost-, Süd- und Westseite des Kraters und hatten in dem trockenen Boden ihre Form unverändert erhalten. Die Axen der Vertiefungen waren meistens mehr oder minder gegen den Krater hin geneigt, in einzelnen Fällen stieg der Winkel, welchen die Achse mit der Horizontalen bildete, bis auf 45 Grad. Aus der Entfernung des Loches vom Krater und der Neigung der von dem fallenden Stein beschriebenen Bahn ist berechnet worden, dass die grösste Erhebung, bis zu welcher Steine bei dieser neuen Explosion vertical in die Luft geschleudert wurden, etwa 1 Kilometer betragen hat.

Aller Wahrscheinlichkeit nach hat die Eruption von 5 h p. m. am 4. Juni ihren Sitz in grösserer Tiefe gehabt als die vorhergehenden. Darauf deutet zunächst der Charakter des Auswurfmaterials, welches aus schwarzem basaltähnlichem Andesit besteht, dann aber besonders der Umstand, dass an einigen Stücken deutlich Schmelzungserscheinungen zu erkennen waren, während alles früher ausgeworfene Material genau denselben Habitus hatte wie dasjenige, welches den Krater bildete.

Dem Ausbruche vom 4. Juni steht an Heftigkeit nur noch derjenige vom 7. Juni, 1 h p. m., gleich, alle anderen, welche noch später erfolgten, am 17. Juni, 8. Juli, 19. October und 9. November, tragen zwar denselben Charakter an sich, stehen aber an Stärke den genannten erheblich nach.

Die Eruption des *Azuma-San* bezeichnet Omori (12) als eine Art intermittirender Explosionen. Vergleicht man dieselbe mit derjenigen des *Bandai-San*, so erweist sich der allgemeine Charakter beider als vollkommen gleich, ein Unterschied lässt sich nur bezüglich der nachträglich eintretenden Erscheinungen constatiren. Beim *Bandai-San* erschöpft sich die ganze Energie des Ausbruchs bei der ersten grossen Eruption, daran schliessen sich schwache Dampfexhalationen. Beim *Azuma-San* folgt auf den ersten mässigen Ausbruch eine Reihe von anderen, welche den ersten an Heftigkeit weit übertreffen, alle sind mit Auswurf von Blöcken und Asche verknüpft, was beim *Bandai-San* nur das erste Mal zutraf. Diesen



die vom Krater ausging. Am nächsten Morgen stand eine mächtige Säule weisslichen Dampfes über dem Krater, die sich erst in bedeutender Höhe seitwärts ausbreitete. Um 10 Uhr morgens liessen sich einige Detonationen hören, die vom Platzen vulcanischer Bomben herrührten. Gegen 3 Uhr nachmittags wurde die Säule infolge von Beimischung reichlicher Aschenmassen dichter, während ein Lavaström aus den alten Canälen sich bemerkbar machte. Kurz vor Mittag des 5. October hatten die Lavaströme fast die Vegetationsgrenze erreicht, welche in einer Höhe von circa 700 Meter über dem Meere liegt. Mit blossem Auge konnte man die Bomben über dem Krater platzen sehen, deren Stücke theils in den Krater, theils auf den Bergabhang fielen. Um 3 Uhr morgens des folgenden Tages war das Schauspiel überraschend grossartig. Ein von Nord und Süd heranziehendes Unwetter verhüllte alsdann für mehrere Stunden den Gipfel. Die Lava, welche ziemlich dickflüssig war, staute sich vor jedem ihrem Lauf entgegenstehenden Hindernis zu mächtigen Massen an, aus denen wieder grosse Rauchsäulen aufstiegen, so dass es den Anschein hatte, als wenn sich neue secundäre Bocchen am Abhange des Vulcans gebildet hätten.

Dieser Zustand gesteigerter Thätigkeit dauerte bis zum 7. October, wo bei Anbruch der Nacht zum ersten Male auf der südöstlichen Seite des Vulcans reichlich Aschenmassen fielen, während bis dahin die Asche entweder in der Luft schwebend gehalten war oder auf den Abhang des Berges und bis zu einer Entfernung von 9—10 Kilometer gefallen war. Bald nach 11 Uhr nachts liess der rollende Donner nach, jedoch ohne dass in den übrigen Erscheinungen irgend eine Veränderung eintrat.

Am 8. October war der Himmel fast den ganzen Tag durch Wolken verdeckt, welche auch den Krater gewöhnlich verhüllten; Asche fiel reichlich und ohne Unterbrechung. Durch einen leichten Regen wurden zwar die feineren Aschentheilchen zu Boden geschlagen und die Luft dadurch etwas gereinigt, doch bald darauf begann ein neuer Aschenregen in solcher Menge, dass noch in dem 135 Kilometer entfernten *Albay* der Boden von einer ziemlich dicken Aschenschicht bedeckt ward.

Vom 9. bis zum 12. October blieb der Zustand des Vulcans im grossen und ganzen unverändert, nur hörte der Aschenfall auf und setzten die unterirdischen Geräusche bisweilen ganz aus. Am

11. October wurde um 0 h 30 m a. m. ein ziemlich heftiges und langes Erdbeben verspürt, das erste während der Eruptionsperiode; ausserdem entquoll einigen Spalten und secundären Bocchen Rauch und Lava in grosser Menge.

Mit dem 13. October setzte die Eruption in verstärktem Maasse wieder ein. Obwohl an den drei folgenden Tagen der Berg fast vollständig in Wolken gehüllt war, bemerkte man doch, dass sich etwa in der Mitte des südlichen Abhanges neue Spalten geöffnet hatten, von denen eine sich am 14. October bedeutend erweiterte und sehr thätig war. Der helle Schein, welcher von den Wolken reflectirt wurde, deutete überdies auf einen vermehrten Lavaausfluss.

In der Zeit vom 16. bis 21. ist nur ein leichtes Erdbeben bemerkenswert, welches am 18. October um 10 h 30 m p. m. gefühlt wurde.

In der Nacht vom 21. auf den 22. October konnte man den ganzen Vulcan deutlich erkennen, der Ausfluss von Lava war noch unvermindert und in regelmässigen Zwischenräumen von 8—10 Minuten trat ein verstärktes Aufleuchten ein, gleichzeitig sah man, wie die Lava über die Bocca selber mit einer sphärischen Oberfläche sich aufwölbte. Kaum war diese sichtbar geworden, so verlor sie ihre leuchtende Helle und verschwand, sobald der Abfluss der Lava an den Seiten begann. Diese Art der Lavaeruption machte sich besonders dann geltend, wenn die Lava nicht allzu stark ausgestossen wurde.

Seitdem nahm die Eruption allmählich, aber ständig an Kraft ab, so dass gegen Ende October der Vulcan wieder in seinen gewöhnlichen Zustand eingetreten war und nur noch die gewöhnliche Dampfsäule über dem Krater stand.

Während der Eruptionsperiode lagen zwei Depressionen von grosser Tiefe über dem Gebiet des Vulcans, und unmittelbar vorher waren zwei andere Luftwirbel vorübergezogen, von denen einer die Insel *Luzón* durchquerte.

Ein genauer Vergleich zwischen den Eruptionsphasen der Periode und den mikroseismischen Aufzeichnungen in *Manila* lässt keine Beziehung irgend welcher Art zwischen beiden Phänomenen erkennen. Dieser Umstand steht im Einklang mit dem fast völligen Mangel seismischer Bewegungen in dem Gebiete des Vulcans selber.

An den Magnetometern waren auffallende Bewegungen nur selten zu beobachten, die bemerkenswertesten hatten etwas vor der Eruption der Nacht vom 30. September auf den 1. October statt. Am 2. October, dem Tage der ersten eruptiven Aeusserungen, zeigten die photographischen Curven zwischen 9 h und 11 h a. m., sowie zwischen 5 h und 11 h p. m. einige unbedeutende Ausbuchtungen. Am 3. October ist nur eine kleine Veränderung in der horizontalen Componente zwischen 6 h und 7 h p. m. und eine andere wenig auffallende um 10 h p. m. zu erkennen. Seit dem Beginn der eigentlichen Eruption kamen Bewegungen der Nadeln nur noch in der Nacht vom 10. auf den 11. October und von 9—12 h Mittags am 12. October vor.

Vulcane des ostindischen Archipels.

Bibliographie.

1. Figgé S. en Onnen H.: Vulkanische verschijnselen en aardbevingen in den O. I. Archipel waargenomen gedurende het jaar 1893, 1894. Natuurk. Tijdschrift voor Nederlandsch-Indië. 1895, Bd. LIV, pag. 205—207; 1896, Bd. LV, pag. 440—477, 1 Karte in 1:20.000.
2. Judd J. W.: The earlier Eruptions of Krakatão. Nature 1894, Bd. XL, pag. 365—366.
3. Derselbe: The Natural History of Lavas, as illustrated by the Materials ejected from Krakatoa. Report of the Brit. Assoc. for the Adv. of Science. 1887, pag. 711—712.
4. Symons G. J.: The Eruption of Krakatoa and subsequent Phenomena. Report of the Krakatoa Committee of the R. Soc. London 1888. 4°. XVI and 494 S. 42 Taf. mit Karten und Abbild. Vgl. Geolog. Magazine 1888, Bd. V, pag. 1 bis 11. Petermann's Mittheil. 1889, pag. 73—77. Nature 1888/89, Bd. XXXIX, pag. 345—348.
5. Verbeek R. D. M.: Krakatau. Batavia 1885. 546 S. mit Album von 24 Zeichnungen und Atlas von 43 Figuren.
6. Derselbe: Sur la détermination du temps de la plus forte explosion du Krakatau le 27 août 1883. Archives Néerlandaises 1886, Bd. XX, pag. 1—14.
7. The reported Volcanic Eruption at Great Sangir. Nature 1892, Bd. XLVI, pag. 287—288.
8. The Eruption at Sangir. Nature 1892, Bd. XLVI, pag. 457—458.
9. The Volcano of Galoenggoen. Nature 1894, Bd. L, pag. 620.

Vulcan Merapi.

Der *Merapi*. in der Residentschaft *Surakarta* auf *Java* gelegen, hat sich während des ganzen Jahres 1893 ruhig verhalten, nur im

October entwickelte der Berg einige Thätigkeit, die aber nur von geringer Bedeutung war. Im September hatte auf der südwestlichen Seite an der Spitze ein Bergrutsch stattgehabt.

Am 27. Jänner 1894 wird jedoch von *Djocjokarta, Java*, gemeldet, dass der *Merapi* angefangen habe, heftig zu arbeiten, und ein Bericht der Residenten von *Djocja* vom 2. Februar 1894 bestätigt, dass die Thätigkeit des Berges in stetem Fortgange begriffen sei. Da indessen hinzugefügt wird, dass den Pflanzungen noch kein Schaden zugefügt sei, so lässt sich wohl annehmen, dass die Thätigkeit des *Merapi* nur eine geringe gewesen ist. Genaue Berichte stehen noch aus.

Vulcan Bromo.

In der Residentschaft *Pasuruan* ist im Laufe des Jahres 1893 dreimal Aschenregen beobachtet worden: am 12. Jänner in *Tosari Tengger* eine Viertelstunde lang; am 27. Jänner im District *Wonoredjo*; am 17. März im District *Tengger*, besonders in der Ansiedelung *Tengger*. An den Pflanzungen ist kein Schaden angerichtet worden. Was den letzten Fall betrifft, so ist festgestellt worden, dass die Asche vom Vulcan *Bromo* stammte.

Den Aschenfall vom 13. Jänner hat schon Herr S. Knüttel in seinem letzten Berichte (s. diese Mittheilungen, Bd. XIV, pag. 215) erwähnt. Derselbe musste es noch unbestimmt lassen, von welchem Vulcan die Asche herrührte. Nach einer freundlichen Mittheilung, welche ich Herrn Prof. Dr. A. Wichmann verdanke, ist die Asche auch in diesem Falle vom *Bromo* gekommen. Vermuthlich stammte auch der Aschenregen vom 27. Jänner von demselben Vulcan her, es wird wenigstens aus *Tosari* berichtet, dass in der ersten Hälfte des Jahres 1893 der *Bromo* sehr thätig gewesen sei, später habe man von ihm weder etwas gehört noch gesehen. Diese Ruhepause dauerte mindestens bis zum Februar 1894 an. Da um dieselbe Zeit, Anfang des Jahres 1893, auch der Vulcan *Semeru* thätig war, so möchte S. Knüttel (s. diese Mittheilungen, Bd. XIV, pag. 204) den Aschenregen, welcher am 27. Jänner im District *Wonoredjo*, Abtheilung *Bangil* stattfand, von diesem Vulcan herleiten.

Vulcan Semeru.

Am 11. December 1893, 9 h 16 m p. m., erfolgte im Vulcan *Semeru* unter äusserst heftigem Knall eine Explosion. Der Bericht-





ihr dazu diejenigen Formen, welche wir mit einem solchen als unzertrennlich zu verbinden gewohnt sind. Junghuhn nennt sie deshalb auch nicht unpassend eine „Kraterkluft“ und vergleicht die südostwärts sich an dieselbe anschliessende Erweiterung mit dem *Val del Bove* des *Aetna*. Diese ganze eigenthümliche Bildung, die sich in gleicher Weise nur noch beim Vulcan *Tengger* wiederfindet, müssen wir uns durch eine gewaltige Katastrophe entstanden denken, bei welcher der höchste Theil des früher wahrscheinlich über 2700 Meter hohen Vulcans in die Luft geblasen wurde und der südöstliche Abhang von oben bis unten einstürzte. Bei dieser grossartigen Eruption entstanden unzweifelhaft jene zahlreichen glockenförmigen Hügel (Junghuhn schätzt ihre Zahl auf über 10.000), die man in der Ebene von *Tasikmalaja* gerade vor der Mündung des obengenannten trogförmigen Thaies bis an den Fuss des Vulcans *Sawal* und an den *Tji Tandui* über eine Fläche von 175 Quadratkilometer antrifft. Sie bestehen alle ohne Ausnahme aus vulcanischen Auswürflingen, besonders aus theilweise verwitterten Lavastücken.

Dort, wo die „Kraterkluft“ des *Galunggung* nach Südosten zu in das Thal des *Tji Kunir* übergeht, liegt quer vor dem Ausgang derselben ein mächtiger Felsendamm, der *Warirang*, welcher mit seinen Enden auf beiden Seiten bis fast an die Eckpunkte des hufeisenförmigen Kraters heranreicht. Junghuhn bezeichnet diesen Querdamm als einen Eruptionskegel, aus dem zur Zeit seines Besuchs im Jahre 1837 durch zahllose Spalten Dämpfe hervorzischten. Vor 1822 war der *Warirang* bedeutend höher als gegenwärtig, denn die steilen Binnenwände des Kraters waren damals von der Ebene von *Tasikmalaja* aus nicht sichtbar, wie es heutzutage der Fall ist. Durch den Querdamm des *Warirang* war früher die dahinter liegende Fläche fast ganz abgeschlossen, so dass das Wasser, welches sich im Laufe der Zeit auf dem Kraterboden ansammelte, zu einem See aufgestaut wurde, dessen Oberfläche *Fennema* zu 120 Hektar ansetzt und dessen Tiefe mindestens 80 Meter betragen haben soll.

Als nun im Juli 1822 der *Warirang* von neuem in Thätigkeit trat, erweiterte sich sein Krater und wurde der Damm stellenweise tief eingeschnitten. Durch die so entstandenen Lücken strömte das Seewasser ab und ergoss sich, mit Eruptionsproducten vermisch, als ungeheurer Schlammstrom thalabwärts, um die Ebene von *Tasikmalaja* weit und breit zu überfluthen. So erklärt sich *Fennema*

in Uebereinstimmung mit Junghuhn den Umstand, dass eine verhältnismässig schwache Eruption so schreckliche Verheerungen im Gefolge haben konnte.

Von 1822—1894 ist keine Eruption des *Galunggung* bekannt geworden. Die am Abhang des *Warivang* befindlichen Fumarolen und heissen Quellen waren die einzigen Beweise dafür, dass die vulcanischen Kräfte nicht ganz erloschen waren. Im Jahre 1892 besuchte Fennema den Krater und konnte sich davon überzeugen, dass die Fumarolen in der letzten Zeit an Intensität entschieden nachgelassen hatten. In der Mitte des Jahres 1894 wollten einige Anwohner des *Galunggung* zwar bemerkt haben, dass der Vulcan sich nicht mehr ganz ruhig verhalte und sich von Zeit zu Zeit ein Geräusch hören lasse, doch war an den Fumarolen und warmen Quellen keine Veränderung zu bemerken.

Als Vorläufer der Eruption liessen sich in der Nacht vom 8. auf den 9. October dumpfe Schläge vernehmen, welche um 12 h 30 m a. m. und wieder um 3 h a. m. in *Tasikmalaja* bemerkt wurden. Um 4 h a. m. fühlte man in *Tasikmalaja* einen Erdbebenstoss.

In der Nacht vom 17. auf den 18. October vernahm man auf der Ostseite des Vulcans in den höher gelegenen Dörfern, besonders in dem zum District *Indihiang* gehörigen Dorfe *Sukaratu*, dumpfe Schläge und bemerkte um Mitternacht in der Richtung vom Krater an drei Stellen Feuer- und Lichterscheinungen. Die Bewohner dieses über *Indihiang* gelegenen Dorfes behaupten ferner, im Laufe der Nacht nicht weniger als 35 Erdbebenstösse verspürt zu haben, denen am folgenden Tage noch 28 andere gefolgt seien. Auffallend ist nun allerdings, dass in derselben Nacht zu *Tasikmalaja* nichts von diesen Erderschütterungen bemerkt worden ist. Fennema bezweifelt deswegen ebenso wie der officielle Berichtstatter H. de Kok die Richtigkeit der Angaben oder hält sie wenigstens für übertrieben. Indessen ist es nach dem, was wir in ähnlichen Fällen von anderen Vulcanen wissen, nicht ausgeschlossen, dass es sich hiebei um die Wirkung von Luftererschütterungen handelt, welche durch die Explosionen veranlasst waren.

Auch in einigen Dörfern des südlich vom *Galunggung* gelegenen Districts *Singaparna* wurde die Bevölkerung durch die gleichen Erscheinungen in Schrecken gesetzt, und zwar ebenfalls in der Nacht vom 17. auf den 18. October, so dass am 18. October mittags die



Ort der Beobachtung	Richtung vom Vulcan	Tag der Beobachtung	Detonation
Sukaratu Distr. Indihiang.	O.	17./18. Oct.	Nachts
Distr. Singaparna .	S.	17./18. "	Nachts
		18. "	11 h a. m.
Distr. Tasikmalaja .	SO.	18. "	Abends
		18./19. "	2—3 h nachts
		19. "	—
Mangunredja, Abt. Sukapurakolot.	—	20. "	—
		18. "	Abends
Distr. Singaparna, Abt. Tasikmalaja, N. und W. des Galung- gung	—	19. "	—
		—	—
Tjikorai	SW.	18. "	—
		18./19. "	Nachts
Tjempacca Warna am Papandajan . .	WSW.	19. "	5 h a. m.
		18. "	—
		18./19. "	—
Garut	W.	19. "	3 h 10 m p. m.
		18./19. "	Den ganzen Tag über
Abt. Tjitjalengka .	NW.	18. "	—
		18. "	—
Abt. Bandung . . .	NW.	19. "	—
		18. "	—
Argasarie	WNW.	18. "	—
		18./19. "	Nachts
Java's I. Punkt . .	WNW.	19. "	3 h p. m.
		19. "	—



sich ein leichter Aschenregen ein; derselbe dauerte bis in die Nacht hinein und wurde auch im südlichen Theil der Abtheilung *Galuh* und im nördlichen der Abtheilung *Sukapura* bis nach *Bandjar* hin verspürt. Vom 20. October ab hat sich nichts mehr von Bedeutung zugetragen

Genau denselben Verlauf wie hier in *Tasikmalaja* nahmen die Ereignisse in *Mangunredja*, Abtheilung *Sukapurakolot*: am 18. October abends Detonationen in der Richtung vom *Galunggung*, der am 19. October morgens verhüllt war; um 11 Uhr Anfang des Aschenregens, um 3 Uhr nachmittags vollständige Verfinsternung. Der Aschenregen hielt bis Mitternacht an. Dasselbe gilt für diejenigen Gebiete des Districts *Singaparna*, Abtheilung *Tasikmalaja*, welche im Norden und Westen des Kraters gelegen sind.

In den südwestlich vom Krater gelegenen gebirgigen Gegenden traten alle Erscheinungen schon früher auf. Das gilt besonders für das Gebiet des Vuleans *Tjikorai* und *Papandajan*.

In *Tjikorai* begann der Aschenregen schon um etwa 10 Uhr morgens des 18. October. Anfangs nur schwach, nahm derselbe in der Nacht vom 18. auf den 19. October so sehr zu, dass man am 19. October morgens in den Häusern die Lampen anzünden musste. Gleichzeitig vernahm man in der Nacht vom 18. auf den 19. October und am Morgen des 19. October ein Rollen wie von fernem Donner. Gegen 5 Uhr morgens am 19. October war dieser rollende Donner sehr stark. Die Aschenwolke kam aus dem Norden herangezogen.

In *Tjempacca Warna*, am Südabhange des *Papandajan* in 1270 Meter Meereshöhe gelegen, bezog sich der Himmel am 18. October gegen Mittag, die Spitze des Vuleans hüllte sich in eine Nebelwolke, die aus Osten von der Seite des *Tjikorai* her getrieben ward. Bis gegen 1 h hatte sich diese Wolke bis zur Höhe von *Tjempacca Warna* gesenkt. Eine Viertelstunde später zog von Osten her eine zweite sehr dunkle Wolke heran und von 1½—4 h fiel ein schwerer Aschenregen, der um 3 h am dichtesten war. Nachdem für den Rest des Tages der Aschenfall ausgesetzt hatte, begann er in der Nacht vom 18. 19. von neuem, um bis 9 h morgens zu dauern. Gegen 10 h wurde es zwar etwas heller, doch von 11 h 15 m bis gegen 1 h nachmittags herrschte wieder die reinste egyptische Finsternis. Um 3 h 10 m kam nach einer voraufgegangenen dumpfen Detonation abermals eine schwere Aschenwolke aus Osten heran-

gezogen, so dass um 3 h 15 m nachmittags vollständige Nacht herrschte und ein dichter Aschenregen niederging. Den ganzen Tag hindurch hörte man von Zeit zu Zeit ein sehr entferntes schwaches Knallen, wie wenn 2—3 Kanonen kurz nacheinander abgefeuert würden.

In dem gerade westlich vom *Galunggung* gelegenen *Garut* wurde vor dem Morgen des 18. October nichts bemerkt, was auf eine vulcanische Eruption deuten konnte. Man hörte keine Detouationen, sah keine Lichterscheinungen, und da die Spitze des Vulcans durch Wolken verhüllt war, konnte man auch die aufsteigenden Rauchsäulen nicht wahrnehmen. Erst um 9 h wurde man im Osten dunkle Wolken gewahr und eine halbe Stunde später setzte schon der Aschenregen ein, der aber nur bis 11 h andauerte. Gegen Mittag fiel von neuem Asche und nun trat auch eine solche Verfinsterung ein, dass es um 2 h so dunkel war wie in der finstersten Nacht. Nachdem es um 3 h sich schon wieder aufgehellte hatte, hörte um 4 h der Aschenregen auf. Den Abend blieb alles ruhig, aber in der Nacht vom 18./19. liessen sich besonders zwischen 12 und 3 h bisweilen schwere Donnerschläge vernehmen. Gleichzeitig erneuerte sich der Aschenregen, und zwar in einer solchen Stärke, dass das Niederfallen der Asche deutlich hörbar war. Wenn sich auch im Laufe des 19. der Aschenregen etwas verminderte, so blieb es doch bis mittags 12 h dunkel und erst gegen 5 h hatte der Aschenregen ein Ende. Dabei war fortwährend Donnern und Rollen vernehmbar, und zwar um 8 h morgens des 19. October und später um Mittag anhaltend und stark.

In dem nördlichen und westlichen Theil der Abtheilung *Tjitjalingka* fiel die Asche erst zwischen 1 und 2 h nachmittags des 18. October, im südlichen Abschnitt derselben Abtheilung zeigte der Verlauf der Erscheinungen keinen Unterschied von demjenigen in *Garut*.

Noch etwas später, nämlich erst um 2 $\frac{1}{2}$ h nachmittags des 18. October, begann der Aschenregen im südlichen *Bandung*, und zwar gleich in solcher Stärke, dass schon von 3—4 h Finsternis herrschte. Abends hörte der Aschenregen auf und setzte erst am nächsten Morgen wieder ein und dauerte am 19. den ganzen Tag. In dem Orte *Bandung* selber ging der 18. October ohne auffallende Erscheinungen vorüber, am 19. morgens nahm die Luft eine aschgraue Farbe an und fiel so wenig Asche, dass sie kaum bemerkt

wurde. Wenn die Menge der niederfallenden Asche in der darauffolgenden Nacht auch etwas zunahm, so blieb sie doch ohne Bedeutung.

Sehr genaue Aufzeichnungen über alle Erscheinungen sind in *Argasarie* am Nordabhange des *Malabar* gemacht worden. Der Platz liegt WNW. vom *Galungung* und fast in gleicher Entfernung vom Vulcan wie das weiter nördlich gelegene *Bandung*.

Um 11 $\frac{1}{2}$ h wurde am 18. October die erste dunkle Wolke in NO. zu O. bemerkt, eine Stunde später sah die Luft bereits gelb aus. Bald nach 1 h nachmittags fiel schon die erste Asche und wurde es dunkel und immer dunkler. Um 2 h 15 m nachmittags hatte die Verfinsterung ihren höchsten Grad erreicht und dauerte bis 3 h 52 m p. m. Gegen 5 $\frac{1}{2}$ h war es wieder hell geworden. Rollender Donner wurde erst in der Nacht vom 18./19. vernommen. Nach 6 h morgens wurde es immer dunkler anstatt heller, so dass man um 10 h bei Lampenlicht arbeiten musste. Im Norden und NO. hatte die Luft ihr normales Aussehen, im Süden und SO., d. h. in der Richtung nach dem Vulcan, war sie dunkel. Asche fiel unaufhörlich, wenn auch nicht in grosser Menge. Von 12—1 h nahmen der Aschenregen und die Verfinsterung gleichmässig zu. Von 1 $\frac{1}{2}$ h nachmittags an hellte es sich auf, wenn auch bis 4 h noch immer Asche fiel. Um 3 h liess sich Donner hören. Im Laufe der Nacht hat dann der Aschenregen aufgehört.

Von einigen Stellen wird Aschenregen am 18. und 19. October, von anderen nur am 19. gemeldet. Der äusserste Platz im Westen des Vulcans, an dem Aschenregen beobachtet worden ist, ist *Java's 1. Punkt*, wo am 19. October 3 h p. m. ein leichter Aschenregen bei steifem SO. fiel.

Es haben also mindestens, so meint Fennema(1), drei Eruptionen stattgehabt; von diesen ist diejenige, welche am frühen Morgen des 19. October erfolgte, die bedeutendste gewesen. Betrachtet man die obenstehende Tabelle, so glaube ich, lassen sich die Zeitpunkte der einzelnen Explosionen noch etwas genauer bestimmen.

Die ersten Detonationen waren schon in der Nacht vom 17./18. October zu hören, die Verbreitung des Schalles ist aber nur eine geringe gewesen. Wir müssen daher annehmen, dass die ersten Explosionen, welche die Ausbruchsperiode einleiteten, nicht sehr

intensiv gewesen sind. Darauf deutet auch der Umstand, dass in den im Osten, Süden und SO. gelegenen Gebieten weder eine Verfinsterung, noch ein Aschenregen eingetreten ist, während dieses nach allen späteren Explosionen in erheblichem Maasse der Fall gewesen ist trotz dem zur Zeit herrschenden Südostpassat, welcher der Verbreitung der feinen Aschentheilchen in südöstlicher Richtung entgegenwirkt.

Die Ausbreitung der durch die ersten Explosionen emporgeschleuderten Eruptionsstoffe über den westlichen Theil *Java's* lässt sich an der Hand der obenstehenden Tabelle leicht verfolgen. Das Eintreten der ersten Verfinsterung und des ersten Aschenregens am Morgen des 18. October kann nur von den Eruptionen der Nacht des 17./18. October herrühren. In *Garut* beginnt die Verfinsterung um 9 h a. m., die erste Asche fällt eine halbe Stunde später um 9 h 30 m a. m. In *Tjikorai* ist die Aschenwolke um 10 h a. m., in *Argasarie* 1 h p. m., in *Tjempacca Warna* 1 h 30 m p. m., in der Abtheilung *Tjitjalengka* wird sie zwischen 1 h und 2 h p. m. bemerkt und im südlichen Theil der Abtheilung *Bandung* um 2 h 30 m p. m.

Die zweite Aschenwolke trifft an mehreren Punkten in der Nacht vom 18./19. October oder gegen den nächsten Morgen ein, so dass beide Erscheinungen, die vorhergehende Verfinsterung und der nachfolgende Aschenregen, sich fast ohne Unterbrechung bis in den Morgen des 19. October hinein erstrecken. Die Explosionen, welche nach *Fennema* am 18. October 11 h a. m. in *Singoparna* gehört wurden, können nicht das Material zu dem zweiten Aschenregen geliefert haben, da sonst die Aschenwolke noch am Abend des 18. hätte bemerkt werden müssen. Wenn überhaupt die Meldung aus *Singoparna* auf Thatsächlichkeit beruht (in dem officiellen, von *H. de Kock* erstatteten Berichte wird diese Eruption nicht erwähnt), so muss die Explosion noch schwächer als die zuerst genannten gewesen sein. Wohl aber wird nun aus fast allen Beobachtungsstationen von dumpfen Schlägen und rollendem Donner berichtet, der am Abend und besonders stark in der Nacht vom 18./19. vernommen worden sei. Die Intensität dieser Explosionen kann man daraus abnehmen, dass die Detonationen von *Tasikmalaja* im Osten bis *Argasarie* im Westen gehört wurden. Aus *Tasikmalaja* wird als Zeitpunkt der stärksten Detonationen 2—3 h nachts, aus *Garut* 12—3 h nachts übereinstimmend angegeben.

Infolge dieser Explosionen verbreitet sich nun die Asche auch nach SO. gegen den Südostpassat: in *Tasikmalaja* herrscht am 19. October den ganzen Tag über Finsternis, der Aschenfall beginnt im Laufe des Tages und dauert bis in die Nacht hinein. Als Beweis dafür, dass die Eruptionen vom frühen Morgen des 19. October die stärksten der ganzen Eruptionsperiode waren, führt Fennema die Menge der gefallenen Asche und die Grösse der Fläche an, welche vom Aschenfall betroffen wurde. Beide sind am 19. grösser als am vorhergehenden Tage. Die Aschenmenge ist für *Garut* berechnet worden zu 3·6 Kilogramm auf den Quadratmeter am 18. und zu 11 Kilogramm am 19. October, für *Argasarie* sind die entsprechenden Zahlenwerte 1·4 Kilogramm, bezw. fast 3 Kilogramm. Am 18. hat sich der Aschenregen nicht viel über *Tjibeber* hinaus, etwas südlich von *Tjiandjur*, erstreckt, am 19. ist auf *Java's 1. Punkt*, der Südwestspitze der Insel, noch so viel Asche gefallen, dass man sie sammeln konnte.

Zeichnet sich die zweite Phase der Eruptionsperiode durch die Intensität der Explosionen aus, so übertrifft die dritte und letzte Phase die beiden anderen durch ihre lange Dauer. Sie hat fast den ganzen 19. October angehalten. Im grossen und ganzen waren die Explosionen nur schwach, doch ragten einzelne durch ihre Heftigkeit hervor. Die Explosion von 5 h a. m. wurde in *Tjikorai* durch sehr starkes Rollen deutlich von anderen unterschieden. In *Garut* vernahm man am 19. wieder fortwährend Rollen und Donnern, besonders anhaltend und kräftig aber um 8 h a. m. und später gegen Mittag. In *Tjempacca Warna* ist der dumpfe Knall gegen 3 h p. m. aufgefallen, weil bald darauf um 3 h 10 m p. m. eine schwere Aschenwolke heraufgezogen kam. Um dieselbe Zeit ist in *Argasarie* ein Rollen vernommen worden.

Mit den Explosionen des 19. October hatte die Eruption aber noch nicht ihr Ende erreicht, noch war der *Galunggung* nicht wieder in seinen früheren Zustand zurückgekehrt. Aus den Berichten des Herrn *Stortenbeker*, welcher am 27. October als Erster den Krater besuchte, und des Herrn *H. de Kock*, welcher am 7. November folgte, sowie aus anderen Nachrichten geht hervor, dass bis zum 10. November sich der Krater in einem sehr unruhigen Zustand befand.

Nach den Mittheilungen des erstgenannten Herrn hatten sich drei neue Bocchen gebildet. Die eine, in der Mitte und am Fuss

des *Warirang* gelegen, stellte einen grossen Trichter dar, der bis zur Hälfte mit aufwallendem Wasser gefüllt war. Zwei andere Oeffnungen, die eine nördlich, die andere südlich von der ersten, waren am thätigsten und entwickelten schweren Schwefeldampf. In diesen beiden Krateröffnungen haben wahrscheinlich die Explosionen stattgefunden, durch welche die Dampf- und Rauchsäulen ausgestossen wurden. Bald nachdem Herr Stortenbeker den Rückweg angetreten hatte, vernahm er einen dumpfen Schlag aus dem Krater, dem ein heftiges Dröhnen und Rollen folgte.

Herrn de Kock fielen bei seinem Besuch des Kraters vor allem die zahllosen Fumarolen auf, welche mit Gewalt Dampf ausstossen. Dicht gedrängt fanden sich dieselben in der Nähe der Kraterseen vor, doch auch über die ganze Umgebung waren sie verbreitet; an einigen Stellen war der Boden warm. In der Entwässerung des Kraterbodens sollte nach Aussage der Eingeborenen eine Veränderung insofern eingetreten sein, als dieselbe nicht mehr durch zwei Bäche stattfinde wie vor dem Ausbruche, sondern nur noch durch einen Wasserlauf, welcher in den Kratersee sich ergiesse.

