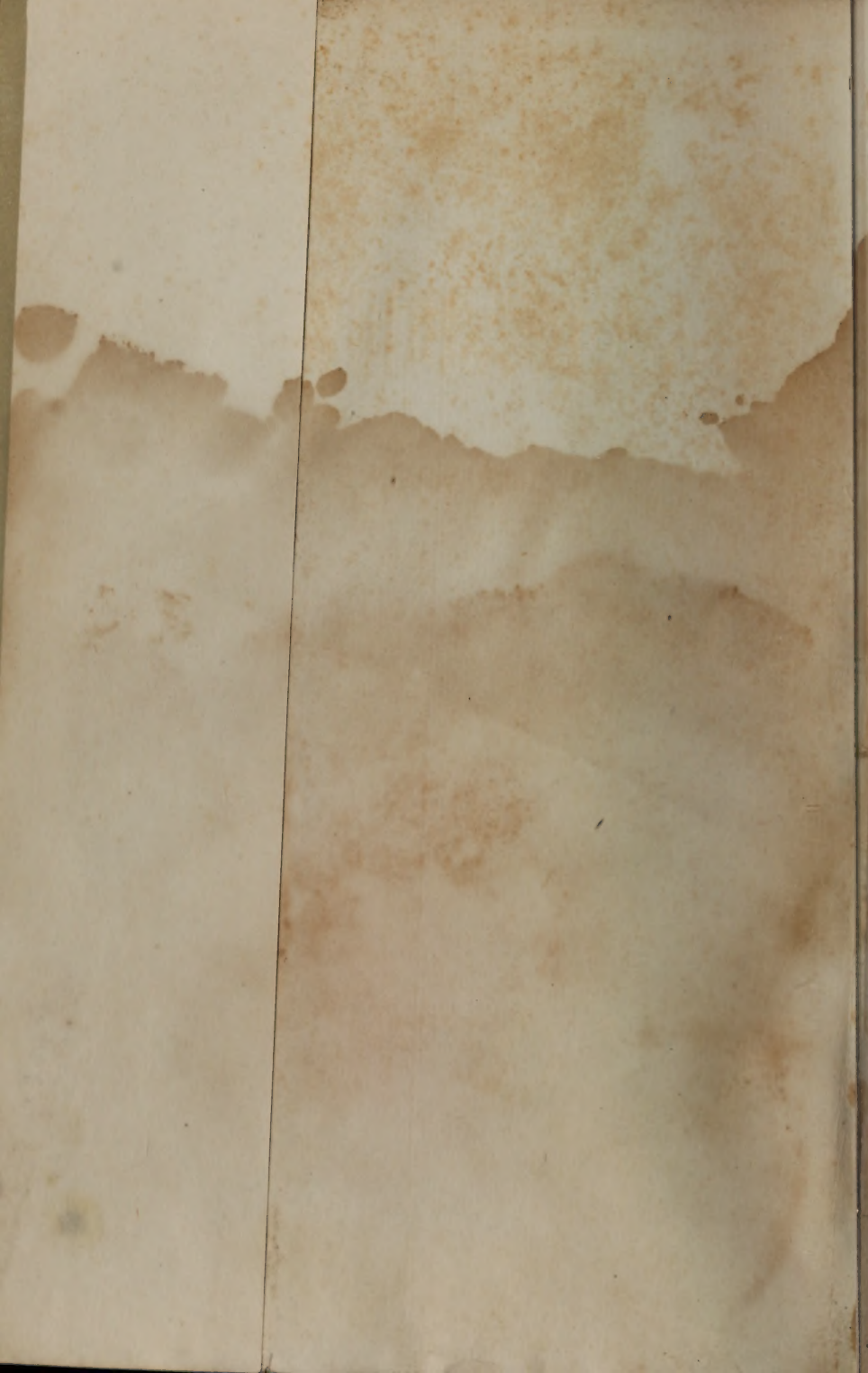


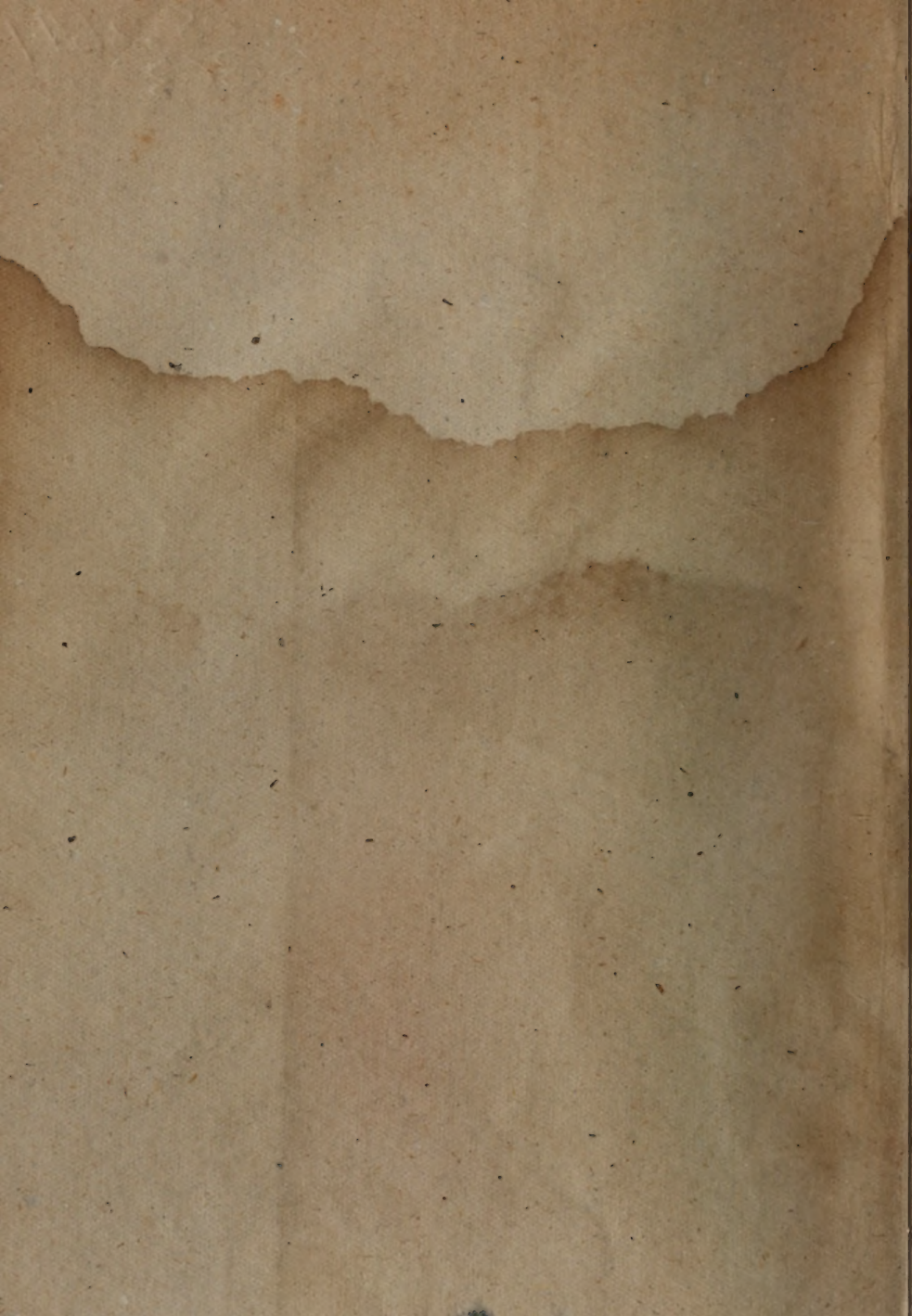
蒙古人民共和国的土壤

Н. Д. 彼斯帕洛夫著

科学出版社



65.2641
363



蒙古人民共和國的土壤

H. Д. 彼斯帕洛夫 著

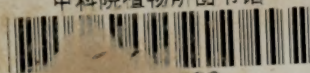
方 文 哲 譯

徐 琪 文振旺 校

科 学 出 版 社

1959

中科院植物所图书馆



09

Н. Д. БЕСПАЛОВ
ПОЧВЫ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ
РЕСПУБЛИКИ

內 容 簡 介

本书全面阐述了蒙古人民共和国的自然条件,对蒙古各主要土壤的成土过程、地理分布规律、基本理化特性及利用状况等作了详细介绍,特别着重介绍了在蒙古境内广泛分布的栗钙土和棕钙土及其区域性特征;最后,对蒙古农业发展的条件和土壤肥力等也作了较详细的评述。可供我国土壤工作者、农业工作者、地理工作者在内蒙地区工作的参考,亦可供有关教学的参考之用。

蒙古人民共和国的土壤

Н. Д. 彼斯帕洛夫著

方 文 哲 译

徐 琪 文振旺 校

*

科学出版社出版 (北京朝阳门大街 117 号)

北京市书刊出版业营业许可证出字第 061 号

中国科学院印刷厂印刷 新华书店总经销

*

1959 年 6 月第 一 版

书号: 1743 字数: 320,000

1959 年 6 月第一次印刷

开本: 850×1168 1/32

(京) 0001-1,700

印张: 11 7/8 插页: 1

定价: (10) 2.00 元

譯 者 的 話

“蒙古人民共和国的土壤”一书是苏联科学院和蒙古人民共和国科学委员会所共同出版的丛刊中的一本(第41号)。这本书不仅是H. Д. 彼斯帕洛夫教授自己在蒙古数年工作的成果,而且还总结了以前很多苏联土壤学家(如Л. И. 普拉索洛夫, B. B. 波雷諾夫等)在蒙古和外貝加尔地区所收集的資料和所提出的科学概念。

本书共分三章。作者在第一章中利用气候、地形、地質、水文和水文地質、植被等資料对蒙古人民共和国境内的自然条件作了詳細的分析。

第二章是本书的主要部分,是对各主要土壤的叙述,包括成土过程、地理分布規律、基本理化特性及利用状况等。其中特別較詳細地介绍了在蒙古境内占有大面积的栗鈣土和棕鈣土,并着重指出其区域性特征(分別按北部、中部和戈壁几部分来加以叙述)。在本章的末尾,作者根据自然地理資料并考虑农业利用将蒙古分为七个自然地理区划(地理区域),每区之中又簡述了自然条件和土壤分布情况,以及經濟利用状况和发展方向等。

第三章談到蒙古农业发展的条件和适耕的土地,并分別将各主要土类(黑土、暗栗鈣土、栗鈣土、淡栗鈣土、戈壁的土壤)的肥力条件和农业生产发展的可能性密切联系起来,并对土地評价作了較詳細的評述。

正如作者在中文版序言中所提到的,蒙古的自然条件(包括土壤条件)和我国內蒙古自治区境内的情况有很大的相似性,因此,譯成中文出版,将对我国土壤工作者在內蒙地区进行工作提供有益的参考。同时本书对自然地理学家、农学家、內蒙地区农业生产部門和有关教学工作者都是很有参考价值的。

本书在翻譯过程中蒙文振旺先生和徐琪同志解答疑难和詳加校对,以及蔡蔚琪同志协助,譯者仅向他們致謝。

序 言 (为中文版而作)

“蒙古人民共和国的土壤”一书是在 1951 年出版的, 后来, 我們在蒙古人民共和国境内进行了补充調查, 因此, 在土壤图上的很多土壤界綫曾加以修正和补充。

在蒙古人民共和国的南部, 戈壁棕鈣土(与内蒙*和新疆交界处)可划分为戈壁棕鈣土和淡棕鈣土。而棕鈣土也象淡棕鈣土一样可进一步划分为: 壤質的和砾質化的棕鈣土; 砾質、壤質的石膏棕鈣土; 砂質棕鈣土, 輕盐漬化棕鈣土和碱化-盐化棕鈣土。

根据我們所获得的补充資料 (1952 年), 編制了比例尺为 1:2,500,000 的新土壤图, 代替了在本书中发表的 1:6,000,000 的土壤图。

可以指出: 蒙古人民共和国的南界与中华人民共和国内蒙*和新疆的北界紧密相連。但是, 更向南、向西和向东, 雄伟的崑崙山、阿尔金山和天山, 以及东部的大兴安岭, 都对土被和植被(内蒙)发生了巨大的影响。

位于广闊山間盆地(温度很高, 降水很少)中的塔克拉瑪干、戈壁和鄂尔多斯砂質荒漠, 也对隣近地区的土壤形成过程和植被发生巨大的影响。

在“蒙古人民共和国的土壤”这一著作中, 阐述了主要的发生生产特性, 提出了关于自然历史条件, 关于由山地、草原和荒漠土壤的存在所制約的土壤形成过程的概念。

在結束这一簡短的序言时我要指出: 不能把我这本譯成中文的“蒙古人民共和国的土壤”著作看作是詳尽无遺的。自然, 还有許多不太了解的問題, 对这些問題的解决需要付出大量的劳动。特别是

* 作者仅談到新疆, 想应系内蒙、新疆之誤, 特加以补上。——譯者

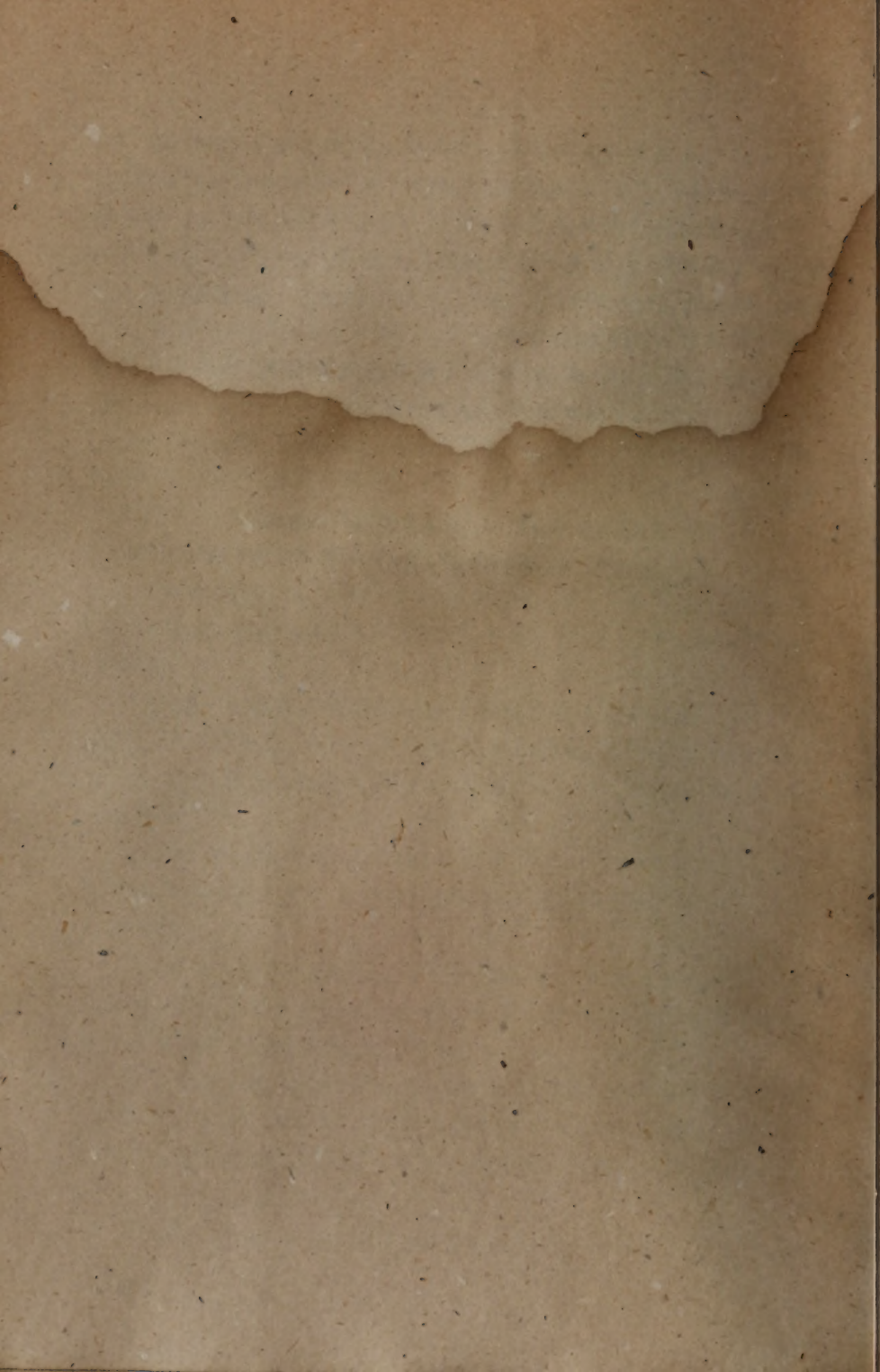
在开发蒙古人民共和国南部和中华人民共和国内蒙、新疆(呼倫貝尔、察哈尔、准噶尔)荒漠和荒漠草原地区时,也是要作出巨大的努力的。

目前中国共产党对发展国家生产力已給予巨大的注意,并大量投資于工业和农业,旨在提高人民的公共福利。我們深信,在不久的将来,伟大的、热爱劳动的中国人民,将把現在的广闊荒漠和不毛之地变为百花盛开的花园和田野。

最后,我要指出:我的“蒙古人民共和国的土壤”这一平凡的著作,如果对中国的土壤学家在研究土壤发生以及提出它在空間分布、規律的概念、特别是在研究广闊的内蒙地区时有所帮助的話,那么,我是高兴的。

农业科学博士 Н. Д. 彼斯帕洛夫(Беспалов)

苏联科学院土壤研究所,莫斯科 1958年5月16日



目 次

前言	1
緒言 蒙古人民共和国土壤調查的历史	5
第一章 蒙古人民共和国領域的自然地理条件	11
1. 地理位置和界限	11
2. 气候	14
3. 地形	24
4. 地質	42
5. 水文和水文地質	54
6. 植被	101
7. 成土条件的特征	131
第二章 土壤	138
1. 泥炭質山地草甸土(高山帶)	139
2. 黑土型山地草甸土(亞高山帶)	142
3. 山地泥炭土(亞高山帶)	143
4. 山地草甸-草原土(亞高山帶)	143
5. 暗灰色和灰色森林土	146
6. 黑土	155
7. 蒙古北部的暗栗鈣土、栗鈣土和低地暗色土	171
8. 蒙古中部的栗鈣土和淡栗鈣土	192
9. 蒙古和戈壁阿尔泰的栗鈣土和薄层棕鈣土	211
10. 戈壁棕鈣土	224
11. 盐漬土	251
盐土	255
碱土	269
碱化-盐化土复区	285
12. 草甸沼泽土和沼泽土	295
13. 松林砂	298