In der Nacht vom 8./9. November wurde eine halbe Stunde nach Mitternacht und noch einmal um 3 h a. m. ein dumpfer Schlag im Gebirge gehört. Darauf erfolgte eine Stunde später um 4 h a. m. ein Erdbebenstoss, der auch in *Tasikmalaja* verspürt worden ist. In der darauffolgenden Nacht vom 9./10. November hörte man in der Nähe des Kraters des *Galunggung* ein Geräusch und bemerkte auch elektrische Entladungen, wenn auch nur in geringem Maasse. In den nahegelegenen Dörfern machte sich an den folgenden Tagen ein Erzittern des Bodens bemerkbar.

Bei der Aufnahme der neuen Eruptionstellen, welche R. Fennema (1) vom 18.—25. November ausführte, stellte sich heraus, dass die Ausbrüche aus vier Bocchen vor sich gegangen waren. Die grösste sieht Fennema als die Hauptöffnung an und nennt sie deswegen den centralen Krater. Die drei anderen haben eine secundäre Bedeutung und entstanden dadurch, dass die Dämpfe auf radialen Spalten einen Ausweg fanden.

Der centrale Krater, auf der Innenseite des *Warirang* gelegen, ist ohne Zweifel identisch mit dem alten *Warirang*-Krater und besteht aus einer trichterförmigen Vertiefung, deren Ränder unter einem Winkel von 30—55° abstürzen. In der Tiefe liegt ein kleiner

See von 200 Meter Durchmesser am Spiegel. Die Oberfläche des Sees liegt in 1155 Meter Meereshöhe, die Höhe des Randes schwankt zwischen 1180 und 1235 Meter und hat einen Durchmesser von 400 Meter. Die Unebenheiten des alten Kraterbodens des *Galungung* sind am Fusse der Steilwand ringsherum noch deutlich wiederzuerkennen, so dass man die Mächtigkeit der aus dem Krater gestossenen Stoffe direct messen kann; dieselbe beträgt im Mittel 25 Meter. Rings um den Rand des Kratersees stieg Wasserdampf empor.

Das Seewasser befand sich fortwährend in heftiger wirbelnder Bewegung. Die Tiefe des Sees konnte nicht gemessen werden, nur an einigen Stellen fand man in der Nähe des steilen Ufers schon eine Tiefe von 20 Meter. Die Temperatur der Luft betrug 24.5° C., das Wasser eines kleinen Baches, welcher sich in den See ergoss, hatte 30° C., gerade vor der Mündung in den See 37° und in 10 Meter Entfernung davor bestimmte man die Temperatur zu 45° C.

Von den kleineren Bocchen bestehen zwei aus flachen Trichtern, deren Boden mit untiefem Wasser bedeckt ist. Die eine liegt 200 Meter im Westen, die andere 350 Meter im SW. vom Mittelpunkt des centralen Kraters, die Durchmesser sind, in der Höhe des Randes gemessen, 100, beziehungsweise 150 Meter lang, der Rand selber erhebt sich höchstens 30 Meter über dem Boden. Die dritte Bocca findet sich 400 Meter südlich vom centralen Krater und besteht aus einer trockenen Vertiefung mit sehr steilen Rändern und kaum 40 Meter Durchmesser. Die Tiefe beträgt 22 Meter, die Dicke des ausgeworfenen Materials, welches rund um den Rand aufgehäuft war, konnte zu 17.5 Meter bestimmt werden. Nach den Aussagen der Eingeborenen soll aus diesem kleinsten Krater die Eruption vom 18. October begonnen haben.

Die Dampfentwicklung war in der Umgebung dieser drei kleinen Bocchen gegen früher schon sehr zurückgegangen. Das Gleiche war am 20. December mit dem centralen Krater der Fall, so dass am hellen Tage hier noch kaum Dampf bemerkbar war. Der Spiegel des Sees hatte sich gegen früher etwas gesenkt.

Das Eruptionsmaterial besteht in der unmittelbaren Umgebung des Kratersees aus Sand und Steinen, letztere erreichen eine Grösse von über $\frac{1}{4}$ Cubikmeter. In grösserem Abstand findet man nur Sand und stets feiner werdende Asche. Die grösseren Steine zeigen auf der Bruchfläche Glasstructur und sind fein porös; aus ihrer Gestalt



senkrecht zur grossen Achse der Ellipse eine Linie gerade über den Krater des *Galunggung* gezogen, so erstreckt sich der Aschenregen längs dieser Linie 60 Kilometer weit nach Norden bis *Tomo* und südwärts über mehr als 60 Kilometer bis in den Indischen Ocean bei *Tjilaut Eureuh*. Aus diesen Zahlen ist der Einfluss, welchen der in den höheren Luftregionen herrschende Südostpassat auf die Verbreitung der Asche gehabt hat, deutlich erkennbar. Das Volumen der ausgeworfenen Massen stellt sich zu etwa 22,000.000 Cubikmeter, wovon ungefähr $\frac{1}{8}$ in der unmittelbaren Umgebung des Kraters niedergefallen ist.

Nach dem letzten Bericht vom 20. December 1894 geht die Entwässerung des Kraterbeckens des *Galunggung* durch den *Tjibandjaran* vor sich, welcher sich an der Nordseite des *Warirang* durchbricht. Nach dem 15. December haben sich an der Aussenseite des *Warirang* zwei neue Wasserläufe gebildet, welche sich in den *Tjibandjaran* ergiessen. Da dieselben kaltes Wasser führen, können sie nicht etwa den Abfluss der Kraterseen darstellen, deren Spiegel überdies tiefer liegt als der Ursprung der beiden Wasserläufe.

Die Dampfentwicklung in der Nähe des grössten der Kraterseen war, wie bereits oben erwähnt, sehr vermindert. Hingegen entwickelten die *Tjipanas Tjikunir* genannten warmen Quellen, welche zwischen dem *Warirang* und den warmen Quellen *Tjipanas Tjibuku* liegen, eine ungewöhnlich grosse Dampfmenge.

Vulcan Tangkuban Prah.

Am 12. Jänner 1893 mittags und am 13. Jänner vormittags ist in der Nähe von *Bandung* rollender Donner aus Osten vernommen worden. Der betreffende Berichterstatter vermuthet, dass das Geräusch vom *Tangkuban Prah* stammte.

Vulcan Lokon auf Celebes.

Ueber das Verhalten des *Lokon* liegen nur kurze Notizen vor, die ich hier zusammenstelle. Zu bemerken ist, dass der Krater des Vulcans auf dem Sattel zwischen dem *Lokon* und dem *Empong*-gebirge gelegen ist, und zwar etwa 10 Meter unterhalb desselben mit der Mündung nach dem Golf von *Menado* zu.

Ohne irgend ein Vorzeichen begann der *Lokon* am 20. März 1893 gegen 5 h 30 m p. m. zu rauchen, ein Geräusch wurde dabei nicht

vernommen. Wie lange diese Thätigkeit gedauert hat, wird nicht gesagt, nur wird bei der Erwähnung eines Erdbebens in *Na Lewet* auf *Celebes* am 8. August bemerkt, dass der *Lokon* sich seit einem Monat ruhig halte. Seit dem 18. September war der Vulcan wieder in Thätigkeit. Die letzte Nachricht vom 14. August 1894 besagt, dass der Krater des *Lokon*, welcher noch immer rauche, sich mehr und mehr ausbreite.

Vulcane Neu-Seelands.

Bibliographie.

1. Cussen L.: Notes on the Tongariru-Ruapehu Volcanic Mountains, New Zealand. Transact. of the R. Geogr. Soc. Austral. (Victoria Branch) 1893, Bd. X, pag. 15—25.
2. Etheridge R.: Note on the recent Volcanic Eruption in New Zealand. Geological Magazine 1886, Bd. III, pag. 398.
3. Geikie A.: The recent Volcanic Eruption in New Zealand. Nature 1886, Bd. XXXIV, pag. 320—322. 1 Karte.
4. Hayden: New Zealand and the recent Eruption. Science 1886, Bd. VIII, pag. 68. 2 Karten.
5. Hector J.: The Recent Volcanic Eruption. Preliminary Report. Wellington, New Zealand 1886. Fol. mit Karten.
6. Derselbe: The Recent Volcanic Eruptions in New Zealand. Nature 1886, Bd. XXXIV, pag. 389—393. 1 Karte.
7. Hert R. P. F. de: Les terrasses blanche et rose de la Nouv. Zélande. Origine et destruction. Bull. de la Soc. R. Géogr. Anvers 1887, Bd. XI, pag. 289.
8. Hill H.: Ruapehu and Ngauruhoe. Transact. and Proceed. of the New Zealand Inst. 1891, Bd. XXIV, pag. 603—625. 7 Karten und Abbild. III. Rep. Australasian Association for the Adv. of Science 1891. Transact., pag. 162 bis 172. 2 Taf. Vgl. dazu die Bemerkungen von W. Colenso, Transact. and Proc. New Zealand Inst. 1893, Bd. XXVI, pag. 483—498.
9. Derselbe: The Eruption of Te Mari, Tongariro. Nov. 1892. Transact. and Proc. New Zealand Inst. 1893, Bd. XXVI, pag. 388—392.
10. Hutton F. W.: The Eruption of Mount Tarawera. Quart. Journ. of the Geol. Soc. London 1887, Bd. XLIII, pag. 178—188.
11. Derselbe: Meteorological conditions at the time of the eruption of Mount Tarawera, New Zealand. Nature 1886/87, Bd. XXXV, pag. 322—323.
12. Joly J.: Volcanic Ash from New Zealand. Nature 1886, Bd. XXXIV, pag. 595.
13. Judd J. W.: Notes accompanying a Series of Photographs prepared by J. Martin, to illustrate the Scene of the recent Volcanic Eruption in New Zealand. Rep. Brit. Assoc. 1886, Transact. pag. 644—645.
14. Jung E.: Der Seen-District auf der Nordinsel Neu-Seelands und die jüngsten vulcanischen Ausbrüche daselbst. Ausland 1886, Nr. 45, pag. 883.
15. Martin J.: The Terraces of Rotomahana, N. Z. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1886, Bd. XLII, Proceed. pag. 7. 1887, Bd. XLIII, pag. 165—177.

16. Penck A.: Der Ausbruch des Tarawera und Rotomahana auf Neu-Seeland. Mittheil. d. geogr. Gesellsch. Wien 1887, Nr. 1, pag. 28.
17. Rath G. v.: Ueber die Eruption des Tarawera auf Neu-Seeland vom 10. Juni 1886. Corresp.-Bl. d. naturhist. Ver. d. Rheinl. u. Westf. 1887, Bd. XLIV, pag. 119—136.
18. O'Reilly J. P.: Note on some ejecta of the Hot Springs of Tarawera, N. Z., formed since the Earthquake of 23. June 1886. Proceed. R. Dublin Soc. 1888, Bd. VI, pag. 67—69.
19. Smith S. Percy: The Eruption of Tarawera. Wellington 1887.
20. Derselbe: Volcanic Eruption at Tarawera, N. Z.; resulting topograph. changes in the District. Proceed. R. Geogr. Soc. London 1886, Bd. VIII, pag. 753. Mit Karte.
21. Stephens: Notes on the recent Eruptions in the Taupo Zone, N. Z. Proceed. Linnean Soc. N.S.W. II. Ser. 1886, Bd. I, pag. 513—522.
22. Thomas A. P. W.: Report on the Eruption of Tarawera and Rotomahana. Wellington, N. Z. 1888. 8°. 74 S. 8 Tafeln, 2 Karten.
23. Toulia F.: Der Yellowstone-Nationalpark, der vulcanische Ausbruch auf Neu-Seeland und das Geysirphänomen. Schriften d. Ver. z. Verbreitung nat. Kenntnisse. Wien 1887.
24. — The Volcanic Eruption in New Zealand. Nature 1886, Bd. XXXIV, pag. 301—303.

Die Vulcane Tongariro, Ngauruhoe und Ruapehu.

Das vulcanische Gebiet der Nordinsel von *Neuseeland* zwischen dem *Ruapehu* im Süden und *Topuaeharuru* am Nordende des *Taupo*-Sees war bis zur *Tarawera*-Eruption im Jahre 1886 fast terra incognita für die wissenschaftliche Welt. Der Erste, welcher das Gebiet nach allen Richtungen hin durchforscht hat, ist H. Hill (8). Der südliche Abschnitt der vulcanischen Zone, welcher sich vom *Nord-Taupo*, am Austritt des *Waikato* aus dem See, bis *Karioi*, südlich vom *Ruapehu*, erstreckt, liegt auf einem Plateau, dessen Höhe zwischen 520 und 1370 Meter schwankt; der höchste Theil dieses Plateaus zwischen *Ruapehu* und *Ngauruhoe* bildet die Wasserscheide, indem er die Quellen des *Waikato* und *Wanganui* trennt. Fast in dem Centrum des Plateaus verläuft in der Richtung der längsten Erstreckung desselben gegenwärtig die Linie der vulcanischen Thätigkeit, welche heisse Quellen, Fumarolen, Solfataren, erloschene und thätige Vulcane und Vulcanschlote oder Vulcanembryonen umschliesst. Eine Linie von der südlichsten Spitze des *Ruapehu* zum *Tauhara*-Berg am Nordende des *Taupo*-Sees verbindet folgende thätige und erloschene Vulcane: *Ruapehu*, *Ngauruhoe*, *Tongariro*, *Pihanga* und *Tauhara*. Zwischen dem Nordende des *Tongariro* und dem *Pihanga*, sowie zwischen

diesem letzteren und dem *Tauhara* befinden sich zwei Depressionen, von denen die erstere vom *Rotoaira*-See, die andere vom *Taupo*-See eingenommen wird.

1. Tongariro.

An der Nordseite des Zuges befindet sich die unter dem Namen *Ketetahi* bekannte Solfatara, seitlich von dem Hauptkegel des *Tongariro* in 1460 Meter Meereshöhe. Oestlich davon, aber noch am Nordabhange des Gebirgszuges liegen in einer Höhe von 1700 Meter über dem Meere die als *Te Mari* bekannten vulcanischen Schachte. Drei unregelmässig gestaltete Krater zeigen in der Mitte kreisförmige Oeffnungen, die man mit den Eingängen in einen Bergwerksschacht vergleichen kann, nur sind sie von etwas grösserem Durchmesser. Aus denselben steigt fortwährend Dampf empor, der Schwefelwasserstoffgas enthält. Die Schachte scheinen von bedeutender Tiefe zu sein und entstanden während der letzten Eruption des *Ngauruhoe* 1868 bis 1869. Zur Zeit des *Tarawera*-Ausbruches entstieg ihnen nur dichter Dampf und Rauch, ohne dass es zu einer Eruption kam, obwohl mehrere Tage vorher dumpfes Rollen vernommen wurde. Die *Te Mari*-Krater lassen sich mit den gewöhnlichen Kraterbildungen der Vulcane nicht vergleichen, da sie keine kegelförmige Oeffnung rund um einen Schlot bilden. Hill denkt sie sich durch eine wirbelnde Bewegung entstanden, die von unten her ansetzte und die darüber liegende Masse in die Luft schleuderte.

Von den drei Krateröffnungen des *Tongariro*, dem „nördlichen, südlichen und rothen Krater“, stiess letzterer im März 1887 und 1890 grosse Dampfmassen aus. Nordwestlich von diesen Vulcanschlotten, nur durch einen schmalen Lavarücken von denselben getrennt, fand Hill (9) einen mächtigen Krater von grosser Tiefe, der im März 1890 sich noch im erloschenen Zustande befand. Bei dem Ausbruche vom März 1892 war der Berg in der Ausdehnung von dem alten Krater durch zwei Schachte von *Te Mari* am Abhang des Berges hin in kreisförmiger Richtung durch eine mächtige Spalte geborsten. Durch dieselbe war ein Theil der Bergspitze nach NO. zu abgebrochen, so dass der äussere Wall des alten ursprünglichen *Tongariro*-Kraters ein Theil des inneren Walls der thätigen Schlote am *Te Mari* geworden war.

Im November 1892 fand Hill in der Nähe der alten Schachte alles im Zustande intensivster Thätigkeit. Das Auswurfsmaterial bestand damals allein aus Dampf, Schlamm und kleinen Steinen. Die

Spitze des *Tongariro* war hingegen mit Bimssteinfragmenten überdeckt, während der *Te Mari* keine Spur von Bimsstein an den niederen Theilen des Berges erkennen liess. Man wird daher annehmen müssen, dass am *Te Mari* zwei Eruptionen statthatten; während der ersteren wurden nur Wasserdampf, Sand und Schlamm ausgeworfen und durch den Wind nach SW. getrieben, der Bimsstein der zweiten Eruption wurde nach der entgegengesetzten Richtung getragen.

2. Ngauruhoe.

Der *Ngauruhoe*, der thätigste unter allen Vulkanen Neuseelands, hat eine vollkommen kegelförmige Gestalt und ist mit der Kratergruppe des *Tongariro* durch einen aus basischen Laven aufgebauten Sattel verbunden. Wahrscheinlich waren beide Vulcane früher von einander getrennt; aus der Configuration des Landes südlich und westlich vom Berge geht hervor, dass der *Ngauruhoe* auf dem Lava-plateau entstand, welches einst den *Tongariro* vom *Ruapehu* trennte, doch ist kein eigentlicher Lavaerguss vom *Ngauruhoe* aus weder nach dem *Ruapehu*, noch nach dem *Tongariro* zu sichtbar, die einzige Verbindung wird durch den Sattel gebildet, der einen alten Lavaerguss von letzterem Vulcan aus darstellt.

Der Krater besteht aus einer grösseren Oeffnung und zwei kleineren, welche innerhalb der ersteren liegen. Der Rand des primären Kraters ist auf der NO- und SO-Seite viel höher als auf den beiden gegenüberliegenden Seiten; die niedrigste Stelle des Kraterandes ist gegen NzW., wo derselbe gebrochen zu sein scheint. Gerade an dieser Seite des Kraters befinden sich die beiden kleineren, secundären Krater innerhalb des ursprünglichen grösseren. Beide sind von einander getrennt und zeigen ganz verschiedenes Verhalten. Der westliche Rand eines jeden der beiden kleineren fällt mit dem des grösseren zusammen; der südwestlich gelegene kleinere Krater kann als ein Rest des grösseren angesehen werden, der nordwestliche dagegen stellt ein selbständiges Gebilde dar und ist recenten Ursprunges. Die Hauptthätigkeit liegt in den Schloten, welche sich vom Kraterboden in die Tiefe fortsetzen. Der südwestliche Krater ist gegenwärtig der thätigere, von dem beständig dichte Dampfmassen aufsteigen. Nach den Beschreibungen von Bidwill und Dyson, welche 1839, beziehungsweise 1851 den Vulcan besuchten, muss die Thätigkeit damals gleich derjenigen gewesen sein, welche man am *Roto-*

mahana kurz nach der Eruption des *Tarawera* 1886 beobachten konnte; nach anderen Berichten war die Thätigkeit des Vulcans seit der *Tarawera*-Eruption stärker als vorher. Am Fusse des *Ngauruhoe* liegen zwei Kraterseen in einer Meereshöhe von 1390 Meter.

3. Ruapehu.

Der *Ruapehu*, vom *Ngauruhoe* durch ein Thal getrennt, in welchem die beiden eben genannten Seen liegen, ist der höchste Berg der Nordinsel, als solcher mit ewigem Schnee bedeckt, und stellt einen ungeheuren abgestumpften Kegel dar. Der Krater, welcher inmitten der Schneefelder liegt, befindet sich im Solfatarenzustande und ist an zwei Seiten von Gletscherwänden eingefasst.

Die drei höchsten Spitzen des Vulcans, der *Paraetetaitonga* im Süden, *Ruapehu* im Westen und *Te Heuheu* im Norden, von denen die beiden ersten mehr als 2750 Meter hoch sind, der letzte etwa 150 Meter niedriger ist, stellen im SW. und Norden den Rest eines mächtigen Kraters dar, welcher von Norden nach Süden einen Durchmesser von 1·5 Kilometer hatte. Der östliche Theil des Kraterrandes ist eingebrochen, der heutige Krater liegt innerhalb dieses eingebrochenen Randes und scheint erst nach der Zerstörung des alten Kraters entstanden zu sein.

Die ganze vulcanische Thätigkeit concentrirt sich auf den Kratersee. Im Süden und Westen besteht der Kraterrand aus einer circa 75 Meter hohen, fast senkrechten Eiswand, dem Ende der Gletschermassen, die sich vom *Ruapehu* bis zum *Paraetetaitonga* erstrecken. Das Wasser fand Hill (8) in fortwährender Erregung wie in einem Kessel mit kochendem Wasser. Die Erregung schien eine regelmässige zu sein und in Pausen von 2—3 Minuten wurde plötzlich Dampf ausgestossen, so dass die Wasserfläche für einige Secunden verhüllt war. Nach jedem Aufwallen und einer Explosion von Dampf bemerkte man unten am Fuss des Eiswalls höhlenähnliche Vertiefungen, so dass anscheinend der Spiegel sich gesenkt hatte; bald verschwanden dieselben wieder, wenn das Maximum der Erregung im Wasser nahe war, und das heisse Wasser schien den Eiswall in dem Augenblick zu erreichen, wo der Dampf von der Seefläche ausgestossen wurde. Das ganze Phänomen machte den Eindruck von einer mächtigen geysirähnlichen Explosion.

Jeder der drei Vulcane befindet sich im Solfatarenzustande. *Ngauruhoe* besteht aus dunkelgrauer Lava mit grossen Feldspath-

krystallen; Bimsstein ist nicht vertreten. *Ruapehu* ist hauptsächlich aus basischen und den von Judd sogenannten „intermediate“ Laven zusammengesetzt; die einzige Spur von wirklich sauren Gesteinen bildet Bimssteintrachyt, der sich an einigen Stellen in der Nähe des Kraters findet. Daneben kommen Phonolith und Pechstein vor. Hin und wieder trifft man an den Abhängen zerstreut Stücke von Tachylit.

Die Vulcane Mauna Loa und Kilauea auf der Insel Hawaii.

Bibliographie.

1. Alexander J. M.: The Craters of Mokuaweoweo, on Mauna Loa. *Nature* 1886, Bd. XXXIV, pag. 232—234.
2. Derselbe: On the Summit Crater of M. Loa in October, 1885, and its Survey. *American Journal of Science*. 1888, Bd. XXXVI, pag. 35—39. 1 Tafel.
3. Baker E. P.: Notes on Mt. Loa. *American Journ. of Sc.* 1889, Bd. XXXVII, pag. 52—53.
4. Derselbe: Volcano of Kilauea. *American Journ. of Sc.* 1891, Bd. XLII, pag. 77.
5. Derselbe: Mount Loa, Hawaii. *American Journ. of Sc.* 1893, Bd. XLVI, pag. 310.
6. Bishop S. E.: Kilauea in April 1882. *American Journ. of Sc.* 1892, Bd. XLIV, pag. 207—210. 2 Fig.
7. Brigham W. T.: Kilauea in 1880. *American Journ. of Sc.* 1887, Bd. XXXIV, pag. 19—27. 4 Abbild.
8. Derselbe: On the Summit Crater of Mt. Loa in 1880 and 1885. Notes on an Ascent in 1880, about three months before the great eruption of that year. *American Journ. of Sc.* 1888, Bd. XXXVI, pag. 33—35.
9. Derselbe: Notes on the Hawaiian Volcanoes. *American Journ. of Sc.* 1890, Bd. XL, pag. 334.
10. Derselbe: On the recent Eruption of Kilauea. *American Journ. of Sc.* 1891, Bd. XLI, pag. 507—510.
11. Dana James D.: History of Changes in the Mt. Loa Craters, on Hawaii. Part I, Kilauea. *American Journ. of Sc.* 1887, Bd. XXXIII, pag. 434—451. 1 Taf. 1887, Bd. XXXIV, pag. 81—97, 349—364. 3 Taf. und 7 Fig. 1888, Bd. XXXV, pag. 15—34. 1 Taf. und 5 Abbild.; pag. 213—228, 282—289. 2 Taf.
12. Derselbe: History of Changes in the Mt. Loa Craters; Part II. Mokuaweoweo, the Summit Crater of Mt. Loa. *American Journ. of Sc.* 1888, Bd. XXXVI, pag. 14—32, 81—90. 3 Taf.
13. Derselbe: History of Changes in the Mt. Loa Craters; Part III. Eruptions of Kilauea and Mt. Loa; Relations of Kilauea to Mt. Loa and Contrast between Volcanoes of the Mt. Loa and Vesuvius types. *American Journ. of Sc.* 1888, Bd. XXXVI, pag. 90—112, 167—175.
14. Derselbe: Points in the Geological History of the islands Maui and Oahu. *American Journ. of Sc.* 1889, Bd. XXXVII, pag. 81—103. 3 Taf.
15. Derselbe: On the Origin of the deep Troughs of the Oceanic Depression: Are any of Volcanic origin? *American Journ. of Sc.* 1889, Bd. XXXVII, pag. 192 bis 202. 1 Karte. *Nature* 1890, Bd. XLII, pag. 357—360.





so ist doch die Mehrzahl gerade der grösseren Eruptionen des *Mauna Loa* vorübergegangen, ohne dass in dem Zustande der Lavaseen des *Kilauea* irgend eine Veränderung eintrat. Das besondere eruptive Verhalten beider Vulcane rührt vielleicht daher, dass jeder von beiden auf einer besonderen Spalte gelegen ist. Zu der nördlichen oder „Kea-Reihe“ gehören *Ost-Oahu*, *Ost-Molokai*, *Eeka* und *Haleakala* auf *Maui*, sowie *Kohala*, *Kea* und *Kilauea* auf *Hawaii*. Auf der südlichen oder „Loa-Reihe“ sind aufgebaut *West-Oahu*, *West-Molokai*, *Lanai*, *Kahoolawe* und auf *Hawaii* die Vulcane *Hualalai* und *Mauna Loa*.

Im Vorstehenden sind in Kürze die wichtigsten allgemeinen Ergebnisse wiedergegeben, zu welchen J. D. Dana (11—16) auf Grund von historischen Darlegungen bezüglich der Vulcane und vulcanischen Erscheinungen auf den *Hawaii*-Inseln gelangt ist. Die Geschichte der Eruptionen lässt sich für den *Kilauea* vom Jahre 1823 an verfolgen, für den *Mokuaweoweo* von 1832 an und ist von Dana für ersteren bis zum Jahre 1886, für letzteren bis 1888 geführt.

Im folgenden beabsichtige ich, Dana's Darstellungen mit der durch den verfügbaren Raum gebotenen Kürze weiterzuführen, und beginne für den *Kilauea* mit der Eruption vom 6./7. März 1886.

Kilauea.

Einen Monat nach der Eruption vom März 1886 fand J. S. Emerson (21) das Becken des Lavasees *Halemaumau* im Mittel 190 Meter tief, am Rande betrug die Tiefe rund herum nur 60—70 Meter. Geschmolzene Lava war nirgends im ganzen Krater zu sehen, nur Dampfsäulen stiegen bald hier, bald dort auf, ihre Zahl und Mächtigkeit schien vom Wetter und der Tageszeit abzuhängen. Drei Monate später war an drei Stellen auf dem Boden des *Halemaumau* wieder Lava erschienen, ebenso hatte sich in der Zwischenzeit, wie L. L. Van Slyke (28) berichtet, ein etwa 50 Meter hoher Kegel von losen Blöcken auf dem Boden gebildet. An die Stelle der trichterförmigen Vertiefung, welche Emerson vorgefunden hatte, war im October eine ringförmige Masse von Lavablöcken getreten, welche nach F. S. Dodge (17) eine unregelmässig gestaltete Vertiefung oder „See“ in der Mitte umschloss. Im Juli 1888 sah Dodge (18) auch ausserhalb dieses Kranzes mehrere Kegel in einer Höhe von 3—6 Meter. Infolge einer Hebung des Beckenbodens er-

gossen sich die Lavaströme, welche aus der Spitze dieser Kegel flossen, über den Rand des Beckens. Der ganze Vorgang ist nur unter der Annahme erklärlich, dass der Boden des Beckens auf der Spitze der emporsteigenden Lavasäule aufwärts schwamm.

Als W. T. Brigham (10) im Februar 1891 den Kilauea besuchte, fand er den Lavasee in intensiver Thätigkeit. Die spitzen Kegel ragten jetzt mindestens 70 Meter hoch über die Lavaflut empor. Auf allen Seiten waren sie von kleineren, Lava ausströmenden Kegeln umgeben. In zwei Fällen befanden sich diese Kegel hoch oben an der Seite des Hauptkegels und glichen ganz den „Hornitos“ Humboldt's. Durch diese Kegel war die Seefläche in drei getrennte Becken geschieden, von deren Oberfläche fortwährend mächtige Lavaklumpen aufspritzten; eine Kruste konnte sich unter diesen Umständen auf der Seefläche nicht bilden.

So lagen die Verhältnisse, als genau fünf Jahre nach der letzten Eruption abermals eine Entleerung des Sees eintrat. Am 6. März 1891 verspürte man um 9 h 30 m p. m. in *Volcano House*, dem an der Nordosteecke des *Kilauea* gelegenen Hôtel, ein schwaches Erdbeben, und in demselben Augenblick senkten sich die Kegel. Am nächsten Morgen waren die Spitzen schon verschwunden, noch am 2. April war alles in dem Krater kalt und todt. Die Tiefe des Kraters schätzte Brigham auf circa 170 Meter, den Durchmesser desselben zu 800—1000 Meter. Die Wände stürzten senkrecht zu der Tiefe ab, sie bestanden aus horizontal gelagerten Schichten, von Höhlungen, Gängen u. dergl. war keine Spur zu sehen. Der Boden des Kraters war mit einer wirren Masse von Lavablöcken bedeckt.

Als im April 1892 S. E. Bishop (6) den *Kilauea* besuchte, hatte der Lavasee schon wieder einen Durchmesser von etwa 300 Meter und stand 13 Meter unter dem Rande des Halemauan, welcher einen Durchmesser von 500 Meter hatte, das Ganze wurde von einem 100 Meter hohen Abhang aus Lavablöcken rund herum eingefasst. Die allgemeine Bewegung der dünnen Rinde war stets von der Peripherie nach dem Mittelpunkt gerichtet, wo die Thätigkeit am grössten war. Lange Spalten zogen sich vom Rande einwärts, wobei sie sich in mannigfacher Weise krümmten und verschlangen. Im Mittelpunkt des Sees lag eine offene Stelle, von welcher aus eine Strömung westwärts setzte, bis sie unter der Rinde verschwand. Am Ostrande dieser centralen Fläche war





Als die Nacht hereinbrach, wurde das schreckliche Schauspiel unbeschreiblich grossartig. In einzelnen höhlenartigen Vertiefungen war geschmolzene Lava zurückgeblieben, die nun beim fortgesetzten Sinken des Sees und dem Einbrechen der Wände in den Krater als feurige Cascaden sich ergossen. Einmal zählte man fünf solcher Lavacascaden. Die oben erwähnten Lavafontainen auf der Oberfläche des Sees blieben während der ganzen Zeit des Sinkens in Thätigkeit. Eine andere merkwürdige Eigenthümlichkeit bestand darin, dass von schwefeligen Dämpfen nichts zu merken war und man ohne Beschwerden gerade leewärts vom See athmen konnte.

Am Morgen des 12. Juli war der See um weitere 7 Meter gesunken und die Uferwälle auf beiden Seiten waren in den See gestürzt. In gleichem Niveau mit dem See und noch halb gefüllt von demselben, erblickte Thurston eine grosse Höhle, die sich in südöstlicher Richtung vom See erstreckte. Die Breite betrug etwa 25 Meter und die Höhe von der Seefläche bis zur Decke etwa 5 Meter; vom gegenüberliegenden Ufer konnte man circa 15 Meter weit hineinsehen. Thurston ist der Ansicht, dass diese Oeffnung vielleicht den Canal darstellt, durch welchen die Entleerung des Sees vor sich ging, obgleich sie sich augenscheinlich nicht auf dem Boden des Sees befand, denn noch bis zum 16. Juli dauerte das Steigen und Fallen um 1 bis 2 Meter den Tag, die Fontainen wurden sogar bisweilen mit noch grösserer Kraft emporgeworfen als vor dem Beginn der Senkung.

In *Volcano House* fühlte man am 11. Juli nachmittags zwei leichte Erdbeben und am 12. 2 h a. m. ein stärkeres. In dem über 45 Kilometer entfernten *Hilo* hatte man im Laufe der Woche verschiedene leichte Stösse verspürt.

Schon Brigham hat 1865 die später von Emerson bestätigte Beobachtung gemacht, dass aus der Kruste des Lavasees bläulich-grüne Flammen aufsteigen, wenn die schlackenähnliche Oberfläche durchbrochen wird. Eine genaue Untersuchung derselben hat W. Libbey (23) im September 1893 mit einem Taschenspectroskop an drei Abenden vorgenommen. Der Zustand des Vulcans war für einen solchen Zweck äusserst günstig, der Kessel bis oben angefüllt und die Oberfläche in sehr erregter Thätigkeit; Spalten und Risse durchsetzen die Schlackenrinde nach allen Richtungen. An den Schnittpunkten dieser Risse erfolgten von Zeit zu Zeit zwei bis drei schwache Explosionen unter knallendem Geräusche,

wobei mehrere Male Lavamasse in die Höhe spritzte und Flammen ausbrachen. Meistens erhielt Libbey nur ein continuirliches Spectrum, wenn er das Instrument auf die Lava richtete, in dem aber plötzlich breite Streifen hellen Lichtes erschienen und wieder verschwanden, ein Beweis dafür, dass Gase unter hohem Druck sich in brennendem Zustande befanden. Die nächste Aufgabe war nun, die Stelle der Streifen im Spectrum festzustellen. Das constante Auftreten eines Streifens in Grün deutete aller Wahrscheinlichkeit nach auf die Anwesenheit von Kohlenoxyd. Weniger intensive Streifen, die gelegentlich in Roth und Blau auftauchten, wiesen auf das Vorkommen von Kohlenwasserstoffen hin. Zuweilen zeigte sich auf einem vollen Spectrum eine ganze Reihe dunkler Linien in Gelb und Orange, so dass diese Farben aus dem Spectrum ganz verschwanden. Dieselben bedürfen aber noch eines genaueren Studiums, bevor sie irgend einer Substanz zugeschrieben werden können.

Mauna Loa.

Die grossen Schwierigkeiten, welche einer Besteigung des circa 4500 Meter hohen *Mauna Loa* entgegenstehen, machen es erklärlich, wenn wir über den Zustand des Lavasees *Mokuaweoweo* und die Veränderungen, welche in demselben vor sich gehen, viel weniger unterrichtet sind als beim *Kilauea*.

J. M. Alexander (2) ist der Ansicht, dass der *Mokuaweoweo* nicht einen einheitlichen Krater darstellt, sondern eine Reihe von 4 oder 5 Kratern, deren trennende Wände bei den Eruptionen einbrachen, so dass ein grosses unregelmässiges Becken entstand, dessen Boden stufenförmig vom Nordost- und Südwestende sich nach der Mitte zu dem grössten Kraterbecken senkt.

Im Juli 1888 fand W. C. Merritt (27) in dem centralen Becken am Ostrande einen Aschenkegel und nicht weit davon inmitten eines Aa-Lavastromes einen aus Bimsstein aufgebauten Kegel, dessen Spitze von der Wirkung der Dämpfe ganz heiss und roth war. In der Südwestecke lag ein kreisrunder, 50—60 Meter tiefer Abgrund von 100 Meter Durchmesser. Die Wände desselben bestanden aus etwa 15 Meter dicken Lagen eines basaltischen Gesteins mit Säulenstructur. Der Boden des centralen Kraters senkt sich im ganzen von SW. nach NO. Dieser Umstand bestätigt die Ansicht, dass wie im *Kilauea* der südwestliche Theil des Beckens der Sitz der grössten Thätigkeit gewesen ist.

Südwestlich von dem erwähnten tiefen Abgrunde war der äussere Wall des centralen Beckens von oben bis unten durch zwei parallel nach SSW. verlaufende Spalten durchsetzt und wiesen auf die Stelle der Haupteruption von 1887 hin. Auf der anderen Seite des Abgrundes war eine grosse Anzahl von Fumarolen thätig, welche schwefelige Dämpfe von sich gaben.

Nach einer oberflächlichen Schätzung war die Tiefe des Kraters an der Ostseite nicht über 115 Meter. Sollte sich diese geringe Tiefe als richtig erweisen, so wäre seit dem Jahre 1885 eine grosse Veränderung eingetreten, wahrscheinlich infolge der Eruption vom Februar 1887.

Im Juni 1893 beschränkte sich die Thätigkeit des *Mokuaweoweo* auf Ausstossen von grossen Dampfmassen aus dem centralen Becken. Von einem kleinen Krater, der vom Februar 1887 bis zum Jahre 1889 noch gesehen worden war, konnte E. P. Baker (5) nur noch geringe Spuren entdecken. Laven hatten sich über die Stelle des Kraters ausgebreitet und alles eingeebnet.

Vulcaninseln.

Bibliographie.

1. Baker S. W.: The New Volcan in the Friendly Islands. Transact. and Proceed. of the New Zealand Institute. 1885, Bd. XVIII, pag. 41.
2. Bonney T. G.: Volcanic Eruption in Niua-Fu, Friendly Islands. Nature 1886/87, Bd. XXXV, pag. 127—128.
3. Lister J. J.: A Visit to the nearly emerged Falcon Island. Quarterly Journ. of the Geolog. Soc. London 1891, Bd. XLVII, pag. 590—595. Proceed. of the R. Geographical Soc. London 1890, Bd. XII, pag. 157—161.
4. Derselbe: Notes on the Geology of the Tonga Islands. Quart. Journ. of the Geol. Soc. London 1891, Bd. XLVII, pag. 590—616.
5. Shipley: New Volcanoes in the Pacific Ocean. Nature 1885/86, Bd. XXXIII, pag. 187.
6. Supan Al.: Die neue Insel in der Südsee. Petermann's Mittheil. 1890, Bd. XXXVI, pag. 107.
7. Wharton W. J. L.: Notes on a Recent Volcanic Island in the Pacific. Nature 1890, Bd. XLI, pag. 276—278. 1 Karte und 3 Profile
8. Derselbe: Further Notes on a Recent Volcanic Island in the Pacific. Nature 1892, Bd. XLVI, pag. 611.
9. — A New Island in the South Seas. Nature 1885/86, Bd. XXXIII, pag. 308.
10. — Die neu entstandene vulcanische Insel im Tonga-Archipel. Annalen d. Hydrogr. u. maritimen Meteorol. 1886, Bd. XIV, pag. 225.
11. — Bemerkungen über die vulcanische Insel Falcon innerhalb der Tongagruppe. Annalen d. Hydrogr. u. marit. Meteorol. 1890, Bd. XVIII, pag. 132 bis 133. Mineralog. und petrogr. Mitth. XVI. 1896. (E. Rudolph.)

12. Wharton W. J. L.: Ueber die neue vulcanische Insel in der Tonga-Gruppe. *Annalen d. Hydrogr. u. marit. Meteorol.* 1892, Bd. XX, pag. 430.
13. — Eine neue vulcanische Insel im Stillen Ocean. *Verhandl. d. Gesellsch. f. Erdkunde.* Berlin 1890, Bd. XVII, pag. 109—110; 1893, Bd. XX, pag. 94.
14. — Volcanic Eruption at Ambrym. *Nature* 1894/95, Bd. LI, pag. 61.

Die Falkeninsel.

Im Jahre 1867 entdeckte das englische Schiff „Falcon“ bei Lothungen, welche dasselbe westlich von der zu der *Tonga*-Gruppe gehörigen Insel *Namuka* vornahm, eine Untiefe in etwa 20° 20' südl. Breite und 175° 20' westl. Länge. Zehn Jahre später sah das englische Kriegsschiff „Sappho“ an derselben Stelle Rauch vom Meere aufsteigen. Im October 1885 hatte der submarine Vulcan eine Insel aufgeworfen, deren Länge der Dampfer „Janet Nichol“ zu 3700 Meter schätzte; die Höhe betrug damals etwa 75 Meter.

Der amerikanische Consul Shipley (5) von *Auckland* war am 13. October Zeuge dieser unterseeischen Eruption, deren Grossartigkeit er mit Worten kaum ausdrücken kann. Alle paar Minuten fand ein Ausbruch statt, der jeden Augenblick sein Aussehen änderte. Aber schon in der Nacht vom 11./12. October hatte man auf den *Tonga*-Inseln mehrere Erdbebenstösse verspürt und von Zeit zu Zeit einen hellen Schein in verschiedenen Richtungen gesehen.

Eine Expedition, welche von der Regierung der *Tonga*-Inseln an den Schauplatz der Eruption vom 13. October geschickt wurde, erblickte am 14. October eine kleine Insel und konnte sich derselben bis auf circa 2 Kilometer Entfernung nähern. An demselben Tage hörte man auf *Ogea*, der südlichsten Insel der *Fidji*-Gruppe, welche etwa 325 Kilometer südwestlich von der Eruptionsstelle entfernt liegt, heftiges Donnern wie von Kanonen, was bis zum 17. mit kurzen Zwischenräumen anhielt. Gleichzeitig wurde die Insel *Ogea* wiederholt von äusserst heftigen Erderschütterungen heimgesucht und nachts gewahrte man in der Richtung von *Tonga* einen schwachen Schimmer wie von einer grossen Feuersbrunst. Ihren Höhepunkt erreichte die Erscheinung am Morgen des 17. October, als man ein schreckliches Rollen vernahm, wie wenn gleichzeitig Tausende von groben Geschützen abgefeuert wären. Am 18. wurde die Insel von einer Gesellschaft aus *Tongatabu* abermals besucht. Unmittelbar an der Küste war ein submariner Vulcan in voller Thätigkeit und stiess erschreckliche Mengen von Dampf und Wasser bis zu bedeutender Höhe aus.

Ein anderer unterseeischer Vulcan ist die *Metis*-Insel, 135 Kilometer nordnordöstlich von der *Falken*-Insel gelegen, welche schon einige Jahre früher aufgeworfen, aber bisher noch nicht näher untersucht worden ist.

Ausbruch auf der Vulcaninsel Niua-fu, Tongainseln.

Die Vulcaninsel *Niua-fu* hat einen Umfang von etwa 80 Kilometer, ungefähr ein Viertel der Oberfläche nimmt ein Brakwassersee ein. In diesem liegen drei kleine Inseln, von denen eine wieder einen kleinen See in der Mitte beherbergt. Der grosse See ist jedenfalls ein Kratersee und erst nach der Eruption entstanden, welcher die ganze Insel ihre Existenz verdankt; spätere Ausbrüche schufen die kleinen Inselkrater. Ueber die jüngste Eruption vom Jahre 1886 theilt T. G. Bonney (2) einen Bericht von Coutts Trotter mit, dem wir Folgendes entnehmen.

Der Beginn der Katastrophe, von welcher *Niua-fu* am 31. August, dem Tage des Erdbebens von *Charleston* in Amerika, heimgesucht wurde, fällt zeitlich mit den Ausbrüchen auf *Neuseeland* zusammen. Dem unmittelbaren Ausbruche gingen Erdbeben voraus, welche 24 Stunden anhielten: die Eruption selber dauerte 10 Tage ohne Unterbrechung. Nach einer Ruhepause von 2 Tagen erneuerte sich der Ausbruch unter schrecklichem Donner und elektrischen Entladungen, welche unaufhörlich 24 Stunden vor sich gingen. Nach Verlauf von etwa einer Woche fand die zweite Periode der Eruption ihr Ende.

An dem einen Ende des Sees, wo der Ausbruch seinen Anfang genommen hatte, konnte man 3—4 Krater wahrnehmen. Die Dampfsäule stieg zu bedeutender Höhe empor. Größere Auswurfsmassen, welche emporgeschleudert wurden, fielen glücklicherweise fast senkrecht wieder zu Boden. Den grössten Schaden verursachten der vulcanische Sand, Asche und Staub, welche, vom Winde nach allen Seiten getrieben, die Pflanzungen vernichteten. Während des Aufenthalts von Coutts Trotter auf *Niua-fu* im September 1886 waren noch immer Erdbebenstöße fühlbar; in der Nähe der Küste stiegen aus dem Boden noch Gase auf und im See befand sich das Wasser an manchen Stellen in Wallung.

porphyrische Varietät des Pyroxen-Granitporphyrs unterscheiden. Letztere enthält an vielen Stellen zahlreiche Einschlüsse des durchbrochenen Untergrundes. Solche fehlen, wie schon Penck hervorhob¹⁾, in der granitischen Modification nahezu ganz.

Die besten Aufschlüsse in dem einschlussreichen Granitporphyr bieten zur Zeit die ausgedehnten Steinbrüche von Beucha, ferner die am Ostabhange des Kolmberges bei Brandis und am Wachtelberge südlich von Wurzen. Dagegen sind die längs des Muldelaufes, sowie die in der Umgebung von Trebsen und Ammelshain gelegenen Brüche zum Theil schon seit mehr als 10 Jahren aufgelassen und verwachsen und liefern wegen ihres arg verwitterten Gesteines keine brauchbaren Handstücke mehr. Namentlich die letztgenannten haben in früherer Zeit schätzenswertes Material an Einschlüssen ergeben. Ausser den Granitporphyrgängen führen auch die Quarzporphyrdecken bisweilen Einschlüsse, wenn auch recht selten. Sie sind als willkommene Ergänzung in vorliegender Arbeit mit verwerthet worden.

Die Einschlüsse selbst, auf welche wohl zuerst Kalkowsky hinwies²⁾ — Naumann erwähnt sie in seiner „Geognostischen Beschreibung des Königreichs Sachsen“ 1845 noch nicht, — verdienen ein besonderes Interesse nicht nur deshalb, weil sie von einem in der Tiefe verborgenen Schichtensystem Kunde geben, sondern auch wegen ihres auffallenden Habitus, welcher ganz an den durch granitische Contactmetamorphose hervorgerufenen erinnert. Die Einschlüsse sind in der That, wie sich im Verlaufe der Arbeit ergeben wird, bereits in metamorphem Zustande von Granitporphyr umhüllt und darauf von ihm theilweise mit weiteren Umwandlungerscheinungen ausgestattet worden. Es wird bei der Untersuchung der Bruchstücke die Entscheidung darüber anzustreben sein, welche Veränderungen auf Rechnung des Granites, welche auf die des Granitporphyrs zu setzen sind. Erschwert und in einzelnen Fällen ganz unmöglich gemacht wird sie durch den Umstand, dass meist das unveränderte, sowie das nur durch den Granit metamorphosirte Gestein zur Vergleichung fehlt. Indessen ist bei manchen Einschlüssen die beiderseitige Wirkungssphäre der in Frage kommenden Eruptivgesteine so scharf und augenfällig abgegrenzt, dass hier wenigstens ein Irrthum nicht möglich ist.

¹⁾ Erläut. zu Sect. Grimma d. geol. Specialkarte d. Kgr. Sachsen, pag. 33.

²⁾ Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1874, pag. 588.

Noch aus anderen Gründen erschien ein Studium der Einschlüsse im Granitporphyr wohl der Mühe wert. Die Erläuterungen zu den Sectionen der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, in erster Linie weitergehende Fragen berücksichtigend, enthalten meist blos eine dem Zwecke jener „Erläuterungen“ entsprechende Aufzählung der damals im Granitporphyr gefundenen fremden Bruchstücke. Gelegentlich ist eine kurze mikroskopische Charakteristik beigefügt. Nun hat sich aber in den 12—15 Jahren, die seit jener Zeit verflossen sind, die Kenntnis der durch Contactmetamorphismus bewirkten Umgestaltungen in mancher Hinsicht vertieft und erweitert. Auch haben alljährlich stattfindende Excursionen nach Beucha ein reiches Material zusammengetragen, welches von Herrn Geheimrath Professor Dr. Credner dem Verfasser in entgegenkommendster Weise zur Benützung überlassen wurde. Zahlreiche eigene Ausflüge nach den oben genannten Aufschlusspunkten vervollständigten es soweit, dass als Grundlage dieser erneuten Untersuchung mehr als 240 Fundstücke und 130 Dünnschliffe benutzt werden konnten.

Der grösste Theil aller Einschlüsse erweist sich als

I. Contactmetamorphe Grauwacke.

Unveränderte Grauwacke findet sich nach Penck¹⁾ in Bruchstücken von unbedeutender Grösse an wenigen Punkten im Quarzporphyr, so an der Neumühle bei Böhlen, oberhalb Nerchau und bei Grimma.²⁾ „Besondere Contactwirkungen geben sich an ihnen nicht zu erkennen.“ Der Pyroxen-Granitporphyr dagegen führt ausnahmslos verschiedengradig contactmetamorph umgewandelte Grauwackefragmente. Es sind zum Theil dichte, hornfelsähnliche Gesteine von gleichmässig heller oder dunkler grauer Farbe, theils gewahrt man in ihnen mehr oder minder reichlich dunkelgrüne Knoten, die dann meist eine gewisse Parallelstructur des Gesteins bedingen. Wenn sie zahlreich auftreten, verlieren die Einschlüsse ganz und gar den üblichen Grauwackecharakter. Doch lässt die Analogie ihrer Zusammensetzung und der mikroskopischen Structur mit solchen Vorkommnissen, wo

¹⁾ Erläut. zu Sect. Grimma, pag. 33.

²⁾ Verfasser konnte wegen Mangel an Aufschlüssen an genannten Orten keine unveränderte Grauwacke sammeln. Der betreffende Steinbruch bei Böhlen z. B. ist zur Zeit verrast und mit manns hohen Fichten bewachsen.

typische Contactgrauwacken mit unveränderten in ununterbrochenem Verbands angetroffen werden, keinen Zweifel über ihre Provenienz entstehen.

An der Zusammensetzung der veränderten Grauwackefragmente im Granitporphyr betheiligen sich stets Quarz, Feldspath und Cordierit, bisweilen auch Biotit in erheblicher Menge. Accessorisch treten Magnetit und Titaneisen, Apatit, Zirkon und Titanit in weiterer Verbreitung auf, Pyrit, Eisenglanz, Rutil und rother Granat, sowie Pyroxen ganz vereinzelt. Gänzlich fehlt der für die contactmetamorphen Grauwacken der Lausitz so charakteristische Muscovit. Man sollte ihn umso eher in den gleichen Gesteinen aus dem Granitporphyr erwarten, als sich derselbe ziemlich reichlich in den umgewandelten Grauwacken von Zschocher bei Leipzig und von Clanschwitz bei Oschatz findet. Der erstgenannte Ort aber liegt in der westlichen, der zweite in der östlichen Fortsetzung desselben Grundgebirgssattels, welchem auch die im Granitporphyr eingeschlossenen Bruchstücke entstammen. Zur Unterscheidung von den umgewandelten Schiefergesteinen sei bemerkt, dass sich in den contactmetamorphen Grauwacken weder Andalusit, noch Sillimanit, noch grüner Spinell vorfindet.

Der Quarz tritt in sehr wechselnden Dimensionen auf. Manche seiner Partien, aus recht kleinen Elementen zusammengesetzt, erinnern noch sehr an die ehemals klastische Natur des Gesteins. Verstärkt wird dieser Eindruck beim Durchmustern der Präparate durch grössere, meist scharfkantige Quarzsplitter, die sich manchmal in grosser Zahl einstellen und meist einheitliche Individuen repräsentieren. In anderen Grauwackebruchstücken dagegen gewinnt der Quarz mehr und mehr „Pflasterstructur“, wobei zwar die einzelnen Körner in der Regel 0.15 Millimeter Durchmesser im Mittel nicht überschreiten, in einigen Schliften aber mit 0.4 Millimeter Durchmesser das Maximum der Dimensionen erreichen, welche insgesamt unter den Beuchaer Grauwackeeinschlüssen beobachtet wurden.

Diese eigenthümliche Structur tritt mitunter nur striemenweise auf, beherrscht aber in anderen Fällen den ganzen Schliff. Quarz, Feldspath und Cordierit erscheinen dann in annähernd gleich grossen, polygonal begrenzten Körnern, die mit ihrem geradlinigen Abstossen ein ungemein charakteristisches Aussehen gewinnen (Fig. 1) und sich dadurch auf den ersten Blick von archaischen Schiefergesteinen unter-

scheiden, deren Gemengtheile zackig oder wellig in einander verschränkte Contouren aufzuweisen pflegen. Es tritt demnach der Quarz der Beuchaer Grauwackeeinschlüsse in ganz derselben Form auf, wie sie Sauer aus Gesteinen des Contacthofes am Meissner Syenit-Granitmassiv ¹⁾, Hermann und Weber aus der nördlichen Lausitz ²⁾, Beck aus der Gegend von Berggiesshübel ³⁾ beschrieben, und die seitdem an so zahlreichen Gesteinen anderer Contacthöfe nachgewiesen wurde, so dass man wohl berechtigt ist, in ihr ein Hauptkennzeichen für die contactmetamorphe Natur der betreffenden Felsarten zu erblicken, auch wenn diese, wie in vorliegendem Falle, als völlig isolirte Bruchstücke auftreten.

Dagegen gestattet letzterer Umstand keine Entscheidung darüber, inwieweit die oben angedeuteten Structurmodificationen, welche einen vollkommenen Uebergang von stark klastischer bis zur vollendetsten, hochkrystallinen Ausbildung umfassen, von der Entfernung des metamorphosirenden Tiefengesteins abhängen. Mit der Grösse der Einschlüsse stehen sie in gar keinem Zusammenhange, eine Thatsache, welche gegen eine Umwandlung von Seiten des Granitporphyrs spricht. Der Umstand, dass die Structur bisweilen in einem und demselben Schilfe wechselt, deutet darauf hin, dass auch die ursprüngliche Beschaffenheit der Gesteine von Einfluss gewesen ist, so etwa, dass die Stücke mit voll entwickeltem Pflasterbau aus dichten, dem Grauwackeschiefer ähnlichen Gesteinen hervorgingen, während die übrigen wohl ursprünglich splitterreiche Grauwacken waren, deren gröbere Gemengtheile sich naturgemäss einer Umwandlung weit weniger zugänglich erwiesen als die feineren, schlammartigen.

Ausser der Pflaster- oder Bienenwabenstructur tritt am Quarze auch der für Contactgesteine so charakteristische Ueberreichthum an Interpositionen auf. Die bemerkenswertesten derselben sind runde oder sechsseitige Biotitschüppchen, welche oft im Centrum des Quarzkornes gehäuft liegen. Bereits Sauer wies auf die Biotitführung der Contactquarze hin. ⁴⁾ Besonderes Interesse aber beanspruchen die Glimmerscheibchen der vorliegenden Einschlüsse wegen der Umwandlungen, welche sie durch den Granitporphyr erlitten haben. Häufig

¹⁾ Erläut. z. Sect. Meissen, pag. 43.

²⁾ N. Jahrb. f. Min. 1890, II, pag. 187.

³⁾ Min. u. petr. Mittheil. 1892, pag. 310.

⁴⁾ Erläut. z. Sect. Meissen, pag. 43.

tragen die winzigen, braunen Tüfelchen auf einer oder auf beiden Seiten schmale Säume eines lichtbräunlichen Glases mit Bläschen. Anderswo überwiegt das Glas; vom Biotit ist nur noch ein geringer Rest vorhanden, neben ihm die nicht eingeschmolzenen Eisenerz- und Zirkonkryställchen, welche er bisweilen als Einschlüsse führt. Endlich trifft man gar nicht selten reine Glaseinschlüsse von rundem, sechsseitigem oder rhombischem Umriss, welche sich durch nichts von solchen der Quarze eines Quarzporphyrs unterscheiden. Ihre Diagonalen fallen dann, wohl infolge einer Corrosionswirkung, mit den Auslöschungsrichtungen des sie beherbergenden Quarzkornes zusammen. Da bisher in keiner durch Einwirkung eines Granites bedingten Contactgrauwacke Glaseinschlüsse nachgewiesen wurden und hier alle Uebergänge zu ihnen existiren vom unverletzten Biotit-schüppchen an, so lag es nahe, sie als secundär zu deuten und der Wirkung des Granitporphyrs zuzuschreiben. Aus einem gneisartigen Einschlusse desselben Porphyrs beschrieb v. Chrustschoff gleiche secundäre Glaseinschlüsse¹⁾, wies in der ergebnisreichen Arbeit auf eine Fülle von Details bei ihrer Entstehung hin, nannte andere Vorkommnisse derselben Erscheinung und erbrachte den experimentellen Beweis für ihre nachträgliche Bildung. Ausser Biotit und Glas führen die Quarze noch Flüssigkeitseinschlüsse mit zum Theil recht lebhaft beweglicher Libelle, Schwärme von Gasporen, vereinzelte Zirkonkryställchen, die bisweilen modellscharf $P. \infty P$ zeigen, wasserhelle Apatitnadelchen, Eisenerzblättchen, die nach dem häufigen Auftreten von Sechseckschnitten wohl dem Titaneisen zuzurechnen sein dürften, und eine Menge runder, stark lichtbrechender, wasserheller Körnchen, deren Natur sich nicht ermitteln liess. Seltener finden sich getrübe Feldspathkörnchen und solche von zersetztem Cordierit im Quarze eingeschlossen.

Die Anzeichen für ein Weiterwachsen der Quarzkörner sind sehr spärlich; vielleicht ist eine bisweilen vorhandene zonenförmige Lagerung der Einschlüsse dahin zu deuten. Unverkennbar aber treten sie an solchen Quarzkörnern auf, welche kleine Spalten des Gesteins erfüllen. Es trägt dann der klare, der Spaltenwand ansitzende Theil des Quarzes wie auch des gleichfalls mitbetheiligten Feldspathes eine trübe Kappe, welche von reihenweise angeordneten Einschlüssen

¹⁾ Min. u. petr. Mittheil. 1882, par. 473.

strotzt. Hier ist also der neugebildete Theil trüb, während sich doch sonst in der Gesteinswelt die „ergänzende Kieselsäure“ durch ihre Reinheit von dem trüben alten Kerne abhebt. Die scharfe Trennungslinie beider Regionen entspricht im vorliegenden Falle oft Krystallflächen. Den übrigen Hohlraum erfüllen, von den Rändern her hineinschiessend, dichte Büschel grüner, seltener schmutzig lehmgelber Nadeln von radialstrahliger Anordnung und schwachem Pleochroismus, bisweilen auch viele faserige Kügelchen derselben Substanz, welche manche Aehnlichkeit mit den Zersetzungsproducten des Cordierites hat. In einigen Fällen ist der innerste Raum von einem hellen, schwach irisirenden Schuppengewirr besetzt, welches an Sericit erinnert.

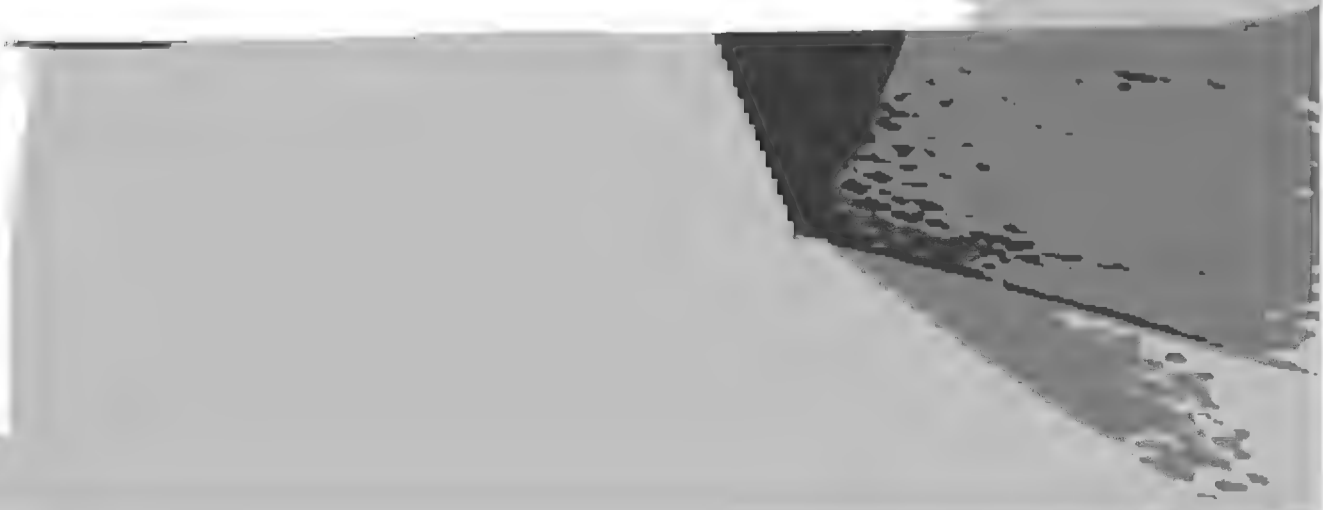
Der Feldspath, mindestens zur Hälfte Plagioklas, tritt mehr oder minder reichlich in jedem der gefundenen Grauwackeeinschlüsse auf. Bald ist er wasserhell und zeigt deutlichste Lamellirung, bald getrübt und dann nicht vom Orthoklas zu trennen, wenn nicht Reste der Zwillingsstreifung seine Natur verrathen. Nicht selten sind kurze Rechtecke von Plagioklas untereinander parallel in grossen Orthoklas-körnern eingewachsen. Gegen Quarz gewahrt man bisweilen selbstständige Contouren am Feldspathe, nicht aber gegen Cordierit, der ihn in seiner räumlichen Ausbreitung gehindert hat und so stellenweise seine Umrisse bestimmt. Die Krystallisirung des Feldspathes scheint demnach vor der des Quarzes, aber nach der des Cordierites erfolgt zu sein. Interpositionen finden sich im Feldspathe viel spärlicher als im Quarze; ein gut Theil derselben mag wohl durch die Trübung verdeckt oder zerstört worden sein. Neben Apatit und Eisenerz trifft man in ihm rundliche Cordieritkörner, Biotitschüppchen und sehr selten einmal Glaseinschlüsse. Mehr noch als die auffallende Frische vieler Plagioklas- und Orthoklasschnitte spricht die stylgerechte Einfügung des Feldspathes in den Pflasterbau der Quarzkörner für seine Herausbildung durch Contactwirkung. Es liefern damit die contactmetamorphen Grauwacken von Beucha ein weiteres Beispiel für die recht häufige Neubildung von Feldspath in derartigen Gesteinen, welchen Vorgang Rosenbusch ¹⁾ seinerzeit als ganz exceptionell und auf wenige Orte beschränkt erklärte, bis später Lossen ²⁾ und in weiterem Umfange die Untersuchungen der Lau-

¹⁾ Steiger Schiefer. 1877, pag. 226.

²⁾ Lossen, Ueber die Eckergneisse. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst 1888, pag. 37.

sitzer Contacthöfe, aber auch eine Fülle anderer Studien zum Theil weit entlegener Gebiete diese Ausnahmestellung aufhoben.

Cordierit fehlt in keinem Grauwackeeinschlusse, ist aber nur in ganz seltenen Fällen frisch zu finden. Er erscheint alsdann im Dünnschliffe in blassvioletten, deutlich pleochroitischen Körnern von rundlicher oder rechteckiger Form und enthält ziemlich reichlich Biotitschüppchen eingelagert, spärlicher Eisenerzkörner, noch seltener vereinzelte Apatitsäulchen und hie und da ein Zirkonkryställchen, umgeben von dem bekannten gelben, pleochroitischen Hofe. Die Zersetzung beginnt mit der Umwandlung in eine grüne, nahezu parallelfaserige Substanz, die im weiteren Verlaufe schmutzig gelbbraun wird. Immer noch werden die ursprünglichen Cordieritcontouren beibehalten. In diesem Stadium, wo bereits die eingelagerten Biotittäfelchen zerstört sind, ähnelt das Umwandlungsproduct am meisten unter all den zahlreichen Abkömmlingen des Cordierites dem Praseolith. Jetzt stellen sich auch eigenthümliche, stark lichtbrechende, bräunlichgelbe Körneraggregate ein, welche an Titanomorphit erinnern. Schliesslich bildet sich an irgend einer Stelle, mit Vorliebe zuerst um ein Erzkörnchen, ein radialfaseriges Kügelchen, andere folgen, ganze Kränzchen und Schnüre einer helminthähnlichen Substanz mit den schönsten Interferenzkreuzen treten hinzu, greifen immer weiter um sich und wuchern zuletzt über die Grenzen der ehemaligen Cordieritkörner hinaus. Diese Umwandlungsproducte sind bald flockenartig durch den ganzen Schliff zerstreut, bald zu Knoten gehäuft, die schon dem blossen Auge im Handstücke als dunkelgrüne Flecken erscheinen. Sie bestehen aus einer Menge kleiner, mitunter rechteckiger Körner, seltener aus wenigen grösseren. Zwischen ihnen liegen, eine typische Skeletstruktur vermittelnd (Fig. 2), Quarzkörner, einzelne Biotitschuppen und stellenweise reichlich opake Stäbchen von Titaneisen. Bisweilen ordnen sich die Cordieritkörner oder ihre Derivate zu länglichen Kränzchen, die im Innern einen einheitlichen Orthoklaskern, seltener mehrere Feldspathkörner bergen. Meist liegen innerhalb des Ringes im Feldspathe ein bis zwei grosse, gewöhnlich scharf sechsseitige Biotittafeln und grosse Titaneisenkörner, während zwischen sie hindurch ein ganzer Schwarm rechteckiger oder rundlicher Cordieritkörnchen gestreut ist, die alle optisch einheitlich orientirt sind. Selten einmal greift der Feldspatkern über einen Theil des Ringes hinaus. Es ist dies ein weiterer Beleg für die



Festwerdung des Feldspathes nach der des Cordierites, und wenn man dazu noch die Thatsache berücksichtigt, dass der Quarz an einigen Stellen in ausgesprochenster Weise als Füllmasse zwischen den übrigen Gemengtheilen erscheint, dann ergibt sich auch hier wieder die oben genannte Reihenfolge: Cordierit, Feldspath, Quarz. Ein einzigesmal gelangte eine grobstriemige Anordnung des Cordierits zur Beobachtung, die schon am Handstücke hervortrat. In einem anderen Falle bildet der Cordierit scharfeckige Partien bis zu 5 Millimeter Durchmesser, welche dem Gesteine ein fast breccienhaftes Aussehen verleihen. Alle diese Verschiedenheiten in der Configuration der Cordieritkörner haben keinerlei ersichtlichen Einfluss auf die Ausbildungsweise oder das quantitative Verhältniß der übrigen Gemengtheile. Dagegen ist bemerkenswert, dass überall da, wo die Cordieritknoten lagenweise angeordnet sind, diese Streifen scharf am Granitporphyr absetzen und nicht etwa den Umrissen des Einschlusses parallel verlaufen. Es ist dies ein augenscheinlicher Hinweis darauf, dass der Cordieritgehalt bereits den Grauwackefragmenten eigen war, als diese vom Granitporphyr umhüllt wurden und er keineswegs auf die Einwirkung des letzteren zurückgeführt werden kann.

In den Erläuterungen zu den Sectionen Brandis, Grimma, N a u n h o f und W u r z e n der geologischen Specialkarte des Königreiches Sachsen, welche kurz gefasste Mittheilungen über die in Rede stehenden Einschlüsse enthalten, wird Cordierit unter den Gemengtheilen der contactmetamorphen Grauwacken nicht erwähnt. Das „reichlich vorhandene, chloritartige Glimmermaterial“, dessen Schälch gedenkt ¹⁾, bezieht sich wohl auf die grünen Umwandlungsproducte dieses Minerals, wenn auch ihr Zusammenhang mit ihm zu jener Zeit (1882) nicht hervorgehoben wird. Andererseits weisen H e r r m a n n und W e b e r ²⁾ auf das häufige Vorkommen des Cordierits in den umgewandelten Grauwacken der westlichen Lausitz hin, wo er namentlich in den flecken- und knotenführenden Varietäten zu finden ist.

Der Biotit bildet nicht nur die bereits erwähnten, winzigen Einschlüsse der Quarz-, Feldspath- und Cordieritkörner, sondern tritt auch in wechselnder Quantität als Gesteinsgemengtheil auf. Am spärlichsten

¹⁾ Erläut. z. Sect. Brandis, pag. 10.