14. 蒙古人民共和国領域的自然地理区域.....	302
杭爱山区.....	304
肯特山区.....	308
蒙古和戈壁的山地阿尔泰区.....	310
鄂尔浑和色楞格二河流域的山間盆地区.....	313
山間大湖盆地区.....	316
东蒙古平原区.....	319
戈壁大高原区.....	322
第三章 蒙古人民共和国发展农业的条件和适于耕种的地区.....	326
1. 关于蒙古农业的历史問題.....	326
2. 黑土及其农业利用.....	328
3. 暗栗鈣土.....	329
4. 蒙古北部的栗鈣土.....	331
5. 栗鈣土和淡栗鈣土.....	346
6. 戈壁土壤.....	348
7. 結論.....	354
参考文献.....	362

前 言

牧畜业是蒙古人民共和国的主要财富。牧畜业是完全以自然饲料资源为基础的。

蒙古人民共和国政府对本国增加牲畜总头数，以及较广泛地发展农业曾给予巨大的注意。为进一步增加牲畜总头数，调查新的饲料基地，也象发展农业一样，如果不研究土壤和土壤肥力则是不可思议的。

然而到现在为止，还没有土壤图和主要土类的农业鉴定，因此蒙古人民共和国、特别是牧畜部和农业部就很难在发展蒙古人民共和国的牧畜业和农业方面展开有计划地组织活动。

在1940年，苏联科学院蒙古委员会应蒙古人民共和国科学委员会的请求，派遣作者在这一个巨大的但很少被人研究过的地区主持编制蒙古人民共和国土壤图的工作，并被委托要作出主要土类的农业评价。

我们的任务是：研究在蒙古领域上分布的主要土类，探讨主要土类的性质，作为农业生产手段来说，对提高田间收获量的问题也要提出相应地介绍。

大家知道，成土过程的方向和具体土类的发展决定于很多因素——植物群落、气候、母质的性质、地区的地形和地区的年龄。因此，在我们这项工作中，对这些问题就给予特别的注意；为了更好的使读者对这个地区了解，我们对某些章节就自觉地加以扩大。

在研究蒙古的土壤时，我们遵循着 B. B. 道库恰耶夫和 B. P. 威廉斯关于所有成土因素互相联系和互相制约的分类指示。

蒙古人民共和国领域广阔，其面积约在1,500万平方公里以上，在我们调查之前，已进行过土壤测量的面积仅占26—28%，其余的绝大部分地区仍是未经调查过的空白点。

当然,在这种情况下,我們是不可能包罗許多細节的研究,也不可能完全解决許多实际問題的。但是,在蒙古人民共和国国民經济的資源中,在我們考虑牧畜业的巨大作用的同时,也注意到了新兴的、农业的发展,在进行这个地区調查时,我們对草原和半荒漠的土壤較对森林和高山的土壤注意得較多一些。

在調查时,首先我們力求查明土壤发育的一般規律和地区分布,闡明主要土类和主要土类在发生上的相互联系,以調查結果提供出以共和国第一張綜合土壤图形式表现的蒙古土壤的完整概念。

为了这一目的,我們所穿过的路綫是在地貌方面最典型的区域,并从这个国家的各个地带采集了一定数量的土壤标本。

給讀者所提供的材料并不是十分完整无缺的。自然,还留下了很多未了解的問題,对這些問題还須要将来的調查者作一番努力。但是,我們觉得,这一著作中所列举的材料,必然有很大的益处,这是因为在文献中关于蒙古土壤的报告十分貧乏和片断,而这个国家最主要的土类——黑土、森林土、盐土、碱土——直到現在还没有在記載上闡述过。

野外工作是我們从1940到1942年內进行的。除了按蒙古人民共和国政府所交付的特別任务进行一般的路綫調查外,还为农业合作社的规划和为国营农場寻找新增添的土地进行了詳細的土壤測量。

在这一时期中,我們所經過的路綫长达20,000公里以上,超过蒙古人民共和国領域的70%。其余的地方,由于客观情况,所以未得进行調查。留下未調查的地区是前戈壁阿尔泰的一小部分,戈壁东南部和极东部的大兴安岭范围(参看路綫图,图1)。

在所調查的地区中,挖掘土坑約850个。此外,在所經過的路綫上作了簡要的評述,并进行了土壤速測。有关土壤的這些評述,在野外制图时曾經采用。

在土壤图最后定稿时曾分析了3,000多土壤标本¹⁾。

1) 除土壤資料外,我們还从戈壁的很多水井中以及差不多所有蒙古大河和湖泊中采集和分析了水分标本,我們首先查明了在蒙古人民共和国領域內含苏打的湖泊和很多具有鈣、芒硝的湖泊。



图1 从前调查者在蒙古人民共和国所描写的简要土壤路线图 1——1927年Л. И. 普拉索洛夫院士所作的土壤调查；
 2——Б. Б. 波雷诺夫院士所作的土壤调查；3——在И. А. 在桑金领导下的刈草-放牧考察队所进行的土壤调查
 (Н. Д. 彼斯帕洛夫和多穆季诺·山查(Домдино Санжа)编辑)

在編制土壤图时,也学习和利用了以前的土壤調查資料。例如,肯特山区的土壤图的最后定稿就利用了 Л. И. 普拉索洛夫(1927)所編制的貝加尔湖附近地区的土壤图和資料。

在戈壁的南部和东南部,我們对在 И. А. 查秦金(Щаценкин, 1943)领导下,为刈草-放牧考查队的同事們所編制的土壤图,以及为 Б. Б. 波雷諾夫(1925)所編的景观图和論文都曾予以注意。

我們也利用了 В. И. 巴兰諾夫(Баранов)和 А. Д. 西穆科夫(Симуков)所編制的蒙古人民共和国植被分类图(比例尺 1:2,000,000)。最后,在編图和写报告时利用了許多土壤学家[Н. Н. 列別傑夫(Лебедев), О. Н. 米哈洛夫斯卡娃(Михайловскава), С. И. 安德列夫(Андреев)和 В. Н. 伊万諾夫(Иванов)等]的原稿和已发表的資料。

在野外調查时,参加土壤勘查队的成員有土壤学家的助手多穆季諾·山查,化学分析者 М. М. 彼斯帕洛娃(Беспалова),三位見习員(Бальджинима, Ценде 和 Церен Дорж),二个工人(Таштава 和 Боснаджаб)和一个司机 П. А. Максимов。

М. М. 彼斯帕洛娃, М. Д. 格文治李雅(Гвинджилия), 尼日·保德卡尔(Нинжи Бодгар), 馬季·杜高尔查布(Мади Дугоржаб)和巴勒准尼馬参加了土壤資料的化学分析工作。全量分析是在 Г. Ф. 罗帕特尼科夫(Лопатников)¹⁾领导下的地質調查队化驗室为化学工作的同事們[Н. А. 卡史帕洛夫(Кашпоров), Т. А. 布尔吉諾娃(Будинова)]所作。

制图工作是在苏联科学院土壤研究所为繪图人員 В. П. 福尔森科夫(Форсонков), В. С. 費多謝娃(Федосеева)和 М. Ф. 海拉斯科娃(Хераскова)所作。

作者对以上各同志致以謝意。

作者在完成这项工作时受到 Б. Б. 波雷諾夫院士和 В. А. 柯夫达以及 И. Н. 安提頗夫-卡拉塔耶夫教授的指教和提供宝贵意見亦表衷心感謝。

1) 全部土壤資料的分析工作是在蒙古科学委员会化驗室和在地質調查队化驗室作的。

緒 言

蒙古人民共和國土壤調查的歷史

俄國和以後蘇聯的科學界的人士對研究中亞細亞，特別是蒙古作了很多工作。

俄國人第一次到蒙古旅行是在 17 世紀初葉，當時瓦西里·丘門涅茨(Василий Тюменец)和伊萬·彼特林(Иван Петлин)，(1616 年)首先發表了蒙古和蒙古人的報導 [В. В. 巴爾托勒德 (Бартольд)，1925]。

在 1654 年，費多爾·巴科夫(Федор Байков)和其旅伴們第一次穿過了整個蒙古領域——由俄國國境經阿爾泰山、戈壁荒漠到達北京。後來相當遲，才有法沃爾斯基(Фаворский)，文紐柯夫(Венюков)，伊茲馬洛夫(Измаилов)，伊金夫·比楚林(Иакинф Бичурин)，季穆科夫斯基(Тимковский)等人對居住這個地區的人民、氣候、植被作了很多報導，在這些報導的記載中，有有關高原和土壤以及有關在土壤上遇到大量的卵石和碎石的報告。

但是，無論是俄國或是其他的歐洲的旅行者(普蘭諾·卡爾比尼，魯布魯克維薩，馬可波，還是在 13 世紀旅行的)所報導的同类材料，都沒能提出對認識極端遼闊的中亞細亞廣泛而全面的報導，更沒有提出對我們所感興趣的土壤問題。

在 19 世紀下半葉，特別是在 20 世紀，我們關於中亞細亞的知識是大大地擴大了。在這一時期中，中亞細亞的高原，特別是蒙古高原，就成為優秀的旅行家從各方面研究的對象，他們的考查隊是為俄國的地質學會所組成的。在這一時期中，貿易商人也开辟了許多新路線。

這個時期最著名的調查者和旅行家是 З. Л. 馬圖索夫斯基(Ма-

тусовский), Н. М. 帕尔日瓦里斯基 (Пржевальский), Г. Н. 波坦宁 (Потанин), М. В. 彼夫佐夫 (Певцов), Г. Е. 格魯穆·格尔热馬洛 (Грум-Гржимайло), А. М. 波茲得涅夫 (Позднеев), П. К. 柯茲洛夫 (Козлов), В. В. 薩波日尼科夫 (Сапожников), В. А. 奧布魯切夫 (Обручев), В. Л. 考馬罗夫 (Комаров), Г. И. 格蘭涅 (Гране), М. А. 烏索夫 (Усов), Н. В. 巴甫洛夫 (Павлов)。

这些調查者的著作,对認識蒙古的历史、地理、气候、地質、古代冰川的遺跡、植被和水文学提供了大量的科学資料[詳細和系統的叙述这个国家的調查历史可參看 Э. М. 穆尔札耶夫 (Мурзаев, 1948) 的一书]。但在这一时期中却没有土壤調查。我們沒有在这一时期旅行家和調查者(帕尔日瓦里斯基,波坦宁,奧布魯切夫,柯茲洛夫等人)的資料中发现有关土壤的記載,如果說在这些著作中也有說明土壤的話,那么,也仅仅是間接的和附带的提及。他們草率地說明了岩石的特征,但不是土壤,关于土壤則仅仅指出:土壤是石質的、砾質的和沙質的等等。

在 1912 年,最伟大的土壤学家之一——Л. И. 普拉索洛夫——首次訪問蒙古。他在外貝加尔湖进行土壤調查,旨在查明土壤的規律和其由草原向荒漠的过渡,Л. И. 普拉索洛夫所經路綫是在蒙古北部——由恰克图至烏勒吉(烏兰巴托)。Л. И. 普拉索洛夫沿这条路綫挖掘土壤剖面,这些土壤剖面是能够代表主要土类(肯特山区的北部)的特征的,并且他把这些主要土类繪制成图。

在 Л. И. 普拉索洛夫的著作中,除記載土类外,还記載了植被、母質,指出了永冻层和隆起的小丘等。这一著作最先确定了外貝加尔湖地区的土壤景观和蒙古北部的相似之处,而且还指出了向南土壤的显著变化。

第二个訪問蒙古的伟大土壤学家是 Б. Б. 波雷諾夫和他的同事們 [И. М. 克拉申宁尼科夫 (Крашенинников), В. И. 李索夫斯基 (Лисовский), Н. Н. 列別傑夫和 О. Н. 米哈洛夫斯卡婭] (1925—1926 年)。

1925 年, Б. Б. 波雷諾夫同 И. М. 克拉申宁尼科夫一起在烏

別爾-扎爾加蘭特河流域和在哈拉-扎爾加蘭特河的上游進行了自然地理和土壤-植物的調查。

在這裡，他描述了低地中相當厚的、在疏松沖積物上充分發育的土壤。這裡“土層也很厚，一般具有栗鈣土和黑土的外貌，在這種土壤上為具有繁茂草層的山地草原占優勢”。

Б. Б. 波雷諾夫在這個地區調查時，注意到了蒙古中部新分水嶺的發生，在他的著作中指出：現在屬於土拉河流域和屬於中部亞洲的無流盆地（伊海圖呼穆湖）的烏別爾-扎爾加蘭特河和哈拉-扎爾加蘭特河，在過去與土拉河同為一個水系，它們都屬北冰洋流域。

為 Б. Б. 波雷諾夫指出的這一局部情況却具有很大的意義，因為在蒙古人民共和國境內我們遇到不少河床改變方向的例子（哈拉河、匝盆河、布克蘇伊河、鄂爾渾河等）。

И. М. 克拉申寧尼科夫在研究這個地區植被時得出了與 В. Л. 考馬羅夫觀點相同的結論，即中部亞洲的荒漠草原植物區系是由“不同山區的植物旱生化起源的，而植物羣落的演化是以前的高山和亞高山複合植物羣落旱生化過程的結果”。

1926年，Б. Б. 波雷諾夫與 В. И. 李索夫斯基在戈壁北部地區進行了踏查。他們經過了二條路線：第一條路線是由烏蘭巴托經伊海圖呼穆湖、米希克古依湖、桑金達賴湖等到達翁金河上的霍順希德；第二條路線是由烏蘭巴托經喬林、沙音烏蘇到達博加-烏德。

在其著作中指出了有代表性的、懸谷和地形形成階段等基本景觀。根據地形要素描述了盆地的結構。關於“戈壁”一詞，Б. Б. 波雷諾夫指出：已確定的對戈壁的見解，如象確定對荒漠的見解一樣是不符合於實際情況的。Б. Б. 波雷諾夫推測過去在戈壁中曾存在過發育良好的水系網，這些水系網現在部分是受構造過程所改變和切割，部分是由於在較乾燥的氣候下河流自然干涸所致。

Б. Б. 波雷諾夫把戈壁的土壤列到棕鈣土的變種中，這種土壤的代表特性是土壤剖面為二層性（他把腐殖質含量最大的第二層列入埋藏層中）。這類土壤的其他特征是：石膏層發育微弱，或者完全沒有明顯表現，而石膏層對草原和半荒漠類型的棕鈣土來說則是很

典型的。在其著作中注意到了在棕鈣土中二氧化硅和錳的含量較高，并指出在荒漠和前期荒漠的土壤中关于錳的問題应当成为特別的研究課題。

在1926这一年，H. H. 列別傑夫和 Ю. С. 涅烏斯特魯耶夫在 Б. Б. 波雷諾夫的领导下，在伊海图呼穆湖地区进行了土壤地理調查。在这一調查区域中，完成了路綫的目測，并进行了自然地理的觀察。在其論文中，根据地形要素評述了土壤和植被。

他們把伊海图呼穆湖地区的全部土壤划分为：а) 山地土壤，以暗色淋溶的、和暗褐色山地草原土变种为代表；б) 具有栗鈣土外貌并有显著独立的、碳酸盐淀积层的草原土和 в) 不同程度的草原盐漬土——由碳酸盐盐土到典型盐土。

在其著作中，还附有伊海图呼穆湖附近的分层設色图和基本的自然地理景观图。

同年，O. H. 米哈洛夫斯卡婭根据 Б. Б. 波雷諾夫所拟定的、总的和宏伟的計劃大綱进行了踏查。她的路綫是从哈拉河和土拉河的上游、烏兰巴托以北，后来，沿土拉河而下直达土拉河灣。从那里越过杭爱山到鄂尔渾河的上游。再从鄂尔渾河上游沿着广寬的河谷而下到达色楞格河和沙莫尔乡，并由沙莫尔乡向阿尔丹-布拉克方向而去。

根据所經過的路綫，O. H. 米哈洛夫斯卡婭在自己的初步报告中分出了高山、中山和山地草原景观。

在1927年，H. H. 列別傑夫曾研究了位于蒙古人民共和国东南角的达里崗夏沙地(莫勒佐克-艾里苏和翁貢-艾里苏)。在其初步的报告中，作者描述了沙地景观，并指出这两片大沙地同样都是河流起源的。可惜，这项工作的結果沒有发表。H. H. 列別傑夫的早死，阻止了使这次有趣旅行所获得的資料最后交付出版。

無論是 Б. Б. 波雷諾夫本人，或是在他领导下所进行的工作，都具有巨大的科学意义。他們揭示了主要土壤分布的規律，为以后土壤植物和景观的研究提供了重要的指示。

1930年，农业土壤調查队在地植物学家 В. И. 巴兰諾夫领导下，

在蒙古进行工作。他們主要是在蒙古西部进行調查。在这个調查队的成員中,有农学家 Г. Е. 多布罗沃勒斯基(Добровольский)和土壤学家 С. И. 安德列夫参加。

农业調查队的主要路綫是:科布多,哈拉烏苏湖,青霍尔湖,蒙古阿尔泰山,包多穆奇河谷,烏因奇河谷,布尔根河下游,巴迪尔哈尔汗山脉,泰尔金湖,科布多湖。沿所經過的路綫,主要研究了蒙古的农业、作物組成和土壤耕作法等。在这一时期,С. И. 安德列夫是在布彥图河三角洲机器刈草站的农地上进行了土壤調查。根据 С. И. 安德列夫的資料,在所調查的区域内,地带性的土类是栗鈣土和棕鈣土。在科布多河和布彥图河的谷地以及在哈拉烏苏湖地区,栗鈣土和棕鈣土中間还分布有盐漬土和冲积性草甸土。

1931年,土壤农业調查队在 Б. И. 巴兰諾夫的领导下,在蒙古西部——大湖盆地中——繼續进行調查。这一年,在調查队的成員中有二位土壤学家——С. И. 安德列夫和 В. Н. 伊万諾夫——参加工作。