²⁾ N. Jahrb. f. Min. 1890. II, pag. 187.

biotitführend erweisen sich die Grauwackefragmente mit den geringsten Spuren contactmetamorpher Einwirkung und diejenigen mit der grosskörnigen, vollendet schönen Pflasterstructur. Beide Arten enthalten zugleich den spärlichsten Cordierit. In den übrigen Gesteinen ist der Biotit vorzugsweise in den Partien zersetzten Cordierites und an deren Rande angesiedelt. Vielfach findet sich im Innern der Cordieritknoten dicht von den grünen Umwandlungsproducten umgeben, eine einzige grosse, frische Biotitschuppe, deren Längsrichtung recht oft mit der des Knotens zusammenfällt. Das zwischen den letzteren gelegene Quarz-Feldspathmosaik ist dann in der Regel frei von Biotit. Der enge Zusammenhang des Glimmers mit Cordierit und mehr noch der Umstand, dass nicht selten die Hälfte eines zersetzten Cordieritkorns aus Biotit besteht, ja dass derselbe ganze Abschnitte der durchlöcherten Cordieritpartien ersetzt, deutet wohl auf eine Herausbildung dieses Biotits aus den Cordieritabkömmlingen durch den Granitporphyr. Ausser diesen finden sich seltener andere Glimmerschuppen in gleichmässigem Schwarme durch einzelne Schlieren oder durch das ganze Gestein verstreut. Immer zeigen dann die kleineren Täfelchen einfache, rechteckige, sechsseitige oder runde Contouren, die grösseren rundlich gelappte, die in den Cordieritknoten sitzenden gradlinig begrenzte, polygonale Umrisse. Zerschlitzte Formen, wie sie für den Glimmer archaischer Schiefergesteine charakteristisch sind, fehlen. Es ist dies eine Eigenthümlichkeit des Biotits in Contactproducten, welche sich constant auch anderwärts wiederholt.¹⁾ Interpositionen sind im allgemeinen spärlich vorhanden; man trifft Eisenerzkörner, Zirkonkryställchen mit dunklem Hofe und Apatitnadeln.

Das Eisenerz ist in den Grauwackeeinschlüssen als Titaneisen, Magnetit und ganz vereinzelt als Pyrit vertreten. Ersteres herrscht bei weitem vor und findet sich mitunter in ganzen Schwärmen kreuz und quer liegender, opaker Stäbchen, die im Mittel nur 0,05 Millimeter Länge und 0,008 Millimeter Dicke erreichen. Neben ihnen trifft man oft scharf umzogene Sechsecke. Seltener ist eine Ueberrindung von weissem Titanit und nur an besonders grossen Körnern das charakteristische Auftreten von Lamellen zu beobachten, welche sich unter einem Winkel von nahezu 120° schneiden. Auf Magnetit verweisen quadratische Formen und braune Zersetzungshöfe. Wie geringfügig

¹⁾ Min. u. petr. Mittheil. 1892, pag. 310.

er unter den schwarzen Körnern vertreten ist, sieht man an Dünn-
schliffen, die nach der Behandlung mit *HCl* deren kaum merklich
weniger aufweisen. Nicht alle Präparate lassen Pyrit erkennen, der
bald in winzig kleinen, blitzenden Kryställchen, bald in grösseren
Körnern auftritt, letztere bisweilen von einem Magnetit- und Braun-
eisenhufe umzogen. Ein Theil derselben gehört wegen seines ab-
weichenden, bronzegelben Glanzes dem Magnetkies an. Zirkon, im
ganzen nicht selten, wurde öfter in Körnern bis zu 0,1 Millimeter Länge
bei 0,08 Millimeter Dicke angetroffen; die neben ihnen vorkommenden,
sehr kleinen Individuen sind als wohlungrenzte Kryställchen ausge-
bildet. Vom Apatit trifft man ausser kurzen, gedrungenen, rundlichen
Formen sehr lange und schlanke Nadeln, welche manchmal aus
einem Pflasterkorn in das benachbarte hinübersetzen. Recht häufig
enthalten die an einigen Stellen zu förmlichen Nestern zusamme-
gedrängten Apatite runde oder lang stäbchenförmige Einlagerungen von
lichtbrauner Farbe längs der Hauptaxe, seltener zeigen die Enden
die Pyramidenfläche, öfter einen längeren oder kürzeren, finger-
förmigen Ansatz, gleichsam eine verjüngte Fortsetzung des Säulchens.
Als Ausnahme zeigte sich ein einziges Mal einer jener grossen, wie
dicht bestäubt und daher bräunlich erscheinenden Apatite, wie man
sie in jüngeren Eruptivgesteinen findet. Zu den seltensten Mineralien
gehören Granatkörner ¹⁾, Epidot, goldgelbe Rutilkryställchen und roth-
braune Täfelchen von sechsseitigem Umrisse und überaus starkem
Metallglanz, welche wohl dem Eisenglanz angehören.

Einige der cordieritreichsten Grauwackehornfelse enthalten
monoklinen Pyroxen, wenn auch nirgends frisch, sondern gänzlich
in eine trübe, chloritartige Masse umgewandelt. Die Körner und
Säulchen sind gewöhnlich zu Nestern und Lagen gebäuft und treten
in besonders schönen und zahlreichen Individuen in unmittelbarer
Nähe porphyrischer Spalterfüllungen auf. Vielleicht verdanken sie
einer Imprägnation vom Pyroxen-Granitporphyr her ihr Dasein.

Zwischenlagen der Grauwacke. Die Grauwackebänke
der Deditzhöhe bei Grimma wechsellagern mit „4 Centimeter starken
Schichten eines grünlichen Thonschiefers²⁾.“ Aehnliche schieferige
Zwischenlagen enthält auch die gleich der vorigen unveränderte

¹⁾ Erläut. z. Sect. Brandis, pag. 10.

²⁾ Erläut. z. Sect. Grimma, pag. 5.

Grauwacke von Otterwisch.¹⁾ Sie finden sich unter den Einschlüssen wieder in einem metamorphen Grauwackeblock von 3 Meter Durchmesser. Doch ist aus dem mürben, bröckeligen Schiefer eine fast hornsteinartig dichte, schwarzgrüne Masse geworden. Sie erweist sich unter dem Mikroskop als ein sehr feinkörniges Gemenge, in welchem bald Quarz, bald chloritische, bald solche und sericitische Glimmerschuppen vorherrschen. Eisenerz fehlt nahezu ganz. Dagegen ist eine Unmenge kleiner Epidotkörnchen vorhanden, zu welchen noch Zirkone, gedrungene Apatitsäulchen und Titanitkörner treten. Dieses Gewirr ist von Adern grösserer, unregelmässig zackiger Quarzkörner durchzogen, welche ausser den an der Gesteinszusammensetzung beteiligten Mineralien Flüssigkeitseinschlüsse und Gasporen, in einem Dünnschliffe so reichlich Apatitnadelchen führen, dass 105 Stück in einem einzigen Korne gezählt wurden. Die Grenze des Gesteins gegen die Knotengrauwacke ist sehr scharf und fast der ganzen Länge nach durch ein noch nicht 1 Millimeter breites, quarzreiches Band ausgezeichnet. Feldspath wurde nicht gefunden, desgleichen keins der üblichen Merkmale contactmetamorpher Beeinflussung. Dies ist um so auffallender, als die umgebende Grauwacke sehr weitgehende Umwandlungen erfahren hat, und man gewöhnlich einem Schiefer mindestens die gleiche Empfindlichkeit gegen derartige Eingriffe zutraut. Ein Vergleich mit dem Gestein der unveränderten Zwischenlagen war nicht möglich, weil sich dasselbe wegen seines hohen Verwitterungsgrades nicht präparieren liess. Soviel aber steht fest, dass es nicht die ebenfalls aus Schiefem entstandenen gleich zu beschreibenden Cordierit-Andalusitgesteine mit ihrem Spinellreichtum geliefert hat.

II. Andalusit-Cordieritgesteine.

Charakteristisch ist für diese Familie den contactmetamorphen Grauwacken gegenüber der Gehalt an Andalusit und grünem Spinell, auch ihr dunkles, meist deutlich schiefrißes Aussehen im Handstücke, während Cordierit, Quarz, Orthoklas, Biotit und von accessorischen Mineralien Eisenerz, Zirkon, Apatit und Granat beiden gemeinsam zukommen. Wenige Einschlüsse enthalten zudem noch Sillimanit.

¹⁾ Erläut. z. Sect. Naunhof, pag. 2.

Andalusit ist nur selten so spärlich vorhanden, dass es längeren Suchens bedarf, um seine kleinen, auf eng begrenzte Stellen des Präparates beschränkten Körner anzufinden. Meist ist er reichlich und in mehr oder weniger deutlichen Säulen ausgebildet. Die gedrungenen, compacten derselben zeigen dann einen starken Pleochroismus, der sich in bekannter Weise durch das Auftreten morgenrother Flecken kundgibt, nicht aber auf den ganzen Durchschnitt erstreckt. Die langen schlanken Säulen, anscheinend aus lauter kleinen zusammengesetzt, lassen ihn meist ganz vermissen und bleiben bei einer diesbezüglichen Prüfung wasserhell. Die schönste Ausbildung zeigt der Andalusit eines granatreichen Hornfelses, an welchem er dem blossen Auge als seidenglänzende, bis 6 *mm* lange Nadelchen in radialstrahliger Gruppierung erscheint. Im Dünnschliffe sind seine Durchschnitte bald nahezu einschlussfrei, bald mit einer erstaunlichen Menge sehr winziger Biotitschüppchen, Spinellkryställchen und Eisen-erzkörnchen angefüllt; unter letzteren überwiegen bei weitem Titan-eisenstäbchen von durchschnittlich nur 0,006 *mm* Länge und weniger als 0,002 *mm* Dicke.

Der früher übersehene Cordierit ist recht oft mit blauer Farbe und Pleochroismus ausgestattet. Am deutlichsten tritt diese Erscheinung da hervor, wo eine Miniaturapophyse des Porphyrs zwischen den auseinandergewichenen Lagen des Contactgesteines sitzt. Es ist dies jedenfalls eine Wirkung des Granitporphyrs, welche der bekannten durch Glühen hervorgebrachten Farbenänderung des Cordierites entspricht. Selten nur bildet letzterer ähnliche Ringe um einen grossen Orthoklaskern, wie sie bei den Contactgrauwacken beschrieben wurden (Fig. 3), oder erscheint als Pflaster mit Biotitscheibchen und Eisen-erzkörnchen, wie sie auch der Quarz bei solcher Gelegenheit enthält. Vor einer Verwechslung mit diesem bewahren gelbliche, pleochroitische Höfe um eingewachsene Zirkonkryställchen besonders dann, wenn die blaue Eigenfarbe fehlt. Ein einziger Dünnschliff nur birgt Nester von Durchwachungsdrillingen des Cordierits (Fig. 4), zwar zersetzt, aber in aller nur wünschenswerten Schärfe und Regelmässigkeit schon im gewöhnlichen Lichte an der verschiedenen Richtung der Fasern zu erkennen, welche die Sectoren erfüllen. Vereinzelt treten splitterige, lichtbläuliche Cordieritkörner auf, welche eine entfernte Aehnlichkeit mit Korund besitzen. In jedem Dünnschliffe dagegen findet man ausgedehnte Partien grüner Umwandlungs-

producte, anscheinend dieselben, welche bei beginnender Alteration aus dem Cordierit der Contactgrauwacken hervorgehen. Sie stammen im vorliegenden Falle und zwar häufiger gleichfalls vom Cordierit; doch liefert auch der Andalusit derartige grüne Massen, welche im mikroskopischen Bilde völlig den aus Cordierit entstandenen gleichen. Die Zugehörigkeit der secundären Producte zu letzterem wird dadurch erwiesen, dass nicht selten Körner in der einen Hälfte frisch und blau, in der anderen zersetzt und grün sind; gleiches gilt von Andalusitsäulen. Zudem bewahren die Zersetzungsgebilde meist die Form des ursprünglichen Minerals, enthalten auch noch dieselbe Unmasse von Einschlüssen. Ein eigenthümlicher, intensiv milchig blauer Schimmer, welchen man im auffallenden Lichte unter dem Mikroskope bei einer gewissen Stellung an diesen grünen Partien gewahrt, rührt nicht von den eben erwähnten Interpositionen her, obwohl die grosse Mehrzahl derselben gleichfalls in einem gegebenen Momente unter sich übereinstimmend einspiegelt; denn beide Lichteffecte fallen nicht zusammen, und auch nahezu einschlussfreie Stellen zeigen dieselbe Erscheinung, frischer Cordierit und Andalusit dagegen trotz ebenso grosser Fülle von Fremdkörpern niemals. Viel eher dürfte die Ursache in der feinen Faserung zu suchen sein, welche sich mit beginnender Zersetzung einstellt. Die zahlreichen Zirkonkörner treten in den Umwandlungsproducten besonders deutlich hervor, weil jedes derselben einen dunklen Hof besitzt, welcher seine Intensität beim Drehen des Präparates nicht ändert. Die Andalusitsäulen schneiden durch die grünen Zersetzungsmassen, so dass letztere die Lücken und Winkel zwischen jenen erfüllen und dadurch die spätere Festwerdung des Cordierites documentieren. Auch das Pflaster aus Orthoklas- und Quarzkörnern setzt scharf an den Andalusitprismen ab. Die Grenzflächen der aneinander liegenden Pflasterkörner zeigen manchmal lichtbräunliche, fein verästelte Dendriten, sind auch in seltenen Fällen von ganz blassgrünen, winzigen Schüppchen umsäumt, die als Rhomben mit Winkeln von annähernd 120° oder als Sechsecke oder runde Scheibchen erscheinen. Sie sind vielleicht identisch mit dem aus Cordierit entstandenen, secundären Minerale: denn öfter findet man am Rande eines jener grossen Zersetzungsfelder vorpostenartig einen Schwarm ganz ähnlicher Täfelchen. Die Orthoklas- und Quarzkörner (Plagioklas wurde nicht gefunden) führen Einschlüsse von Biotit und Eisenerz, seltener Zirkon, Apatit und Spinell.

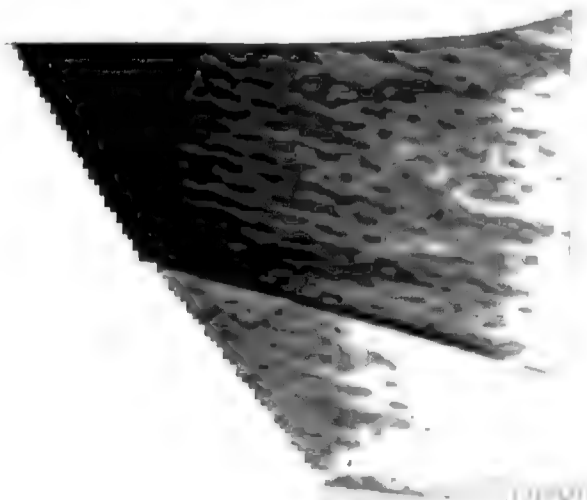


ist. Dieser fragliche „Phyllit“ zeigt indessen nach Klemm¹⁾ „eine so stark ausgebildete Trümmerstructur, dass sich über die ursprüngliche Beschaffenheit keinerlei Vermuthung aussprechen lässt“. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass er ein Glied der dortigen Grauwackezone bildet; jedenfalls aber kann er nicht zur Bestimmung der primären Natur der Einschlüsse im Granitporphyr herangezogen werden. Dalmer gibt an, dass sich im Contacthufe der Schneeberger Gegend (im sächsischen Erzgebirge) die Umwandlungsproducte der oberen Abtheilung der Phyllitformation durch die Führung von unregelmässig körnigem, die der unteren Stufe durch lang leistenförmigen Andalusit auszeichnen. Beide Typen finden sich auch unter den Einschlüssen von Beucha und Umgebung wieder. Ob man es hier, sofern überhaupt in der Tiefe Phyllit lagert, mit einer ähnlichen Zweitheilung zu thun hat, muss unentschieden bleiben. Es liesse sich auch an verschiedene Grade der Metamorphose denken.

An die eben beschriebene Gruppe umgewandelter Schiefer reiht sich am besten folgendes Gestein.

Im Granitporphyr von Beucha fand sich ein $\frac{3}{4}$ Meter grosser Einschluss eines Sillimanit-Cordierithornfelses mit geringem Gehalte an Orthoklas. Es ist ein compactes, dunkelgrünes Gestein mit unregelmässigen, weissen Flecken und von Porphyradern durchzogen. Das grüne Mineral zeigt im Handstücke und im Dünnschliffe bei gewisser Stellung den pag. 478 erwähnten blauen Schiller und erweist sich unter dem Mikroskope als umgewandelter Cordierit. Er bildet die Hauptmasse des Gesteins und enthält zahlreiche, von gelben oder olivengrünen Höfen umgebene Zirkonkörner, seltener solche von Eisenerz (meist Titaneisen) und grünem Spinell, sowie kleine, braune Biotitschuppen von fast durchweg scharfer Sechseckform. Die schneeweissen Partien sind Haufen dicht verfilzter Sillimanitnadelchen, welche auch, obwohl viel lockerer gestrent, den Cordierit der nächsten Umgebung erfüllen, den Orthoklas aber meiden. Sie sehen an den Enden wie kurz zerfasert aus, etwa wie ein splitterig zerbrochener Holzstab. Der Orthoklas, wasserhell und bis auf sehr kleine, aber scharf ausgebildete Zirkonkryställchen fast einschlussfrei, betheiligt sich nur in untergeordnetem Grade an der Zusammensetzung des Gesteins und erfüllt die Lücken zwischen

¹⁾ Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1892, pag. 551.



der Volkswirtschaft. Ganz besonders ist dies im Hinblick auf die
 (1914) zu sehen.

Das zweite, was diese Jahre für Europa hat, ist
 ein neues, weltweites Wirtschaftswachstum. Die Wirtschaft
 hat sich in allen Ländern, besonders in den Vereinigten
 Staaten, England, Frankreich, Deutschland, Italien, Japan
 und den Vereinigten Staaten, in einem außerordentlichen
 Ausmaß entwickelt. Die Produktion hat sich verdoppelt,
 die Exporte sind um ein Vielfaches gestiegen, die
 Einnahmen der Regierungen sind um ein Vielfaches
 gewachsen. Die Weltwirtschaft hat sich in einem
 beispiellosen Ausmaß entwickelt. Die Produktion hat
 sich verdoppelt, die Exporte sind um ein Vielfaches
 gestiegen, die Einnahmen der Regierungen sind um
 ein Vielfaches gewachsen. Die Weltwirtschaft hat
 sich in einem beispiellosen Ausmaß entwickelt.

Das dritte, was diese Jahre für Europa hat, ist
 ein neues, weltweites Wirtschaftswachstum. Die
 Wirtschaft hat sich in allen Ländern, besonders in
 den Vereinigten Staaten, England, Frankreich,
 Deutschland, Italien, Japan und den Vereinigten
 Staaten, in einem außerordentlichen Ausmaß
 entwickelt. Die Produktion hat sich verdoppelt,
 die Exporte sind um ein Vielfaches gestiegen,
 die Einnahmen der Regierungen sind um ein
 Vielfaches gewachsen. Die Weltwirtschaft hat
 sich in einem beispiellosen Ausmaß entwickelt.
 Die Produktion hat sich verdoppelt, die Exporte
 sind um ein Vielfaches gestiegen, die Einnahmen
 der Regierungen sind um ein Vielfaches gewachsen.
 Die Weltwirtschaft hat sich in einem beispiellosen
 Ausmaß entwickelt. Die Produktion hat sich
 verdoppelt, die Exporte sind um ein Vielfaches
 gestiegen, die Einnahmen der Regierungen sind
 um ein Vielfaches gewachsen. Die Weltwirtschaft
 hat sich in einem beispiellosen Ausmaß entwickelt.

Die Wirtschaft

Das wirtschaftliche Wachstum hat sich in allen
 Ländern, besonders in den Vereinigten Staaten,
 England, Frankreich, Deutschland, Italien, Japan
 und den Vereinigten Staaten, in einem außerordentlichen
 Ausmaß entwickelt.

¹ Vgl. die Tabelle, die die Entwicklung der Wirtschaft im Kaiserreich zeigt.

² Vgl. die Tabelle, die die Entwicklung der Wirtschaft im Kaiserreich zeigt.

³ Vgl. die Tabelle, die die Entwicklung der Wirtschaft im Kaiserreich zeigt.

durch dünne Quarzschmitzen, deren langgestreckte Körner gar nicht selten acht- und mehrmal länger als breit sind, sich mitunter auch aus einer Anzahl von Theilkörnern zusammensetzen. Den übrigen Raum erfüllt ein zum Theil recht feinkörniges Gemenge von Quarz und Feldspath. Neben Orthoklas und zurücktretendem Plagioklas findet sich auch feinfaseriger Mikropertit, und dieser Umstand ist entscheidend für die Zurechnung der Einschlüsse zum Granulit. Structur und Mineralbestand, spezifisches Gewicht und chemische Zusammensetzung geben keine durchgreifenden Merkmale zur petrographischen Auseinanderhaltung von Gneis und Granulit an die Hand, und man müsste darauf verzichten, ein aus seinem Verbande gelöstes Bruchstück der einen oder anderen dieser beiden Gesteinstypen zuzuweisen, wenn nicht, wie nochmals betont sein mag, die sächsischen Granulite zum Unterschiede von den Gneisen jenen faserigen Feldspath enthalten.¹⁾ Zudem führen unsere Einschlüsse Granat, dessen frische Reste in ganz derselben Weise von einem Haufwerk chloritischer Schuppen umgeben sind wie in gewissen Granuliten des benachbarten sächsischen Mittelgebirges. Biotit ist in Lagen angereichert, meist aber völlig chloritisirt. Es zeigen also die Einschlüsse dieselbe Wechsellagerung von normalem und Biotitgranulit, wie sie in dem eben erwähnten Gebiete unzählige Male zu beobachten ist. Einer der Dünnschliffe enthält zerstreute Partien von Calcit, vermuthlich bei der Zersetzung der Plagioklase, vielleicht auch bei der des Granats entstanden. Rutil, Apatit, Zirkon (bis 0,1 Millimeter lang), frisches Eisenerz und viel Brauneisen vervollständigen das Gesteinsbild. Die Brauneisenkörner und -schuppen sind offenbar secundärer Natur. Man findet sie hauptsächlich an der Grenze von Quarzkörnern und auf Sprüngen derselben abgelagert; sie bedingen die fremdartige fleischrothe Farbe mancher Einschlüsse, die sonst an sächsischen Granuliten nicht wahrgenommen wird. Desgleichen sind die Glaseinschlüsse, welche man neben Apatit, Zirkon, Eisenerz, haarfeinen, dunklen Nadelchen, Flüssigkeits- und Gasporen und ganz vereinzelt Biotit-schüppchen unter den spärlichen Interpositionen der Quarzkörner findet, eine nachträgliche Erwerbung und in derselben Weise entstanden wie im Quarz der Contactgrauwacken. Niemals aber ist an den Granuliteinschlüssen auch nur die geringste Spur granitischer Contactwirkung wahrzunehmen.

¹⁾ Credner, D. sächs. Granulitgeb. 1884, pag. 8.

Die Philosophie des 19. Jahrhunderts ist eine Epoche, die sich durch die Entwicklung der Philosophie von Hegel bis Nietzsche auszeichnet. In diesem Zeitraum finden wir die Entwicklung der Philosophie von Hegel bis Nietzsche, die die Philosophie des 19. Jahrhunderts auszeichnet. In diesem Zeitraum finden wir die Entwicklung der Philosophie von Hegel bis Nietzsche, die die Philosophie des 19. Jahrhunderts auszeichnet.

Die Philosophie des 19. Jahrhunderts ist eine Epoche, die sich durch die Entwicklung der Philosophie von Hegel bis Nietzsche auszeichnet. In diesem Zeitraum finden wir die Entwicklung der Philosophie von Hegel bis Nietzsche, die die Philosophie des 19. Jahrhunderts auszeichnet.

Die Philosophie des 19. Jahrhunderts ist eine Epoche, die sich durch die Entwicklung der Philosophie von Hegel bis Nietzsche auszeichnet. In diesem Zeitraum finden wir die Entwicklung der Philosophie von Hegel bis Nietzsche, die die Philosophie des 19. Jahrhunderts auszeichnet.

zustande kommt, eine irrthumsfreie Bestimmung. Biotit, bald frisch, bald chloritisch zersetzt und voll Eisenerzkörnchen, bedingt durch striemenweise Anreicherung die dunkle Farbe einzelner Lagen. Die accessorischen Gemengtheile Zirkon, Eisenerz, Apatit (selten im Gneis, reichlich im Porphy), vereinzelte Rutil- und Titanitkörner, letztere in einem einzigen, quarzreichen Einschlusse vorhanden, welcher auch wasserhelle, stark lichtbrechende Körnchen unbekannter Natur mit morgensternartig ansitzenden Nadelchen birgt, bieten nichts Bemerkenswerthes. Granat wurde nicht beobachtet. Derartige Gesteine zeigen keine Merkmale von Contactwirkung. In anderen, recht ähnlichen und ebenso aufgeblättern Einschlüssen stellen sich in verschiedenem Umfange fast biotitfreie Nester und Lagen von Quarz und Feldspath ein (Orthoklas und Plagioklas), welche ausgeprägte Pflasterstructur zur Schau tragen. Sie beschränkt sich immer auf die Zwischenlagen und greift nicht auf die biotitführenden Granulitlagen über. Die Quarzkörner enthalten wie in anderen Contactgesteinen kleine Biotitscheibchen, die mitunter theilweise oder ganz zu Glas eingeschmolzen sind. Dies ist ein Hinweis darauf, dass Pflasterkörner und Biotitschuppen den Einschlüssen schon vor ihrer Umhüllung durch den Granitporphyr eigen waren.

Um die Uebereinstimmung des bei Beucha in der Tiefe liegenden Granulitcomplexes mit dem des benachbarten sächsischen Mittelgebirges noch mehr zu vervollständigen, finden sich im Granit- wie auch im Quarzporphyr Fragmente von Pyroxengranulit. Diese dunklen biotitreichen Gesteine zeigen bisweilen schon im Handstücke eine prächtige Fältelung, manchmal auch erst im Dünnschliffe. Unter dem Mikroskope weist das Aggregat der Quarzkörner in allen derartigen Einschlüssen mit Ausnahme eines einzigen Pflasterbau auf, der aber immer nur auf eng begrenzte Streifen oder Nester beschränkt ist. Das zwischen solchen liegende Quarz-Feldspathgemenge dagegen gewährt ganz denselben Anblick wie in einem typischen Pyroxengranulit. Auch der Biotit zeigt überwiegend die für archäische Schiefergesteine charakteristischen zerschlitzten Formen. Seine Anordnung in wellig gebogenen Lagen bedingt hauptsächlich die Schieferung der Fragmente. Meist an diese Biotitlagen gebunden stellen sich rechteckige oder rundliche Cordieritkörner ein, gewöhnlich sehr deutlich blau, auch mit gelben, pleochroitischen Höfen um eingeschlossene Zirkonkryställchen. Zu letzteren gesellen sich als

weitere Interpositionen Eisenerz, Biotit, Pyroxensäulchen, seltener Quarz und Apatit, d. s. mit Ausnahme des Feldspathes sämtliche Gemengtheile des Gesteins. Der Cordierit gibt sich dadurch als einer der zuletzt festgewordenen Bestandtheile kund. Drillingskrystalle sind hier ebenso wenig als in den früher beschriebenen Grauwacken ersichtlich, obwohl die durchgehends grosse Frische des Minerals einer Beobachtung derselben günstig wäre. Zur Knoten- oder Ringbildung kommt es niemals; dagegen macht sich öfter eine lineare Anordnung des Cordierites im Dünnschliffe bemerkbar. Die Zersetzungerscheinungen, welche die blauen Körner sehr oft nur an einer Hälfte aufweisen, gehen nirgends über das allererste Stadium der auf pag. 472 beschriebenen hinaus.

Grosse, wasserhelle Orthoklase (in seltenen Fällen Karlsbader Zwillinge) enthalten zahlreiche Biotitschuppen, Eisenerzkörner und Pyroxensäulchen, spärlich Quarz und Apatit. Die stets kleineren Plagioklase sind bei weitem einschlussärmer und lassen wenige Male eine gleichzeitige Zwillingbildung nach dem Albit- und Periklin-gesetz erkennen.

Pyroxen erscheint theils in Körnern, häufiger aber in rundum ausgebildeten, säuligen Krystallen, deren grösste 0,7 Millimeter Länge bei 0,15 Millimeter Dicke erreichen. Die stets gerade Auslöschung verweist auf das rhombische Krystallsystem, der sehr deutliche Pleochroismus (graugrün—bräunlichroth) auf Hypersthen. Er ist ausnahmslos frisch (Fig. 5); selten macht sich eine von den Quersprünge ausgehende Umwandlung in eine faserige bastitartige Masse bemerkbar. Nach Interpositionen sucht man meist vergebens; selten einmal sitzen Eisenerzkörnchen oder Biotitschüppchen darin. So liegt der Pyroxen mehr oder minder reichlich bald in Striemen geordnet, bald nahezu gleichmässig vertheilt im Gesteine. Man findet seine Krystalle einzeln oder zu ähnlichen Knäueln geballt, wie sie manche Basalte beherbergen.

Seltener stellen sich 3—5 grosse, scheinbar aus lauter Theilkörnern aufgebaute, säulige Formen radial, ohne indessen mehr als den vierten oder dritten Theil eines Kreises zu füllen. Die meist wohlgebildete Krystallform, die geringe Menge fremder Einschlüsse und der Umstand, dass der Pyroxen seinerseits im Quarz, im Feldspath, im Cordierit, fast nie im Biotit eingewachsen gefunden wird, lassen ihn neben letzterem als eine der frühesten Festwerdungen des

These claims are, I think, generally intelligible and clear, and I will leave them, unless I have any special reason, as they stand, without further comment. But, as we have seen, there is one important exception. I shall take this as my "Special Example" and try to do the best I can to explain it. I shall do this by looking at the various questions which I shall raise and discussing, as far as I can, what the answers are. I shall do this by looking at the various questions which I shall raise and discussing, as far as I can, what the answers are. I shall do this by looking at the various questions which I shall raise and discussing, as far as I can, what the answers are.

It is not enough, however, to give a simple list of questions. I shall try to do this in a way which is both interesting and instructive. I shall do this by looking at the various questions which I shall raise and discussing, as far as I can, what the answers are. I shall do this by looking at the various questions which I shall raise and discussing, as far as I can, what the answers are.

It is not that I have not, and that is the point of the paper. I shall try to do this in a way which is both interesting and instructive. I shall do this by looking at the various questions which I shall raise and discussing, as far as I can, what the answers are. I shall do this by looking at the various questions which I shall raise and discussing, as far as I can, what the answers are.

II. Questions

What are the questions which I shall raise? I shall try to do this in a way which is both interesting and instructive. I shall do this by looking at the various questions which I shall raise and discussing, as far as I can, what the answers are. I shall do this by looking at the various questions which I shall raise and discussing, as far as I can, what the answers are.

¹ I shall use the term "Special Example" in the sense in which it is used in the text.

Haufwerke von kokkolithartiger Structur, deren ebenflächig begrenzte Körner im Mittel 4—5 Millimeter Durchmesser haben. Sie sind von einer dünnen Haut eines grünen, erdigen Mineralen umgeben und lassen sich ziemlich leicht aus ihrem Verbande lösen. Ein einziges Bruchstück zeigt eine stengelige Absonderung. In der Pellucidität herrschen alle Abstufungen vom rauchbraun klaren bis zum milchig trüben Quarze; sie stehen aber ebenso wenig als die Structurunterschiede in ersichtlichem Zusammenhange mit der Grösse der Fragmente, wechseln auch mit einer einzigen Ausnahme nicht an ein und demselben Stücke und sind demnach wohl schon vorhanden gewesen, ehe der Porphyr die Bruchstücke umschloss. Dabei sind einige geborsten; Porphyrmagma drang in die Spalten. Der Quarz enthält meist zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse, schlauchförmig oder rund und von 0·03 Millimeter Durchmesser bis zur Punktfeinheit herabsinkend. In gleicher Häufigkeit trifft man Gasporen. Der Dünnschliff eines nur wenig trüben Quarzes enthält beide Arten von Einschlüssen in so unglaublichen Mengen, dass er bei schwacher Vergrößerung wie dicht bestäubt aussieht. Das Zahlenverhältnis der Gas- und Flüssigkeitssporien ist in nächster Nähe der Porphyrgrenze kein merklich anderes als an entfernteren Stellen. Im ganzen seltener sind Glaseinschlüsse; wo sie aber auftreten, da liegen sie in solcher Menge, dass sich einmal im Gesichtsfelde bei 200facher Vergrößerung über 600 zählen liessen. An einer solchen Stelle fehlen Flüssigkeitseinschlüsse und Gasporen ganz, wie sich auch umgekehrt Glaseinschlüsse nicht unter jene mengen. Sie zeigen sehr oft Rhombenform und sind dann sämmtlich so orientirt, dass ihre Diagonalen mit den Auslöschungsrichtungen des Quarzes zusammenfallen. Für ihre secundäre Bildung fehlen alle Anzeichen; der Quarz führt weder Biotitschüppchen noch andere Mineralkörperchen, auch lassen sich im Glase keine ungeschmolzenen Reste von solchen finden. Ein Beweis gegen die nachträgliche Bildung ist dies indessen nicht. Erhielt doch Arth. Becker in völlig einschlussfreiem Olivin, welchen er in geschmolzenen Basalt eintrug, auch Glaseinschlüsse.¹⁾ Die Quarzfragmente stammen zum Theil wenigstens sicher aus Spalterfüllungen der Grauwacke, denn es fanden sich Stücke noch im Zusammenhange mit solcher. Auch ist die unveränderte Grauwacke der Deditzhöhe bei

¹⁾ Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1881, pag. 40.

Grimma — ein Gestein desselben Sattels — von zahlreichen, teilweise armstarken Quarztrümmern durchflochten. Für eine andere Herkunft fehlen alle Anhaltspunkte. Mit den für Phyllitquarze charakteristischen Chloriteinlagerungen hat die oben erwähnte grüne Ueberrindung der kokkolithartig gehäuften Quarzkörner nichts gemein.

V. Amphibolit.

Er gehört zu den seltensten Einschlüssen. Sauer fand ihn in den jetzt verwachsenen Granitporphyrbrüchen von Ammelsbain. Es ist ein dunkelgrünes, mittelkörniges Gestein, „welches alle Eigenthümlichkeiten der in der archaischen Formation so sehr verbreiteten Amphibolite zur Schau trägt und neben der vorwiegenden Hornblende aus Quarz, wenig Plagioklas und Orthoklas, Titaneisen und vereinzelten knieförmigen Rutilzwillingen besteht“. ¹⁾ Ausserdem trifft man den Rutil in Nadeln und sternförmigen Gruppen solcher, dazu in geringer Menge Zirkon, Biotit und Titanit. Der Biotit ist leicht mit Hornblende zu verwechseln, welche letztere nicht immer olivengrün, sondern in manchen Körnern ganz ähnlich braun gefärbt ist wie jener. Die verworren strähnig gerichtete Hornblende enthält im Centrum ihrer säuligen Individuen mitunter ein Netzwerk von Titaneisenlamellen, deren Schnittwinkel um 60° herum schwankt, bald auch rundliche Quarzkörner eingelagert. Contactwirkungen sind an dem Gesteine nicht zu erkennen. Andere körnige Amphibolite aus dem Granitporphyr des Wachtelberges bei Wurzen führen nach Nessig „sammt und sonders umgewandeltes Titaneisen“. ²⁾

VI. Diabas.

Es sind dichte, schmutzig grüne, verwitterte Gesteine. Am besten sind im Dünnschliffe Plagioklasleistchen zu erkennen, die oft sternförmige Gruppen bilden, immer aber den grünen, viriditischen Zersetzungsproducten gegenüber selbständig contourirt sind, so dass letztere als Füllmasse erscheinen. In diesem feinkörnigen Grundgewebe, an dem sich auch Quarzkörnchen, Eisenerz und Epidot, in einem Stücke ausserdem noch Biotit und wenig Titanit betheiligen,

¹⁾ Erläut. zu Sect. Naunhof, pag. 8.

²⁾ Min. u. petr. Mittheil. 1883, pag. 85.

liegen porphyrische Ausscheidungen von zersetztem Plagioklas und ebensolchem Augit, der in vielen Fällen scharf seine ehemaligen Umrisse gewahrt hat. Quarz und Feldspath enthalten nicht selten eine grosse Menge dünner, langer Apatitnadelchen, der Quarz ausserdem sehr spärlich Biotitschüppchen und Glaseinschlüsse. Letztere sind möglicherweise auch hier, wie in den Grauwackenhornfelsen und Granuliten, aus Biotit hervorgegangen.

Es seien hier, weil vielleicht auf ehemalige Diabastuffe zurückzuführen, die Bruchstücke von Epidothornfels angeschlossen. Diese dichten, grünlichgrauen Gesteine enthalten sämmtlich ganz unregelmässig geformte Quarzkörner, Muscovitschüppchen und ein sericitisches Glimmermineral, dazu reichlich Körnerhaufen von Epidot, röthlichbraunen, pleochroitischen Titanit meist in ansehnlichen Mengen und wenige Zirkonkryställchen. Eisenerz fehlt in zwei Dünnschliffen nahezu ganz, ist aber in einem dritten weit verbreitet, wobei einzelne seiner Körner von Titanit umsäumt werden. Spärlich sind chloritische Zersetzungsmassen vorhanden. Der Quarz führt Apatitnadeln und Flüssigkeitstropfen, sehr selten Glaseinschlüsse. Contactstructur ist nirgends zu sehen.

VII. Porphyrit.

Zwei, vielleicht auch drei verschiedene Arten fanden sich. Die eine, aus dem pyroxenführenden Quarzporphyr des Spielberges bei Collmen stammend, enthält in der Grundmasse eine Unzahl winziger Biotitschüppchen, in deren richtungslosem Gewirr porphyrisch ausgeschiedene Plagioklase und chloritisch zersetzte Biotittafeln liegen. Die andere Art, welche bereits Penck erwähnt¹⁾, weicht im Handstücke und im Dünnschliffe weit von der vorigen ab. Die sehr dichte Grundmasse des rothbraunen Gesteins lässt nicht immer mit Sicherheit eine Wirkung auf das polarisirte Licht erkennen. Sie enthält Plagioklasleistchen und dichte Schwärme von Magnetit- und Brauneisenkörnern, die bisweilen eine undeutliche Fluidalstructur erzeugen, bisweilen sich zu Haufwerken zusammenscharen, welchen sich blutrothe Schüppchen von Eisenglanz beigesellen. Schmitzen kleiner Quarzkörnchen durchziehen das Gestein. Ausserdem finden sich spärliche grössere Plagioklaskrystalle und Biotittäfelchen ausgeschieden,

¹⁾ Erläut. zu Sect. Grimma, pag. 28.

welch letztere stark mit Eisenerzkörnchen imprägnirt sind und öfter Sechseckform aufweisen. Einschlüsse eines dritten, möglicherweise hieher gehörigen Gesteins erwähnt Sauer.¹⁾ „In dem rothen (pyroxenfreien Quarz-) Porphyre am kleinen Spitzberge (W. von Naunhof) findet man nicht selten eckige Fragmente eines dichten, diorit- oder porphyritähnlichen Gesteines, dessen genauere Bestimmung jedoch die durch Zersetzung stark getrübt und im dünnsten Präparate undurchsichtige Gesteinsmasse verhindert, aus welcher nur einzelne Plagioklasleistchen sich hervorheben.“

Contactwirkungen des Granitporphyrs.

Die Herausbildung von cordieritreichen, hochkrystallinen Gesteinen aus Grauwacken, sowie die Umwandlung phyllitartiger Schiefer in Andalusit-Cordierithornfelse wird wohl jetzt allgemein als alleiniges Vorrecht der plutonischen Gesteine aufgefasst. Es ist noch kein Beispiel bekannt geworden, aus welchem mit Sicherheit hervorginge, dass der Porphyr, und wäre es selbst Granitporphyr, gleiche Contactwirkungen zuwege gebracht hätte²⁾, sei es am Nebengestein, sei es an Einschlüssen.

Uebrigens sollte man erwarten, dass z. B. die cordieritreichen Lagen mancher Grauwacken, sofern sie vom Porphyr herrührten, den Umrissen der Einschlüsse parallel verliefen; sie stossen aber stets am umgebenden Granitporphyr ab. Ferner zeigt eine mächtige Scholle knotenführender Grauwacke von 3 Meter Durchmesser (bereits 6 Meter weit abgebaut) in Dünnschliffen aus der Mitte und vom Porphyr-contacte ausser einer ganz unbedeutenden Anreicherung von Chlorit keine weiteren Unterschiede in Structur und Mineralbestand. Alles drängt zu dem Schlusse, dass die Fragmente im nordsächsischen Granitporphyr einem in der Tiefe liegenden Complexe contactmetamorph veränderter Schichten entstammen und in schon umgewandeltem Zustande eingeschlossen worden sind. Der Fall steht nicht vereinzelt da. Unter anderen beschrieb Pohlitz derartige Gesteine aus den Tuffen und Eruptivgesteinen des Siebengebirges, deutete aber ihre Herkunft falsch³⁾, K. Vogelsang aus den Trachyten und

¹⁾ Erläut. zu Sect. Naunhof, pag. 6.

²⁾ Zirkel, Lehrb. d. Petrogr. II, 1894, pag. 196.

³⁾ Min. u. petrogr. Mittheil. 1881, pag. 336.

Basalten der Eifel¹⁾, Pöhlmann aus dem Lamprophyr des Schieferbruches Bärenstein bei Lehesten in Thüringen.²⁾ Hieher gehören auch Max Koch's „accessorische Bestandmassen“ in Harzer Kersantiten.

Die Einschlüsse im Granitporphyr des Leipziger Kreises sind in verschiedenem Sinne gedeutet worden. Kalkowsky nennt Biotit-schiefer, Grauwacken und Quarzgerölle und hebt bereits ausdrücklich hervor (1874), dass die überaus zahlreichen Grauwackefragmente sammt und sonders in der Art metamorphosirt sind wie anderwärts rings um Granitstöcke. Er hält es für nicht unwahrscheinlich, dass der Granitporphyr jene Fragmente bei seinem Hervordringen bereits in metamorphem Zustande vorfand, und führt als Beweis dafür den Umstand an, dass jedes Bruchstück durchweg gleichförmig umgewandelt ist und nicht randlich stärker als in der Mitte.³⁾ Dem gegenüber betont Penck⁴⁾, es liesse sich „kein Halt dafür gewinnen, dass der Granitporphyr bei seinem Heraufdringen bereits jene Gesteine in der Form vorfand, die sie jetzt aufweisen“. Im Gegentheil ergäben sich „Anhaltepunkte dafür, dass dieselben durch ihn metamorphosirt worden sind“. Wenn aber als Grund angegeben wird: „In den zahlreichen Porphyren der Gegend finden sich nirgends Einschlüsse von Gesteinen, welche den Fragmenten im Granitporphyr gleichen, sondern vielmehr nicht selten unveränderte Grauwacken“, so ist der erste Theil dieses Satzes überhaupt hinfällig; denn jene an Pyroxengranulit erinnernden Einschlüsse mit Contactwirkungen finden sich, um nur ein Beispiel herauszugreifen, in ganz derselben Ausbildung nicht nur im Granitporphyr von Ammelshain, sondern auch im pyroxenfreien Quarzporphyr der Gegend von Thallwitz. Das Vorkommen unveränderter Grauwacke im Quarzporphyr aber erklärt sich recht befriedigend aus einem Blick auf die Karte. Ihre Fundorte (Böhlen und Grimma) liegen nahezu in jener Linie, welche die zutage gehenden, nicht metamorphosirten Grauwacken des Oschatzer Collmberges, der Deditzhöhe bei Grimma und des Rückens von Otterwisch-Hainichen verbindet, also in einer Region, die schon ausserhalb der Contactzone fällt. Schwerer würde eine andere Angabe von Penck wiegen, wenn sich dieselbe aufrecht erhalten liesse. Am Tummelberge

¹⁾ Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1890, pag. 25.

²⁾ N. Jahrb. f. Min. 1888, II, pag. 87.

³⁾ Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1874, pag. 588.

⁴⁾ Min. u. petr. Mittheil. 1881, pag. 81.

bei Oellschütz (S. von Wurzen) wird der Granitporphyr von einem Quarzporphyrgänge durchsetzt, in welchem nach Penck „überreich frische, grünliche Grauwacken vorkommen, während sein Nebengestein (der Granitporphyr) nur durchaus metamorphosirte einschliesst“. Trotz wiederholten Besuches dieser Oertlichkeit konnte indessen kein frisches Grauwackestück gefunden werden. Schon 1885 — 4 Jahre nach der Veröffentlichung der Arbeit Penck's — berichtet Sebalch: „Das Gestein führt stellenweise Einschlüsse eines dichten, grauackeartigen Gesteins, dessen Natur vorgeschrittener Zersetzung halber indess nicht näher festgestellt werden konnte.“¹⁾ Dünnschliffe desselben zeigen trotz der weitgehenden Verwitterung, dass man es gar nicht mit Grauwacke, sondern mit einem Eruptivgesteine zu thun hat, dessen Grundmasse zumeist aus Plagioklasleistchen besteht. Zwischen diese klemmt sich eine grüne Zersetzungsmasse mit zahlreichen Epidotkörnehen und vereinzelt Partikeln von Magnetit und Häufchen solcher, welche in Brauneisen umgewandelt und von Höfen desselben umgeben sind. Als porphyrische Ausscheidungen findet man grössere, wohlumgrenzte Plagioklaskrystalle und gerundete Quarzkörner, letztere mit Apatitnadelchen und vereinzelt Flüssigkeitseinschlüssen, selten mit Glas ausgestattet. Anders geartete Einschlussfragmente sind gegenwärtig im Tummelbergporphyr nicht zu bemerken, so dass eine Verwechslung derselben auf Grund ihres äusseren, grauackeähnlichen Kleides als sehr wahrscheinlich gelten muss. Eine andere Möglichkeit, dass nämlich die Einschlüsse im Granitporphyr von eigenthümlichen, archaischen Schiefen herrühren könnten, wie sie stellenweise in der Peripherie des sächsischen Granulitgebirges auftreten und dort, ohne nachweisbar mit Graniten in Verbindung zu stehen, dennoch den Contactproducten mancher Granite gleichen, weist Penck mit der Frage zurück: „Warum findet man dann nie ein Gestein in ihm (dem Granitporphyr), welches das Liegende jener supponirten Schiefer bildet, warum keinen Phyllit, keinen Glimmerschiefer, keinen Gneis oder Granulit?“ Die Frage hat ihre Erledigung gefunden; es ist dargethan worden, dass sich recht wohl phyllitartige Gesteine und Granulite unter den Einschlüssen vorfinden. Dennoch ist ein Vergleich der cordieritführenden Grauwacken und der Andalusit-Cordierithornfelse im Granitporphyr mit den Garben- und Fruchtschiefern des Granulit-

¹⁾ Erläut. zu Sect. Wurzen, pag. 16.

gebietes, deren Genesis übrigens noch keineswegs klargelegt ist, nicht angängig, die Zurückführung der erstgenannten auf letztere aber durchaus unwahrscheinlich. Schaleh vertritt gleichfalls die Ansicht¹⁾, dass die Metamorphose der Einschlüsse durch den Granitporphyr bewirkt worden sei. Der petrographische Befund spricht jedoch nach aller Erfahrung auf das entschiedenste gegen eine Umwandlung durch den Granitporphyr und verweist auf ein granitisches Gestein. Bestärkt wird diese Auffassung ganz erheblich dadurch, dass in der östlichen Fortsetzung des bei Beucha überflutheten Sattels nördlich von Oschatz-Wellerswalde ein Biotitgranit (Granitit) zutage geht, welcher dort die krystallinen Grauwacken und die prächtigen Andalusit-Glimmerschiefer und „Andalusitgneise“ von Clanschwitz und Zauschwitz, sowie die Chiasmolithschiefer von Leckwitz geschaffen hat. Es liegt um so näher, einer Fortsetzung desselben Granites auch die Metamorphose der Einschlüsse von Beucha etc. zuzuschreiben, als sich seine Wirkung noch weiter nach Westen hin bemerkbar macht, wo die krystallinen Flecken- und Knotengrauwacken von Zschocher bei Leipzig wieder auf ein metamorphosirendes Tiefengestein hinweisen (vergl. pag. 41).

Allerdings drängt sich dann unwillkürlich die Frage auf, warum sich unter den Einschlüssen keine von Granit finden? Dies muss indessen nicht nothwendigerweise der Fall sein. Wie, wenn der Granitporphyr, welcher von Trebsen bis Beucha ungefähr der Streichrichtung des Sattels folgt, nur im Contacthufe aufsetzte und den Granit selbst gar nicht erreichte? Oder wenn der Granit, welcher sich an der Hand contactmetamorpher Gesteine von den Strehlaer Bergen bis in die Gegend von Zschocher, das sind etwa 55 Kilometer weit, verfolgen lässt, keine continuirliche Masse bildete, sondern, was mindestens ebenso wahrscheinlich ist, einen Zug einzelner Stücke repräsentierte, wie ein solcher im elbthalgebirgischen Schiefergebiete bei Berggiesshübel-Markersbach aufsetzt? Es wäre immerhin möglich, dass der ohnehin schlecht aufgeschlossene Granitporphyrgang von Trebsen-Wurzen, welcher den Sattel bis ungefähr in dessen Mitte durchquert, mitten zwischen zwei Granitstücke hineinfiel. Endlich wäre es nicht undenkbar, dass die Granitbrocken bei ihrer Einhüllung zerspritzt seien. Im Diabas oder im Basalt mögen dann die Granitquarze und -Feldspathe unschwer nachzuweisen sein, nicht aber

¹⁾ Erläut. zur Section Brandis, pag. 10.

im Porphyr wegen der gleichen Mineralzusammensetzung beider Gesteine.

Fragmente von echt granitischem Habitus sind übrigens mehrfach im Granitporphyr gefunden worden. Ein Theil derselben erweist sich jedoch als granitische Modificationen des Pyroxen-Granitporphyr. Die betreffenden Bruchstücke enthalten keine Spur von Grundmasse, aber ausser Orthoklas, Plagioklas, Quarz mit Glaseinschlüssen und Biotit noch reichlich Pyroxen, welcher ganz mit dem des Granitporphyr übereinstimmt. In einem anderen hierher gehörigen Einschlusse überwiegt blassröthlicher Orthoklas alle anderen Gemengtheile bei weitem. Quarz findet sich, gänzlich zurücktretend, in schmalen Streifen als Füllmasse zwischen den Feldspathschnitten. Selten trifft man Umwandlungsproducte von Biotit und Pyroxen, örtlich gebäuft auch kleine Körner eines rothen Granats, welche eine randliche Trümmerzone zeigen und oft von einem Kranze kleiner Magnetitkörnchen umgeben sind.

Von diesen Einschlüssen unterscheidet sich eine Gruppe anderer recht scharf durch das gänzliche Fehlen des Pyroxens. Allen diesen Stücken ist gemeinsam eine fleischrothe Farbe, Feldspathreichtum, rein granitisches Gefüge mit Ausschluss jeder irgendwie gestalteten Grundmasse und ein geringer Gehalt an Biotit. Die Korngrösse schwankt zwischen der eines mittel- und feinkörnigen Granites. Nur bei einem einzigen Einschlusse sinkt sie zu solcher Kleinheit herab, dass man mit blossem Auge eben noch einzelne Gemengtheile erkennt; doch offenbart sich unter dem Mikroskope auch in diesem Falle eine durchaus granitische Structur. Ein geringer Theil dieser Fragmente enthält mikropegmatische Verwachsungen von Orthoklas und Quarz. In einem Handstücke legen sich z. B. keilförmige Orthoklaspartien, durchwachsen von feinen Quarzstengeln, um einen Kern aus Feldspath oder Quarz oder einer Durchdringung beider. Die rothen, pyroxenfreien, biotitführenden Einschlüsse repräsentiren die feinkörnige Rand- oder Apophysenfacies eines Biotitgranites. Es ist sehr wahrscheinlich, dass der Granitporphyr ganz nahe der unterirdischen Granitgrenze emporgedrungen ist (vergl. pag. 493), und dabei mag er ausser den Grauwaeken- und Andalusit-Cordierithornfelsen auch die in sie hineingetriebenen Granitapophysen erfasst und zertrümmert und ihre Bruchstücke eingeschlossen haben. Dass die Quarzkörner der Granitfragmente Glaseinschlüsse führen, spricht im

vorliegenden Falle nicht gegen die Granitnatur der betreffenden Stücke. Das Glas dürfte ähnlich wie in den Quarzkörnern der Contactgrauwacken und Granulite secundärer Entstehung sein. Spärliche olivenfarbene Glimmerschüppchen im Quarze und winzige Zirkonkryställchen, Magnetitkörnchen und lange, farblose Nadelchen in den Glaseinschlüssen unterstützen ganz wesentlich diese Deutung. Ausserdem kennt man vom Mte. Mulatto einen echten Granit, welcher auch im Contacte mit einem Eruptivgesteine nachträglich Glaseinschlüsse erhalten hat.¹⁾

Dem Granit der Tiefe fällt zum weitaus grössten Theile die Metamorphose der Grauwacken- und Schiefereinschlüsse zu. Doch ist auch die Gluth des Granitporphyrs an ihnen nicht spurlos vorübergegangen. Vielleicht rührt die Blaufärbung mancher Cordierite von ihr her, die, wie bereits erwähnt, in unmittelbarer Nähe von Porphyrapophysen besonders deutlich hervortritt, vielleicht auch die Neubildung grosser Biotitschuppen inmitten zersetzter Cordieritknoten, nach aller Analogie auch die Bildung von grünem Spinell in den Andalusit-Cordierithornfelsen. Auf den Granitporphyr ist ferner die Menge jener Glaseinschlüsse in den Quarzkörnern der metamorphen Grauwacken, der Granulite und der feinkörnigen Granitfragmente zurückzuführen. In der Mehrzahl dieser Gesteine ist die secundäre Entstehung des Glases aus Biotitschuppen direct zu verfolgen.

Einige Einschlüsse lassen sehr scharf noch eine dritte Porphyrwirkung erkennen. Bereits Schaleh wies darauf hin²⁾, dass an der Randzone mancher Grauwacken- und Hornfelsstücke mit blossem Auge eine Anreicherung von Biotit oder Chlorit zu bemerken ist, durch welche sich diese deutlich von dem biotitarmen und deshalb lichterem Kerne abhebt. Diese Biotitbildung macht sich übrigens schon bei den schmalen, kaum 2 Millimeter breiten Porphyrapophysen geltend, welche die Einschlüsse durchsetzen. Ein Zug kleiner Glimmerschuppen begleitet die Grenze zwischen Einschluss und Apophyse. In den ausgeprägtesten Fällen zeigt ein Dünnschliff durch die biotitreiche Rinde eines Hornfelsfragmentes Folgendes. Geht man vom Inneren des Einschlusses aus gegen den Granitporphyr, so ver-

¹⁾ Jahrb. d. geol. Reichsanst. XXIX, 1879, pag. 305.

²⁾ Erläut. z. Sect. Brandis, pag. 11.

mindern sich mit der Annäherung an den letzteren sehr rasch die grünen Zersetzungsproducte. Dafür treten erst vereinzelt, dann immer zahlreichere Biotitschuppen auf, und endlich erscheint eine Zone grosser, dicht zusammengescharter Biotittafeln, die sich wie ein breites, braunes Band quer durch den Dünnschliff zieht. Daran schliesst sich noch weiter gegen den Porphyр hin, eine Lage, die zum grössten Theil aus Feldspathkörnern besteht und dann kommt man in den Granitporphyр.

Es lassen sich somit, vom Einschluss ausgehend, folgende Zonen unterscheiden :

1. Auftreten einzelner Biotitschuppen an Stelle des schwindenden Chlorites.
2. Biotitzone.
3. Feldspathlage.

Die erste der Zonen hebt sich im Dünnschliffe schon für das blosse Auge als ein lichter gefärbter, 3—4 Millimeter breiter Streifen ab. Die folgende Biotitschicht erreicht 1—2 Millimeter Mächtigkeit im Mittel. Die grossen Glimmertafeln zeigen in dem einen Handstücke kurze, gedrungene Formen und stehen vorwiegend senkrecht zur Contactlinie; in einem anderen stellen sie sich als langgestreckte, schlanke Schuppen dar, welche der Porphyrgrenze parallel verlaufen, in einem dritten liegen sie durchaus regellos. Alle diese Glimmerschuppen führen auffallend wenig Einschlüsse. Die gewöhnlich nur geringen Zwischenräume sind von einem farblosen Feldspathe erfüllt, der sich oft in schmalen Bändern zwischen die Biotittafeln schiebt, so dass die Mehrzahl derselben einen wasserklaren Saum erhält. Desgleichen sind die in dem einem Präparate seltenen, im anderen reichlich vorhandenen Eisenerzkörner dieser Glimmerzone von einem Feldspathhufe umgeben. Quarz findet sich nur in vereinzelt Körnchen. An den Ecken der betreffenden Einschlüsse macht sich, wohl wegen der intensiveren Einwirkung des Granitporphyrs an diesen Stellen, ein Anschwellen der Biotitschicht bemerkbar; in seltenen Fällen kommen Glimmerrinden vor, deren Stärke 1 Centimeter übersteigt. Es dürften dies vielleicht die „Glimmerschiefer“ Kalkowsky's und Nessig's sein, von welchen letzterer betont, dass sie stets als dunkle Biotitschiefer ausgebildet seien.¹⁾

¹⁾ Min. u. petr. Mitth. 1883, pag. 85.

Die dritte, feldspathreiche Zone, mit dem Granitporphyr durch einen kurzen Uebergang verbunden, gewinnt an dem einen Einschlusse eine Stärke von mehr als 1 Centimeter. Quarz stellt sich erst gegen die Porphyrgrenze hin etwas reichlicher ein. Mit dem Einschlusse hat sie die Pflasterstructur, mit dem Granitporphyr die Führung von Pyroxen gemein, der in vereinzelt zersetzten Säulchen auftritt.

Innerhalb des Granitporphyrs selbst sind an der Grenze gegen den Einschluss ausser einem auffallenden Reichthume an Mikropegmatit, der sich auch schon in dünnen, die Fragmente durchziehenden Porphyrräderchen bemerkbar macht, im allgemeinen keine endogenen Contactwirkungen wahrzunehmen. Doch zeigen einige Handstücke in der Nähe des Einschlusses eine augenfällige Häufung rother Granatkörner, die jedenfalls nur als endogene Contactgebilde aufgefasst werden können. Salomon¹⁾ beschreibt einen ähnlichen Reichthum des Tonalit an braunem Granat rings um eingeschlossene, fremde Bruchstücke. Nun führt zwar der Granitporphyr auch fern von den Einschlüssen sporadisch Granat und theilt diese Eigenschaft mit den pyroxenhaltigen und pyroxenfreien Quarzporphyren seiner weiteren Umgebung. Doch sind die granatführenden Partien meist räumlich eng begrenzt, so dass z. B. die Steinbrucharbeiter genau die Ecke des Bruches angeben, wo man mit sicherer Aussicht auf Erfolg suchen soll. Dann zeigt der Pyroxen-Quarzporphyr rings um Granatkörner nicht seine gewöhnliche, dichte Grundmasse, sondern ein feldspathreiches, grobkörniges Gemenge, während vom Granat selbst radiär geordnete Pyroxenstengel ausstrahlen. Desgleichen berichtet Penck vom Granitporphyr, dass dessen Granatkörner „häufig von einem Kranze von radiär gestellten, äusserst dünnen Pyroxensäulechen umrandet sind“. So ist die Vermuthung nicht ausgeschlossen, dass auch der Granatgehalt des Porphyrs ausserhalb des nächsten Umkreises von Einschlüssen irgendwie mit fremden Bruchstücken zusammenhängt, etwa mit völlig absorbirten oder mit zerfallenen. Dies würde auch das schon lange bekannte Vorkommen isolirter Cordieritstücke im Granitporphyr erklären sowie die vereinzelt, rundlichen „Schlieren, welche sehr reich an einem dunkelgrünen Minerale der Spinellgruppe sind“. Recht wahrscheinlich erscheint diese Auffassung, wenn man z. B. den einen granatreichen Einschluss be-

¹⁾ Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1890, pag. 480.

trachtet, in welchem die blutrothen Körner nur durch ein mürbes, chloritisches Bindemittel zusammengehalten werden.

Die Ergebnisse vorstehender Untersuchung lassen sich in folgendem zusammenfassen:

1. Die Einschlüsse im Granitporphyr des Leipziger Kreises entstammen zum grössten Theile einem in der Tiefe verborgen liegenden granitischen Contacthufe, sind aber, abgesehen von der Metamorphose, welche sie so auf ihrer ursprünglichen Lagerstätte durch den Granit erfahren haben, auch noch während ihrer Emporförderung innerhalb des Granitporphyrs durch diesen letzteren weiterhin verändert worden, so dass sie jetzt Merkmale einer doppelten Metamorphose aufweisen.

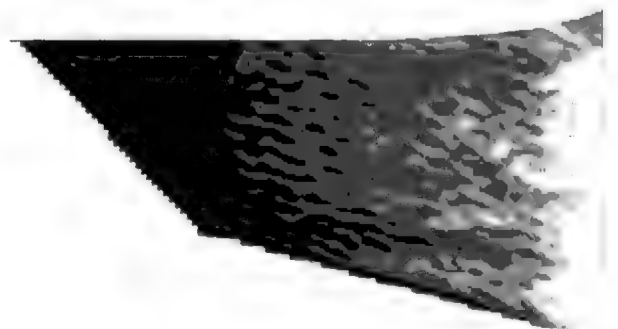
2. Die Bruchstücke metamorpher Grauwacke zeichnen sich durch typische Pflasterstructur, durch die secundären Glaseinschlüsse ihrer Quarzkörner und durch den Reichthum an neugebildetem Cordierit (oder dessen Zersetzungsproducten) aus.

3. Das Letztere gilt auch von den als Contactproducte phyllitartiger Schiefer erscheinenden Andalusit-Cordierithornfelsen, welche ausserdem reichlich dunkelgrünen Spinell, oft auch rothen Granat führen.

4. Neben normalen und Biotitgranuliten finden sich auch Pyroxengranulite, letztere zum Theil mit neugebildetem Cordierit ausgestattet.

5. In untergeordnetem Masse enthält der Granitporphyr noch fettglänzende Quarzbrocken (meist aus der Grauwacke) mit Flüssigkeits- und Glaseinschlüssen, körnige Amphibolite, Diabas, Epidot-hornfels und feinkörnigen Biotitgranit, der benachbarte Quarzporphyr ausser Quarzbrocken und Pyroxengranulit zwei Arten Glimmerporphyr.

6. Pflasterstructur, Gehalt an Andalusit und Cordierit sind während der ersten Metamorphose durch den Granit entstanden: die nachträgliche Einwirkung des Granitporphyrs auf die Einschlüsse äussert sich neben der Blaufärbung des Cordierites in der Ausstattung mit secundären Glaseinschlüssen und grünem Spinell, bei manchen Grauwacke- und Andalusit-Cordierithornfelsen ausserdem in der Bildung einer biotitreichen Rinde um den Einschluss.



Zum geologischen Bau des Sattels.

Bereits 1875 erkannte H. Credner, dass der Nordabfall des Erzgebirges von dessen Kamme bis hinab zum norddeutschen Flachlande ein einheitliches System von drei Antiklinalen und zwei zwischen ihnen gelegenen Mulden bilde¹⁾, also ein Faltensystem repräsentire, welches durch seinen einseitigen, unsymmetrischen Bau, seinen steilen Bruchrand an der südöstlichen und das allmähliche Schwächerwerden der Falten nach der entgegengesetzten Seite das Erzgebirge zu einem echten Faltengebirge in dem damals von E. Suess ausgesprochenen Sinne stempeln. Im Verfolg dieser tektonischen Auffassung deutet Credner in einem 1883 veröffentlichten Profile durch dieses erzgebirgische Faltensystem²⁾ die Grauwacken der Gegend von Oschatz und des Collmberges, sowie die in der Verlängerung ihrer südwestlichen Streichrichtung gelegenen Grauwacken der Deditzhöhe bei Grimma und des Rückens von Otterwisch-Hainichen (SO. von Leipzig) als zugehörige Theile des Südflügels vom nördlichsten jener drei Sättel, während die Grauwacken von Leipzig—Plagwitz—Zschocher ein locales Ausstreichen des Nordflügels repräsentiren, welcher im übrigen von discordant aufgelagerten jüngeren Gebilden verhüllt ist.³⁾ Die Kernpartien zwischen diesen beiden örtlich zutage gehenden Gegenflügeln der in Rede stehenden Antiklinale treten im nordwestlichen Sachsen, also in der weiteren Umgebung von Leipzig, nirgends an die Oberfläche. Jedoch gelangte Credner bereits 1891 zu einer bestimmten Anschauung über die geologische Zusammensetzung eines Theiles dieses Sattellinnersten, welche in folgendem ausgesprochen ist⁴⁾: „Der krystallinische Habitus, die Knoten- und Fleckenführung einzelner dieser Grauwackenvorkommnisse (von Plagwitz—Zschocher) erinnern so lebhaft an gewisse Umwandlungsproducte der silurischen Grauwacken im Contacte mit dem Granit der Lausitz und stehen den normalen unverändert gebliebenen Grauwacken des übrigen Nordsachsens so schroff gegenüber, dass es nahe liegt, auch die eben erwähnten Modificationen innerhalb der Leipziger Grauwacke den Contactwirkungen

1) H. Credner, D. vogtl.-erzgeb. Erdbeben. 1875, pag. 260.

2) H. Credner, D. Boden der Stadt Leipzig. 1883, pag. 5.

3) H. Credner, D. Boden der Stadt Leipzig. 1883, pag. 7.

4) H. Credner, D. geol. Verhältn. d. Stadt Leipzig. 1891, pag. 4.

eines in der Tiefe verborgenen, von jüngeren Ablagerungen bedeckten granitischen Eruptivgesteins zuzuschreiben. Es würden sich dann bei Leipzig ähnliche Erscheinungen wiederholen, wie wir sie in der östlichen Fortsetzung des nordsächsischen Sattels in den Liebschützer Bergen, ferner am Nordrande des Lausitzer Granitplateaus genau verfolgen können, wo der Granit die ihm benachbarten Grauwacken und Grauwackenschiefer zum Theil in Flecken- und Knotengrauwacken, zum Theil in fast vollkommen krystalline, an Cordierit, Andalusit und Chiasolith reiche Contactgesteine umgewandelt hat. Diese Vermuthung erhält dadurch eine wesentliche Stütze, dass die Granitporphyre des zwischen Leipzig und dem Liebschützer Höhenzuge gelegenen Districtes Fragmente von contactmetamorphischen Grauwacken einschliessen, welche sowohl mit denen der Lausitzer Contacthöfe als mit denen von Zschocher und Plagwitz eine zum Theil auffällige petrographische Uebereinstimmung besitzen, somit eine unterirdische Verbindung zwischen beiden Gebieten vermitteln, namentlich aber auf die Fortsetzung des Liebschützer Granites und seiner contactmetamorphischen Einwirkung bis in die Leipziger Gegend hinweisen.“

Als solche Fragmente, welche der Pyroxen-Granitporphyr bei seinem Durchbruche aus den von ihm durchsetzten, tieferen Regionen in sich aufgenommen und bis an die Oberfläche gefördert hat, wurden von Seiten der Kgl. Sächsischen geologischen Landesuntersuchung bei der Aufnahme der diese Gegend deckenden Sectionen beobachtet¹⁾: Contactmetamorph veränderte Grauwacken, Andalusitglimmerschiefer und -hornfelse, gneisartige Gesteine²⁾, Amphibolite, arkoseartige, quarzitische und Grauwackensandsteine³⁾, Fettquarzbrocken und ein Glimmerporphyrit. Nach vorliegender Arbeit vermehrt sich die Zahl dieser Einschlussgesteine durch neue Funde in den unterdessen zum Theil vergrößerten Aufschlüssen um die Vorkommnisse von normalem und Biotitgranulit, auch Pyroxengranulit, Diabas, Epidothornfels, einem anders gearteten Glimmerporphyrit und einer feinkörnigen Modification eines Biotitgranites.

¹⁾ Erläut. z. Sect. Brandis, pag. 9; Grimma, pag. 35; Naunhof, pag. 8; Wurzzen, pag. 12.

²⁾ = Granulite.

³⁾ Verf. konnte keinerlei Sandstein unter den Einschlüssen finden.