С. И. 安德列夫在色楞格国营农場(面积约5,000公頃)的农地进行土壤調查。他在所調查的地区中划分出四級阶地。这四級阶地在土壤方面有显著区别。第一級泛滥阶地是砂-砾质的沉积物。这一級阶地沒有植被,高出标限水位40—50厘米。第二級高阶地,其特征是草甸土与盐漬土的变种成复区。第三級阶地是栗鈣土,部分地为碱化土。第四級阶地上主要是暗栗鈣土。初步报告还附有一份1:25,000的土壤图。土壤图和初步报告,看来是根据在野外观察时所編写的,因为在这一著作中几乎完全沒有分析資料。

在同一时期中,В. Н. 伊万諾夫是在烏布苏湖盆地的巴倫-土倫机器刈草站(面积约4,000公頃)进行土壤調查的。作者在其簡短的初步报告中指出,在他所調查的区域中,地带性的土类是栗鈣土,仅仅在山前地区栗鈣土才过渡为暗栗鈣土变种。后者含腐殖质較丰富,淋溶也較強。

在1940—1943年(与我們同时),全苏飼料研究所的刈草放牧調查队在 И. А. 查秦金的领导下与蒙古人民共和国科学委员会一起进

行工作。在調查队工作的成員有植物学家 A. A. 尤納托夫, 农业化学家 H. A. 卡史帕洛夫, 农学家 П. A. 阿范那斯耶夫和試驗室助手 A. A. 法捷娃。

調查队的調查路綫网密布整个戈壁的东部, 在那里收集了大量的植被方面的資料, 同时也收集了大量的土壤資料。根据收集的資料編制了 1:1,000,000 的土壤图。

在土壤图上划分出具有不同程度的、石質和砂質的棕鈣土, 碱土、盐土、山地石質棕鈣土和栗鈣土。

我們的工作首先是在整个蒙古人民共和国进行土壤調查, 編制了第一幅 1:5,000,000 的土壤图。这幅图仅是研究蒙古土被的第一步, 并非十分完善; 在获得新的資料时, 无疑地, 它将被肯定或被修改。

最后, 应当指出, 这里我們未指出在地質学、水文地質学、植物学方面的著作, 也未指出农作物栽培方面的試驗工作, 以及农学家写的蒙古农业方面的論文。但是絕大部分的这类著作都为我們所利用, 并引用在本书的原文中。

第 一 章

蒙古人民共和国領域的自然地理条件

1. 地理位置和界限

蒙古人民共和国所占面积在 1,500 万平方公里以上。它的西北部和北部与苏联(哈薩克苏維埃社会主义共和国、布里亚特蒙古苏維埃社会主义自治共和国和赤塔省)接壤,南部和东部与中华人民共和国——南部与新疆(准噶尔、呼倫貝尔、察哈尔),东部与中国东北——接壤*。因此,蒙古人民共和国的領域是东西(由哈薩克苏維埃社会主义共和国到滿洲里)伸展的,这一綫差不多有 2,500 公里;蒙古領域南北的最大距离約 1,100 公里。

在蒙古人民共和国北部,大部分的国境綫经过下述一些高大的山脉:阿尔泰山、薩留吉姆岭、薩彥岭。其南部边界綫經广闊的戈壁荒漠区域,但不是一条自然界綫。

高的山脉、大高原和山原占据着蒙古地面的絕大部分。分布于其南部、东部和西部的平原所占面积很小(参看下边的分层設色图,图 3)。

广闊的中部亚洲大高原区域(簡言之,就是分布在蒙古人民共和国境内的大高原)海拔較高,边緣为山脉所圍繞。其西部和西南部有喜馬拉雅山、天山和喀喇崑崙山为屏障。从帕米尔东北面部分地沿苏联和中华人民共和国的国境綫經天山山脉把苏維埃社会主义共和国的中亚細亚部分与中华人民共和国的新疆分离开来。

除喜馬拉雅山、喀喇崑崙山和天山外,由帕米尔分出的崑崙山則

* 蒙古人民共和国西南与中华人民共和国的新疆維吾尔自治区连接,南部和东南部与內蒙古自治区连接。——譯者

成一个巨大的屏障，把中部亚洲大高原的北部与太平洋区域隔离开来。在天山东北部，在苏联、中华人民共和国与蒙古人民共和国交界的地区有阿尔泰山、薩彥岭和雅布洛維依山脉。这些山脉在很大程度上隔絕了北冰洋对中部亚洲大高原的影响。在东部，太平洋季候风的影响为大兴安岭所阻止，在这里大兴安岭最后封閉了中部亚洲的大高原(参看分类图，图2)。

可見，蒙古人民共和国的广大領域在大陆上是占据一个特殊位置的。

无疑地，北冰洋和西伯利亚泰加林对蒙古北部的气候发生了巨大的影响。但是，这种影响在很大程度上为南部荒漠所抑制。大家知道，蒙古人民共和国的西南部——塔克拉瑪干——是荒漠界，荒漠化最厉害的地方。塔克拉瑪干以东分布有准噶尔荒漠、鄂尔多斯和戈壁荒漠，戈壁荒漠也包括着蒙古領域的南部。

由于存在有平原、山間谷地和开闊的深谷(肯特山、杭爱山和蒙古阿尔泰山之間)，荒漠的影响可远远侵入到西部和北部(至大湖盆地以及鄂尔渾和色楞格二河流域)，在这些地方，它对土壤和植被发生了巨大的影响。

中部亚洲的塔克拉瑪干、准噶尔和戈壁大高原是一封閉的山間低地，这一低地也具有很多范围較小的、封閉的无流洼地。蒙古人民共和国这样的低地在西部有大湖盆地、中部有谷地湖，在戈壁地区有霍洛伊、巴倫呼拉伊等景区。

蒙古北部和东部的盆地与戈壁盆地和西部的大湖盆地的区别，是不封閉的而为河流所貫穿，这些河流常常可达到海洋。

相反地，蒙古人民共和国的南部和东部主要是一些比較低的平原，而其北部山脉較多。这个地区在地质方面是一个比較古老的褶皱区，后来才被河谷所切割。

下边我們轉而評述一下成土作用的主要因素。大家知道，研究任何地区、区域或整个国家的土被，在方法上常与研究最主要的成土因素有关。因此，在評述土壤之前先要評述气候、地形、地质、水文地质和植被。



图 2 为高山脈所圍繞的中部亞洲高原簡圖

2. 气候

根据科学的土壤学的奠基者——B. B. 道庫恰耶夫教授和 B. P. 威廉斯院士的学說，岩石变为土壤必然是在下述五种因素共同的影响下改变的：1) 母質；2) 气候；3) 植被；4) 区域地形；5) 地区年龄。

成土过程的基础是生物学的因素，即生活的有机体，主要是高等和低等植物的生命活动。但是，忽略了对影响成土作用过程的要素之一——气候条件的重要作用——也是錯誤的。

在开始評述現代气候之前，应当回顾一下过去的气候。

蒙古人民共和国境内过去的气候，一部分可借研究动植物界和土壤来証实。俄国的調查者首先在这方面获得有大量資料。

著名的俄国学者 П. П. 苏施金 (Сушкин, 1927) 院士，根据他在西西伯利亚所收集的以及 А. Н. 福尔莫佐夫 (Формозов, 1927) 院士，根据他在蒙古所收集的、动物区系方面的資料指出：这个地区的动物区系与东西伯利亚的古代的动物区系比較，特有类型非常年輕和貧乏。П. П. 苏施金把这种情况解释为：东西伯利亚和与东西伯利亚邻近的中部亚洲是一个在旧第三紀就已存在的、比較古老的大陆，但是，西西伯利亚脱离海水的复盖較迟 (新第三紀初)，在冰川时期中滿居欧洲动物区系。

1907年，A. 謝傑尔尼科夫 (Седелъников) 在南阿尔泰山区采集了完好的、与吉尔吉斯草原植物羣落近似的化石植物。

后来，B. B. 李茲尼欽科 (Резниченко, 1911)，根据在斋桑泊大高原中新世的沉积物中發現針叶和闊叶林的化石得出結論說：这个大高原在第三紀时期出現过“温暖而湿润的气候，年平均温度可能約 8—9°”。

安傑尔森 (Андерсен, 1923) 根据自己收集的資料写到：在蒙古領域上，上新世的气候不仅比以前、而且也比現代較為湿润，在現今分布着荒漠的那些地区，在那个时期存在着湖泊和森林地段。

在上新世，在蒙古发现海狸 (*Castor fiber*) 是气候比較湿润的証

据,順便談一下,关于这类証据最先在蒙古的旅行者[帕拉斯(Паллас), 1771]的著作中也有片断报告。

我們在最近的一些調查者的著作中发现了关于在阿尔泰山有孤立的和較迟才定居的海狸的报导。可見海狸是一种以前在西伯利亚和蒙古分布比較广泛的殘遗动物。無論是現代和古代的地质学資料都可証实这一假定。例如, П. К. 柯茲洛夫(1907)勘察队在喀拉額尔齐斯河上游,在烏梁海东部,在烏留湖和較南部的科布多都曾发现海狸。

C. 貝尔格和 E. 莫利斯(C. Berkey 和 E. Morris, 1927)在戈壁区上新世的砂土中和在以前的哈倫烏苏湖的底部也曾发现了淡水軟体动物的化石和很多齧齿目动物的骨骼,包括海狸、鹿的牙齿、犀牛和鸵鳥(*Struthiolithus*) 蛋等化石。这一勘察队在蒙古东南部(无名地区)也发现上新世动物区系——长頸鹿、犀牛、馬、兔、貂和鸵鳥等化石。这些主要是草原上的动物区系,是在紅色层中发现的。在紅色层之上分布有白色砂粒、带有河流龟类的甲壳、馬、獾、海狸、小的齧齿动物、鼬鼠和巨大的鹿的骨骼。

蒙古的气候在过去是比現在湿潤的,看来,現在在阿尔泰山动物区系中的滿洲鼠(*Myospalaxepsilans* Thos)也可作为一个綫索。这类动物組合的分布无疑地証实了侵入到阿尔泰山的滿洲鼠也侵入到了与东南亚邻近的塔尔巴哈台山区[A. M. 柯洛索夫(Колосов), 1939]。

滿洲鼠的发现是非常有趣的事,因为这样就能准确的判断滿洲鼠迁移时发生的条件。根据 A. M. 柯洛索夫的判断,滿洲鼠的迁移是从亚洲东南部到蒙古的北部和中部,即是这种动物現代难于达到的、貧瘠的石质荒漠区域。

从 B. C. 維諾格拉多夫(Виноградов, 1922)的著作中,我們得知滿洲鼠各地均有分布,但是,“在平原上它迴避过份干燥的草原,而在山地主要是在具有比較松軟黑土的谷地中,同时迴避石质的地方以及含粗石砾的土壤”。

所引証的材料充分明显地証明了这类齧齿动物組合对湿潤土壤

的适应和特性,湿润的土壤与这种动物的养料、草本植被地下部分的含量丰富有关。满洲鼠的生态特征和它与现代的蒙古景观的比较可得出这种结论:上述满洲鼠¹⁾的独特分布是查明遥远过去情况的唯一条件。

可以推想:在很早以前中部亚洲大高原的绝大部分,显然是具有比较湿润的气候的,成土作用是以草甸型为主。看来,满洲鼠的迁移是經草甸土到达西部的。在过去的湿润时期具有较繁茂的草本植物羣落(当时也可能經過满洲鼠的迁居),可作为戈壁区域埋藏土的証据。

在冰后期,干燥的气候来临时,满洲鼠死亡,仅在阿尔泰山和沿塔尔巴哈台山脉的山原草甸上保留其孤立的类型。

因此,在冰川期之前,即在上新世时,看来,在中部亚洲的大高原上至少还存在有相当大的绿洲,在这些绿洲中保留有喜湿的和在森林中生活的动物区系(海狸),以及作为开阔平原景观的典型动物(鸵鳥、满洲鼠)。

可见这种条件在冰川期之前曾存在过一个很长的时期。在冰川期中,无论俄国阿尔泰山或是蒙古阿尔泰山以及后来的薩留吉姆岭、杭爱山等高地,都經受了强烈的、局部性的冰川作用。例如,根据 B. A. 奥布鲁切夫(1914)的調查,在那时,全部阿尔泰山約有 30% 的面积曾为冰川所占据,极厚的冰层和恆雪被复盖着现代高山地带的全部領域。

M. A. 烏索夫(1915)在大約东經 107—110° 之間的肯特山脉和北緯 48° 的苏联-蒙古边界之間的勘察,确定了分布最广的冰块的下限可下降到现代流入土拉河的捷列尔扎河的下游。在肯特山西南的杭爱山脉中,其上部地带也可看到极多的成冰斗、羊額石和冰磧石状的古代冰川遺跡。远至杭爱山西南的蒙古阿尔泰高地也曾为巨大的雪原所复盖。例如,根据 B. B. 薩波日尼科夫(1911)和 И. А. 莫勒昌諾夫(Молчанов, 1919)的資料,那里巨大的冰川长达 100 公里

1) 根据 A. M. 柯洛索夫粗略的計算,满洲鼠(田鼠)从中国东北迁移到阿尔泰山不少于 20,000 年。

以上,谷地上部的冰川厚度达数百公尺。蒙古阿尔泰山的冰川主要发育在山脉的北部,当在南部时主要是冰川复盖物和斯堪底那维亚型的冰川,宽度常常可达数十公里。薩留吉姆岭的边緣山脉那时曾完全为冰川复被物所埋藏,仅在冰川复被物之下,个别地方可看出有非常显著的山脊的山峯。与蒙古和俄国阿尔泰山的雪原区相连接的冰川复被,与它一起共同形成一个巨大的冰川区(В. А. 奥布魯切夫, 1914)。

根据最近的資料,中部亚洲大高原有相当大的一部分未曾經受过冰川作用,而在大高原的表面具有森林和草原的綠洲。但是,俄国的調查者曾确定在戈壁阿尔泰山(伊海博格达烏拉山)有冰斗,而 Б. 吉特馬洛穆(Дитмаром, 1933)和格蘭耐(Гранэ)断定在崑崙山脉的北坡,即离开蒙古境以南很远,有冰川复盖的遺迹和少量冰磧石。

不久之前,伟大的学者、西伯利亚的調查者,其中包括 И. 切尔斯基(Черский)和 А. И. 沃耶柯夫(Воейков)在內,完全否認在地球上这一部分过去冰川分布較現在为大的可能性。尽管奇哈切夫(Чихачев, 1845)、舒罗夫斯基(Шуровский, 1846)、切坎諾夫斯基(Чекановский, 1871)和克洛波特金(Кропоткин, 1873)等調查者指出了有冰川时期的遺迹,但是 И. 切尔斯基(1882)和 А. И. 沃耶柯夫(1871, 1882)的观点差不多到本世紀末仍然获得胜利。

有个别的、一些簡短的論文与上述观察的記載相符合,例如,分散在現代文献中的米哈艾里斯(Михаэлис)、別罗夫斯基(Беловский)以及其他調查者的論文,就沒有动摇早期所确定的信念。但是,根据 Г. Н. 波坦宁(1893)、И. В. 彼夫佐夫(1883)、Н. М. 帕尔日瓦里斯基(1888)和他們的同事們[安德利諾夫(Андрянов)、卡茲娜科夫(Казнаков)、拉迪金(Ладьгин)等]在蒙古很多地方所进行的大規模勘查,在他們的論文和报告中可找到有冰川冲积物綫索的說明和暗示,但在多数情况下,或者过于沒有把握,或者有明显的意图,仅以沒有冰川影响的解释較为方便。仅在 19 世紀末,才有很多調查者[В. А. 奥布魯切夫(1890)、В. В. 薩波日尼科夫(1897)、И. П. 托勒馬切夫(Толмачев, 1899)、П. 伊格納托夫

(Игнатов, 1902)、П. П. 皮里边科(Пилипенко, 1910)、П. К. 柯兹洛夫(1905)、С. А. 雅科夫列夫(Яковлев, 1908)、В. Л. 李兹尼钦科(Резниченко, 1914)、格兰耐(1910)等]才彻底解决了西伯利亚和蒙古巨大的冰川分布的问题。

上新世气候的变化与冰川期的来临以及与冰川期有时很难完全毁灭生存条件有关。因此,在这里仅部分地排挤了南部原有的第三纪动物区系,仅在阿尔泰山西南部地区以及蒙古和西伯利亚的其他部分留下了它们残遗种。显然,在那个时期代替古代动物区系的只能是较北部的、亚北极的类型,这种类型现在或已灭绝或部分地从它原来的居住地区被排挤出去。正是这种条件,才能解释这一地质时期在南西伯利亚和蒙古残存有现在生活在北方的、已灭绝的动物和动物群,也就是它们居住的主要地区是在北极寒原带的那种类型。

这类例子在各类动物组合中都非常多,但是我们仅举出一些最有代表性的。例如,П. К. 柯兹洛夫勘察队曾在北部戈壁阿尔泰山的山脚下发现了象(*Elephas primigenius*)的化石[这项材料已为 П. К. 柯兹洛夫勘察队寄出,保存在苏联科学院地质博物馆中(А. М. 柯洛索夫, 1939)]。在满洲里的扎赉湖附近,在额尔古纳河右边的支流捷尔布勒河,最后在哈尔滨附近,都曾发现象的化石[В. Я. 托勒马切夫(Толмачев), 1926]。

在现代生存的动物类型中,北方鹿(*Rangifer tarandus*)可作为证实南西伯利亚和蒙古古代的动物区系为较北部的亚北极类型动物所代替的一个良好例子。北方鹿现代在萨彦岭和蒙古西部的库苏古尔湖附近还有生存。

可见,在冰川期和继冰川期之后的干热期对现代植物和动物区系的发展具有重大的意义。

干热时期的特征是气候条件有显著的变化,显然这种变化并不是固定的,但是很早就已发现这种变化的总趋势直到现在为止是向气候干旱度加强的方面进行的。我们发现在冰后期某一时期中,淡水湖泊(乌布苏湖、希尔吉斯湖、贝加尔湖)有变干和盐渍化以及完全消失(伊海察达穆湖、沙拉布尔湖、哈里湖等)的迹象。广大的盐渍地

和埋藏很厚的(1—3厘米)盐分层可证实这种情况,埋藏盐分的储藏量总计为数百万吨。

水量很大的河流变为现代干涸的无水荒漠(翁金河、里金河等),也可作为冰后期气候比较干旱的证据。最后,沿着现代已干涸河流的河床(在戈壁中),直到现在还保留有过去为森林绿洲的木本植物羣落(杨树、柳树)的残体。因此,广泛分布的荒漠景观和在这种景观上的动植物区系(现在还在中部亚洲大高原的广大地区占着优势)与干热时期有关。

这就是确定现代蒙古人民共和国气候以前发生的一些事件。

许多调查者和旅行家都认为现代的蒙古气候,其一般特征是强烈的大陆性气候,温度的年变幅和日变幅极为明显,而且经常有风[Н. М. 帕尔日瓦里斯基(1895)、А. А. 卡明斯基(Каминский, 1915)等]。这样的评述是不可能给蒙古气候提出一个完整的概念的,如果考虑到它的地形的多样性和距离的广大的话。

由于蒙古人民共和国领域广大,其中一部分与温暖气候带相符合,另一部分差不多是处于亚热带的气候带中。但是,蒙古的气候,由于它的地形特征、绝对高度和距海洋区域较远,所以无论与苏联欧洲部分的气候,或是与苏联中亚细亚部分的气候,都具有明显的差别。

距离大和自然地理条件复杂,也是蒙古人民共和国领域气候在水平和垂直方向发生重大变化的原因。在从北向南推进时,景观逐渐变化,从森林草原到草原,最后到戈壁荒漠景观,是气候变化的证据。其次,森林明显地从属于较高地点和其北坡,并可明显表征出气候的变化与绝对高度以及坡向变换的联系。

蒙古人民共和国的气候条件与其他的自然特征一样,也是很复杂和独特的。离大洋和大海相距数千公里,所以蒙古是一个典型的大陆性地区,蒙古的气候只是周期性的受北冰洋的影响。

可惜,我们对蒙古气候的评述拥有气象站的资料十分贫乏,而且气象站的观测时期都很短。蒙古人民共和国全部领土的面积在1,500万平方公里以上,但仅有3—4个气象站有连续5年的观测,3—4个

站有連續3年的觀測，5—6個站有1—2年的觀測。如果每個氣象站占有150,000—200,000平方公里的面積，而且常常具有十分複雜的地形，這就未必能把現代的蒙古氣候記載得會有多少詳細。

因此，我們也部分地收集了旅行家們的一些偶然材料（Г. Н. 波坦寧，1893；П. К. 柯茲洛夫，1905；Н. М. 帕爾日瓦里斯基，1895等），這些旅行家沿自己所經過的路綫進行了氣象觀測。我們所以說是偶然的資料，是因為他們是按其自然特征來對待各種不同地區的，這僅可作為評述氣候特征的最一般的資料。一個勘察隊在經常轉移的情況下，當然不能保持觀測的準確性。加之，雖然是在同一天內，但這種觀測時而是在高山，時而是在開闊的平原或砂質草原，有時又在絕對高度相差1,000米的地區進行的。

最後，我們為了比較，也收集了與蒙古鄰近的以及距蒙古較遠地區的、其他的蘇聯氣象站的資料。

蒙古人民共和國北部的溫度條件與蘇聯歐洲部分的北部地區以及與西伯利亞相接近。一些蒙古的城市如：烏蘭巴托、哈拉、烏里雅蘇台與庫爾斯克、哈爾科夫、基輔處在同一緯度上；但月平均和年平均溫度卻與位於蒙古人民共和國較北部（緯度偏北 $10-12^{\circ}$ ）的、阿爾漢格爾斯克、特羅伊茨克-彼齊拉、叶尼塞斯克、伊爾庫茨克等西伯利亞的一些地區相等。

蒙古北部絕對最低溫度（烏蘭巴托 -50° ，穆稜 -46.7° ，烏里雅蘇台 -44.9° ）與阿爾漢格爾斯克（ -44.8° ）、特羅伊茨克-彼齊拉（ -50.2° ）、那雷姆（ -51.9° ）和伊爾庫茨克（ -50.2° ）也很接近。但是蒙古北部同一地方最高絕對溫度值——烏蘭巴托（ 38.6° ）、哈拉（ 36.8° ）、溫都汗（ 38.9° ）、接近於阿斯特拉罕（ 38.0° ）和古里耶夫（ 37.7° ），高於阿爾漢格爾斯克（ 32.9° ）和伊爾庫茨克（ 34.4° ）。

南部戈壁地區大約與阿拉木圖、塔什干、第比利斯處於同一緯度上，但是，月平均和年平均溫度卻與伏爾加河下游的溫度較為接近。戈壁（達蘭扎達加特、沙香山達）的7月份絕對最高溫度常常達 $39-40^{\circ}$ 左右，這一數值與中亞細亞的最熱地方如：布哈拉、捷爾麥茲、卡爾希十分接近。相反地，戈壁的冬季最低溫度（達蘭扎達加特

-34.4°、沙音山达-31.8°)約与斯大林格勒(-34.6°)、阿斯特拉罕(-30.0°)和哈薩克斯坦的某些城市(塞米巴拉丁斯克、阿克秋賓斯克、烏拉爾斯克)相吻合。

因此,蒙古人民共和国冬季具有西伯利亞的寒冷,而夏季戈壁的最高温度达到中亚細亞的炎熱。

季节性的降水是蒙古气候的第二个重要特征。仅在夏-秋从海洋吹来的风带有雨水。因此,最大降雨量是与温度最高时期相吻合。在夏季的下半期,即在7—8月中雨量特別丰富。但在6月份普通降水最小。

在蒙古人民共和国的北部,年降水量約为250—300毫米,可是在南部戈壁中,年平均降水却不超过110—130毫米。蒙古北部降水量較大,可能是从北冰洋方面带来的水汽为西伯利亞占优势的北风和西北风所引起,这些水汽集中在山地,成雨水形式下降。这里的森林植被、极多的河流和沿山脉堆积的大量的石質物质,也对水汽的凝結发生巨大的影响。其次,绝对高度高达2,000—3,000米的杭爱山和肯特山脉也阻挡了水分,使它不能到达戈壁平原。因此,处于这些山脉以南和西南部的地区显較干燥,大陆性气候也較处在北部的地区为強。由于杭爱山和肯特山的北坡为茂盛的草层和森林植被所复盖,所以,其所处条件較受荒漠干风影响的南坡比較有利。

因此,蒙古人民共和国北部的降水量較戈壁平原大2—3倍。但是,蒙古北部的降水量还不能与东西伯利亞(叶尼塞斯克、伊尔庫茨克)相比,那里年平均降水量为400—500毫米,但它与干燥的伏尔加河下游地区(叶尔碩夫——318毫米、小烏晉河——308毫米)有些相同。蒙古南部——戈壁平原(达兰扎达加特——130毫米、沙音山达——110毫米)——平均温度与伏尔加河下游地区很接近。在大气降水方面,与中亚苏維埃社会主义共和国的布哈拉(106毫米)、捷尔麦茲(115毫米)、麦尔夫(146毫米)等很多地点相接近。

还必须指出蒙古气候的另一特性,除降水量极少之外,还带有季节性的特征。普通以暴雨的形式下降,而且夏季降水量(150—200毫米)最大,秋季較少(25—40毫米),冬季最少(4—7毫米)。春季的降

水也很少(20—40毫米),因此,田间作物和自然草类在每年的这一时期中常常因缺乏水分而凋萎,不能生长,照例,蒙古牲畜在这个时期感到饲料不足。

空气湿度也与大气降水有密切的联系。北部春季的空气湿度可达最高限度(43—52%)。相反地,在夏季,空气湿度变动范围为47—72%,蒙古北部的空气湿度却与伊尔库茨克、克拉斯诺雅尔斯克和叶尼塞斯克有些近似。

在蒙古人民共和国的南部,春季的空气湿度一般不超过35—43%,而在夏季雨期可升至54—56%。这样的空气湿度对植被和土壤的发育都产生了强烈的影响。

根据在蒙古测得的气象资料,可划分为二个基本的季节:冬—春——干燥、寒冷;夏—秋——较湿润、温暖。根据蒙古一年四季的气候,则具有下述的特征。

春季 蒙古人民共和国的春季具有显著地温暖和寒冷的间断性特征,以寒冷为主,经常为暴风统治(特别是在戈壁中),大气降水量少,空气干燥度很高。

在蒙古,从温暖到寒冷不仅在春初时是突然变化的,甚至在春末也是很普通的现象。例如:在戈壁中,在4月和5月末温度可达到22.2—22.7°,但与此同时,早晨的温度常常可降至-4—-6°。在蒙古北部(乌兰巴托,哈拉)4月的温度还很不稳定。不仅在4月上旬,而且在4月下旬寒冷的夜晚,可达-10°。在5月,山地的植被方开始较快的生长,在此时期夜间寒冷,常常可达-5—-6°,而有时还降雪。

戈壁干草原在每年的这一时期还无生机,仍为上一年生存的、强烈稀疏的植被所复盖。

整个蒙古春天的情况的特征是春季生机的特征非常少,尽管在4月和5月上旬,天气就强烈变热(达25—34.5°)。在这一时期中还看不到一花一蛾,乔木还未抽叶,而沼泽中的芦苇还象冬季一样呈一片黄色。

蒙古春季的第三个特征是经常为强风统治。这里最主要的风是北风和西北风。强风和暴风在戈壁中很多,风力常达最大的速度。

例如，在1941年7月（沙音山达），当时的沙尘风暴，最大风速达35米/秒，太阳为风暴吹到大气中的沙霾、尘埃以及盐土上的微细盐粒所遮盖，致使白昼昏暗，相距10—20米就完全不能分辨人体。风暴可延至15—20分钟，但是就在这一短短时期中，它常常使农业受到巨大损失。

夏季 在蒙古人民共和国北部，夏季并不炎热（因为冬季冷、雪量少，所以就在这一部分地区中常常具有不同深度的冰冻层）。在戈壁，夏季比较炎热，7月的气温在隐蔽下常达39—40°，裸露的土壤可达65—70°。由于温度高，空气干燥度大，戈壁的夏季几乎没有露水。相反地，在蒙古北部，夜间凉爽，那里的山间谷地经常下降丰富的露水。至于说到风，在这方面，蒙古的夏季却与春季相反，夏季的特征是：暴风极少，平静的白昼很多，或风力很弱。在戈壁平静炎热的白昼中，特别是在中午和午后，常捲起旋风，晴朗的天气也常起层气。夏季的夜晚常常是平静的，没有风，整个夏季多半是晴朗的天气。

在蒙古北部，夏季的大气降水约为150—200毫米，在戈壁约为70—80毫米。H. M. 帕尔日瓦里斯基（1895）、A. A. 卡明斯基（1915）、Б. Б. 波雷诺夫（1926）曾不止一次地指出所谓戈壁的“干燥暴雨”。“干燥暴雨”是风暴吹下来的沙霾所成的雨带，散布在大气中，但不能达到地表。这种现象在蒙古南部现今仍可看到。

自然，在这种情况下，最高的高山顶峰和高地可直接获得较多的大气降水，而且降水比较集中。在降水总量过多时，就常常伴随雷电，产生雷雨。这样的雷雨在整个戈壁的北部和西北部最为常见。

秋季 蒙古人民共和国的秋季是一年中最好的季节。此时，天气晴朗，不十分热，也不过于冷。9月的中午温度达18—20°，有时甚至在10月的上半月天气也很温暖。在10月下半月，小溪和河流在夜间开始复冰。

蒙古秋季的另一个特征是大气降水量非常少，特别是在10月和11月。这时雪常常落到干燥得象砂子一样的土地上，一般降雪量不大，它很快就为风吹到低的地方，或很快在阳光下蒸发掉。

在蒙古北部，风雪之后，雪可停留数日，但是，照例土壤为雪的斑

点所复盖。秋天平静的天数較夏季为少，經常有风暴。

冬季 蒙古冬季的特征是严寒(-40 — -50°)，大气降水量少(4—7毫米)，也經常有晴朗的天气和占统治地位的、強烈的西北风。

蒙古的冬季降雪很少。因此，在蒙古領域上絕大部分的土地，差不多整个冬季几乎完全沒雪，或有呈斑点状的雪保留下来；仅只有高山頂峰和森林地段可作为例外。在严寒开始时，暴风給少雪的冬季所带来的不是雪而是尘埃。

蒙古的冬季多西北风，常常很強烈，有时轉为风暴。风暴从蒙古較高的山原掠过，而到平緩的戈壁平原和中华人民共和国北部各省。

最后，还必须指出：每年和每日温度的巨大变化也是蒙古气候的特征之一。

蒙古人民共和国气候的第二个特征是經常刮风，风对成土因素的过程也具有巨大意义。在蒙古領域上，风多，可用邻近其东南部的中华人民共和国为低而平緩的平原来解释。从高的山原而来的冷空气力图趋向較平緩的地方，特别是在春天，当时温度对照相差很大。在这个时期戈壁常常有风暴。在夏季，当与其邻区——中华人民共和国和蒙古北部——气温局部地恢复平衡时方开始平静。

蒙古气候的第三个特征是大气降水量較少，空气干燥度大。气象資料和其他很多間接的特征都可說明这种現象。例如，在冬季晴朗寒冷的白昼中可看到雪从土表很快消失。春天，当开始融雪时，在多数情况下，在平原上的雪沒有融化，也沒有以雪水浸湿土壤，而是直接蒸发入大气中。

最后，空气干燥度大也表现在蒙古的动物的尸体上，动物的尸体照例是不分解的，而化为干屍。

經常有风，温度变化显著，大气降水量少，空气干燥度大，正象以下所見到的，它們对植被的发育以及对成土作用的过程都产生了強烈的影响。

3. 地 形

蒙古人民共和国北部和西北部的地形主要为山地。这里分布有

蒙古最大的山脉：杭爱山、肯特山、东萨彦岭、萨留吉姆岭和蒙古阿尔泰山。所有这些山脉，几乎都是沿纬度的方向延伸（肯特山除外），其绝对高度由 2,000—4,000 米。在山脉之间分布着很多广阔的低地，其表现形式为：大湖盆地、鄂尔浑和色楞格二河盆地、谷地湖以及很多山间凹地（参看分层设色图，图 3）。

蒙古的南部和东部分布有戈壁平原和东蒙古平原，这些平原的地表比较平坦，在这里它仅为不大的蚀余山和不高的山脉所破坏。

在蒙古北部有杭爱山脉和山原，从西北向东南延伸。这一广大的山原分布的绝对高度为 1,500—2,000 米，它个别的高峰和山脊可升得更高一些。

杭爱山的地貌特征是在其上部地带分布有极多的、古代冰川的痕迹。它明显地表现在有松弛和圆形的残留峰、典型的冰斗和冰川槽上。这里可常常遇到定向的、平行于冰碛石的湖链，横断河床的终碛石坝和沿长洼地斜坡下降的侧面长丘（Г. Н. 波坦宁，1893）。

所有这些标志都很明显地证明了过去杭爱山结冰很厚。杭爱山南坡（邻近戈壁区）冰川的融解，看来要较其北坡要强烈得多。很多事实都可证实这一点。例如，南部高原顶峰的下部遭受剥蚀较强，谷地切割较深。冰碛石沿山坡下降不很远，而这里的漂石堆接近其顶峰 [Г. И. 格鲁穆-格尔热马洛 (Грум-Гржимайло, 1914)、В. Л. 波波夫 (Попов, 1905) 等]。

在现代杭爱山并无冰川，仅在奥德洪腾格里山的西北坡，在夏季保留有不大的雪斑。

在杭爱山的侧面，其支脉和侧脉的上部以坡度险峻陡峭为其特征，其坡麓为岩石碎屑和漂砾物质所堆满。

许多侧脉照例为巨大的长洼地所分离，成为从杭爱山山原流出的很多河流的分水岭。最大的一些山脉如：包勒纳山、塔尔巴哈台山和罕湖海伊山与杭爱山相隔离。

包勒纳山脉几乎是呈纬度的方向从杭爱山的西北缘分离出来，这一山脉成为帖斯河和艾傑尔河之间的分水岭。

包勒纳山脉构造地块的上升，看来是一直继续到现在；在 1905



图 3 蒙古人民共和国的分层设色图

年地震之后形成了一个巨大的自然堤可証实这一点，这一自然堤沿山脉的南緣延伸几达 200 公里(图 4、5)。

塔尔巴哈台山脉也是从杭爱山脉西北部分出的一个分支，它象包勒納山一样，是沿緯度的方向延伸的。雄伟的塔尔巴哈台山脉，本身也分出一些第二級的支脉，这些支脉是艾傑尔水系很多支流的分水岭。塔尔巴哈台山脉在地貌上与包勒納山脉有密切联系，但是，在現代，它們已为广闊的艾傑尔河河谷所分离。包勒納山脉和塔尔巴哈台山脉的特征，是具有高原狀的頂峰面和緩而长的北坡以及短而陡的南坡。

罕湖海伊山脉也具有很复杂的地形形式和高原狀的表面。但是，相反地，其北坡即向烏布苏盆地的一面，較南坡即向希尔吉斯湖的一面为短。可能是这一平緩的台地狀的罕湖海伊山前地带也經過地块的上升。



图 4 1905 年沿地震裂隙形成的自然堤(包勒納山脉的南坡)

东薩彥岭位于杭爱山以北，它也是一个拔海較高的山区。这一山区从其本身分离出許多山脉：蒙庫薩尔迪克山、巴音烏拉山、哈尔迪勒-薩尔迪克山、唐努烏拉山和扎魯希尔金山。其中最大者是蒙庫薩尔迪克山脉。这一山脉已被強烈分割，具有很多陡峻的峡谷、頂峰

和山脊。地質學家 Н. Ф. 索洛夫耶夫 (Соловьев) 在蒙庫-薩爾迪克山脈的最高地段上看到有少量的雪原和冰川，它們供養了低處的流入庫蘇古爾湖的很多小河。

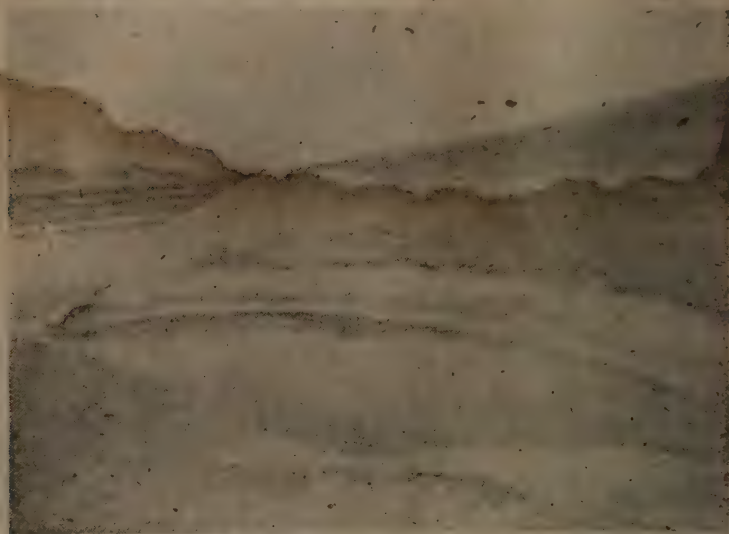


图5 沿地震裂縫形成的漏斗地形(包勒納山脈)