Besonders bemerkenswert ist das Vorkommen der Granulite, denn es ergibt sich daraus die Thatsache, dass sich die Granulitformation ebenso wie am Aufbaue der nächstgelegenen, mittelsächsischen Kuppel auch an demjenigen des nordsächsischen Sattels theiligt. Zwar führen die Conglomerate des unteren Rothliegenden im Leipziger Kreise überall da, wo sie als Liegendes der Porphyrgüsse aufgeschlossen sind, Fragmente von Granulit¹⁾, und die Vermuthung läge nahe, dass die im Granitporphyr eingeschlossenen Stücke diesen Conglomeraten, nicht aber einem in der Tiefe selbst anstehenden Granulitcomplexe entstammen. Doch spricht das Fehlen des verbindenden, klastischen Cementes und anderweitiger Materialien des Unterrothliegenden unter den Einschlüssen im Granitporphyr gegen eine solche Auffassung. Ausserdem liefern die Fragmente von Pyroxengranulit durch die Merkmale granitischer Contactwirkung, welche sie an sich tragen (Cordieritgehalt und Pflasterstructur), den directen Beweis für ihre Zugehörigkeit zu dem in der Tiefe anstehenden Contacthufe des Granites, welchem auch die veränderten Schiefer und Grauwacken angehören. Normale und Biotitgranulite fanden sich bei Beucha und am Kolmberge bei Brandis, Pyroxengranulite bei Ammelshain, Taucha und Thallwitz, erstere also mehr im Inneren, letztere an den Flanken der Antiklinale.

Zwischen den Granulit der Tiefe und die zu Tage ausgehenden Grauwacken schiebt sich unterirdisch ein Complex contactmetamorph veränderter Schiefer ein, dessen Zugehörigkeit zu archaischen Phylliten oder altpaläozoischen Thonschiefern sich aus der petrographischen Beschaffenheit der im Granitporphyr eingeschlossenen Bruchstücke nicht ermitteln lässt. Darauf folgen contactmetamorphe Grauwacken, an welche sich nach S. die unveränderten der Deditzhöhe und des Rückens von Otterwisch-Hainichen anschliessen. Das dachartige Einfallen dieser und der bei Zschocher aufgeschlossenen Grauwacken nach S. und N. lässt auf einen antiklinalen Bau der Schiefer- und Granulitformation schliessen. Die Glimmerschieferformation scheint zu fehlen; wenigstens fand ich unter den Einschlüssen kein einziges Stück, welches auch nur mit einiger Wahrscheinlichkeit auf sie hätte bezogen werden können. In Betreff der Amphibolite ist es ungewiss, ob sie Einlagerungen im Granulit oder in den Schiefen bilden.

¹⁾ Erläut. z. Sect. Döbeln, pag. 27; Leisnig, pag. 30; Rochlitz, pag. 32.

Wahrscheinlich gehören sie zwei getrennten Vorkommnissen an, da Bruchstücke von ihnen nur am Wachtelberge bei Wurzen und am Haselberge bei Ammelshain gefunden wurden, welche beiden Orte 10 Kilometer auseinanderliegen. Diabas wurde nur unter den Einschlüssen des Wachtelberges beobachtet und mag einem Gange entstammen. Der Glimmerporphyrit, von welchem übereinstimmende Bruchstücke massenhaft im pyroxenfreien Quarzporphyr zwischen Neichen und Fremdiswalde bei Sign. 137 und im S. von Pyna bei Sign. 135, 7, ganz vereinzelt auch in dem des Läuseberges nördlich von Oellschütz liegen, gehört wahrscheinlich einem ähnlichen Deckenergüsse an, wie solche in der Gegend von Kobren, Leisnig, Döbeln etc. direct auf dem Grundgebirge ruhen und von Porphyrdecken überlagert werden. Ein zweiter, von jenem abweichender Glimmerporphyrit wurde nur in einem einzigen Bruchstücke im Pyroxen-Quarzporphyr des Spielberges bei Collmen angetroffen. Vom Granit, welcher die Schiefer und Grauwacken verändert hat, fanden sich feinkörnig ausgebildete Fragmente eines Biotitgranites. Auch in der nordöstlichen Fortsetzung des Sattels tritt Biotitgranit in Gestalt der Strehlaer Berge zu Tage. Er lässt sich demnach von den genannten Höhen aus an der Hand contactmetamorpher Gesteine und der erwähnten feinkörnigen Bruchstücke über Wurzen und Beucha bis in die Gegend von Zschocher verfolgen. Seine Südgrenze würde südlich von Trebsen und Ammelshain verlaufen, bei Beucha eine Ausbiegung nach Norden machen und dann die Gegend südlich von Leipzig schneiden, also von den Strehlaer Bergen aus auf eine Erstreckung von etwa 55 Kilometer bemerklich sein. Die Nordflanke dieses Granitzuges wird markirt durch die contactmetamorphen Grauwacken von Zschocher und durch das Vorkommen von Pyroxengranulit mit contactmetamorpher Einwirkung im Porphyr von Taucha und Thallwitz. Für die Lagerungsverhältnisse in der Tiefe des Südflügels ist der Umstand von Bedeutung, dass der Granitporphyr von Beucha und der des Kolmberges bei Brandis neben den Granulitfragmenten diejenigen Umwandlungsproducte der Grauwacken und Schiefer eingeschlossen enthält, welche man in anderen Contacthöfen als höchste Stufe der Metamorphose in unmittelbarer Nähe des Granites antrifft. Der Granitporphyr durchsetzt demnach den inneren Theil des Contacthofes in nicht allzu grosser Entfernung vom Granit und hat dabei anscheinend Apophysen des letzteren getroffen.

Man würde sich nach alledem die unterirdische Tektonik der nord-sächsischen Antiklinale in der weiteren Umgebung von Beucha etwa folgendermassen vorzustellen haben: Ein Sattel von Granuliten, phyllitartigen Schiefen und Grauwacken, welcher untergeordnete Vorkommnisse von Amphibolit und Diabas enthält, wird von einem hier ungefähr 6 Kilometer mächtigen Granitzuge durchbrochen, der beiderseits von einem Contacthufe begleitet ist. Stellenweise lagert discordant auf diesem Grundgebirge das Mittel-Rothliegende mit Ergüssen eines Glimmerporphyrites und über diesen folgen solche von normalem und pyroxenführendem Quarzporphyr, dessen Eruptionsspalten theils im Contacthufe, theils ausserhalb desselben liegen. Die Contactgebilde der Südflanke nebst den ihnen discordant aufgelagerten, altvulcanischen Decken werden unweit der Granitgrenze von einem Pyroxengranitporphyrgange durchsetzt, welcher Fragmente seines Nebengesteins umschlossen und mit sich aus der Tiefe emporgebracht hat. Oligocäne und diluviale Ablagerungen überziehen und verhüllen diesen vorpermischen Sattel und die auf dessen Denudationsfläche ausgebreiteten Gebilde des Rothliegenden. Nur local ragen Klippen des ersteren oder Kuppen des letzteren aus der allgemeinen Decke der neozoischen Ablagerungen an die Oberfläche.

Es sei gestattet, meinen hochverehrten Lehrern, den Herren Geheimrath Prof. Dr. Zirkel und Geheimrath Prof. Dr. Credner für die Einführung in das Studium der Mineralogie und Geologie, sowie für die freundlichst geleistete Unterstützung während dieser Arbeit den wärmsten Dank auszusprechen.

Erläuterung der Tafel VI.

- Fig. 1. Pflasterstructur in Contactgrauwacke.
 „ 2. Skeletbau des Cordierits in Contactgrauwacke.
 „ 3. Ringbildung des Cordierits.
 „ 4. Drillinge des Cordierits.
 „ 5. Pyroxengranulit mit Cordierit.
 b = Biotit.
 c = zersetzter Cordierit.
 p = Pyroxen.

1.1 Beiträge zur Musikgeschichte

(1880-1900)

Von Dr. Heinrich Müller

Verlag: Müller & Co.

1.1.1 Beiträge zur Musikgeschichte

Die Musikgeschichte, eine der wichtigsten Disziplinen der Geisteswissenschaften, hat in den letzten Jahrzehnten einen enormen Aufschwung erlebt. Die Forschung hat sich von der reinen Beschreibung der Musik hin zu einer tiefgreifenden Analyse ihrer kulturellen und sozialen Funktionen gewandelt.

Im Mittelpunkt stehen dabei Fragen nach der Entstehung und Entwicklung der Musik, nach ihrer Rolle in der Gesellschaft und nach den kulturellen Bedingungen, die sie prägen. Die Musik wird nicht mehr nur als Kunstform betrachtet, sondern als ein zentraler Bestandteil der menschlichen Kultur, der die Identität einer Gemeinschaft prägt und die Kommunikation zwischen den Menschen ermöglicht.

Die Musikgeschichte ist ein weites Feld, das von der Antike bis zur Gegenwart reicht. In den letzten Jahren hat die Forschung besonders in den Bereichen der Ethnomusikologie und der Musiksoziologie Fortschritte gemacht. Diese Disziplinen untersuchen die Musik in ihrem kulturellen Kontext und versuchen, die Zusammenhänge zwischen Musik und Gesellschaft zu verstehen.

Die Musikgeschichte ist ein zentraler Bestandteil der Geisteswissenschaften. Sie untersucht die Entstehung und Entwicklung der Musik in verschiedenen Kulturen und Epochen. Die Musik wird nicht nur als Kunstform betrachtet, sondern auch als ein zentraler Bestandteil der menschlichen Kultur, der die Identität einer Gemeinschaft prägt und die Kommunikation zwischen den Menschen ermöglicht.

Quelle: Müller & Co., 1880-1900, S. 10-15, 20-25, 30-35, 40-45, 50-55, 60-65, 70-75, 80-85, 90-95, 100-105, 110-115, 120-125, 130-135, 140-145, 150-155, 160-165, 170-175, 180-185, 190-195, 200-205, 210-215, 220-225, 230-235, 240-245, 250-255, 260-265, 270-275, 280-285, 290-295, 300-305, 310-315, 320-325, 330-335, 340-345, 350-355, 360-365, 370-375, 380-385, 390-395, 400-405, 410-415, 420-425, 430-435, 440-445, 450-455, 460-465, 470-475, 480-485, 490-495, 500-505, 510-515, 520-525, 530-535, 540-545, 550-555, 560-565, 570-575, 580-585, 590-595, 600-605, 610-615, 620-625, 630-635, 640-645, 650-655, 660-665, 670-675, 680-685, 690-695, 700-705, 710-715, 720-725, 730-735, 740-745, 750-755, 760-765, 770-775, 780-785, 790-795, 800-805, 810-815, 820-825, 830-835, 840-845, 850-855, 860-865, 870-875, 880-885, 890-895, 900-905, 910-915, 920-925, 930-935, 940-945, 950-955, 960-965, 970-975, 980-985, 990-995, 1000-1005, 1010-1015, 1020-1025, 1030-1035, 1040-1045, 1050-1055, 1060-1065, 1070-1075, 1080-1085, 1090-1095, 1100-1105, 1110-1115, 1120-1125, 1130-1135, 1140-1145, 1150-1155, 1160-1165, 1170-1175, 1180-1185, 1190-1195, 1200-1205, 1210-1215, 1220-1225, 1230-1235, 1240-1245, 1250-1255, 1260-1265, 1270-1275, 1280-1285, 1290-1295, 1300-1305, 1310-1315, 1320-1325, 1330-1335, 1340-1345, 1350-1355, 1360-1365, 1370-1375, 1380-1385, 1390-1395, 1400-1405, 1410-1415, 1420-1425, 1430-1435, 1440-1445, 1450-1455, 1460-1465, 1470-1475, 1480-1485, 1490-1495, 1500-1505, 1510-1515, 1520-1525, 1530-1535, 1540-1545, 1550-1555, 1560-1565, 1570-1575, 1580-1585, 1590-1595, 1600-1605, 1610-1615, 1620-1625, 1630-1635, 1640-1645, 1650-1655, 1660-1665, 1670-1675, 1680-1685, 1690-1695, 1700-1705, 1710-1715, 1720-1725, 1730-1735, 1740-1745, 1750-1755, 1760-1765, 1770-1775, 1780-1785, 1790-1795, 1800-1805, 1810-1815, 1820-1825, 1830-1835, 1840-1845, 1850-1855, 1860-1865, 1870-1875, 1880-1885, 1890-1895, 1900-1905, 1910-1915, 1920-1925, 1930-1935, 1940-1945, 1950-1955, 1960-1965, 1970-1975, 1980-1985, 1990-1995, 2000-2005, 2010-2015, 2020-2025, 2030-2035, 2040-2045, 2050-2055, 2060-2065, 2070-2075, 2080-2085, 2090-2095, 2100-2105, 2110-2115, 2120-2125, 2130-2135, 2140-2145, 2150-2155, 2160-2165, 2170-2175, 2180-2185, 2190-2195, 2200-2205, 2210-2215, 2220-2225, 2230-2235, 2240-2245, 2250-2255, 2260-2265, 2270-2275, 2280-2285, 2290-2295, 2300-2305, 2310-2315, 2320-2325, 2330-2335, 2340-2345, 2350-2355, 2360-2365, 2370-2375, 2380-2385, 2390-2395, 2400-2405, 2410-2415, 2420-2425, 2430-2435, 2440-2445, 2450-2455, 2460-2465, 2470-2475, 2480-2485, 2490-2495, 2500-2505, 2510-2515, 2520-2525, 2530-2535, 2540-2545, 2550-2555, 2560-2565, 2570-2575, 2580-2585, 2590-2595, 2600-2605, 2610-2615, 2620-2625, 2630-2635, 2640-2645, 2650-2655, 2660-2665, 2670-2675, 2680-2685, 2690-2695, 2700-2705, 2710-2715, 2720-2725, 2730-2735, 2740-2745, 2750-2755, 2760-2765, 2770-2775, 2780-2785, 2790-2795, 2800-2805, 2810-2815, 2820-2825, 2830-2835, 2840-2845, 2850-2855, 2860-2865, 2870-2875, 2880-2885, 2890-2895, 2900-2905, 2910-2915, 2920-2925, 2930-2935, 2940-2945, 2950-2955, 2960-2965, 2970-2975, 2980-2985, 2990-2995, 3000-3005, 3010-3015, 3020-3025, 3030-3035, 3040-3045, 3050-3055, 3060-3065, 3070-3075, 3080-3085, 3090-3095, 3100-3105, 3110-3115, 3120-3125, 3130-3135, 3140-3145, 3150-3155, 3160-3165, 3170-3175, 3180-3185, 3190-3195, 3200-3205, 3210-3215, 3220-3225, 3230-3235, 3240-3245, 3250-3255, 3260-3265, 3270-3275, 3280-3285, 3290-3295, 3300-3305, 3310-3315, 3320-3325, 3330-3335, 3340-3345, 3350-3355, 3360-3365, 3370-3375, 3380-3385, 3390-3395, 3400-3405, 3410-3415, 3420-3425, 3430-3435, 3440-3445, 3450-3455, 3460-3465, 3470-3475, 3480-3485, 3490-3495, 3500-3505, 3510-3515, 3520-3525, 3530-3535, 3540-3545, 3550-3555, 3560-3565, 3570-3575, 3580-3585, 3590-3595, 3600-3605, 3610-3615, 3620-3625, 3630-3635, 3640-3645, 3650-3655, 3660-3665, 3670-3675, 3680-3685, 3690-3695, 3700-3705, 3710-3715, 3720-3725, 3730-3735, 3740-3745, 3750-3755, 3760-3765, 3770-3775, 3780-3785, 3790-3795, 3800-3805, 3810-3815, 3820-3825, 3830-3835, 3840-3845, 3850-3855, 3860-3865, 3870-3875, 3880-3885, 3890-3895, 3900-3905, 3910-3915, 3920-3925, 3930-3935, 3940-3945, 3950-3955, 3960-3965, 3970-3975, 3980-3985, 3990-3995, 4000-4005, 4010-4015, 4020-4025, 4030-4035, 4040-4045, 4050-4055, 4060-4065, 4070-4075, 4080-4085, 4090-4095, 4100-4105, 4110-4115, 4120-4125, 4130-4135, 4140-4145, 4150-4155, 4160-4165, 4170-4175, 4180-4185, 4190-4195, 4200-4205, 4210-4215, 4220-4225, 4230-4235, 4240-4245, 4250-4255, 4260-4265, 4270-4275, 4280-4285, 4290-4295, 4300-4305, 4310-4315, 4320-4325, 4330-4335, 4340-4345, 4350-4355, 4360-4365, 4370-4375, 4380-4385, 4390-4395, 4400-4405, 4410-4415, 4420-4425, 4430-4435, 4440-4445, 4450-4455, 4460-4465, 4470-4475, 4480-4485, 4490-4495, 4500-4505, 4510-4515, 4520-4525, 4530-4535, 4540-4545, 4550-4555, 4560-4565, 4570-4575, 4580-4585, 4590-4595, 4600-4605, 4610-4615, 4620-4625, 4630-4635, 4640-4645, 4650-4655, 4660-4665, 4670-4675, 4680-4685, 4690-4695, 4700-4705, 4710-4715, 4720-4725, 4730-4735, 4740-4745, 4750-4755, 4760-4765, 4770-4775, 4780-4785, 4790-4795, 4800-4805, 4810-4815, 4820-4825, 4830-4835, 4840-4845, 4850-4855, 4860-4865, 4870-4875, 4880-4885, 4890-4895, 4900-4905, 4910-4915, 4920-4925, 4930-4935, 4940-4945, 4950-4955, 4960-4965, 4970-4975, 4980-4985, 4990-4995, 5000-5005, 5010-5015, 5020-5025, 5030-5035, 5040-5045, 5050-5055, 5060-5065, 5070-5075, 5080-5085, 5090-5095, 5100-5105, 5110-5115, 5120-5125, 5130-5135, 5140-5145, 5150-5155, 5160-5165, 5170-5175, 5180-5185, 5190-5195, 5200-5205, 5210-5215, 5220-5225, 5230-5235, 5240-5245, 5250-5255, 5260-5265, 5270-5275, 5280-5285, 5290-5295, 5300-5305, 5310-5315, 5320-5325, 5330-5335, 5340-5345, 5350-5355, 5360-5365, 5370-5375, 5380-5385, 5390-5395, 5400-5405, 5410-5415, 5420-5425, 5430-5435, 5440-5445, 5450-5455, 5460-5465, 5470-5475, 5480-5485, 5490-5495, 5500-5505, 5510-5515, 5520-5525, 5530-5535, 5540-5545, 5550-5555, 5560-5565, 5570-5575, 5580-5585, 5590-5595, 5600-5605, 5610-5615, 5620-5625, 5630-5635, 5640-5645, 5650-5655, 5660-5665, 5670-5675, 5680-5685, 5690-5695, 5700-5705, 5710-5715, 5720-5725, 5730-5735, 5740-5745, 5750-5755, 5760-5765, 5770-5775, 5780-5785, 5790-5795, 5800-5805, 5810-5815, 5820-5825, 5830-5835, 5840-5845, 5850-5855, 5860-5865, 5870-5875, 5880-5885, 5890-5895, 5900-5905, 5910-5915, 5920-5925, 5930-5935, 5940-5945, 5950-5955, 5960-5965, 5970-5975, 5980-5985, 5990-5995, 6000-6005, 6010-6015, 6020-6025, 6030-6035, 6040-6045, 6050-6055, 6060-6065, 6070-6075, 6080-6085, 6090-6095, 6100-6105, 6110-6115, 6120-6125, 6130-6135, 6140-6145, 6150-6155, 6160-6165, 6170-6175, 6180-6185, 6190-6195, 6200-6205, 6210-6215, 6220-6225, 6230-6235, 6240-6245, 6250-6255, 6260-6265, 6270-6275, 6280-6285, 6290-6295, 6300-6305, 6310-6315, 6320-6325, 6330-6335, 6340-6345, 6350-6355, 6360-6365, 6370-6375, 6380-6385, 6390-6395, 6400-6405, 6410-6415, 6420-6425, 6430-6435, 6440-6445, 6450-6455, 6460-6465, 6470-6475, 6480-6485, 6490-6495, 6500-6505, 6510-6515, 6520-6525, 6530-6535, 6540-6545, 6550-6555, 6560-6565, 6570-6575, 6580-6585, 6590-6595, 6600-6605, 6610-6615, 6620-6625, 6630-6635, 6640-6645, 6650-6655, 6660-6665, 6670-6675, 6680-6685, 6690-6695, 6700-6705, 6710-6715, 6720-6725, 6730-6735, 6740-6745, 6750-6755, 6760-6765, 6770-6775, 6780-6785, 6790-6795, 6800-6805, 6810-6815, 6820-6825, 6830-6835, 6840-6845, 6850-6855, 6860-6865, 6870-6875, 6880-6885, 6890-6895, 6900-6905, 6910-6915, 6920-6925, 6930-6935, 6940-6945, 6950-6955, 6960-6965, 6970-6975, 6980-6985, 6990-6995, 7000-7005, 7010-7015, 7020-7025, 7030-7035, 7040-7045, 7050-7055, 7060-7065, 7070-7075, 7080-7085, 7090-7095, 7100-7105, 7110-7115, 7120-7125, 7130-7135, 7140-7145, 7150-7155, 7160-7165, 7170-7175, 7180-7185, 7190-7195, 7200-7205, 7210-7215, 7220-7225, 7230-7235, 7240-7245, 7250-7255, 7260-7265, 7270-7275, 7280-7285, 7290-7295, 7300-7305, 7310-7315, 7320-7325, 7330-7335, 7340-7345, 7350-7355, 7360-7365, 7370-7375, 7380-7385, 7390-7395, 7400-7405, 7410-7415, 7420-7425, 7430-7435, 7440-7445, 7450-7455, 7460-7465, 7470-7475, 7480-7485, 7490-7495, 7500-7505, 7510-7515, 7520-7525, 7530-7535, 7540-7545, 7550-7555, 7560-7565, 7570-7575, 7580-7585, 7590-7595, 7600-7605, 7610-7615, 7620-7625, 7630-7635, 7640-7645, 7650-7655, 7660-7665, 7670-7675, 7680-7685, 7690-7695, 7700-7705, 7710-7715, 7720-7725, 7730-7735, 7740-7745, 7750-7755, 7760-7765, 7770-7775, 7780-7785, 7790-7795, 7800-7805, 7810-7815, 7820-7825, 7830-7835, 7840-7845, 7850-7855, 7860-7865, 7870-7875, 7880-7885, 7890-7895, 7900-7905, 7910-7915, 7920-7925, 7930-7935, 7940-7945, 7950-7955, 7960-7965, 7970-7975, 7980-7985, 7990-7995, 8000-8005, 8010-8015, 8020-8025, 8030-8035, 8040-8045, 8050-8055, 8060-8065, 8070-8075, 8080-8085, 8090-8095, 8100-8105, 8110-8115, 8120-8125, 8130-8135, 8140-8145, 8150-8155, 8160-8165, 8170-8175, 8180-8185, 8190-8195, 8200-8205, 8210-8215, 8220-8225, 8230-8235, 8240-8245, 8250-8255, 8260-8265, 8270-8275, 8280-8285, 8290-8295, 8300-8305, 8310-8315, 8320-8325, 8330-8335, 8340-8345, 8350-8355, 8360-8365, 8370-8375, 8380-8385, 8390-8395, 8400-8405, 8410-8415, 8420-8425, 8430-8435, 8440-8445, 8450-8455, 8460-8465, 8470-8475, 8480-8485, 8490-8495, 8500-8505, 8510-8515, 8520-8525, 8530-8535, 8540-8545, 8550-8555, 8560-8565, 8570-8575, 8580-8585, 8590-8595, 8600-8605, 8610-8615, 8620-8625, 8630-8635, 8640-8645, 8650-8655, 8660-8665, 8670-8675, 8680-8685, 8690-8695, 8700-8705, 8710-8715, 8720-8725, 8730-8735, 8740-8745, 8750-8755, 8760-8765, 8770-8775, 8780-8785, 8790-8795, 8800-8805, 8810-8815, 8820-8825, 8830-8835, 8840-8845, 8850-8855, 8860-8865, 8870-8875, 8880-8885, 8890-8895, 8900-8905, 8910-8915, 8920-8925, 8930-8935, 8940-8945, 8950-8955, 8960-8965, 8970-8975, 8980-8985, 8990-8995, 9000-9005, 9010-9015, 9020-9025, 9030-9035, 9040-9045, 9050-9055, 9060-9065, 9070-9075, 9080-9085, 9090-9095, 9100-9105, 9110-9115, 9120-9125, 9130-9135, 9140-9145, 9150-9155, 9160-9165, 9170-9175, 9180-9185, 9190-9195, 9200-9205, 9210-9215, 9220-9225, 9230-9235, 9240-9245, 9250-9255, 9260-9265, 9270-9275, 9280-9285, 9290-9295, 9300-9305, 9310-9315, 9320-9325, 9330-9335, 9340-9345, 9350-9355, 9360-9365, 9370-9375, 9380-9385, 9390-9395, 9400-9405, 9410-9415, 9420-9425, 9430-9435, 9440-9445, 9450-9455, 9460-9465, 9470-9475, 9480-9485, 9490-9495, 9500-9505, 9510-9515, 9520-9525, 9530-9535, 9540-9545, 9550-9555, 9560-9565, 9570-9575, 9580-9585, 9590-9595, 9600-9605, 9610-9615, 9620-9625, 9630-9635, 9640-9645, 9650-9655, 9660-9665, 9670-9675, 9680-9685, 9690-9695, 9700-9705, 9710-9715, 9720-9725, 9730-9735, 9740-9745, 9750-9755, 9760-9765, 9770-9775, 9780-9785, 9790-9795, 9800-9805, 9810-9815, 9820-9825, 9830-9835, 9840-9845, 9850-9855, 9860-9865, 9870-9875, 9880-9885, 9890-9895, 9900-9905, 9910-9915, 9920-9925, 9930-9935, 9940-9945, 9950-9955, 9960-9965, 9970-9975, 9980-9985, 9990-9995, 10000-10005, 10010-10015, 10020-10025, 10030-10035, 10040-10045, 10050-10055, 10060-10065, 10070-10075, 10080-10085, 10090-10095, 10100-10105, 10110-10115, 10120-10125, 10130-10135, 10140-10145, 10150-10155, 10160-10165, 10170-10175, 10180-10185, 10190-10195, 10200-10205, 10210-10215, 10220-10225, 10230-10235, 10240-10245, 10250-10255, 10260-10265, 10270-10275, 10280-10285, 10290-10295, 10300-10305, 10310-10315, 10320-10325, 10330-10335, 10340-10345, 10350-10355, 10360-10365, 10370-10375, 10380-10385, 10390-10395, 10400-10405, 10410-10415, 10420-10425, 10430-10435, 10440-10445, 10450-10455, 10460-10465, 10470-10475, 10480-10485, 10490-10495, 10500-10505, 10510-10515, 10520-10525, 10530-10535, 10540-10545, 10550-10555, 10560-10565, 10570-10575, 10580-10585, 10590-10595, 10600-10605, 10610-10615, 10620-10625, 10630-10635, 10640-10645, 10650-10655, 10660-10665, 10670-10675, 10680-10685, 10690-10695, 10700-10705, 10710-10715, 107

Erhebung	1970/71	1971/72
Erhebung I	1000	1000
Erhebung II	1000	1000
Erhebung III	1000	1000
Erhebung IV	1000	1000
Erhebung V	1000	1000
Erhebung VI	1000	1000
Erhebung VII	1000	1000
Erhebung VIII	1000	1000
Erhebung IX	1000	1000
Erhebung X	1000	1000
Erhebung XI	1000	1000
Erhebung XII	1000	1000
Erhebung XIII	1000	1000
Erhebung XIV	1000	1000
Erhebung XV	1000	1000
Erhebung XVI	1000	1000
Erhebung XVII	1000	1000
Erhebung XVIII	1000	1000
Erhebung XIX	1000	1000
Erhebung XX	1000	1000
Erhebung XXI	1000	1000
Erhebung XXII	1000	1000
Erhebung XXIII	1000	1000
Erhebung XXIV	1000	1000
Erhebung XXV	1000	1000
Erhebung XXVI	1000	1000
Erhebung XXVII	1000	1000
Erhebung XXVIII	1000	1000
Erhebung XXIX	1000	1000
Erhebung XXX	1000	1000

In der Analyse der 30.000 Befragten haben wir die folgenden Ergebnisse erzielt: ...

Die Rolle der Erhebung bei ...

Erhebung, insbesondere bei ...

Erhebung, insbesondere bei ...

Erhebung, insbesondere bei ...

Erhebung, insbesondere bei ...

sollen aber bis 30 Centimeter lange wundervolle flächenreiche skalenoëdrische Krystalle vorgekommen sein.

An meinen Stücken habe ich folgende Flächen ermittelt und sicher durch Messungen bestimmt.

Stets vorhanden sind die Flächen:

$$t = \frac{1}{4} R 3 (21\bar{3}4)$$

$$v = R 3 (21\bar{3}1),$$

in positiver und negativer Stellung, welche zugleich die einfachsten selbständig, wiewohl ausserordentlich selten vorkommenden Gestalten vorstellen. In der Regel sind diese Formen combinirt mit:

$$y = R 5 (32\bar{5}1)$$

$$r = R (10\bar{1}1)$$

$$M = 4 R (40\bar{4}1)$$

$$e = -\frac{1}{2} R (01\bar{1}2)$$

$$f = -2 R (02\bar{2}1).$$

Dazu kommen nicht gerade selten:

$$w = \frac{2}{5} R 2 (31\bar{4}5)$$

$$x = -2 R 2 (13\bar{4}1)$$

$$m = \infty R (10\bar{1}0)$$

$$\Omega = R 11 (6.5.\bar{1}\bar{1}.1)$$

$$\mathcal{P} = 6 P 2 (33\bar{6}1).$$

Ausserst selten ist:

$$a = \infty P 2 (11\bar{2}0) \text{ und}$$

$$q = 16 R (16.0.1\bar{6}.1).$$

Ausser diesen tritt in schmalen Facetten noch eine ganze Anzahl von Skalenoëdern in der Zone y , v , r auf, die nicht näher bestimmt wurden.

Beachtenswert scheint nur die Angabe des Herrn Vokáč, dass die skalenoëdrischen Drusen 2 und 3 stets in Hohlräumen vorgekommen sind, die Wasser enthielten.

Es hätte, berücksichtigt man die gegentheilige Angabe bei der rhomboëdrischen Ausbildungsform, unter Voraussetzung der richtigen Beobachtung, den Anschein, dass beim rascheren Verdunsten des Lösungsmittels: Rhomboëder, bei sehr allmäliger Auskrystallisierung aber skalenoëdrische Krystallformen entstanden sind.

Derselbe bildet Ueberzüge und Krusten auf Klüften und Ausfüllungen von Lassen und Hohlräumen im Pegmatit, in welchem grüngrauer Mikroklin vorherrscht und der stellenweise auch reich an Muscovit und Quarz ist. Der Glimmer ist oft krystallisirt in schönen grossen hexagonalen Tafeln; accessorisch tritt namentlich Turmalin in Säulen bis zu 5 Centimeter Länge und Andalusit auf. Durch Umwandlung des Muscovits ist an einer Stelle ein eigenthümlicher, grasgrüner, grossblättriger Chlorit entstanden. Der Quarz des Pegmatites ist von zweierlei Alter: primärer, als ein Hauptbestandtheil des Gesteines, und secundärer, welcher Trümmer des Pegmatites verkittet, so dass dieser an Reibungsflächen ein fast klastisches Aussehen erlangt. Das Verhältnis des Pegmatites zum Nebengestein (Gneis) vermochte ich wegen grosser Verschüttungen nicht zu bestimmen, es scheint aber, dass der Pegmatit einen stark gepressten, von zahllosen Klüften durchsetzten Stock bildet.

Der Vivianit kommt am häufigsten in Form von erdigen Rinden und Krusten von prachtvoll himmelblauer Farbe vor, die über die Unterlage unregelmässig vertheilt sind, indem sie vorwaltend am Feldspath haften. Unebenheiten der Unterlage werden von ihm vollkommen ausgefüllt, so dass er dort zuweilen in beträchtlicher Menge angehäuft ist. An frisch geöffneten Klüften ist er fast weiss, wird aber an der Luft bald grünlich und schliesslich blau. Nicht selten sind radial stängelige Aggregate.

In grösseren Hohlräumen kommt der Vivianit krystallisirt vor, und zwar zum Theil in kleinen langprismatischen Krystallen von höchstens $\frac{1}{2}$ Centimeter Länge, zum Theil aber auch in prachtvollen grossen Krystallen, wie solche von dieser Grösse und Schönheit überhaupt nur sehr selten zu finden sind und für Böhmen sicherlich ein Unicum bedeuten.

Es sind Tafeln von hexagonalem Umriss und bis 2 Centimeter Durchmesser, die dadurch entstanden sind, dass die Flächen

$$b = \infty P \infty (010) \text{ und} \\ r = 2 P \infty (012)$$

schwach entwickelt sind, während das Pinakoid

$$a = \infty P \infty (100)$$

ganz bedeutend vorherrscht und die Gestalt des Krystalles tafelförmig macht.

... ..

... ..
... ..
... ..
... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

...

... ..

...

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..
... ..
... ..
... ..
... ..

... ..

... ..

... ..

Eine Zunahme des Wassergehaltes mit der blauen Färbung ist selbst aus der angeführten kleinen Reihe unverkennbar, wenn auch eine Ausnahme vorliegt. Es scheint demnach, dass wesentlich die Wasseraufnahme an der Luft bei beginnender Verwitterung die Blaufärbung des Vivianites bewirkt.

Bei den Krystallen wurde folgender Wassergehalt gefunden:

H_2O	—	27·08%
		26·68 „
		26·99 „

im Mittel daher

26·92% Wasser,

d. h. recht bedeutend weniger als bei den erdigen Abarten.

Die specifisch leichteren Vivianitkrystalle enthalten demnach weniger Wasser als die specifisch schwereren erdigen Abarten.

Das Gesamtmittel der Wasserbestimmung bei den erdigen Abarten sowohl, wie bei den Krystallen, ergibt:

27·34% H_2O .

Der grösste Wassergehalt betrug: 28·66, der geringste 26·68%, die Schwankungen sind daher beträchtlich.

Der Eisengehalt wurde nur in einer Krystallprobe bestimmt und gefunden:

Fe_2O_3	3·08%
FeO	41·12 „

Der theoretischen Zusammensetzung des Vivianites $Fe_3P_2O_8 + 8 H_2O$ entspricht ein Gehalt:

H_2O	—	28·7%
FeO	—	43·0 „

Die oben gefundenen Werte weichen von diesen insofern ab, als der Wassergehalt unter dem theoretischen Werth bleibt, der Eisengehalt aber denselben übersteigt und ausserdem die Analyse nebst Eisenoxydul auch einen ansehnlichen Gehalt an Eisenoxyd ausweist.