巴音烏拉山脈是沿經度的方向延伸的，沿庫蘇古爾湖的湖岸直達其南端。巴音烏拉山的絕對高度達3,000米。降入達爾哈特盆地的西坡比較平緩，而且復蓋有森林。在巴音烏拉山的最南部僅為一條不甚寬的阿爾賽河的河谷，把它與哈爾迪勒-薩爾迪克山分開來。陡峻的、為窄狹谷和峭壁所切割的哈爾迪勒-薩爾迪克山脈終止於達爾哈特盆地中 [М. Ф. 涅布爾格(Нейбург), 1926]。相反地，其南坡平緩，絕大部分已生草化而且復蓋有森林。這一山脈個別的山峰絕對高度可達3,000米。

庫蘇古爾湖之西南部有唐努烏拉山脈的不高支脈，它呈平緩的和無一定方向的低山脈形式分布。

在庫蘇古爾湖的東北端，緊接着蒙庫-薩爾迪克山脈，有低而緩的扎魯布爾金山脈，它是一個高山狀的高原，其絕對高度平均在2,000—2,200米內變動。由這一高原進一步向南則逐漸下降，并被切

割,而过渡为一系列較低的山脉,并为成片的森林,主要为針叶林所复盖。这一平緩的山脉已不呈任何明显的山系分布,而是形成一个典型的山地泰加林区,整个充填在庫苏古尔湖地区的东部[傑·金宁·米海里斯(Де-Геннин Михелис),1898]。

其次的雄伟的山地是肯特山山原。它分布在蒙古的北部,与巨大的外貝加尔湖东部的山地有密切联系。肯特山山原从西南向东北延伸,其绝对高度稍低于杭爱山。但是,这一山脉两侧的側脉和支脉,也象杭爱山一样具有很多陆崖和陡坡,坡麓堆满了岩層物质。

这些側脉为一些陡而深的长洼地所分离,而成为从肯特山山原流出的河流的分水岭。其北部的主脉,几乎全部都超出森林界綫之上100—200米,复盖着灰色石块和碎石堆的圓形无林山峰,非常明显地突出在密茂的、高山松雪的复被之上。肯特山脉的最高点有:阿薩拉图-哈伊尔汗山、哈奇无林裸露地、博加-博格达山、罕肯特山和博格达山(M. A. 烏索夫,1915等)。

肯特山脉的中部被強烈分割,显然这是与这里二次結冰期間山地逕流和冰川所完成的巨大破坏工作有关。可常常遇到象強大的冰川作用所証实的标志一样的冰川遗迹(以深的冰川湖、冰斗和冰磧石的形式)。

大气因子从干热时期开始直到現代为止,完成了巨大的平衡工作,但是許多山地的河流还未以其湍急的水流完全切穿肯特山山原的基岩。

离开肯特山中部以西、以南和以东,山脉逐漸下降,其外形比較松弛,成片分布的森林开始碎裂为个别的島状,在进入干草原分布的地方时,森林很快地完全消失。

肯特山山原最南部的一环是聳立在土拉河左岸(与烏兰巴托相对)的博格达烏拉山地。土拉河把这一山地与其余的山原分开,但是,这一山原最基本的特征是:比較高,几乎为无林的裸露地,北坡多森林,为前泰加林性,雨量較大。距博格达烏拉山以南不远,也保存着同样的地方性特征,但是高度已大大降低。这一地区为表現很明显的谷地和冲沟网所切割,但是絕大部分都无水。較小的布楚克河(土拉

河的支流)是烏兰巴托南部唯一的最后的一条水流。这一地区没有森林,开始具有草原的特征。进一步向南即过渡到干草原或戈壁半荒漠中。因此,随着离开肯特山山原中央部分的程度,成片的林地、华丽的草甸和沼泽等逐渐开始消失,而无林的泰加区从这一山区过渡到平坦的干草原中。

在蒙古人民共和国领域上最雄伟的山脉是蒙古阿尔泰山。蒙古阿尔泰山是一个具有褶皱断层的山系,它的形成象俄国阿尔泰山一样,推想是在古生代和中生代之間完成的。继这一时期之后而来的造陆时期,阿尔泰山又受到剝蝕,致使在第三紀它已不能作为一个山系而存在。在第三紀和第四紀之間发生了移位型的断层,把古代阿尔泰山的基础分为几个部分。这种断层作用又重新把它变为一个山区 [A. 保利夏克(Борисяк), 1934]。

在达板博格达奥拉山組中,突起有五个終年复雪的圓頂峰。离开高山的中枢(即高山中心),有三个主脉向四方展开。在西北部,离开达板博格达奥拉山組中枢的最大支脉是俄国阿尔泰山;东南部走出蒙古阿尔泰山;东北部走出积雪較少的、不甚高的薩留吉姆山脉。其次在薩留吉姆山脉东北过渡为薩彥岭。

在薩留吉姆山脉的山坡上,发现了以前的很厚的冰川遗迹。在薩留吉姆山脉南偏东分布有哈尔希林地块,其绝对高度可达4,116米。它在哈尔希拉河和土尔貢河的上游有一些不太大的冰川。明显的冰川侵蝕痕迹証实了这里在以前曾經过大規模的冰川作用,几乎在整个地块上都可遇到完整的冰斗和冰川槽谷的特征 (B. B. 薩波日尼科夫, 1897; M. Ф. 涅布尔格, 1926)。

蒙古阿尔泰山或阿尔泰因山脉是从达板博格达奥拉山的中枢向东南延伸的,其平均绝对高度約为3,000—3,500米。在南部越过烏尔馬盖則急剧下降至2,000—2,500米。在科布多河和喀喇額尔齐斯河流域形成深鞍状山脊。以后重新变为一个高的尖山峯,它在索克賽河上游和在复盖有冰川的达板胡穆斯图山組中可达永久雪綫。

現代在达板博格达奥拉山脉組合中的冰川分布在卡勒古达河、察干河、阿克苏河、卡拉迪拉河等河流上游和双坎納索夫地区 (B. B.

薩波日尼科夫, 1911)。

現代蒙古阿尔泰山的冰川仅是一些不大的、以前較厚的冰川的殘留物。

根据 B. B. 薩波日尼科夫的观察, 过去整个烏科克大高原为一广闊的冰川槽, 在冰川过后, 这一冰川槽留下了完整的冰碛丘系統(图 6)。B. B. 薩波日尼科夫和其他調查者曾在奥伊古尔河、察干河、阿克苏河、卡拉迪拉河、索克賽河、科布多河的河谷和布彥图河的上游, 以及沿該河的很多支流, 发现了冰川的痕迹。根据这些調查者的測定, 冰碛石的高度在某些地方可达 150—200 米。



图 6 冰碛沉积物(堆积的岩屑物质达几十米高)

山中的河谷一般很窄, 为很高的深狭谷, 几乎是笔直的, 并为大石块以及砾石和碎石所充塞。在阿尔泰因山脉的中部, 在多数情况下, 这些谷地的河床是干燥的、只有圓的石头滾到它的底部, 这就証实了在这种谷地中的临时洪流的作用。面向干河床的山坡, 常常或者是不能移动的陡峭的裸露岩壁, 或者为很难移动的山麓碎石堆所掩盖。簡言之, 阿尔泰山高山部分的地形十分复杂, 其高度的变化也很显著。

进一步向东, 約在东經 100° 处(图 7), 蒙古阿尔泰山过渡为戈壁

阿尔泰山(图8)。戈壁阿尔泰山的高度大大降低,因此,其地形形式变得松弛,坡度也较平缓,而终年积雪的山峰消失。戈壁阿尔泰山不是一个单一的山链,而是由一些个别的、相互平行分布的、不相连续的山脉和山(艾德林金、耐美盖图、诺恩、索林托斯图等山脉)所组成,这些山脉和山为广阔的山间低地所分离。

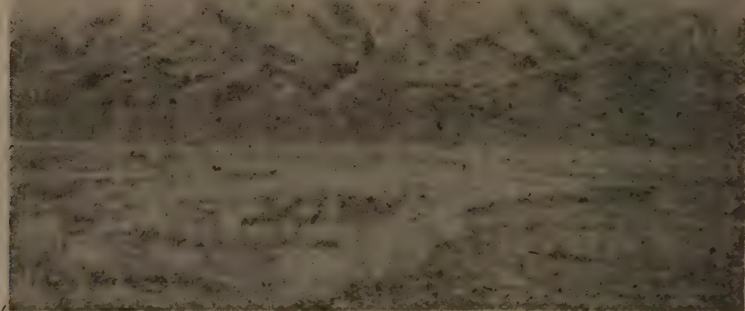


图7 蒙古阿尔泰山典型的外观

伊海博格达山是戈壁山脊的最高点。从伊海博格达山进一步向东,分布有博加博格达和阿尔崔博格达山。伊海博格达山在向鄂洛克湖的一面为一相当陡的台地所截断,但是其南坡,也象蒙古阿尔泰山一样是平缓的。

阿尔崔博格达的山脊是平坦的,无明显的山峰,但是,仅在南坡耸起一个圆锥形的布古丘陵,这个丘陵具有漏斗状的峰顶(M. B. 彼夫佐夫, 1881)。

古尔班察汗山(可翻译为“三个美丽的山”,这是意味着该山脉三个山峰的名称)是戈壁阿尔泰山东部最边缘的山脊。全部的三个山峰都具有很高的基盘,它们在基盘上呈雁行状分布。在东南部耸起有尊察汗山(东察汗山),该山长约30公里,高度约为2,200米。在尊

察汗山的西北部聳起有一最高的穹地——敦杜察汗山（中察汗山）。在敦杜察汗山的東南部有巴倫察汗山（西察汗山）。古爾班察汗山脈也強烈的被切割，具有陡峭的山坡和峽谷狀的嶂谷（S. A. 列別傑娃，1934）。

戈壁阿爾泰山在頗大的程度上已荒漠化，而且幾乎是無水的。在達蘭扎達加特附近，戈壁阿爾泰山逐漸下降，形成一些各別的、不大的高地。進一步向東，這些山被分離而過渡為小丘，在戈壁平原上這些小丘又以蝕餘山和小丘陵的形式被分離出來。

在蒙古北部和西部，上述雄偉的山脈之間可分出二個廣闊的山間盆地：第一個是在蒙古北部——屬於鄂爾渾和色楞格二河流域；第二個是在蒙古西部——屬於大湖盆地。



图8 戈壁阿爾泰山典型的外觀

鄂爾渾和色楞格二河流域主要是分布在絕對高度為750—1,500米的範圍內，但是，其最低部分是在距蘇聯邊境不遠的色楞格河河谷（降至600米）。

鄂爾渾和色楞格二河的分水嶺大約是位在二河之間的中心，隨着向東北移動的程度，僅僅微偏於色楞格河。

上述分水嶺是一些同形的山峰鏈，其絕對高度還超過1,000—

1,500 米。

分水岭的东北部逐渐下降，在未达鄂尔浑和色楞格二河汇合之前 15—20 公里处，呈平缓的三角形而结束。河谷是广阔的，沿河流的中部和下部可发展旱作和灌溉农业。切开分水岭与主脉垂直的侧谷具有不同的特征；向鄂尔浑河一面的谷地平缓而广阔，在其上游具有很多发育良好的阶地，有蒙古人和中国人的耕地。向色楞格河一面的谷地较为破碎和弯曲。向鄂尔浑河一面的分水岭的斜坡复盖有草本植物，向色楞格河一面的斜坡复盖有森林植被。

在蒙古人民共和国的西部，杭爱山山原和蒙古阿尔泰山之间有一广阔的山间盆地，或称大湖盆地，大湖盆地地表较为平坦，水平高度在 1,500 米以内。

高于这一高度的地区变为多山地区，以后过渡为绝对高度达 2,500—3,000 米雄伟山脉。在大湖盆地的中央部分，最低的地方可降低到 1,100 米，在乌布苏盆地中，绝对高度可降低到 743 米。

大湖盆地是一个从南到北的总洼地，洼地的领域并不自成一个单一的封闭的系统，而是为许多不高的山脉和壠岗所分割，因此，按其绝对高度可划分为三部分：北部、中部和南部（参看大湖盆地分层设色图，第 26 页）。

大湖盆地的北部，根据乌布苏湖的名称称为乌布苏湖洼地，湖水的平面高度为 743 米。盆地的中部被罕湖海伊山脉，更正确一点说就是被该山脉的西端称为塔格塔金希勒山所切断，而与乌布苏湖洼地分离。

罕湖海伊山脉是一个具有中等高度的狭窄的壠岗山，其东部与杭爱山山原紧密相连。罕湖海伊山的西端（塔格塔金希勒山）逐渐脱节分为许多个别的山组，在未到达哈尔希林地区之前以平缓的倾角而结束。因此，在大湖盆地的中央部分和乌布苏湖洼地之间留下一系列平缓而倾斜的鞍状空道，蒙古人称它为“库迪勒”或“杜利勒支”（意为“不高的隘口”）。

大湖盆地的中部被分割成一些大小不等的洼地，其中希尔吉斯湖为最低（1,034 米）。希尔吉斯湖以南有哈拉湖和都尔盖湖（傑勒盖

尔湖),其绝对高度为 1,104 米;在这些湖泊以西,有哈拉烏斯湖为这一盆地系统最高的一个洼地(1,153 米)。

在大湖盆地中,最南部的一个洼地是沙尔金戈壁。它与蒙古阿尔泰山相接,其分布的绝对高度在 1,000 米以下。

正如从分层设色图中(第 26 页)所看到的,所有这些盆地的底部都为无流的大湖所占据,它是下述几条大河,如:科布多河、匠盆河、帖斯河、納林河和其他一些较小的河流的蓄水库。

大湖盆地是一个砂-砾质的干草原,仅仅沿接近湖泊的河谷才是五光十色的绿色带,其余部分望去十分贫瘠。

在大湖盆地的草原景观上具有星散的小丘和蝕余山,构成了这个地区的主要特征。有些湖泊(烏布苏湖、希尔吉斯湖、都尔盖湖)的周围为沙-新月沙丘景观。这种景观是普通在蒙古领域上所遇到的最大的砂土区。这里的砂有时是裸露的和可移动的,有时是微生草化和半固定的。未固定的砂常成巨大的壠崗状新月形砂丘,可分阶升达 70—75 米。其坡度向西北面平缓,向东南面陡峭。

在蒙古地形上最低和比较平坦的地区是东蒙古平原。在地形方面这一平原是一个平缓的丘陵状草原,其特征是具有非常显著和一致的地形条件。

其南部的高度不超过 1,000—1,500 米,向北和东北部逐渐下降。东部最低点在貝尔湖地区,可降低到 592 米,在东北部个别的低地差不多也降低到 600 米。

山脉的最高点不超过 850—1,500 米。在昌納图山、洪加尔山的北部为一高地,中部为沙巴林山、察干杜尔布勒治山,最后,在南部的馬塔图旗和犹哥季尔地区为一些不高的山地高地。

在苏海巴托(扎布哈兰特-沙尔加)地区,有一个绝对高度在 1,000 米以下的低地通过这一平原。这一低地成广阔的带状伸展到戈壁的西南部。沙音山达低地为一些不高的分水岭所切断,以后,又沿同一方向經戈爾巴因戈壁离开蒙古境。

总的來說,上述区域的洼地是从南到北延伸的。最南部的地点绝对高度为 1,500 米,最北部的地点不超过 800 米。

整个东蒙古平原都为不高的緩坡所复盖，并刻划出一些不甚深(20—50米)的盆地。这些不高的山脉和斜坡，时而在有些地方聚集为一組，形成一个简单的高地系統，时而向各方分散，开闢成一个象桌面一样平坦的一致表面。仅在西北部接近肯特山附近和在东南部接近兴安岭附近，这些山脉才把区域性的地形变为高地。在这些部分中，高地的范围相当大，形式很复杂，有些地方甚至保留着多林的特征，这就使它与邻近的开闢草原区别开来。

根据东蒙古平原地表的构造可分为四部分，这四部分彼此有显著地区别。

其中第一部分为东南部，是明显的丘陵地，有些地方甚至为多山的草原。兴安岭西部的一些支脉可侵入到这一部分中。兴安岭外围的山脉和低山向西和西北面四散分支，在这个地区的东部形成一个十分复杂的、稀疏的草本羣系，而有些地方为多林的高地。在地形方面它是一个最多多样化的地区之一 [В. 諾維茲基(Новицкий), 1906]。

第二部分为南部，我們所調查的这一部分地方称为球状砂地区，它在希宁-达里干(翁貢爱里苏、莫勒佐克-爱里苏)以南获得了比較广泛的发展。这二块沙地(根据 П. Н. 列別傑娃的資料)同样都是冲积起源的，它們相互之間的距离为 50—60 公里。这些砂地是一个十分特殊的、純淨的流动砂丘的景观，平均高度达 30—40 米，个别最高的砂丘可升至 80—100 米。砂地下垫有浅白灰色的、不透水的粘土。因此，砂是供給泉水起源的、淡的地下水的負荷者，这里的泉水供养了分布在砂地周围的許多小湖泊。因有大量水分(泉水、小溪和淡水湖)的存在，所以就在这里的荒漠和干燥砾质草原的砂岩的总背景上創造了华丽富有生气的綠洲。在沙地中沿湖岸的泉水旁边形成一个十分密集的榆、柳丛林。这里还发育有茂盛的禾本科和多种草类-草甸植物羣落 [Е. Г. 波比吉莫娃(Победимова), 1933]。

在哈尔順河河谷以及沿克鲁倫河、烏尔扎河、鄂嫩河等接近大兴安岭的地区也有大块砂地分布。同样，在上述地区的中央部分也有不大的砂地地段。

第三部分为北部，这一部分的特征主要是广闊的平原和山間低

地。向西和西北部地形的分割現象逐漸加強是因為受到了肯特山的影響。在這一部分，常常遇到具有草甸沼澤植物羣落的廣闊山間盆地和具有鹽霜的低地。相反地，在這個地區的東北部則有大面積的鹽漬土分布，它可能是占統治地位的景觀要素。在平原中間常常無系統地散布着許多平緩而廣闊的低地（10—20 公里），在低地中，積累了大量的易溶鹽分。