Ueber die Entstehung des Vivianites im Pegmatite von Kloub kann man zweierlei Meinung sein. Entweder leitet man den Phosphorsäuregehalt vom ursprünglich im Pegmatit enthaltenen Apatit ab, oder man nimmt eine Infiltration organischer

lich, dass eine Infiltration von Bitumen erfolgt ist, welches sich in den Rissen und Klüften des Gesteines unter entsprechender Volumverringernng bis in Anthracit umwandelte, worauf die leeren Hohlräume mit Kalkspathmasse ausgefüllt wurden.

Ganz analog scheint auch beim Porphyry des Wydruduberges eine Infiltration von Bitumen erfolgt zu sein und die durch die Volumverringernng bei der Umwandlung in Anthracit entstandenen Hohlräume wurden allmählich durch dem Nebengestein entstammende Quarzmassen ausgefüllt.

26. Erdöl von Čikwaska.

Zwischen Semil und Liebstadt im südlichen Permvorlande des Riesengebirges erstreckt sich von Hořensko bis Koschtialow-Oels ein Steinkohlen führender Zug, welcher gegenwärtig hauptsächlich zwischen Čikwaska und Koschtialow auf der Nordflanke des Voleschkabaches in der Nähe der Einschiebt „Bosna“ im Abbau steht.

Hier sind in der Lehne drei Stollen über einander in den Berg getrieben, von welchen die beiden oberen gegenwärtig nicht mehr zur Förderung dienen. Alle drei durchörterten zunächst rothen Sandstein bis zu einer mit Letten ausgefüllten Verwerfungskluft, worauf grauer Sandstein und sandiger Schieferthon folgte, welcher, wie nach anderen Aufschlüssen, wo keine Störung vorliegt, ausser Zweifel steht, das Liegende jenes an Fisch- und Saurierresten so überaus reichen Brandschieferlagers bildet, welches oberhalb der Kirche von Koschtialow zu Tage kommt und noch vor nicht langer Zeit an mehreren Punkten in der Lehne aufgeschlossen war, gegenwärtig aber nur in den Gärten einzelner Gehöfte schwierig zugänglich ist.

Der besagte graue Sandstein erwies sich als erdölführend. Nach Angabe des Bergbauverwalters Herrn Ignaz Rzehak in Koschtialow kam in der ganzen, mehr als 300 Meter langen Strecke, auf welcher sich die Ausrichtungsarbeiten im Sandstein bewegten, immer wieder an Klüften Oel zu Tage. Stellenweise drang es in einzelnen zähflüssigen Tropfen hervor, hie und da jedoch auch sehr reichlich, wie namentlich in der hangendsten Partie, etwa 15 Meter vom Stollenmundloch, wo es aus einer offengelegten Kluft mit starkem Strom hervorrieselte. Es sammelte sich auf der Sohle des

Wolfe in his *Thoughts on the 'Apostrophe'* have probably never been made the subject of a critical note, nor have they ever been subjected to a critical study. And yet it is surprising that the *Quarterly Review* (October 1850), which was the first to notice them, should have done so. The *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them, and the *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them. The *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them, and the *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them.

The *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them, and the *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them. The *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them, and the *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them.

The *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them, and the *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them. The *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them, and the *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them.

The *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them, and the *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them. The *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them, and the *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them.

The *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them, and the *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them. The *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them, and the *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them.

The *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them, and the *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them. The *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them, and the *Quarterly* (October 1850) was the first to notice them.

Nach alledem glaube ich, dass das Erdöl von Čikwaska ein paraffinreiches Steinöl war, welches nur durch eine Art Destillation aus den bitumenreichen Brandschiefern im Hangenden des grauen Sandsteines entstanden sein kann, worauf es in den Sandstein einsickerte und sich auf Sprüngen und Klüften gegen die Tiefe zu fortbewegte, wobei es mehr minder oxydirt wurde.

Die zur Destillation erforderlichen Wärmegrade können vielleicht durch zweierlei Vorgänge erzeugt worden sein: einmal durch die mehrfach wiederholten Melaphyrdurchbrüche, in welchem Falle die Entstehung des Erdöls allerdings bis in die Permzeit zurückreichen würde; oder zweitens durch die Gleitungen und sonstigen mechanischen Vorgänge, welche in dem sehr gestörten Gebiete oftmals stattgefunden haben müssen und sicherlich mit Wärmeentwicklung verbunden gewesen sind.

In der ganzen Koschtialower Gegend ist keine Spur eines Anzeichens vorhanden, dass hier je eine Ansammlung von Mutterlaugen stattgefunden hätte, deren Anwesenheit als unerlässliche Vorbedingung der Entstehung von Erdöl K. v. Ochsenius so hartnäckig verfiicht.

Es scheint demnach, dass Erdöl auch ohne gleichzeitige Einwirkung von Mutterlaugen, nur durch einfache, durch gewisse Voraussetzungen geregelte Destillation thierischer Reste entstehen kann, welche Ansicht namentlich H. Hoefler seit jeher vertreten hat.

XXII. Der Eisenglanz von Dognacska im Banat.

Von A. Pelikan.

(Mit Taf. VII.)

In letzter Zeit sind wieder schöne Eisenglanzkrystalle mit der Fundortsbezeichnung „Dognacska“ in den Handel gekommen. Die für das mineralogisch-petrographische Institut der Wiener Universität durch Herrn Hofrath Tschermak erworbenen Stufen zeigen mancherlei Besonderheiten in der Ausbildung der Krystalle. Es liegt hier ein ganz neuer Typus der Eisenglanzkrystalle vor und es ist daher eine kurze Mittheilung hierüber wohl gerechtfertigt.

Auf der beigegebenen Tafel erscheinen die Hauptformen abgebildet und es kann daher die Beschreibung an die Figuren angeknüpft werden.

Fig. 1 stellt einen einfachen Krystall dar, welcher sich zusammen mit dem Zwillinge, Fig. 2, auf einer Stufe findet. Die Krystalle sitzen auf einer Unterlage von Pyrit. Die Combination besteht aus dem Grundrhomboëder $R = (10\bar{1}1)$, dessen Kanten abgestumpft werden durch $t = -\frac{1}{2}R(\bar{1}012)$ und das seinerseits wieder die Kanten von $n = \frac{1}{3}P2 = (22\bar{4}3)$ abstumpft. Da die Flächen der letzteren Form an dem Krystalle nur ganz klein ausgebildet sind, wurden sie in der Zeichnung weggelassen. Das basische Pinakoid $c = (0001) = 0P$ ist parallel den Dreieckseiten fein gestreift; dasselbe ist der Fall mit den Flächen von t , wie aus der Figur ersichtlich ist.

Die Fig. 2 stellt, wie schon erwähnt wurde, einen Zwilling dar. Zwei Individuen von dem soeben beschriebenen Typus sind nach der Ebene $10\bar{1}0$, welche ja bei rhomboëdrischen Krystallen keine Symmetrieebene ist, verbunden. Die Figur ist so gezeichnet, dass das vordere Individuum, das sich in derselben Stellung wie in Fig. 1 befinden sollte, um die c -Axe im Sinne des Uhrzeigers um 60° gedreht erscheint, damit der an der Unterseite befindliche einspringende Winkel zur Anschauung gebracht werden kann. Die Horizontalprojection in Fig. 3 stellt die Oberseite, jene in Fig. 4 die Unter-

The following simple example is chosen to illustrate the above methodology for the case of a single input. Let $f(x) = x^2 + 1$ and $g(x) = x^2 + 2x + 1$. The function $f(x)$ is chosen to be the first component and $g(x)$ is chosen to be the second component. The function $f(x)$ is chosen to be the first component and $g(x)$ is chosen to be the second component. The function $f(x)$ is chosen to be the first component and $g(x)$ is chosen to be the second component.

Let us now consider the function $f(x) = x^2 + 1$ and $g(x) = x^2 + 2x + 1$. The function $f(x)$ is chosen to be the first component and $g(x)$ is chosen to be the second component. The function $f(x)$ is chosen to be the first component and $g(x)$ is chosen to be the second component. The function $f(x)$ is chosen to be the first component and $g(x)$ is chosen to be the second component.

The first order derivative of the function $f(x)$ is $f'(x) = 2x$ and the first order derivative of the function $g(x)$ is $g'(x) = 2x + 2$. The function $f(x)$ is chosen to be the first component and $g(x)$ is chosen to be the second component.

Received 1999, revised 2000, accepted 2000.

Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4



Fig. 5



Fig. 6



Fig. 7



Fig. 8



Fig. 1-8. Diagrams illustrating the cleavage of various crystals. Fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8. Diagrams illustrating the cleavage of various crystals.

XXIII. Mineralogisches.

Von A. Frenzel.

22. Vorkommnisse von Zschorlau.

Das kleine Magneteisensteinlager zu Zschorlau bei Schneeberg i. S. ist schon seit langer Zeit in Betrieb gestanden und Freiesleben berichtet über Vorkommnisse von Granat, Liëvrit und Egeran dieses Lagers an drei Stellen in seinem Magazin für die Orykto-graphie von Sachsen, erstes Heft 1828, pag. 37, 119, 128. Der „Magnetstollen“ bei Zschorlau kam 1780 zum Erliegen und wurde 1884 durch den Fabrikanten Friedrich in Neustädtel-Schneeberg wieder aufgewältigt. Friedrich fand Magneteisen nur an der Oberfläche im aufgerollten Land, überfuhr aber verschiedene erzführende Trümmer und einen ausgeprägten Spathgang. Dieser Gang führte Wismutocker und gediegen Wismut und enthielt an einem Kreuz mit einem stehenden Gang Erze mit 28 Procent Wismut, 12 Procent Blei und 2 Procent Silber. Am 18. September 1886 begann Friedrich mit der Anlage des neuen Magnetstollen am Filzbache, welcher circa 500 Meter nördlicher und 30 Meter tiefer als der alte angelegt war. Nach vieler mühevoller Arbeit — es mussten circa 100 Meter schwimmendes Gebirge aufgewältigt werden — wurde festes Gestein und ein Gang erreicht, auf welchem grössere Anbrüche von Wismutocker stattfanden. Am 21. Juli 1890 wurde die Grube „Magnetstolln Vereinigt Feld“ von Ludwig Ronthaler übernommen, kam jedoch bereits Ende März 1895 wieder zum Erliegen infolge der niedrigen Wismutpreise.

Der auf circa 200 Meter erlangte, hora 2 streichende Hauptgang steht wahrscheinlich mit den wismutführenden Hauptgängen von „Spitzleite“ und „Sosaer Glück“ in Zusammenhang. Neben dem Gange, auf welchem schöner Wismutocker und gediegen Wismut einbrach, wurde im Februar 1888 eine circa 28 Centimeter starke

Kluft angefahren, welche Uranerze führte. Das Gestein zeigte sich quarzig-späthig, eisen- und manganhaltig. Vorherrschend brachen Uranite ein, gewöhnlich als Anflug, doch auch in gut ausgebildeten Krystallen, die bekannten Formen zeigend. Und zwar sowohl der Kalkuranit, als auch der Kupferuranit, ersterer vorwiegend. Hierbei fand ich einmal eine Stufe, welche Stilpnosiderit führte, der in Pseudomorphosen nach Uranit auftrat. Als Seltenheiten zeigten sich ferner Zennerit und Walpurgin, krystallisirt, letzterer in Begleitung von Uranit auf Uranpecherz aufsitzend.

Im März 1888 zeigte sich auf dem Wismutgang eine grössere Niere, welche dunkelblaugraues Erz führte, das nach der docimastischen Probe 40·5 Procent Wismut und 6·6 Procent Kobalt enthielt. Dieses Erz setzte nester- und lagenweise im Gange fort und wurde von Wismutocker und gediegenem Wismut begleitet.

Von diesem Erz erhielt ich reine Partien und diese ergaben sich als ein recht interessantes Mineral. Es ist ein tesseraler Kies, anscheinend holoëdrisch, in kleinen Krystallen auftretend, welche von den Combinationen $\infty O \infty . O$ und $\infty O \infty . \infty O$ gebildet werden. Die Oktaëderflächen sind meist glatt, die Hexaëderflächen sehr uneben, durch kleine Aufbauungsflächen. Neigung zum Gestrickten, ähnlich wie bei Stängelkobalt und Cheleutit, ist vorhanden.

Starker Metallglanz, Farbe zinnweiss, Strich schwarz, spröde, Härte 6, spezifisches Gewicht 6·92. Chemische Zusammensetzung:

Wismut	20·17
Kupfer	0·69
Arsen	61·59
Antimon	0·16
Kobalt	13·70
Eisen	3·71
Schwefel	0·05

100·07

Die geringen Gehalte an Kupfer und Schwefel sind als Verunreinigung durch Kupferkies aufzufassen, ein Kupferkiespünktchen wurde auch unter der Lupe wahrgenommen. Bei Vernachlässigung dieser Zahlen berechnen sich die folgenden Verhältnisse:

18	1875	1875	1875 - 1875
19	1875	1875	
20	1875	1875	1875 - 1875
21	1875	1875	
22	1875	1875	1875 - 1875
23	1875	1875	

Die

Die

Die

Die

in derben ausgezeichneten Massen, zum Theil stängelig abgesondert, begleitet von Pistazit, Salit und eisenschüssigem Grünstein. Merkwürdigerweise hat diesen Fundort Breithaupt in seinem Handbuch (1847) nicht aufgenommen und noch merkwürdiger Weise hatte weder die Freiburger, Dresdener, noch sonst eine grössere Sammlung diesen Fundort vertreten. In dieser verneinenden Weise berichtete ich auch Prof. Hintze (Handbuch, Bd. II, 406). Trotzdem hatte sich ein grösserer Theil des Vorkommens, erhalten und zwar unter den Vorräthen der Freiburger bergakademischen Mineralien-Niederlage. Als ich bezüglich dieses Liëvrits mit Herrn Faktor Zinkeisen Rücksprache nahm, wusste derselbe sofort Bescheid und brachte noch eine Anzahl Stufen herzu. Dieselben sind nahe der Tagesoberfläche gefunden worden, denn einige Stufen trugen Anflüge eines Moores. Die Liëvrite von Zschorlau zeigen zum Theil gute Krystalle, sind klein, doch schön ausgebildet in der gewöhnlichen Combination: $\infty P. \infty \bar{P}2. \bar{P}\infty. P$. Die Krystalle, welche halbmattischen Glanz zeigen, sitzen auf derbem Liëvrit oder auf einem rothen Jaspis auf.

23. Kupferglanz.

Auf der im Freiburger Revier gelegenen, jetzt auflässigen Grube „Vereinigtes Feld“ bei Brand (Mordgrube) kam vor einigen Jahren ein schöner, reiner, derber Kupferglanz vor, welcher 2 Procent Silber enthielt.

In einer solchen Kupferglanzstufe fand ich unlängst eingewachsene Arsenkieskrystalle, die vollständig in Kupferglanz umgewandelt sind. Diese Pseudomorphose Kupferglanz nach Arsenkies findet man nicht in den Verzeichnissen von Blum, ebensowenig auch die oben erwähnte Pseudomorphose Stilpnosiderit nach Uranit. Die in dem derben Kupferglanz eingewachsenen pseudomorphen Krystalle zeigen die gewöhnliche Arsenkiesform: $\infty P. \frac{1}{4}\bar{P}\infty$. Arsenkies war auf der Mordgrube ein überaus häufiges Mineral.

24. Wolframit.

Durch Th. Hohmann in Valparaiso erhielt ich merkwürdige Wolframitkrystalle von bolivischen Fundorten. Hätte man solche Krystalle früher gekannt, so wäre man nicht auf die irrthümliche Annahme einer rhombischen Krystallisation gelangt. Die bolivischen

Handwritten text, first paragraph.

Handwritten text, second paragraph.

Handwritten text, third paragraph.

Handwritten text, fourth paragraph.

Handwritten text, fifth paragraph.

Handwritten text, sixth paragraph.

The following table shows the results of the analysis of the data obtained. The results of the analysis are given in the following table. The results of the analysis are given in the following table.

The following table shows the results of the analysis of the data obtained. The results of the analysis are given in the following table. The results of the analysis are given in the following table.

	1970	1971	1972
1970	1000	1000	1000
1971	1000	1000	1000
1972	1000	1000	1000
Total	3000	3000	3000

The following table shows the results of the analysis of the data obtained. The results of the analysis are given in the following table. The results of the analysis are given in the following table.

III. Results

The following table shows the results of the analysis of the data obtained. The results of the analysis are given in the following table. The results of the analysis are given in the following table.

The following table shows the results of the analysis of the data obtained. The results of the analysis are given in the following table. The results of the analysis are given in the following table.

The following table shows the results of the analysis of the data obtained. The results of the analysis are given in the following table. The results of the analysis are given in the following table.

XXIV. Ueber die Geologie der Ponzainsel.

Von V. Sabatini in Rom.

In diesen Mittheilungen ¹⁾ ist eine Arbeit von C. C. Schneider über die Geologie der Ponzainsel erschienen, in welcher der Verfasser fast alle von Prof. Doelter und mir über denselben Gegenstand gefassten Schlüsse zu bekämpfen versucht.

Hiemit möchte ich dasjenige kurz zusammenfassen, was ich meinem verehrten Gegner ausführlich im *Bollettino della Società geologica italiana* antworten werde.

Die Insel Ponza ist hauptsächlich aus einem rhyolithischen, aschgrauen, theilweise gelbgefleckten Tuffe zusammengesetzt, der mit steilen Felswänden in das Meer abfällt. Ueber diesen Wänden sieht man, dass der Tuff von dunkleren Bändern durchzogen ist, die einem rhyolithischen Gesteine angehören.

Sowohl Doelter als ich sahen darin nur Rhyolithgänge, die den Rhyolithtuff durchziehen. Schneider meint dagegen, dass es sich um Stöcke oder Gangstöcke aus Rhyolith ohne sichtbaren Zusammenhang handelt, die in den später abgewitterten Tuff intrusiv hineinragen.

Nur der Zufall also hätte dieser Abwitterung des Tuffes die Bänderform, welche Gängeform nachahmt, gegeben und hätte dadurch Doelter und mich irregeleitet.

1. Ich werde vorerst darauf aufmerksam machen, dass bei manchen unserer Gänge die einzelnen blossgelegten Rhyolithmassen so schön geradlinig durchstreichen, dass es schwer erscheint, sie als nicht zusammenhängende Stöcke aufzufassen.

2. Ferner lehrt die Beobachtung der schönen und zahlreichen, an Meeresklippen vorkommenden Profile sehr oft in den im Tuffe zutage tretenden Rhyolithmassen solche reguläre Formen kennen, dass, obwohl man dem Zufall manche solche Formen einräumen kann, man doch für unwahrscheinlich halten muss, dass sie so oft vorkommen.

¹⁾ Tschermak's *Miner. u. petrog. Mitth.*, Bd. XVI, 65—95.

Solche mit Gängen vereinbarliche Erscheinungen lassen sich schwer mit Stöcken oder Gangstöcken zusammenreimen. — Für den Nachweis solcher Fälle verweise ich vorläufig auf die von *Schneider* angeführten Profile.

3. Auch die Thatsache ist von Belang, dass nämlich die Contactzonen nach denjenigen Richtungen orientirt sind, die die von uns angegebenen Gänge selbst haben.

Wäre der Rhyolith nur stockförmig ausgebrochen, so müssten die Contactzonen an allen Stellen der Stöcke erscheinen, also nach allen Richtungen gelagert sein.

4. Uebrigens ist es ziemlich schwer, ein so loses Material sich vorzustellen, dass es, wie der Rhyolithuff, leicht zu Lavainjectionen geeignet gewesen wäre, und zwar so leicht, dass, wie *Schneider* selbst angibt, es mit Rhyolithstücken erfüllt ist, ohne dass man annimmt, der Tuff selbst sei radial geradlinig gespaltet worden.

Die Beweisführung von *Schneider* stützt sich hauptsächlich darauf, dass die Gänge nicht in den Thälern erscheinen, die knapp an den von uns angegebenen Gängen der Küste gelegen sind. Nun sind diese Thäler sowohl an den Seiten als auch auf dem Grunde von späterem, theilweise aus Schutt bestehendem Material überdeckt. Es ist ein subaërischer, an sehr vielen Stellen dunkelgelb erscheinender Tuff, ferner ein loses Conglomerat und so viel Ackerboden, dass die Insel im Innern meistens mit ergiebigen Weinbergen bepflanzt wird.

Es ist daher begreiflich, dass *Schneider* nicht alle unsere Gänge der ganzen Länge nach verfolgen konnte; das ist aber kein genügender Grund, um die von *Doelter* und mir angegebene Begrenzung der Gänge willkürlich zu nennen.

Abgesehen von den späteren Gebirgsarten, die einen Gang verdecken können, ist doch bekannt, dass eine Gebirgsspalte nicht ganz von Lava ausgefüllt wird. Wie ist es denn daher möglich einen Gang seiner ganzen Länge nach verfolgen zu können? Aber eine gewisse Anzahl von zutage tretenden alliniirten Lavamassen sollte genügen. Wir haben, *Doelter* und ich, so viel davon herausgesucht, als uns für eine erste Skizze genügend erschien. *Schneider* hätte andere suchen können und würde sie auch gefunden haben. Aber was mir in seiner Abhandlung unverständlich erscheint, ist der folgende Passus, pag. 91:

„Gleichfalls durch gar nichts bewiesen ist der Zusammenhang der Rhyolithmassen, welche östlich von Ponza an der Einengung, an der Punta della Madonna und in deren drei vorgelagerten Felsen anstehen — selbst angenommen, dass diese zusammen gehören — mit dem Rhyolith südlich an der Falconewand. Es ist wirklich unbegreiflich, wie Doelter hier einen schnurgeraden Gang (seinen ersten, den zweiten bei Sabatini) einzuzeichnen vermochte, da von Ponza aus bis hinter den Falconerücken auch nicht die Spur von Rhyolith zu finden ist,“

Wer die kleine geologische Karte von Schneider überblickt, wird mit Erstaunen sehen, dass, wo mein II. Gang gezeichnet ist, ein etwa 2 Kilometer langes continuirliches Rhyolithband und andere Rhyolithmassen aufgetragen sind. Wo ist nun Schneider im Recht, als Verfasser des Textes oder als derjenige der Karte?

Mein II. Gang tritt zutage 60 Meter ü. M. am Fusswege, der von St. Antonio nach Semaforo führt. Ferner erscheint der Gang in Ponza selbst (etwa 70 Meter ü. M.) und zweimal an der Küste, nämlich im Westen und im Osten der Insel. Von diesem letzten Punkte aus erscheinen in derselben Linie vier senkrechte wandartige Klippen desselben Rhyolithes, 50 Meter lang, 20 Meter hoch und circa 3—4 Meter dick. Die erste dieser Klippen bildet einen in's Meer steil abfallenden Felsen, anderseits stösst sie an den grauen Tuff eines halbinselartigen Vorsprunges, der südlich den Hafen von Ponza einschliesst. An der Contactstelle der beiden Gesteine nimmt man zwei dünne Bänder wahr, deren eines aus grünem und das andere aus gelbem Retinit mit den gewöhnlichen Uebergängen besteht. Endlich liegen noch andere wandartige Klippen weiter seawärts in derselben Linie (Scogli della Madonna).

Mein II. Gang ist daher durch folgende Elemente bestimmt:

1. Contactmetamorphismus zwischen Rhyolith und Tuff, der hauptsächlich die intrusive Natur des ersten Gesteines in das zweite beweist, was übrigens auch von Schneider zugegeben wird;
2. acht zutage tretende alliniirte Rhyolithpartien auf einer etwa 2 Kilometer langen Strecke;
3. verticale wandartige Bildung, die längs einer Linie von etwa 100 Meter erscheint und östlich beobachtet werden kann.

Ich gebe zu, dass infolge von späteren eingehenden Beobachtungen einige der angeführten Gänge wegfallen oder modificirt

1878. 1879. 1880. 1881. 1882. 1883. 1884. 1885. 1886. 1887. 1888. 1889. 1890. 1891. 1892. 1893. 1894. 1895. 1896. 1897. 1898. 1899. 1900. 1901. 1902. 1903. 1904. 1905. 1906. 1907. 1908. 1909. 1910. 1911. 1912. 1913. 1914. 1915. 1916. 1917. 1918. 1919. 1920. 1921. 1922. 1923. 1924. 1925. 1926. 1927. 1928. 1929. 1930. 1931. 1932. 1933. 1934. 1935. 1936. 1937. 1938. 1939. 1940. 1941. 1942. 1943. 1944. 1945. 1946. 1947. 1948. 1949. 1950. 1951. 1952. 1953. 1954. 1955. 1956. 1957. 1958. 1959. 1960. 1961. 1962. 1963. 1964. 1965. 1966. 1967. 1968. 1969. 1970. 1971. 1972. 1973. 1974. 1975. 1976. 1977. 1978. 1979. 1980. 1981. 1982. 1983. 1984. 1985. 1986. 1987. 1988. 1989. 1990. 1991. 1992. 1993. 1994. 1995. 1996. 1997. 1998. 1999. 2000. 2001. 2002. 2003. 2004. 2005. 2006. 2007. 2008. 2009. 2010. 2011. 2012. 2013. 2014. 2015. 2016. 2017. 2018. 2019. 2020. 2021. 2022. 2023. 2024. 2025. 2026. 2027. 2028. 2029. 2030. 2031. 2032. 2033. 2034. 2035. 2036. 2037. 2038. 2039. 2040. 2041. 2042. 2043. 2044. 2045. 2046. 2047. 2048. 2049. 2050. 2051. 2052. 2053. 2054. 2055. 2056. 2057. 2058. 2059. 2060. 2061. 2062. 2063. 2064. 2065. 2066. 2067. 2068. 2069. 2070. 2071. 2072. 2073. 2074. 2075. 2076. 2077. 2078. 2079. 2080. 2081. 2082. 2083. 2084. 2085. 2086. 2087. 2088. 2089. 2090. 2091. 2092. 2093. 2094. 2095. 2096. 2097. 2098. 2099. 2100.

machen. Ihr Vorhandensein darf nicht in Zweifel gestellt werden, und die Aussage Schneider's, „deren Entstehungsweise festzustellen war mir unmöglich,“ ist mir daher unbegreiflich. Die genannte Ablagerung ist eben unter dem Meere erfolgt.¹⁾

Neulich hatte ich die Gelegenheit, eine viertägige Excursion auf der Ponzainsel zu machen, wobei ich die Ueberzeugung gewonnen habe, dass der gelbliche geschichtete Tuff *ts* meiner Karte aus zwei Theilen besteht. Der eine ist ein Rhyolithtuff, späterer Entstehung als der Rhyolith, fast immer geschichtet und auf durch das Meer gebildeten Terrassen gelagert. Der andere Theil ist der von mir unter dem Mikroskop beiläufig studirte gelbe Tuff, dessen Ursprung wohl terrestrisch sein mag, und der wahrscheinlich andesitisch ist.

Der erste Theil sollte, obwohl jünger, mit den unteren, an vielen Punkten geschichteten Rhyolithtuffen zusammengefasst werden. Der zweite Theil allein hätte ein Glied für sich ausmachen müssen, das ich aber nicht mehr geschichteten Tuff nennen möchte, da gerade dieser Theil meines früheren *ts* nicht geschichtet zu sein scheint; vielmehr möchte ich diesen gelben oder tabakfarbigen subaërisch gebildeten Tuff mit den Andesit-Eruptionen in Zusammenhang bringen und ihn demgemäss Andesittuff nennen.

Indem Schneider meinen früheren *ts* mit den darunterliegenden Rhyolithtuffen zusammenfasst, welche geschichtet erscheinen, nennt er ihn Trachyttuff. Er schliesst darin auch den durch Fumarolen umgewandelten Rhyolithtuff ein, welchen ich auf Incenso angegeben habe. Wenn Schneider bezüglich dieses Tuffes angibt, dass er mit mir übereinstimmt, so ist diese Uebereinstimmung eine Folge von Missverständnis, weil Schneider Trachyttuff nennt, was ich eigentlich Rhyolithtuff genannt habe. Ein Missverständnis ist es auch, wenn er meint, ich habe behauptet, dass mein geschichteter Tuff darum marinen Ursprungs sei, nur weil er geschichtet ist.

Schneider sieht in dem grossen Andesitmassiv von etwa 2.000.000 Cubikmeter, das die Punta della Guardia bildet, einen Theil der Lava des nahe gelegenen Monte Guardia, die aus einer Höhe von über 150 Meter in's Meer gefallen wäre.

Abgesehen von dem sonderbaren Zufalle, dass die Massivorientirung die gleiche geblieben ist nach dem angenommenen Falle.

¹⁾ Uebrigens werden Marinenreste auch im Rhyolithtuffe gefunden, wie ich in meinem ausführlichen Aufsätze in Boll. Società Geologica darlegen werde.

wie ich zu beweisen mir vorbehalte, bleibt die unerklärliche Thatsache, dass ein Bergtheil von einer ansehnlichen Höhe herunterfällt, ohne sich in Brocken zu zertheilen, sondern nur eine kleine Verwerfung zeigt. Solche Verwerfungen sind übrigens unbedeutend und werden auch auf der Spitze von Monte Guardia selbst beobachtet und beweisen daher nichts.

Das einzige werde ich meinem verehrten Gegner zugeben, dass nämlich kein sichtbarer Zusammenhang existirt zwischen dem Andesit von Punta della Guardia und demjenigen von Monte della Guardia.

Ein von mir obwohl mit Zweifel ausgesprochenes Resultat hätte Schneider auf die Unhaltbarkeit seiner Annahme führen können, das auf wenige Dünnschliffe gestützte Resultat nämlich, dass der Andesit von Monte Guardia und derjenige von Punta della Guardia nicht dasselbe ist.

Diesen Fall, den Schneider vor seiner gegen mich gerichteten Publication hätte prüfen sollen, ist nun von mir selbst durch neuere Untersuchung entschieden worden.¹⁾

Was die Sphäroidalstructur der Calzoni del Muto anbelangt, so gebe ich zu, dass sie nicht in allen Punkten des Gesteines zum Vorschein tritt, in verschiedenen jedoch deutlich ist. Auf den Klippen zwischen den due Calzoni scheiden sich geradezu Lavakugeln aus.

Rom, November 1896.

¹⁾ Die Lava von Monte Guardia zeigt eine Anhäufung von grossen Feldspäthen, welche fast durchwegs aus Sanidin bestehen. Die Lava von Punta della Guardia ist ebenfalls voll von Feldspäthen, deren Dimensionen kleiner sind als die der vorhergehenden, und welche fast durchwegs der Kalk-Natron-Reihe angehören.

XXV. Notizen.

Topas von Mino.

Im Sommer dieses Jahres benützte ich einen mir von Herrn Professor Hans Höfer ertheilten Urlaub, um eine Suite von Topaskrystallen, welche Herr Kōtōra Jimbo aus Tokio dem mineralogisch-petrographischen Institute der Universität Wien geschenkweise überlassen hatte, durchzumessen. Die Arbeit war bereits fertig, und ich hatte mich nur um einige geologische Daten an Herrn Jimbo gewandt, als dieser mir an Stelle jener Daten eine fertige Arbeit über dieses Thema von Rigakushi Tadasu Hiki¹⁾ übersandte, so dass die Publication des grössten Theiles meiner Arbeit überflüssig wird mit Ausnahme der wenigen neuen Flächen, welche Herr Tadasu Hiki an seinem Materiale nicht beobachten konnte.

An den von mir gemessenen 75 Krystallen finden sich folgende Formen:

Brachypinakoid $b(010)$.

Prismen $M(110)$, $m(230)$, $l(120)$.

Pyramiden $o(111)$, $u(112)$, $i(113)$, $t(135)$, $S(335)$, $f(225)$.

Makrodomen $d(101)$, $h(103)$, $p(102)$.

Endfläche²⁾ $P(001)$.

Brachydomen $f(011)$, $g(021)$, $X(023)$.

Der grösste Theil der beobachteten Formen stimmt mit den von Herrn Hiki angegebenen überein. An meinem Materiale nicht ausgebildet waren die Formen:

$r(122)$, $r(121)$, $x(123)$, $g(130)$, $\pi(250)$, $O(560)$, $\lambda(470)$, $T(350)$,

während bei Hiki und den übrigen Bearbeitern der japanischen Topase³⁾ nicht angeführt erscheinen: das Makrodoma $p(102)$ und die Pyramiden $t(135)$, $S(335)$, und $f(225)$.

Wiewohl die Flächen dieser Gestalten unverkennbar den Charakter von Prärosionsflächen⁴⁾ an sich tragen, sind sie doch so gut ausgebildet (bis 0,5 Millimeter Breite), dass die Zeichen mit voller Sicherheit ermittelt werden konnten. Einzig und allein aus diesem Grunde habe ich mich auch entschlossen, diesen kleinen Beitrag zur Kenntniss der japanischen Topase zu veröffentlichen.

¹⁾ Tadasu Hiki, Notes on the Topaz from Mino. Sep.-Abdr. aus dem Journal of the College of science imperial university Tokio, Japan, Vol. IX, pag. 1, pl. 1.

²⁾ Die Flächenbezeichnung ist nach Hintze, Handbuch der Mineralogie, 1882 durchgeführt.

³⁾ Die Literatur über die bis jetzt erschienenen Arbeiten, welche japanische Topase behandeln, ist vollständig in der Arbeit von T. Hiki (l.c.) gegeben.

⁴⁾ Ueber die Bedeutung der Prärosionsflächen siehe Hamburg, Natürliche Corrosionserscheinungen und neue Krystallflächen am Adular vom Schwarzenstein, Bihang till. k. svenska vet. Akad. Handlingar, Band XIII, Afd. II, Nr. 4.

The following information is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization.

The information is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization. It is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization.

The information is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization. It is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization.

The information is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization. It is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization.

Very truly yours,

[Signature]

[Name]

[Title]

[Address]

The information is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization. It is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization.

The information is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization. It is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization.

The information is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization. It is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization.

Very truly yours,

[Signature]

[Name]

[Title]

[Address]

The information is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization. It is being furnished to you for your information and is not to be disseminated outside your organization.