最後，在上述地區的中央部分，由喬巴山城至貝爾湖和巴音山達以南，其特徵是以廣闊的平原為主。值得注意的是，這一平原是平坦的，常常與理想的平原相接近。但是，這個平原的表面遠遠不是到處都很平坦的。地形的主要部分是由小緩坡向表現不明顯的盆地過渡，這些盆地常常延伸幾十公里，因此，緩坡的傾斜度是不明顯的。

在蒙古人民共和國領域上最大和最廣闊的平原是戈壁。在蒙古境內，僅包括了戈壁的北部，其戈壁的主要區域位於中華人民共和國境內的新疆（參看圖 2）。

上述區域位置很高，但在大多數的情況下，平均絕對高度不超過 1,000—1,200 米。在戈壁中，最高點為戈壁阿爾泰山，其絕對高度達 3,790 米，最低地段為廣闊的無流低地，在低地中其高度可降低到 750—800 米（烏蘭-托里木、戈爾巴因-戈壁）。

根據戈壁區的地形特徵可沿東經 106° 分為二部分，即：西部和東部。在戈壁的西部，有蒙古阿爾泰山從西北面開始楔入，以後為戈壁阿爾泰山，因此，西半部的地表具有明顯的多山特徵。除蒙古和戈壁阿爾泰山外，這裡還有完整的、平行走向的山脈系統（耐美蓋圖山、愛德林金山、諾恩山等）。所有這些山脈的特徵是坡度陡峻，山前地帶不發育。它們呈陡峻的峭壁直接聳立在平原上，而無任何過渡，在山脈和山脈鏈之間有絕對高度不同的、廣闊的槽形谷，這些槽形谷常常互相貫通。

在阿爾泰山以南有廣闊平坦的丘陵分布，此即所謂前阿爾泰戈壁。這個地區，有些地方為乾燥的小“薩伊爾”¹⁾系統所強烈分割。

1) 在蒙古，稱干河床為薩伊爾(саёр)。

根据地形特征,戈壁的东半部属于丘陵平原,广大的平原地区仅为很多蝕余山(小丘类型)和低山所破坏。小丘景观不仅是戈壁东部的特征,而且也是戈壁相当大的区域的特征。因此,在这里的平原中間,几乎不可能遇到在水平地层上没有不同大小和外形的小丘式蝕余山的地段。在这些小丘中間,可遇到它被破坏的不同阶段和強烈准平原化的地段。

蝕余山是一些不大的高地,它高出一般平原的基面 50—100 米,显然,在戈壁中的这些蝕余山和小丘是在強烈的侵蝕和风蝕的作用下形成的,由于这种作用,被強烈冲刷和削平的小丘就成为最初的准平原。我們也可从蝕余山、小丘和阶地状的台地的形式中看出这一过程的痕迹。在戈壁中还可遇到由变质岩层或戈壁紅色沉积物所构成的冲刷平原,这种平原成明显的、不同阶段的台地形式表现出来。

广大的封閉盆地或低地的存在也是戈壁一个不可缺少的特征,因为所有这些盆地和低地的年龄和起源都不是相同的。

貝尔格和莫利斯(1927)在戈壁地区指出了二种盆地类型——断层盆地和弓形盆地。实际上,这二种盆地具有同一的起源(构造起源)。其差别仅在于:断层盆地(或称山前盆地)其特征是下沉較強,其构造为多种多样的;而弓形盆地(或平原盆地)則相反,其特征是較浅、沉积物不厚,地質柱状剖面下陷較大,以砂、粘土和較小石砾为主。

对上述的盆地还应加以补充:在戈壁地区,还有不少侵蝕发生的广闊低地。侵蝕的盆地可延伸成一連串的洼地,这些洼地有时可充滿水分,它們普通为粘質的或壤質的物質所构成。

因此,在戈壁区具有二种类型的低地:其一是构造发生的,它在断层和向斜的地方形成;另一种是侵蝕发生的,这种低地是由于冲刷和风蝕准平原的結果所形成。

侵蝕发生的低地,一般底部平緩,周期性地受到水淹,蒙古人称它为“托里木”。托里木是任何具有紧实的、粘質龟裂状表面的裸露地方或任何复盖有稀疏灌木猪毛菜的松陷草丘盐土的地方。在所述地区的南部,在盐化的托里木的表面上,常常为瑣瑣的純丛林所复

盖。

在戈壁北部，M. B. 彼夫佐夫把最大的山間盆地(1883)譬称为“谷地湖”。这种广闊的低地包罗了許多較小的盆地，在盆地的底部分布有：別盖尔湖、邦察干湖、鄂罗克湖、烏兰湖等湖泊。

谷地湖分布在杭爱山区和戈壁阿尔泰山之間。它們的寬度不大(30—40公里)，但是延伸相当长，和該地区所有的主要地形形式一样，几乎都是向緯度方向延伸的。谷地湖在西部止于別盖尔湖盆地中，这一盆地位于蒙古阿尔泰山和賽尔赫山之間，仅有一条不高的横堤使它与沙尔金-戈壁盆地分开。



图9 坚硬的結晶岩风化的蝕余山(杭爱山)

在傑勒盖尔-杭爱山和戈壁阿尔泰山之間的中部，谷地湖扩展到120—130公里，以后变窄，至东部則成为个别的盆地鏈。

在西部分布的山間低地的最高点是在別盖尔湖地区，別盖尔湖高达1,250—1,300米；最低点是在东南部，那里个别的低地绝对高度可降低到800米。

在戈壁中，第二个最大的低地为里金河低地。它位于西南部的古尔班博格达山和南戈壁阿尔泰山脉之間。其东部止于与古尔班察汗山邻近的阿尔崔博格达山的隘口处。在西南部，里金河低地与广

關的前阿尔泰山低地相連，向西进入准噶尔盆地（参看分层設色图，图3）中。

第三个广闊的低地为东戈壁，或称戈尔巴因-戈壁，它似乎是东蒙古平原的低地的延續。东蒙古平原在沙音山达地区中为一些不高的分水岭所切割，由此而重新造成一个低地，它同样也是沿南偏西的方向穿过戈壁走出蒙古境而到达加順湖。

戈尔巴因-戈壁的绝对高度位在750—1,000米的范围内。这一低地的最低部分，分布有广寬的、具有裸露龟裂状表面的托里木，其上有稀疏的琐琐和灌木猪毛菜等植物。

在戈壁地区中有星散布的砂地。砂的起源与河流和湖泊的沉积和变质的杂砂砾岩层以及后来裸露在地表遭到冲刷和风吹的砂岩表面有密切关系。在戈壁中，流动砂和真正的新月砂丘远远不是那样多，因此，总的来说，不能意味着是沙漠。广大的戈壁地区面积在500,000平方公里以上；流动砂和砂丘总共只占13,369平方公里，或者约占戈壁区总面积的2.5%。

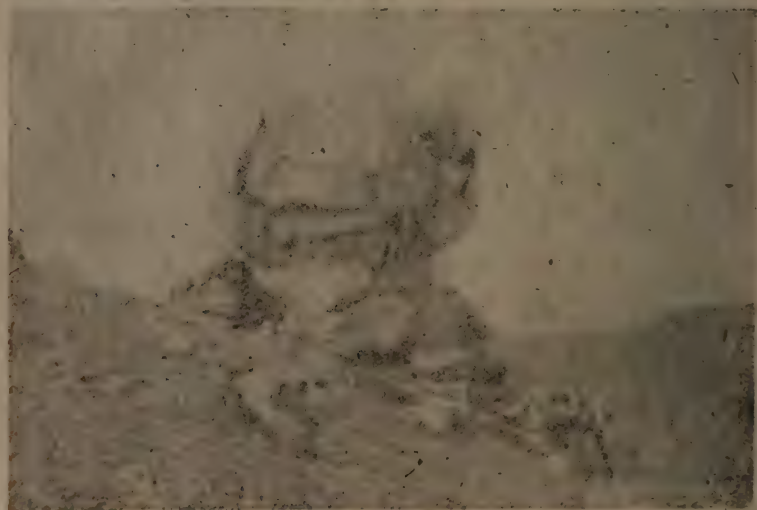


图10 化崗岩风化的头状馱余山(肯特山)

新月形砂丘和未固定砂分布在耐美盖图山之东北、达兰扎达加特之西南、沙音山达和图格里克旗以南以及其他地区，所占面积不大。

丘状砂和丘状起伏砂較新月形砂分布为广。这种砂地可在下述一些湖泊的外围看到：烏兰湖、鄂罗克湖、察干湖、別盖尔湖和邦察干湖。在丘状砂丘之間，有时也分布有新月形砂丘的高地。由丘状起伏砂丘向平坦的砂质草原的过渡是逐漸的。有一些砂地常常具有很薄的砂层，在砂层之下分布着基岩。

最后，还应当談一下干河床，在下边可以看出干河床在地形形成中的作用是巨大的。誠然，驟然看来，好象在戈壁中降水很少，雨水对地形形成的影响和风比較是微不足道的。但是，事实并非如此。必須注意到在戈壁中，在最短時間内（7—8月）可降下最大的雨量，并且降雨具有暴雨的特征。暴雨的水流常常发生巨大的作用，这一作用表现在地形切割、表层冲刷和河床的刻划上。

在一年的干燥时期，即河床无水时期，河床（河床很寬，距离很大）与所述的干燥气候的不相称性是使人惊讶的。但是，在暴雨时期沿这些河床常常奔流着滾滾喧嚷的水流，其主流携带了悬浮的砂粒和碎石。

那种周期性受水流影响所刻划出来的河床或沟渠，当地居民称为“薩伊尔”。这种“薩伊尔”在戈壁地区分布很广，在任何斜坡上，在



图 11 花崗岩风化的、杂乱无章堆积的岩屑物质

低地中,在山間谷地中,在相鄰近的蝕余山之間都可遇到它。在山前地帶還分布有特別密集的“薩伊爾”網。“薩伊爾”的底部通常鋪有卵石、砂和石塊。在一年的干燥時期沿某些“薩伊爾”的河床可浸出地下水,流成小溪。但是,這種小溪很快就消失在砂-砾石層中。一般說來,“薩伊爾”岸上的植被復蓋度較其周圍地區的植被復蓋度要大得多。

無疑地,在現代的地形形成過程中,水蝕起很大的作用,它表現在高地被強烈分割和地區的准平原化上。在地形的形成中,風的作用較小。風的活動表現在形成磨蝕和聚集地形。第一,磨蝕地形是在平展的岩壁上具有很光滑的面;第二,聚集地形發育為新月形砂丘和球形的流砂。

因此,戈壁的地形由於地區地質歷史和氣候條件的事件則十分複雜。一方面,有封閉的低地和“托里木”,另一方面,有大量的被破壞了的蝕余山(圖9和10)。二者都反映了干燥氣候的影響。這個地區由於具有清晰和明顯的對比,因此無形中就引起了調查者們的注意。在這裡,時而有延展幾十公里路的理想准平原,這種平原有些部分具有半荒漠的特徵,時而開始隱約出現,具有各種形式的、一致的或完整的蝕余山羣,有一些蝕余山已完全遭到破壞,在其表面僅保存了一些突起的岩屑物質(圖11)。相反地,另一些蝕余山高出一般地面50—100米,在有層氣時好像是一個巨大的山峰。所有的蝕余山(呈單獨的高地、或呈花崗岩堆積物的形式)和強烈被切割的以及被侵蝕的山地是巨大的風化作用的鐵的證據,這種巨大的風化作用是過去和現在在這個地區所完成的。

所有上邊的敘述可證明蒙古人民共和國領域具有十分複雜的地形。在其巨大的面積上,分布有廣闊的平原地區和高的山地(超出森林植被範圍的頂峰)、山谷,以及沼澤化的盆地和在戈壁平原上有顯著降低的“托里木”。在下邊可看出,所有這些條件對土壤的發育和形成烙下了極為顯著的痕跡。

4. 地 區

蒙古人民共和國的廣闊領域,其特徵是具有十分複雜的地質復

区。在这一地质复区中最值得我们注意的是那些形成土体矿物部分的原始物质。在研究这个问题时，我们要简要地谈一下这个地区的地质史。

根据现有的文献资料，可以得出结论说：蒙古人民共和国领域的绝大部分在古生代是一个遭受过几次海浸，以后为海退所代替的海洋盆地；在那个时期有强烈的火山活动。

在寒武纪和志留纪之间，显然曾发生过一些变动，因为，在蒙古某些部分的砾岩是在志留纪发生的 [В. В. 傑尔諾夫 (Дельнов) 和 Н. Е. 涅夫佐罗夫 (Невзоров)]。

在整个志留纪中还保持着海洋状态，当时沉积了厚层的砾岩、石灰岩、粘土沉积物和砂土物质。在志留纪末，可能发生了海底上升。在上志留纪残缺的动物区系的种中，具有海滨沉积的特征可表明这种情况 (В. В. 傑尔諾夫, Н. Е. 涅夫佐罗夫)。

古生代末，在现代的天山地区曾发生了强大的造山作用，这种作用使整个蒙古领域变为一个大陆地块。上古生代褶皱运动的强度是非常巨大的，地层倾角很陡，在有些地方地层发生逆转可证实这种情况。

根据 В. К. 查科夫斯基 (Чайковский) 的意见，在这一时期之后，这个地区遭受了时间极长 (在整个三迭纪中发生的) 的冲刷作用。

在基米里褶皱期，蒙古最古老的三迭纪准平原的地段曾发生过拗陷和断层沉陷，其中开始沉积有很厚的侏罗纪砾岩和含煤形成物。

我们在 А. А. 馬卡維夫 (Маккаев, 1935) 和 Ф. К. 希普林 (Шипулин, 1947) 的报告中，找到了对戈壁阿尔泰山侏罗纪砾岩的侵蚀面为原来的、喷出岩的形成物所复盖的说明。

后来的 (第三纪或阿尔卑斯纪) 褶皱作用主要表现在形成新的块状和断层移位。可见，这种移位作用在整个第三纪和第四纪初曾继续了很长时间。在蒙古北部、南部和东南部地区，喷出的玄武岩也与这种褶皱作用有关。蒙古的构造和现代的山系也是在那一时期最后形成的。

阿尔泰山区，显然是在石炭纪形成的。在此纪之前，阿尔泰山除

个别地点外是一个海洋。到石炭紀，在現代的阿尔泰山地区发生了強大的火山噴发作用，这一作用后来才相对地減弱 [A. 保利夏克，A. Д. 阿尔汉盖里斯基(Архангельский)]。当阿尔泰山形成一个山区以后，从那时起才成为陆地，仅在下二迭紀才有局部的海水重新侵入到阿尔泰山。

在第三紀，是地球上个别部分发生強烈造山过程的时期(阿尔卑斯断层)。这一过程普及到阿尔泰山、薩彥岭、雅布洛諾維依山、肯特山和杭爱山脉。在被侵蝕的平原地区上，由于构造作用和垂直断层就造成了雄伟的山系。在那个时期，地形几乎完全改变，复盖在上述山脉平緩山峯上的第三紀沉积物就可作为証明。

在岩石方面，杭爱山、肯特山以及蒙古阿尔泰和戈壁阿尔泰山都是火成岩和沉积岩。发育在蒙古的广大地区，特别是发育在杭爱山和庫苏古尔湖地区的最古老的形成物都是石灰質的片岩岩层，在地质学上属于下古生代。在杭爱山区，下古生代的沉积岩都是很厚的石灰岩、石灰質的砾岩、片理化的砂岩、結晶的頁岩、石英岩、变質的噴出岩和花崗岩。

在整个蒙古境内，石炭紀的沉积物分布很广。此族岩石在整个其余的岩石系統中分布面积最大。但是，应当指出：有些地质学家有时把“巴尔汗层”、有时把“杂砂砾岩层”归併到石炭紀沉积物中。在这方面，地质学的文献中并未取得一致意見。

M. A. 烏索夫，B. A. 奥布鲁切夫和其他調查者曾查明了蒙古北部和南部杂砂砾岩組的組成、分布和年齡。

M. A. 烏索夫在研究过肯特山的沉积岩后，把它分为二系。其中下部的所謂巴尔汗层发育面积很小，上部——杂砂砾岩层——形成了較大的面积。巴尔汗层由石灰岩、石灰-粘質的、硅質-粘質的、硅質的和粘質的片岩所組成。有些地方粘質的片岩还混有細粒的砾。

杂砂砾岩层主要是由暗灰色或青灰色的、顆粒大小不同的复杂砂岩和砂質粘土的片岩所組成。砾岩层是由巴尔汗层組成。

M. A. 烏索夫认为巴尔汗层是深水沉积物，而杂砂砾岩层是浅

水沉积物。致于談到在戈壁区域分布的大約与此相类似岩层,那么,这种沉积物是比較年輕的。根据 B. A. 奥布魯切夫(1945)的結論表明:“杂砂砾岩型的沉积岩組在地球上发育很广,已为人們所知道的有古生代、中生代甚至新生代的,因此,把这三种类型合併到一个复合体中,决不能認为是没有根据的”。

在蒙古人民共和国的領域上,花崗岩和玄武岩分布也很普遍。花崗岩分布在不同的高度上。玄武岩分布在图尔順察干湖盆地中的达里崗夏旗以南和杭爱山及杭爱山山原的中央部分,在这些地方,它們成玄武岩台地的形式分布。

在蒙古和图瓦人民共和国境内的玄武岩是由于很迟出現岩浆岩活动的結果。岩浆的噴发是在第三紀至第四紀,部分是在中生代。在第四紀玄武岩分布的区域中,有些地方还完好地保留着火山丘,在火山口的底部,普通分布有小湖泊。Д. А. 克列明涅茨(Клементи, 1897)沿齐吉金河首先在杭爱山山原地区发现了死火山。在这种山原和山脉地区中,玄武岩也象花崗岩一样,分布在极不相同的等高线上。

肯特山区在地质方面該区与前貝加尔山区具有很多共同点。但是,肯特山也象杭爱山一样,其特征是常常在平緩的山脉上复盖着碎石堆,这些碎石可一直下降到河谷中。碎石堆是在显著温度变幅的影响下所形成的风化产物,远在第四紀初,可能当时的气候比現在更为严酷,山中的森林植被也不能上升很高。

肯特山脉主要为杂砂砾岩层和花崗岩体所构成。在造山运动开始时,使这里的杂砂砾岩层造成許多褶皱[B. A. 奥布魯切夫, 1893, 1915; М. А. 烏索夫, 1915; В. М. 庫普勒特斯基(Куплетский), 1929等]。与杂砂砾岩层褶皱升起的同时,产生了花崗-閃长石岩浆的巨大侵入体。在肯特山脉中,閃长岩分布很少,而主要是花崗岩。

在肯特山脉中也常遇到純粹的石英岩脉(伟晶石英岩), В. М. 庫普勒特斯基, И. П. 拉奇科夫斯基(Рачковский)等地质学家在捷列尔扎河和克鲁倫河一带指出有其分布。

最后形成的肯特山脉主要因經受过侵蝕影响而露出了花崗-閃

长岩的岩基,有些地方露出比較古老的为 M. A. 烏索夫称做巴尔汗层的岩系。巴尔汗层是較深的深水沉积物有:石灰岩,各种顏色的硅质片岩和灰黑色的泥板岩。这种岩层现今仅在該区南部大面积地暴露于地表。在其他地区可从杂砂砾层的小窗中看到它的分布。

B. A. 奥布鲁切夫(1892年)在沙拉河河谷和在烏兰巴托市西北的烏尔穆克台山区中首次描述了肯特山脉属于石炭紀的杂砂砾岩层, M. A. 烏索夫在該山脉的中部, H. A. 格列楚欣(Гречухин)等地质学家在該山脉的东北部(鄂嫩河、烏尔扎河)評述过这种岩层。

蒙古阿尔泰山和戈壁阿尔泰山在地质方面是一个十分复杂的复区!

这里的沉积岩为极复杂的变质岩层,其中分布最多者是下古生代含云母的、石英质的、石英-云母质的角质片岩和其他片岩。在片岩中間,有时分布有体形不規則的石灰岩和大理岩状岩。花崗岩可穿破这种岩层,使其強烈移位,集成褶皱;在多数情况下这种岩层发生逆轉。

在这种岩层中并未发现古生物化石,但是,根据岩石的成分,这种岩层却与寒武紀的沉积物十分相似(Ф. К. 希普林, 1947)。

上古生代的复合体为石炭紀和二迭紀的沉积物。属于石炭紀的沉积物主要是由暗色的砂-粘质片岩(常常在其下部混有浅灰色的粘质砂岩)所构成。这里也分布有炭质粘土片岩和很薄的灰砂质层状石灰岩的間层。

在蒙古阿尔泰山的洪果尔-托罗科丘陵中具有明显的二迭紀的岩組露头,这种岩組由蔷薇色的石灰质砂岩和黄色的松砂所組成。M. Ф. 涅布尔格也在这种丘陵上沿旱獭(土拨鼠)洞和各种雛谷发现很多炭质間层。在煤炭的間层之上分布有薄的黑色石灰岩层。所有这些沉积物都为具有煤屑的角砾质砾岩(戈壁型)和花崗岩砾石的胶結物所复盖。

Г. Н. 波坦宁(1893)在扎尔金河、M. Ф. 涅布尔格(1929)在洪果尔-托罗戈河、З. А. 列別傑娃(1934)在古尔班-賽汗山山系中的戈壁阿尔泰山,都曾发现过侏罗紀的大陆沉积物。H. A. 庫里克

(Кулик) 在哈拉烏斯湖以南黃薔薇色的石灰質砂岩上層的沉積物中曾發現了哺乳動物的骨骼。

無論在蒙古阿爾泰山或在戈壁阿爾泰山，侏羅紀沉積物都是不整合地位在變質的和雜色岩層之上。這裡應當指出，為 М. Ф. 涅布爾格所發現的一些有趣的形成物（在扎爾金河河流的中部），都是一些直徑達 16—20 米，高約 8 米圈椅狀的鹽丘。

根據 М. Ф. 涅布爾格的記載，這種鹽丘在其一面常常具有細谷形式的塌陷圍繞着它的基部，顯然，這種形成物的起源與隆起的鹽丘（砂質鹽土——作者）的起源很相似。

在阿爾泰山山系中，火成岩的分布也相當廣泛。

如上所述，大湖盆地的西部為雄偉的山脈（哈爾希拉山、罕湖海伊山、杭愛山、蒙古阿爾泰山）所圍繞，在地質上，它與這些山脈有密切聯繫，這些山脈是由花崗岩、志留紀的岩層和侏羅紀的大陸沉積物所組成。處於大湖盆地區域的一些蝕餘山以及一些不高的山脊和小丘都為這種岩層所構成。

根據 З. А. 列別傑娃(1926)的資料，在哈爾希林地區和塔格塔金希里山脈中，花崗岩是復蓋在志留紀沉積岩層以及下泥盆紀沉積岩層上的。這裡的上古生代沉積物也分布在被沖刷的花崗岩岩面上。

志留紀的沉積物是由礫岩、砂岩和各種片岩以及石灰岩所組成。在石灰岩中發現有很多腕足動物、三葉蟲和珊瑚等生物化石 [В. В. 切爾內舍夫(Чернышев), 1937]。

下志留紀岩層的主要成分是包含在它們中的閃長岩和斑岩體。

志留紀的岩層為中古生代的花崗岩的侵入體所穿過。在古生代基礎上的准平原表面上分布有侏羅紀的內陸沉積物和戈壁沉積物。

侏羅紀沉積物為含有植物化石和炭質片岩間層的大陸型粗沉積岩層所組成。侏羅紀的礫岩極為粗糙，其中的小礫石都是滾圓的。有相當大的部分是由火成岩、主要是閃長岩所組成，一小部分則由青色的片岩所組成。礫岩的膠結物是砂質的。

這種沉積物分布在志留紀岩石的侵蝕面上。侵蝕面上為丘陵狀平原，其上帶有由侵蝕所造成的、完整突起的小丘，這種侵蝕面上具

有准平原的特征。在現代，侏羅紀之前的准平原是暴露在复盖着这种准平原的侏羅紀沉积物遭受过剝蝕作用的地方，在这种准平原的表面上，有些地方还完整地保留着砂岩和砾岩的不大的蝕余山。在这些地区和地段中还分布有証明早期在这里存在的侏羅紀砾岩的零乱砾石。

在侏羅紀岩石的侵蝕面上，不整合地分布有由砾岩、砂岩和各种色彩的砂質粘土所組成的杂砂砾岩层。З. А. 列別傑娃(1926)在砂岩的岩层中曾发现了魚类的脊椎骨和高等脊椎动物的骨骼。根据这种发现，З. А. 列別傑娃同意 В. А. 奥布魯切夫的意见，把这种岩层列到“戈壁”沉积物中。但是，В. А. 奥布魯切夫是把所有可作为中部亚洲大高原內陆盆地特征的那些沉积物都列到这种岩层中。

在烏布苏湖盆地中，也曾发现了同样的砾岩和砂岩。因此，侏羅紀岩层，显然在蒙古西北部地区一般具有很大的分布面积。

东蒙古平原位于肯特山脉和大兴安岭之間，在地质上严格地从属于它們。根据 В. А. 格列楚欣(1932年)在鄂嫩河和烏尔扎河二河流域地区所进行的地质測量，証实这里为很厚的杂砂砾岩沉积物。在这个地区中，杂砂岩沉积物的成分表现出五光十色：暗灰色密实的砂岩、砾岩，在砾岩的石砾中含有花崗岩、石英岩和暗灰色的片岩。杂砾岩层的片岩具有各种各样的特征：砂質的、砂粘質的和凝灰質的 [А. Д. 卡列諾夫(Каленов), 1947]。

在該区东南部的尤戈季尔地区，即在受大兴安岭影响的区域内，В. М. 热利霍夫(Жерихов)曾描述过这种杂砂砾岩层，并称之为变质岩层，而有条件地把它列到古生代。这种岩层出现在該区南緣的花崗岩中間，并呈狭窄的带状向东北的方向延伸。根据岩石的成分，其中主要是各种各样的片理化的岩石，由砂岩、砂粘質的和粘質的片岩直到片理化的噴出岩。

А. М. 沙穆斯基(Шамский)和 В. Н. 波波夫曾在东蒙古平原的中央部分記載过杂砂砾岩层，并名之为千枚岩层，这种岩层是由不同的片岩交互組成的。

戈壁区在戈壁面上具有許多大的和小的山脉羣以及許多大小不

同的低地。高起的地段，地形复杂，由噴出岩和沉积岩所組成。在低地和湖成盆地中堆滿了晚近的和年輕的沉积物。戈壁平原之下墊有各种不同的沉积物。这一点已为許多地質学家[V. A. 奥布魯切夫，Э. А. 列別傑娃，М. Ф. 涅布尔格，別尔基 (Беркей) 和莫利斯 (Моррис)，热魯波夫斯基 (Желубовский)，С. Н. 阿拉克謝奇克 (Алексейчик)，傑尔諾夫等]所証实。他們指出：在戈壁平原中一个地点下墊花崗岩，在另一个地点下墊变質的(杂砂砾岩的)岩层，在第三个地点下墊有砂，在第四个地点下墊戈壁粘土等。因此，在戈壁区域可看到极复杂的地質复合体，这种复合体是由于戈壁区过去曾是一个开闊的海洋盆地(志留紀、泥盆紀、三迭紀、石炭紀)和有时发生造山作用所获得的結果。当然，在这种情况下，戈壁的地表(由于风化和地区性的夷平作用)(图 13)，就出現了各种年龄和起源极不相同的岩层。但是，戈壁中的主要岩石是沉积岩，火成岩只具有次要意义。



图 12 烏尔扎河和鄂嫩河間分水岭上的大理岩狀的石灰岩

沉积岩是由杂砂砾岩的片岩和砂岩、砾岩以及石灰岩所組成；火成岩是由花崗岩和玄武岩所組成。

在岩石方面，上述岩系在戈壁地区中主要可以下述的資料表征

出来：

寒武紀的沉积物是結晶的片岩、砂岩、石灰岩和角閃岩等岩石。志留紀的沉积物其主体部分的特征是暗灰色的片岩和砂岩，泥盆紀的沉积物其主体部分的特征是青灰色的綠泥石-絹云母片岩，并帶有扁平狀的石灰岩間层。在戈壁区，石炭紀的沉积物分布最广。这种沉积物是杂砂砾岩、砂岩、砂粘質的和炭質粘土的片岩。有些地方在絹云綠泥石片岩和砂岩的下部具有相当厚的、紅色碧玉狀的石英和薄的石灰岩的間层(С. А. 列別傑娃, М. Ф. 涅布尔格等)。



图 13 戈壁风化地形(准平原)的代表类型

戈壁中的侏羅紀沉积物是青灰色的砂岩、暗色粘質的片岩、砾岩、玢岩和玢岩的凝灰岩。因此，一般就其主体來說，厚的沉积岩层其特征是具有变質的砂-砾岩层，这种岩层也經受过強烈的断层。

花崗岩沿戈壁阿尔泰山以及沿与戈壁阿尔泰山平行走向的山脉分布；戈壁地区的一些小的山脉和蝕余山常常是为这种花崗岩所构成。其主要的岩石是灰色細粒花崗岩，它通常能穿破杂砂砾岩层。

在戈壁中，玄武岩以及与玄武岩相近似的岩石一般也具有很广泛的分布。这类岩石的組合呈复盖的形式分布，普通經受过某种程度的断层。在玄武岩上常常直接分布着与砾岩和砂岩互成夹层的

凝灰砂岩和片岩的复合体。

蒙古的第四紀沉积物是那些在这种沉积物上形成現代土壤的岩层。由于这类岩层的巨大实践意义,特别是它在土壤形成中起着巨大作用,因此,我們对第四紀沉积物必須加以詳細論述。

在冰川期中,阿尔泰山、薩留吉姆岭、杭爱山、肯特山的广大山区以及其他山地,曾为很厚的冰层和雪原所复盖。在戈壁中,也曾发现成干谷形式的冰川期的遗迹。其中有一些干谷为某一时期沟通荒漠的古代河床(如今的河床是在冰期之后才成为干河床的)。有关蒙古人民共和国区域冰川的一些資料,我們在以下各节中叙述。

第四紀的特征是侵蝕作用发展相当強烈,这大大促进了冲积、殘积、崩积、坡积、风积、湖积和冰積沉积的作用。

在山区中,沿分水岭具有漂石和輕壤土的碎石堆常常也分布很广。緩坡和冲积丘充滿了坡积-崩积的、黄土状壤土和石质-砾石物质。

在戈壁中,第四紀的沉积物是混有砂、碎石和砾石的輕和中壤土。这种沉积物在戈壁中央部分(沙音山达、曼达尔-戈壁地区)厚度約有8—15米。其下分布有白色的(高岭土状的)粘土,遇盐酸不发生泡沫反应。

冲积的沉积物分布在河谷中的高泛滥地阶地上。高阶地是由混有碎石和砾石的壤土和砂所构成。河流泛滥地則是現代較粗的砂-砾石(弱分选的)物质。沿帖斯河、巴倫士倫河、匝盆河、鴻貴河、鄂尔渾河、色楞格河、鄂嫩河、哈尔順河等河流的高阶地所分布的砂地是属于較古老的冲积物,部分是属于风积型的沉积物。

殘积的、崩积的和坡积的沉积物在蒙古山区发展很广泛。这类沉积物在碎石堆(风化产物)崩落和水流的影响下向下移动,因此,山前斜坡和冲积丘都为这些很厚的、并混有砾石和碎石的黄土状壤土所复盖。在山間盆地中也充滿了这种物质。

风积的形成物主要是由新月形砂、羣集砂和丘状砂所組成。新月形砂(图 14)在蒙古沙音山达以南、达兰扎达加特西南的达里崗夏

(翁貢愛里蘇、莫勒佐克愛里蘇)地区和匝盆河、鴻貴河、帖斯河、鄂嫩河等河谷地区分布很广。

羣集砂在鄂羅克湖以东、邦蔡干湖、別盖尔湖、霍勒包湖地区以及敦图胡杜卡、門汗尼胡杜卡和图格里克旗等一些有水井地区的低地中占据相当大的面积。

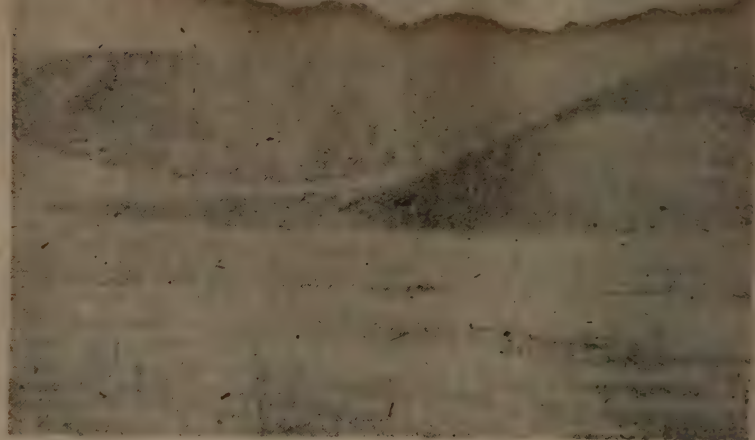


图14 戈壁中的砂丘

丘状砂(根据奥布鲁切夫的意见或称坟丘)主要分布在盆地状低地的中央部分(图15)。丘状砂通常为植被所复盖,植被固着了易移动物质,因而也最能促进砂丘的发育。

在戈壁的中央和南部,现代的这种沉积类型分布很广。

应当指出:在蒙古,飞砂分布很广,这在很大程度上与人类生活动有关。人类无计划的放牧破坏草丛,因而,也就破坏了稀疏的草本(固着砂地)植被。

在蒙古领域内我们并未发现黄土沉积物。

湖泊沉积物在蒙古领域上可划分为二个亚类:古代沉积物和现代沉积物。

古代沉积物是粘結較松的石砾。砾石一般是滾圓的。在这种沉

积物中，有时分布有粘质的片岩、石英岩和玄武岩的岩层，它们为砂和混有少量的壤土所粘结。

现代的沉积物发育在已干涸的湖泊盆地中。这一亚类的岩石成分大约各处都是一致的。它们主要是淡灰色的(苍白色)、灰黄色的中砂、粘土、壤土和泥土。有些地方的泥土发出了轻微的硫化氢气味，有时也含有丰富的盐分。

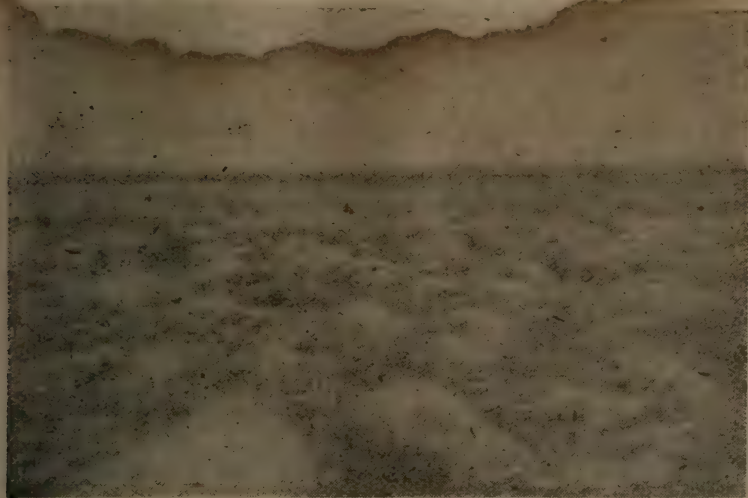


图 15 在谷地湖中微固定的小丘草状砂丘。

冰川沉积物在杭爱山、肯特山和其他山区发育很广泛。这类沉积物是终碛石的残留物，主要是由未分选的粗卵石物质所组成，而有些地方由冰水沉积物——灰色带状的粘土和黄色的黄土状壤土——所组成。