XXVI. Literatur.

Krystallographie, Chemie, Physik.

- Beckenkamp J.: Die Anomalien der Krystalle. — Beil. zum 13. Jahresber. der Mittelschule zu Mühlhausen i. Els.
- Bensaude A.: Die wahrscheinlichen Ursachen der anomalen Doppelbrechung der Krystalle. (Eine Erwiderung auf die Bemerkungen des Herrn Prof. R. Brauns.) — Lissabon, National-Druckerei, 1896.
- Goguel H.: Contribution à l'étude des Arséniates et Antimoniates cristallisés, préparés par voie humide. — Bordeaux 1894.
- Hinterberger H.: Ueber Untersuchungen mit Röntgenstrahlen. — Wiener Photographische Blätter, Nr. 11, 1896.
- Knett J.: Künstlicher Eisenglanz als Anflug an gesalzenen Thonwaaren. — Sonder-Abdr.: „Thonindustrie-Zeitung“, Berlin 1896.
- Krickmeyer R.: Beiträge zum Isomorphismus der Alkalisalze. — Zeitschr. f. physikal. Chemie, XXI, 1.
- Lehmann O.: Ueber die Theilbarkeit der Körper. (Antrittsrede.) — Sep.-Abdr.: „Natur“, 1889, Nr. 32.
- Michel A.: Zur Kenntnis der Gruber'schen Serumalbumin-Krystalle. — Inaug.-Diss., Würzburg 1895.
- Moeller Guido: Ueber das Moleculargewicht der überschwefelsauren und übermolybdansauren Salze. — II. Ueber die dispersionsfreie Molecularrefraction einiger organischer Verbindungen. — Inaug.-Diss., Berlin 1893.
- Moses A. J. und Weinschenk E.: Ueber eine einfache Vorrichtung zur Messung der Brechungsexponenten kleiner Krystalle mittels Totalreflexion. — Sep.-Abdr.: Zeitschr. f. Kryst. XXVI, 2.
- Peck Friedrich B.: Beitrag zur krystallographischen Kenntnis des Bournonit, nebst einem Anhang: Wärmeleitung des Antimonit und Bournonit. — Zeitschr. f. Kryst. XXVII.
- Retgers J. W. †: Beiträge zur Kenntnis des Isomorphismus. Beryllium ist nicht isomorph mit den Metallen der Magnesiumgruppe. — Sep.-Abdr.: Zeitschr. f. phys. Chemie. XX, 4.
- Schmidt C.: Optischer Schlüssel zur Untersuchung der Dünnschliffe pellucider Mineralien in polarisirtem Licht zwischen gekreuzten Nicols. — Als Manuscript gedruckt, Juni 1896.
- Schröder van der Kolk J. L. C.: Doppelverbindungen von Anilin mit Metallsalzen I. — Sep.-Abdr.: Zeitschr. f. anal. Chemie. XXXV. Jahrg.
- Traube H.: Ueber das optische Drehungsvermögen von Körpern im krystallisirten und im amorphen Zustande. — Neues Jahrb. f. Mineral. etc. B.-Bd. X.
- Derselbe: Bemerkungen zu dem Aufsätze des Herrn P. Walden zur Charakteristik optisch-isomerer Verbindungen. — Berichte der Deutschen chem. Gesellsch. XXIX, Heft 15.

- Viola C.: Metodo per determinare l'indice di rifrazione della luce di un minerale nelle lamine sottili. — Acc. d. Lincei Cl. di scienze fisiche, mat. e nat. — Estratto dal vol V, 1^o Sem., Serie 5^a, Fasc. 6^o. — Seduta del 15 marzo 1896.
- Voigt W.: Eine neue Methode zur Untersuchung der Wärmeleitung in Krystallen. I. Ueber die Lage der Absorptionsbüschel in zweiachsenigen pleochroitischen Krystallen. — Nachr. d. k. Gesellsch. d. Wissensch. zu Göttingen, 1896, Heft 3.

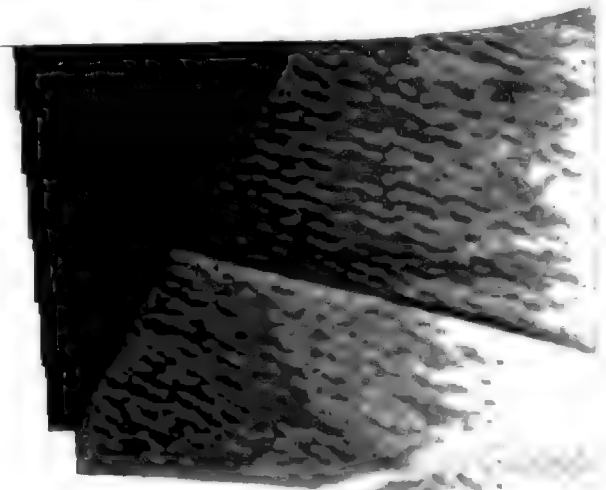
Mineralogie.

- Achiardi G. D.: Il granato dell'Affaccata (Elba). — Estr. d. Ann. d. Univ. toscane, Tom. XX.
- Artini E.: Apatite dell'Elba. — R. Accad. dei Lincei, Vol. IV, 2^a Sem., Serie 5^a, Fasc. 10^o, 1895.
- Derselbe: Su alcuni Minerali di Gorno. — Atti della Soc. Ital. di scienze naturali. Vol. XXXV, 1896.
- Derselbe: Intorno alla composizione mineralogica di due sabbie de Litorale Adriatico. — Rendiconti R. Ist. Lomb. etc. Serie II, Vol. XXIX, 1896.
- Derselbe: Baritina di Vassera. — Atti della Soc. Ital. di scienze naturali. Vol. XXXV, 1896.
- Baumhauer H.: Ueber den Rathit, ein neues Mineral aus dem Binnenthaler Dolomit. — Sep.-Abdr.: Zeitschr. f. Kryst. XXVI, 6.
- Chaves Federico: Contributiones al Estudio de los Minerales de Maro (Provincia de Malaga). — Anal. de la Soc. Esp. de Hist. Nat. Tomo XXIV, 1895.
- Day Dav.: Mineral Products of the United States. — Calendar Years 1886 to 1895. — Washington 1896.
- Fantappie L.: La Damburite ed altri Minerali in alcuni pezzi notevoli di roccia antiche, tra i „blocchi erratici“ della regione Cimina. — Estr. d. „Rivista di Min. e Crist. Ital.“. Vol. XVI.
- Frenzel A.: Leitfaden für den Unterricht in der Mineralogie an der kgl. Bergschule zu Freiberg. — Freiberg 1895.
- Hiki Tadasu: Notes on the Topaz from Mino. — Repr. fr. the Jour. of the Coll. of Sci., Imp. Univ. Tokio. Vol. IX, 1895.
- Hobbs W. H.: A Summary of Progress in Mineralogy in 1895. — From Monthly Notes in the „American Naturalist“.
- Laspeyres H. und Kaiser E.: Mittheilungen aus dem mineralog. Museum der Universität Bonn. VII. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXVII, 1, 1896.
- Inhalt: 43. Calcitstrontit von Drensteinfurt. — 44. Vorrichtung zur Scheidung von Mineralien mittels schwerer Flüssigkeiten. — 45. Luftdichter Verschluss der Mineralien in Schausammlungen. — 46. Die Zwillingsgesetze des Kupferglanz. — 47. Haarförmiger Antimonglanz aus Rheinland und Westphalen. — 48. Jamesonit von Bräunsdorf, Sachsen. — 49. Zinkblende von Adenau, Rheinprovinz. — 50. Gemeiner Quarz aus dem niederrheinischen Tertiär und aus den Gängen des Devon des rheinischen Schiefergebirges.
- Leonard A. G.: Lead and zinc deposits of Iowa. — Iowa Geological Survey, Vol. VI.
- Lewis W. J.: On the Humite Series. — Miner. Mag. Vol. XI, Nr. 51.

- Lindström G.: Analys af Edingtonit från Böhlet. — Ofversigt af kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar, 1896, Nr. 6, Stockholm.
- Liversidge A.: On some South Wales and other Minerals. (Read before the Royal Soc. of N. S. Wales, 6. Nov. 1895.) — On the Amount of Gold and Silver in Sea-Water. — The Removal of Silver and Gold from Sea-Water by Muntz Metal Sheathing. (Read before the R. Soc. of N. S. Wales, 2. Oct. 1895.)
- Merrill G. P.: An Occurrence of Free Gold in Granite. — Fr. the Amer. Journ. of Science. Vol. I, April 1896.
- Derselbe: Notes on Asbestos and Asbestiform Minerals. — Proceedings of the United St. Nat. Museum, Vol. XVIII, pag. 281—292.
- Philippi E.: Ein neues Vorkommen von Mikroklin im Spessart. — Sonder-Abdr.: Bericht über d. Senckenbergische Naturf.-Gesellsch. in Frankfurt a. M. 1896.
- Rinne F.: Physikalisch-chemische Untersuchungen am Desmin. — Neues Jahrb. f. Mineral. etc. 1897, I.
- Smyth C. H.: The Genetic Relations of Certain Minerals of Northern, New-York. — Transact. N. Y. Acad. Sci. Vol. XV, 17. Sept. 1896.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

- Andersson G. und Berghell H.: Torfmosse öfverlagrad af strandvall väster om Ladoga. — Aftryck m. Geol. För. i Stockholm Förhandl. Bd. 17, Häft 1, 1895.
- Becker George F.: Schistosity and Slaty Cleavage. — Journ. of Geol. Vol. IV, 1895.
- Bergeat A.: Der Stromboli als Wetterprophet. — Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Jahrg. 1896.
- Blaas J.: Ueber die Lage der Schnittlinie von Terrainflächen und geologischen Ebenen (mit einer lith. Tafel). — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien. Bd. XLVI, 1896.
- Derselbe: Ueber eine neue Methode der Bezeichnung und Darstellung geologischer Ebenen. — Zeitschr. f. prakt. Geol., September 1896.
- Bombicci L.: Sulle velature carboniose bituminoidi e sulle incrostazioni ferromanganesifere e finamente sabbiose ricuoprenti il quarzo cristallizzato del macigno di porretta. — Estr. d. Ser. II, Tom. V d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna.
- Derselbe: Risposte al Questionario per la Nomenclatura Litologia. — Estr. d. Ser. V, Tom V d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna.
- Derselbe: Sulla intrusione forzata ascendente di Argille fattesi simili alle A. scagliose con breccioline verdi associate nelle fratture verticali de banchi selenitici. — Estr. d. Ser. V, Tom V d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna.
- Derselbe: Le brecciole poligeniche dell' appennino bolognese. — Estr. d. Ser. V, Tom V d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna 1895.
- Derselbe: Sui Ciottoli improntati inordine alla loro distribuzione lungo le grandi linee di faglia del territorio Bolognese. — Estr. d. Ser. V, Tom. V d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna.
- Derselbe: Sulle intrusioni ascendenti di materiali argilloide nelle fratture regionali dell' appennino Emiliano. — Estr. d. Ser. V, Tom. V. d. Mem. d. R. Accad. d. Sci. d. Ist. d. Bologna 1895.



- Derselbe: Benennung und Structur der Tuffoide der Lenneporphyre. — Neues Jahrb. f. Mineral., I, 1896.
- Merill G. P.: Disintegration and Decomposition of Diabase at Medford, Massachusetts. — Bull. of the Geol. Soc. of America, Vol. VII, pp. 349—362, Pl. 16.
- Moericke W.: Geologisch-petrographische Studien in den chilenischen Anden. — Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wissensch., XLIV, Berlin 1896.
- Mojsisovics, E. von: Die Cephalopoden-Faunen der oberen Trias des Himalaya nebst Bemerkungen über die Meere der Triasperiode. — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Nr. 13, 1896.
- Mrazec L.: Contribution à l'étude petrographique des Roches de la Zone Centrale des Carpathes du Sud. — Extr. du Bull. de la Soc. des Sc. Phys. de Bucarest, Roumanie, Nr. 1—2, 1896.
- Pirsson L. V.: The Monchiquites or Analcite-Group of Igneous Rocks. — Journ. of Geol., Vol. IV, Nr. 6, 1896.
- Derselbe: Siehe auch Weed.
- Ramsay W. und Nyholm E.: Cancrinitzenit und einige verwandte Gesteine am Kuolajärvi. — Bull. d. l. Comm. Géol. d. l. Finlande, Nr. 1, 1896.
- Rinne F.: Notiz über einen Aufschluss von Culmkieselschiefer und Zechstein am südwestlichen Harzrande. — Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., Jahrg. 1896.
- Salomon W.: Geologisch-petrographische Studien im Adamellogebiet. — Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wissensch., XL, Berlin 1896.
- Derselbe: Age des roches granitiques periadriatiques. — Arch. d. Sc. phys. et nat. Genève, quatrième période, Tome II, September 1896.
- Sapper C.: La Geografia Fisica y la Geologica de la Peninsula de Yucatan. — Bol. d. Inst. Geol. de México, Nr. 3.
- Schmidt C.: Ueber die neue geologische Uebersichtskarte der Schweiz 1:500,000. — Extr. d. Comptes-rendu d. Congr. géol. internat. 6. Sess. 1894. Zürich.
- Smyth C. H.: Dikes of Alnoite at Manheim N.-Y. — Am. Journ. of Sc., Vol. II, 1896.
- Derselbe: The Genesis of the Talc Deposits of St. Lawrence County, N.-Y. — School of Mines Quarterly, Nr. 4, Vol. XVII.
- Spezia G.: Sul metamorfismo delle rocce. — Estr. dagli A. del. R. Accad. d. Sci. d. Torino, Vol. XXXI, 1896.
- Derselbe: La pressione nell'azione dell'acqua sul quarzo. — Estr. dagli A. del. R. Accad. d. Sc. d. Torino, Vol. XXXI, 1895.
- Teller Fr.: Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der karnischen und julischen Alpen. — K. k. geol. Reichsanstalt.
- Toula F.: Ueber die Muschelkalkfauna am Golfe von Ismid. — N. Jb. f. Min. etc., Bd. II, 1896.
- Vallot J. et Duparc L.: Sur une synclinal schisteux ancien, formant le coeur du massif du Mont-Blanc. — Compt. Rend. des Séances de l'Acad., Paris, 9. März 1896.
- Washington Henry S.: The Magmatic Alteration of Hornblende and Biotite. — Journ. of Geol., Vol. IV, Nr. 3.
- Derselbe: On some Ischian Trachytes. — Am. Journ. of Sc. Vol. I, Mai 1896.
- Derselbe: Italian Petrological Sketches. — Journ. of Geol., Vol. IV, 1896.

- Watts W. and Newton E.: Notes on Rocks from Salomon Islands. — Extr. fr. the Geol. Mag., August 1896.
- Westgate Lewis: The Geology of the Northern Part of Jenny Jump Mountain, Warren County. — Annual Report of the State Geologist for 1895. Geological Survey of New Jersey.
- Weed W. H. and Louis V. Pirsson: The Geology of the Little Rocky Mountains. — Journ. of Geol., Vol. IV, Nr. 4, 1896.
- Dieselben: The Bearpaw Mountains of Montana. — Am. Journ. of Sc., Vol. I, May, Vol. II, August and September 1896.
- Dieselben: Missourite, a New Leucite Rock from the Highwood Mountains of Montana. — Am. Journ. of Sc., Vol. II, November 1896.
- Wolff J. E.: Report on Archaean Geology (siehe Westgate).
- Derselbe: On an occurrence of Theralite in Costa Rica, Central-America. — Am. Journ. of Sc., Vol. I, April 1896.

Neue Bücher.

Edelsteinkunde. Eine allgemein verständliche Darstellung der Eigenschaften, des Vorkommens und der Verwendung der Edelsteine, nebst einer Anleitung zur Bestimmung derselben für Mineralogen, Steinschleifer, Juweliere etc. von Dr. Max Bauer, o. Professor an der Universität Marburg. — Mit 20 Tafeln in Farbendruck, Lithographie, Autotypie etc., sowie 94 Abbildungen im Text. — Gross-Octav, XVI und 712 Seiten. — Leipzig, Chr. Herm. Tauchnitz, 1896.

Dieses gross angelegte und prächtig ausgestattete Werk wendet sich weniger an den Mineralogen vom Fach als an jenes Publicum, welches mit Edelsteinen und verwandten kostbaren Dingen zu thun hat oder Interesse dafür besitzt. Für diese Kreise ist auch der allgemeine Theil berechnet, welcher in klarer, allgemein verständlicher Darstellung eine mineralogische Kennzeichenlehre behandelt, welche jeden in Stand setzen wird, vorkommenden Falles von den weiteren Angaben des Buches zur Erkennung der Gemmen Gebrauch zu machen.

Der specielle Theil bringt viel ausserordentlich Interessantes und Wertvolles auch für den Mineralogen vom Fach durch die erschöpfenden Angaben über Auftreten, Fundorte und Gewinnung der einzelnen Edelsteingattungen.

Die schönen Tafeln gereichen dem Werk zur hohen Zierde. Die ausserordentlichen Schwierigkeiten in der bildlichen farbigen Darstellung roher und geschliffener Steine sind mit vollendeter Technik überwunden.

Chemische Mineralogie von Dr. Reinhard Brauns, o. Professor der Mineralogie und Geologie an der Universität Giessen. Mit 32 Abbildungen im Text. XIV und 460 Seiten. Leipzig, Chr. Herm. Tauchnitz, 1896.

Der Verfasser hat sich die schwierige, aber nicht mehr zu umgehende Aufgabe gestellt, die bedeutsamen Fortschritte, welche die physikalische Chemie in den letzten Jahrzehnten gemacht hat, der Mineralogie dienstbar zu machen. So kommt es, dass viele Partien des Buches sich eng an die Auffassung und Darstellungsweise anlehnen, die von jenen Forschern geübt und gepflegt werden, die sich um die

... dass die

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..



er seine Zusammenstellung petrographischer Methoden bis auf die neueste Zeit vervollständigt und allgemein zugänglich gemacht hat. Als niemals versagender Rathgeber, um aus der arg zerstreuten Literatur des Gegenstandes rasch das Richtige herauszufinden, ist die Cohen'sche Zusammenstellung längst bekannt und die Fortführung bis auf die letzte Zeit lässt dieselbe Vollständigkeit und Sorgfalt erkennen wie die früheren Publicationen.

Katechismus der Mineralogie von Dr. Eugen Hussak, mit 154 in den Text gedruckten Abbildungen. — Leipzig, Verlagsbuchhandlung von J. J. Weber.

Von diesem Büchlein ist jüngst die fünfte, vermehrte und verbesserte Auflage erschienen.

Die Minerale des Harzes. Eine auf fremden und eigenen Beobachtungen beruhende Zusammenstellung der von unserem heimischen Gebirge bekannt gewordenen Minerale und Gesteinsarten von Dr. Otto Luedcke, a. o. Professor der Mineralogie an der Universität Halle a. S. Mit einem Atlas von 27 Tafeln und 1 Karte. — Berlin, Gebrüder Bornträger, 1896. Octav, VIII und 644 Seiten.

Im wesentlichen eine mit grossem Fleiss und eingehender Sachkenntnis zusammengestellte Mineraltopographie des Harzgebirges, welche sich von anderen ähnlichen Werken durch die sehr ausführlichen Literaturangaben, sowie durch den Umstand unterscheidet, dass für jedes Vorkommen nach Möglichkeit auch die geologische Bedeutung desselben dargelegt ist. Der Verfasser ist hierin sehr weit gegangen und hat so in einzelnen Abschnitten auch die Geologie des Harzes behandelt (z. B. unter Bleiglanz die Gangverhältnisse, unter Orthoklas die Geologie des Brockenmassivs u. s. w.). Die Art der Darstellung wird vielleicht am deutlichsten werden, wenn ein Beispiel herausgegriffen wird: Beim Eisenglanz folgt zunächst ein 52 Nummern umfassendes Literatur-Verzeichnis (pag. 179—181); dann werden die einzelnen Vorkommen von Rotheisenstein besprochen, zunächst die in Schichten: im Stringocephalkalk der Elbingeröder Mulde und Diabaszug Osterode-Altenau (pag. 181—189), sodann werden die Eisensteinvorkommen auf Spalten einzeln behandelt (pag. 189—194). Unter dem Titel Chemisches wird eine Analyse Rammelsbergs vom Eisenglanz aus dem Thurnkuhlenthal angeführt, auf Analysen unreiner Rotheisensteine von Elbingerode und Hüttenrode hingewiesen. Unter der Rubrik Geometrisches folgt sodann das Axenverhältnis und die an Harzer Vorkommen beobachteten Formen nach Beobachtungen Mügge's und des Autors. Unter der Ueberschrift Physikalisches wird erwähnt, dass Mügge an den Krystallen der Wilden Taube Zwillingslamellen nach R beobachtete. Die letztere Rubrik enthält oft Angaben, die man in einer Mineraltopographie nicht suchen würde. Besonders eingehend sind natürlich die Capitel über gewisse Harzer Minerale katexochen, wie z. B. Bleiglanz, Kalkspath, Manganit, sowie jene, an deren monographischer Erforschung der Verfasser selbst gearbeitet hat, z. B. Datolith.

Der beigegebene Atlas enthält auf 27 Tafeln sehr sauber ausgeführte Krystallbilder, theils Originalzeichnungen des Verfassers, theils Copien anderer Beobachter und eine photographische Copie der im Original schwer zugänglichen „General Gang Charte des nordwestlichen Harzgebirges“ von E. Borchers.

der Ganggesteine erfahren. Schon beginnen auch hier die Ansichten sich zu klären, wiewohl Vieles dem Fernerstehenden noch chaotisch erscheinen mag; hier wird es einmal nothwendig werden, eine rationelle Nomenclatur einzuführen; die grosse Zahl neuer Begriffe, die faute de mieux mit unbezeichnenden Localnamen belegt werden, ist nicht geeignet, die nach Ansicht des Referenten schon jetzt ganz unentbehrliche Gruppe der Ganggesteine den Fachgenossen mundgerecht zu machen.

So ist das Buch ein sprechendes Zeugnis für den gährenden unfertigen Zustand der Petrographie. Bewundernswert ist aber der durchdringende Geist und die Arbeitskraft des Verfassers, der es verstanden hat, diese schier unendliche Fülle von täglich anwachsendem Stoff zu bewältigen und zu einem relativ gut übersehbaren Bilde zu gestalten.

Die modernen Marmore und Alabaster, deren Eintheilung, Entstehung, Eigenschaften und Verwendung nebst einer Uebersicht der wichtigsten Marmorarten von Heinrich Schmid, Ingenieur und k. k. Professor der Staatsgewerbeschule zu Wien. — Octav, 77 Seiten. — Leipzig und Wien, Franz Deuticke, 1897.

Obzwar das Werk hauptsächlich vom Standpunkte des Gewerbes geschrieben ist, werden die ausführlichen Verzeichnisse der Marmor- und Alabaster-Fundstellen, die den Haupttheil des Buches ausmachen und, soweit sie Referent vergleichen konnte, recht vollständig sind, auch dem Geologen und Mineralogen erwünscht sein. Die mehrmals wiederkehrende Bezeichnung des Pinolit (körniges Magnesitgestein) als Ankerit könnte wohl bei einer eventuellen Neuauflage corrigirt werden.

F. B.

Register.

| | Seite | | Seite |
|---------------------------------------------------------------|------------|----------------------------------------------------|------------|
| Aegirin-Glimmer-Tinguait, Serra de Monchique | <u>260</u> | Auswürflinge, Vulcano, Form der . . . | <u>396</u> |
| Aegyrin-Tinguait, Serra de Monchique | <u>253</u> | Axenwinkel, Ausmessung | <u>180</u> |
| Aetna-Eruption | <u>372</u> | Azuma-San, Asche | <u>424</u> |
| Aetzfiguren, Augit | <u>16</u> | — Eruption | <u>421</u> |
| Agricolit, Schwarzenberg in Sachsen. | <u>528</u> | — Eruptionsmaterial | <u>425</u> |
| Akadanimura, Arsen | <u>529</u> | Azurit, Hodowitz | <u>509</u> |
| Alabaster und Marmore, die modernen | | Bandai-San, Eruption | <u>417</u> |
| <i>B.</i> | <u>547</u> | Baryt, Krystallbau | <u>22</u> |
| Alt-Parisau, Gabbro | <u>107</u> | Basalte der Steiermark 2 | <u>337</u> |
| Amorpher Greenockit, Laurion | <u>360</u> | Basaltische Gesteine von Columbretes | <u>308</u> |
| Amphibol in Gabbro | <u>105</u> | Basalttuff, Columbretes | <u>312</u> |
| Amphibol-Biotit-Camptonit, Caldas | <u>283</u> | Basische Ausscheidungen im Eläolith- | |
| Amphibol-Monchiquit | <u>280</u> | syenit | <u>231</u> |
| Amphibol und Pyroxen, ihre Beziehun- | | — im tephritischen Trachyt | <u>168</u> |
| gen | <u>327</u> | Bauer M.: Edelsteinkunde. <i>B.</i> | <u>543</u> |
| Amphibolit | <u>488</u> | Becke F.: Gesteine der Columbretes <u>155, 308</u> | |
| Analyse der Constantinquelle, Gleich- | | — Ausmessung des Winkels zwischen | |
| berg | <u>140</u> | zwei optischen Axen im Mikroskop; | |
| Analyse des Sauerlings in Seifersdorf, | | Unterscheidung von optisch + und | |
| Oesterr.-Schlesien | <u>133</u> | — zweiaxigen Mineralen mit dem | |
| Andalusit-Cordieritgesteine | <u>476</u> | Mikrokonoskop | <u>180</u> |
| Andesin in Diorit | <u>128</u> | Berichtigung | <u>101</u> |
| Andesittuff, Ponza | <u>534</u> | Böhmen, Minerale | <u>504</u> |
| Anthracit in Porphy, Wydfiduchberg | <u>513</u> | Bomben, Nephelinbasalt-, Steinberg . | <u>358</u> |
| Anwachskegel | <u>1</u> | — Temperatur | <u>393</u> |
| Archipel, ostindischer —, Vulcane | <u>429</u> | — Vulcano | <u>393</u> |
| Arsen, Akadanimura | <u>529</u> | Bostonitporphy, Foia | <u>247</u> |
| Arsen, krystallisirt | <u>529</u> | — Diabaseinschlüsse im | <u>302</u> |
| Arsenopyrit, Sestrouh | <u>504</u> | Brauns: Chemische Mineralogie. <i>B.</i> | <u>543</u> |
| Augit, gelber Columbretes | <u>160</u> | Bromo, Eruption | <u>430</u> |
| — im Nephelinit des Hochstraden, opt. | | Brush J.: Manual of Determinative | |
| Unters. | <u>341</u> | Mineralogy. <i>B.</i> | <u>546</u> |
| — Schichtenbau | <u>3</u> | Calbuco, Eruption | <u>412</u> |
| — s. a. Pyroxen. | | Calcit, Krystallbau | <u>30</u> |
| Ausscheidungen, basische, im Eläolith- | | — Libuschin | <u>505</u> |
| syenit | <u>231</u> | Camptonit, Picota | <u>279</u> |
| — basische, im tephritischen Trachyt | <u>168</u> | Camptonitisch-monchiquitische Gang- | |
| Auswürflinge, Vulcano, Structur der | <u>395</u> | gesteine | <u>274</u> |

| | Seite | | Seite |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------|
| Grubenmann U.: Ueber einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite | 185 | Kratz-Koschlau, K. v. u. V. Hackmann: Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Contactgesteine | 197 |
| H ackmann V. u. K. v. Kraatz-Koschlau: Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Contactgesteine | 197 | Krystallisation | 41 |
| Harz, Minerale des. <i>B.</i> | 545 | Kupferglanz, Freiberg | 526 |
| Hawaii, Vulcane | 452 | L amprophyrisches Ganggestein | 196 |
| Hemiëdrie der Augitkrystalle | 16 | Laube, Prof. G. C.: Zinnober von Schönbach bei Eger | 96 |
| Hochstraden, Nephelinit und Palagonittuff | 337 | Lava, Temperatur der Aetna | 380 |
| Hodowitz, Mineralvorkommen | 508 | — Geschwindigkeit d. L. am Aetna | 379 |
| Homöogene Einschlüsse | 168 | Lavasee, Kilauea | 456 |
| Hornblende in tephritischen Trachyten — secundär in Gabbro | 112 | Leipzig, Granitporphyr | 466 |
| — s. a. Amphibol | | Leucitfourchit, Serra de Monchique | 283 |
| Hornblendekersantit, Untergrsteir | 196 | Leucitmonchiquit, Monchique | 282 |
| Hornblendecurve | 331 | Leucittinguaitvitrophyr | 249 |
| Hornfels, Serra de Monchique | 293 | Libuschin, Calcit | 505 |
| Hoslau, Gabbro | 109 | Lichtbrechungsvermögen, Bestimmungsmethode | 150 |
| Hussak E.: Katechismus der Mineralogie. <i>B.</i> | 545 | Literatur | 102, 182, 362, 538 |
| Hypersthen in Gabbro | 118 | Lokon, Eruption | 446 |
| I fflinger, Ganggesteine aus der Gefolgschaft des Tonalits | 185 | Ludwig E.: Chemische Untersuchung d. Sauerlings i. Seifersdorf (Oesterr.-Schlesien) | 133 |
| Implicationsstructur | 111 | — Chemische Untersuchung der Constantinquelle i. Gleichenberg (Steiermark) | 140 |
| J apan, Vulcane | 416 | Luedcke O.: Die Minerale des Harzes <i>B.</i> | 545 |
| — Arsen | 529 | M agmen, Rosenbusch's typische | 320 |
| Java, Vulcane | 429 | Malachit, Hodowitz | 509 |
| — Zusammenstellung der vulcanischen Erscheinungen | 436 | Manual of determinat. Mineralogy. <i>B.</i> | 546 |
| K alkspath, s. Calcit | | Marmore u. Alabaster, die modernen. <i>B.</i> | 547 |
| Kassiterit, s. Zinnerz | | Martin Fr.: Die Gabbrogesteine in der Umgebung v. Ronsperg i. Böhmen | 105 |
| Katechismus der Mineralogie. <i>B.</i> | 545 | Mauna Loa, Eruption | 452, 460 |
| Katzer F.: Beiträge zur Mineralogie Böhmens | 504 | Mayon, Eruption | 426 |
| Kilauea, Eruption | 452, 455 | Meden, Gabbro | 110 |
| Kloub, Vivianit | 509 | Meran, Ganggesteine aus der Gefolgschaft des Tonalits | 185 |
| Knotenthonschiefer, Serra de Monchique | 289 | Merapi, Eruption | 429 |
| | | Messung des optischen Axenwinkels | 180 |

| | Seite | | Seite |
|--------------------------------------------------------------------|----------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------|
| Säuerling von Seifersdorf, Analyse | 133 | Tongainseln, Vulcane | 464 |
| Schichtenbau der Krystalle | 1 | Tongariro, Eruption | 449 |
| Schlieren, feinkörnige i. Eläolithsyenit | 227 | Topas von Mino | 536 |
| Schmid H.: Marmore u. Alabaster. B. | 547 | Trachyt, Mte. Guardia | 67, 535 |
| Schneider Carl Camillo: Geologie der
Ponzainsel | 65 | — und Trachyttuff, Ponzainsel | 67 |
| Schönbach bei Eger, Zinnober | 96 | — tephritischer | 166 |
| Seifersdorf, Säuerling, Analyse | 133 | Trichter, vulcanische | 420, 423 |
| Semeru, Eruption | 430 | Tuff, palagonitischer von Columbretes | 312 |
| Serra de Monchique, Eläolithsyenit | 197 | — Ponza | 530 |
| Sestrouň, Arsenopyrit | 504 | — Rhyolith- und Trachyt-, Ponza | 65 |
| Sigmund Alois: Die Basalte der Steier-
mark | 337 | Tupungato, Eruption | 414 |
| Silber, Hodowitz | 509 | Turmalin, Krystallblau | 33 |
| Sillimanit-Cordierithornfels | 480 | U mrindung des Olivins in Gabbro | 119 |
| Sirb, Gabbro | 110 | Uncia, Wolframit | 527 |
| Smaragditgabbro | 122 | Untersuchungsmethoden, petrograph. R. | 544 |
| Solfatara, Zusammenhang m. d. Vesuv | 371 | V erwachsung v. Pyroxen u. Amphibol | 116 |
| Spalten am Aetna | 375 | Vesuv | 367 |
| Sphalerit, Hodowitz | 509 | Viola C.: Methode zur Bestimmung
des Lichtbrechungsvermögens eines
Minerales in den Dünnschliffen | 159 |
| Spinell, secundär in Gabbro | 119 | Vivianit, Kloub | 509 |
| Steinberg, Nephelinbasalt, -basanit und
Palagonittuff | 352 | Vulcan, unterseeischer bei Pantelleria | 407 |
| Stöcke von Rhyolith, Ponza | 73, 530 | Vulcane, Japans | 416 |
| Stromboli | 394, 399 | — Mittelamerikas | 415 |
| Südamerika, Vulcane | 411 | — Südamerikas | 411 |
| T angkuban Prahū, Eruption | 446 | Vulcanische Ausbrüche | 398 |
| Tephritischer Trachyt | 166 | Vulcaninseln | 461 |
| Teschenit, Serra de Monchique | 233 | Vulcanische Ereignisse | 365 |
| Theralith, Serra de Monchique | 233 | — Erscheinungen in Java, Zusammen-
stellung | 436 |
| Thonschiefer, unverändert, Serra de
Monchique | 289 | — Gesteine, s. Ergussgesteine. | |
| Tiefengesteine, Schema ihrer Bildungs-
weise | 331 | Vulcano | 385 |
| Tinguaitite, Serra de Monchique | 249 | W ehrlit, Ronsperg | 126 |
| Tinguaitporphyr, Foia | 253 | Wohnischen, Gabbro | 107 |
| Titanit im Eläolithsyenit | 211 | Wolframit, Bolivia | 526 |
| Töllit | 189 | Wydrüchberg bei Holoubkau, An-
thracit | 513 |
| Tonalit, Ganggesteine aus der Gefolgs-
schaft des | 185 | Z inkspath, Laurion | 360 |
| Tonalitpegmatit | 193 | Zinnerz, Krystallbau | 27 |
| Tonalitporphyr | 189 | Zinnober von Schönbach bei Eger | 96 |
| | | Zschorlau, Minerale | 523 |