因此，蒙古人民共和国领域的绝大部分的成土母岩是松砂-砾质的岩石，以后，这种岩石在风化、植被和微生物(视分布的条件而定)的影响下转变为壤质的和重壤质的粒级。

在任何一种岩石上所发生的成土过程都与定居在这种岩石上的生物有关，生物可根本改变母岩的性质。与此同时，在大多数情况下，土壤的组成也保留着其母岩组成的明显痕迹。

5. 水文和水文地质

在蒙古人民共和国的领域上，全部的水文网分属于下述三个流域：北冰洋流域、太平洋流域和属于中部亚洲的内陆流域。

属于北冰洋流域的河流有：起源于庫苏古尔湖西北部的施什希得河(叶尼塞河的支流)，由蒙古阿尔泰山流出的額尔齐斯河和汇集所有从杭爱山东北坡、薩彥岭东南坡、肯特山山原西南坡流出的鄂尔浑河和色楞格河二河流域。流入鄂尔浑河和色楞格河二河流域的全部河流，其水流都經貝加尔湖注入北冰洋中。

从肯特山山原东北坡起源的鄂嫩河和克魯倫河为黑龙江的支流，其水流經過黑龙江注入太平洋中。

最后，有一些河流組合：帖斯河、匝盆河、科布多河、拜达里格河、图音河、翁金河等(这些河流由蒙古阿尔泰山和杭爱山脉流出)，其水流注入中部亚洲的内陆盆地区域即：烏布苏湖、希尔吉斯湖、邦蔡干湖、鄂罗克湖、烏兰湖等以及其他較小的湖泊中。

在过去，蒙古有一些河流河床的方向也曾发生过改变。例如：匝盆河很早以前其水流显然是流入谷地湖(位于蒙古阿尔泰山和杭爱山脉之間)中，現在，則流入大湖盆地中。在杭爱山山系中，鄂尔浑河在过去显然为土拉河的支流，因为在烏盖依湖以东，向土拉河的方向还保留着古河床和完整的沼泽体系。哈拉河、布克苏伊河和很多其他河流也可說是这样的，根据其河谷和河床的高度，可以看出它們的流向和現在有些不同。

在冰川期和紧接冰川期之后，蒙古領域的河流无疑地其水量要比現在为大。現今仅只那些已經干涸的无名河流(在大湖盆地和戈壁中)的广寬河床就可証实这些河流在过去水量很大，沿这些河流的河床二岸，有些地方直到現在还保留着羣集的或个别的榆树、悬谷和阶地；在湖泊(烏布苏湖、希尔吉斯湖、察干湖等)周围保留很多自然堤。

在現代，仅在蒙古人民共和国的北部有发育良好的水文网，在那里，我們可遇到很多河流、湖泊和小溪。在戈壁地区中，仅有古代的

河床和发育良好的薩依尔系統被保留下来，它們的河床仅仅在暴雨时期才充滿水分。

在蒙古領域中我們采集了几乎所有的大河、大湖的水分以及已干涸的湖泊盐分的样品，并测定了它們的化学成分。为了查明利用河水灌溉的可能性，我們还测定了河水的矿化度。

为了查明地球化学的过程，我們还作了湖水和干涸低地的盐分分析。

杭爱山区 在杭爱山区最大的河流是属于北冰洋流域的色楞格河。該河具有二个主要支流：艾傑尔河和傑勒吉尔-穆稜河。这二条河流在杭爱山（西部的摩稜山）汇合成一条河流后才称为色楞格河。艾傑尔河或伊傑尔河（意指年輕）是色楞格河的主要支流。

艾傑尔河起源于塔尔巴哈台山，該河許多較大的支流（捷尔希河、胡格茹勒河、薩勒巴尔特河、楚里特河等）都是从塔尔巴哈台山的北坡流出的。艾傑尔河右岸的最大支流是楚里特河（意指“石河”）。在多数情况下，艾傑尔河的河谷是平坦的（广寬的），有些地方已經沼泽化并生长有踏头墩子。

根据 C. A. 康德拉齐耶夫的調查，艾傑尔河在过去曾以其水道与台尔明湖相連。在現代仅有一些不大的砂質冲积物（面积约 8 平方公里，最高为 26 米）把台尔明湖与艾傑尔河水系分开。

色楞格河上游的第二条河流是穆稜河（傑勒吉尔-穆稜河）。从唐努烏拉山和烏兰泰加山脉流出的許多河流和小溪成为穆稜河的支流。穆稜河的最大支流是发源于哈尔迪勒-薩尔迪克山脉峡谷的拜勒太布河和布克苏伊河（布克謝因河）。关于布克苏伊河 И. Ф. 莫洛德（Молод, 1920）写道：在过去这条河流发源于桑金达賴湖，正象現代的艾格因河发源于庫苏古尔湖一样，后来，这种联系才被破坏。布克苏伊河的特征是沿其河床具有很多大大小小的凹地，这些凹地是很多地下水泉露头的地方。根据这一点，И. Ф. 莫洛德得出結論說：除了地表水之外，在布克苏伊的沉积物中还流出了第二种、即露出地表的（小窗）地下河流。

穆稜河在汇集了由唐努烏拉山脉、烏兰泰加山脉和哈尔迪勒-薩

尔迪克山脉流出的很多河流之后,才流到庫苏古尔湖地区的山原上,流經寬达 6—8 公里的河谷中。

該河在其全流域中具有很多河套、牛軛湖和蛇曲。这些河流在流入杭爱山山原北部的穆稜市后,則沿艾尔奇穆宁山脉的窄狭谷成为一个单一的河床而流。在这里,穆稜河直到与艾傑尔河汇合为止,則成为具有很多峪坎和分水岭的典型山地河流。泛滥的河滨闊叶林为乔木灌木植物羣落(楊树、白樺、山水楊),这种植物羣落并不成片生长。

色楞格河沿寬广的谷地而流(图 16)。 离与鄂尔渾河汇合之处



图 16 色楞格河的河谷

不远,谷地寬度最大(15—18 公里)。河床曲折,在有些地方分裂为許多河套,因此就形成了很多高出水平面 1—1.5 米的泛滥地島屿。这些島屿的表面为許多牛軛湖状的浅凹地和串沟所切割。

在多数情况下,河流泛滥部分(河滨)生长有木本植物羣落,这种植物羣落由楊树、柳树、山水楊和其他灌木所組成。

河水矿化度弱(表 1)。

表1 杭爱山和庫苏古尔湖地区湖泊和河流水分的分析資料(克/公升)

化学分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

采 样 地 点	采 样 期	干 残 余 物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''	Na ⁺ + K ⁺ (按差数)
			CO ₃ ''	HCO ₃ '					
河 流	1941年								
色楞格河(穆稜城以下,渡口旁)	6月27日	0.176	无	0.127	0.008	0.010	0.023	0.004	0.020
穆稜河(穆稜城以上,渡口旁)	6月22日	—	无	0.095	0.005	0.020	0.016	0.006	0.019
鄂尔渾河(因希达勒渡口旁)	7月2日	0.180	无	0.137	0.011	0.010	0.002	0.002	0.057
艾格因河(哈德哈尔鎮以下)	6月23日	—	无	0.156	0.008	0.007	0.036	0.008	—
湖 泊									
台尔明湖	6月19日	6.500	0.120	1.620	1.610	2.090	0.018	0.001	2.320
霍勒包湖	6月19日	1.042	0.007	0.537	0.217	0.124	0.033	0.043	0.284
塔希勒图湖	6月19日	0.156	无	0.112	0.008	0.015	0.020	0.015	0.003
察布丹湖(烏里雅苏台北偏西200公里)* (%)	6月20日	98.400	无	0.700	55.900	1.300	0.900	0.300	35.503
阿吉希克湖(穆稜东北30公里)	6月25日	40.592	0.070	0.942	8.820	12.840	0.320	1.729	8.580
伊尔貢湖	7月5日	3.824	0.600	1.396	0.791	0.760	0.012	0.004	1.842
庫苏古尔湖	6月23日	0.188	无	0.180	0.004	0.030	0.039	0.002	0.004

* 察布丹湖沉积物的分析資料是从 P. A. 哈辛(Хасин)的著作中借用的。

在色楞格河的河谷中,有很多宜耕地以及老的灌溉地段,但所有这些地段都未适当利用。

鄂尔渾河(图17)是色楞格河最大的一条支流。这是一条水量較大的河流,按其大小來說,仅稍次于色楞格河。

如其他很多河流一样,鄂尔渾河的上游位于偏僻的杭爱山中,其水流經過严酷和荒涼的峡谷。根据 П. К. 柯茲洛夫的記載(1905),鄂尔渾的上游是靠近山麓左边、沿曲折而窄狭山谷的深峡谷底部而流。

由坚硬的片岩和玄武岩所形成的陡壁,下降深度达15米,在这些地方河流不結冰时成为銀灰色的长带。在河流突轉处,河水激起浪花,形成漩涡和嘈杂的声响。

鄂尔浑河的下游与一些大河：巴干苏麦因河、烏利达塔米尔河、哈图塔米尔河等和一些較小的河流汇合，在和这些河流汇合之后，鄂尔浑河的河谷变寬，而河流的水量也很大。

河流的矿化度弱(表 1)。



图17 鄂尔浑河

鄂尔浑河的河谷如同色楞格河的河谷一样，具有很多宜耕地和老的灌溉网。但是，也象色楞格河的谷地一样，仅有一小部分地区被利用，鄂尔浑河和色楞格河河谷的土壤和丰富的、可資灌溉的水分，在将来必然会成为蒙古的重要农业基地。

在杭爱山山原的西北部，面积约 15,000 平方公里，绝对高度为 1,700—2,000 米，分布有很多美丽的、大的无流湖泊羣。在文献中普遍把这个高山高原称为湖泊大高原。

大高原的特征是其山的褶皱平行于包勒納山脉，而其高的山間台阶，依次向西部和东北部下降。下降到帖斯河的盆地和广阔平坦谷地中时，常常发生沼泽化，具有苔草-冰草和蒿属-禾本科植物羣落。大高原上的飼料基地远較杭爱山中部或庫苏古尔湖地区为貧瘠。这里沒有成片复盖的森林植被，而森林植被是沿山的北坡呈不

大的島狀分布。

廣闊的湖泊大高原具有平緩傾斜的表面，在多數情況下，沒有經常性的水流。但是，在整個大高原上却有極多乾燥的河床。

這個大高原的最大湖泊有：台爾明湖、桑金達賴湖、鄂羅克湖；範圍較小者有：圖梅美爾湖、扎賚湖、布斯湖、霍勒包湖、察布丹湖等。

在這個大高原的最高點上分布有一個不大的布斯湖¹⁾，該湖的絕對高度為 2,044 米(圖 18)。



圖 18 布斯湖(枕愛山)

在布斯湖的西北部分布有霍勒包湖，其絕對高度為 2,020 米(圖 19)，東部為桑金達賴湖，其絕對高度為 1,923 米，南部為台爾明湖，其絕對高度為 1,782 米。最後，在這個大高原的最低點上(1,688 米)分布有鄂伊貢湖。在布斯湖東北還分布有一些較小的湖泊。這些湖泊通常為不規則的形狀，常常具有破碎的湖岸，有時還具有許多小島嶼(台爾明湖、布斯湖)。湖岸平緩，常鹽漬化或沼澤化。

供養這裡湖泊的水分來源於地面水和地下水。

1) 布斯(Бус)指“地帶”而言，實際上在這個湖泊的中心分布有一小島，為深水圓鏡，十分美麗。

在多数情况下,湖水是咸和微苦涩的。在这些湖泊的水分中,矿质盐分的含量在1—6.5克/公升的范围内变动(表1),但是,其中也有一些湖泊水分矿化度很弱。水分矿化度弱的湖泊是由于有泉水流出,显然,泉水把湖水冲淡了。



图19 霍勒包湖(杭爱山)

在杭爱山区,察布丹湖(在烏里雅苏台城北偏西200公里)和察干湖(杭爱盟)的特征是为很高的氯化钠所盐渍化。察布丹湖所蕴藏的食盐早已为当地居民所周知,哈德海尔和穆稜的居民已用手工方法开采食盐。

关于这些湖泊盐分的巨大储量,很多调查者[Г. Н. 波坦宁、С. А. 康德拉齐耶夫(Кондратьев)、馬伊斯基(Майский)]都曾描述过,并指出了它的经济价值。根据地质学家Р. А. 哈辛的测定,在察布丹湖的沉积物中含食盐(NaCl)达92.24%,在分析上发现其他盐分仅占7.76%(表1)。但就食盐的含量和储量来说,察干湖是远较察布丹湖为低的。

阿奇梅克湖水的盐分浓度也很高。该湖位于穆稜城的东北部,差不多是一个森林草原地带,在这里能积累大量的盐分是值得令人注意的。湖水的干残余物达40.5克/公升。庫苏古尔湖(呼布苏哥

尔湖)和烏盖依湖是杭愛山区的淡水湖。

庫苏古尔湖(图 20)分布在子午綫的方向上。它为多林的山地所圍繞,其最北端几乎达到苏联国境上。这是蒙古一个最大、最深的湖泊,也是蒙古能够通航的湖泊之一。根据 B. П. 波波夫(1905)的資料,該湖的最大长度为 122 公里,最大寬度为 42 公里,湖的西部最深,达 422 米;水面的总面积約 3,000 平方公里,供养这一湖泊水分的大多数河流都是从該湖周围山上流来的、短而浅的河流。

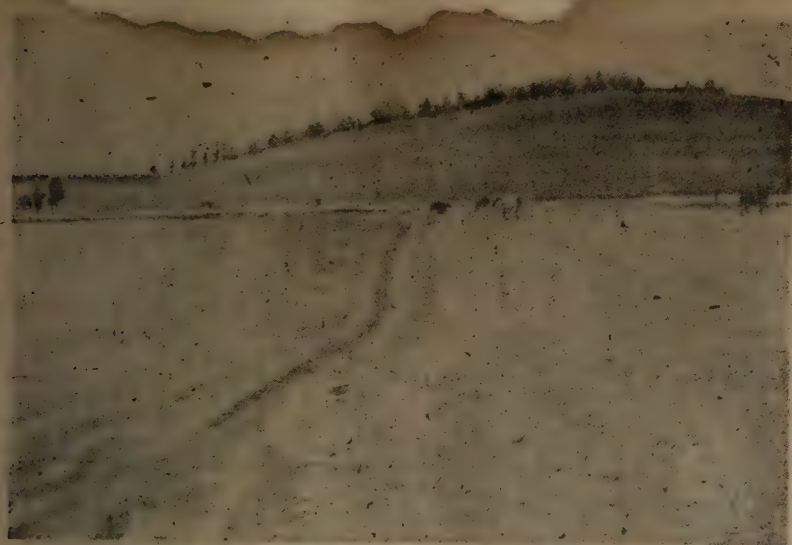


图 20 庫苏古尔湖(东南部)的水浸草甸

色楞格河左岸的支流艾格因河从該湖南端流出。对向該湖的湖岸和山坡,常常发生強烈的沼泽化。湖水是透明的,为深綠色,味淡。湖水的干殘余物勉强达 0.2 克/公升,氯化物和硫酸盐含量很少(表 1)。

烏盖依湖位在杭愛山山原东部的鄂尔渾河(沿烏兰巴托-察察尔来格的公路)流域的水系中。該湖与鄂尔渾河沼泽化的河套、牛軛湖和小湖泊相接。在洪水时期河水注入湖泊中,并把湖水冲淡。

在蒙古北部,除了这些河流和湖泊外,还有一些可治疗疾病的水泉(天然泉)。例如在杭愛山区,烏里雅苏台城以东 70—75 公里,距

奧德洪騰格里山峯(杭愛山的最高點, 永久復雪)不遠的偏僻山地中有許多很大的熱水和冷水泉的組合(Г. Н. 波坦寧, 1893; И. Ф. 莫洛德, 1920; В. А. 斯米爾諾夫, 1932)。

關於這些水泉的組合, В. А. 斯米爾諾夫指出: 溫度很低的冷水泉並不深, 而是在地表發生的。他把熱水泉(硫酸泉)列為深水泉。同時, 他推測: 所有的這些水泉是一個大泉, 這一大泉在距地表不深的岩層中間分裂為許多不大的小溪。顯然, 這種想法是有根據的, 因為, 在烏里雅蘇台地區的水泉, 其水分的化學組成非常相似。

在蒙古這些水泉用作治療疾病是負有盛名的。

第二個水泉是達施多貢泉, 大約位在烏里雅蘇台和威秦范之正中間的不大的烏梅克河的河谷中。泉水含硫化氫很多, 並具有很高的溫度。在嚴寒的季節中, 很遠就可看到水泉發出來的豐富水汽。

最後, 沿捷克舍因河(距河口 120 公里)還發現有三個熱水泉。這些水泉是硫酸泉, 其中最熱的熱水泉水分的溫度可達 90° 。



圖 21 廣闊的沼澤化谷地和烏爾扎河的上游

從上邊的敘述中可以看出: 在杭愛山區具有良好發育的河系網, 因此, 這裡的居民很少挖掘水井。在杭愛山中, 有些地方分布有優良

的飼料基地,但是,有时由于附近沒有河流、湖泊或水井,所以还不能利用来进行放牧。特别是在湖泊大高原和杭爱山山原的南坡,那里經濟問題的解决常常是决定于有无井水的存在。显然,在这些地方开凿井水是不会遇到多大困难的,因为,在大多数情况下(根据对現有水井的观查),地下水位不深。井水一般淡而清涼、透明而味道很好。

肯特山区 这一地区也象杭爱山一样,水量是很丰富的。这里具有很多河流、湖泊、以及含硫酸和碳酸的水泉。

也象杭爱山一样,肯特山山原的河流其个体的差别并不太大,差别的大小主要是取决于地区的地形,在大多数情况下,它們彼此是相似的。这些都是典型的山地河流,河床不寬,河水沿蜿蜒的河床流动很快。

肯特山的最大河流有:土拉河、哈拉河、伊罗河、明薩河、克魯倫河、鄂嫩河和烏尔扎河。前四条河流属于北冰洋流域,后三条属于太平洋流域。

土拉河是一条水量很大的典型山地河流。它从肯特山山谷(在烏兰巴托附近)流出后,水勢比較平稳,并形成了寬广的(达5—6公里)河谷。河水透明、淡而无味,很适口(表2)。

表2 肯特山区河水的分析資料(克/公升)

化学分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

采 样 地 点	采 样 时 間	干 余 殘 物	碱 度		Cl'	SO ₄ "	Ca ^{..}	Mg ^{..}	Na ⁺ (按差数)
			CO ₃ "	HCO ₃ '					
河 流									
土拉河 (烏齐科穆博物馆的桥旁)	1942年 8月3日	0.044	无	0.039	0.002	0.003	0.006	0.001	0.008
哈拉河 (沿公路桥以上)	1941年 7月6日	0.154	无	0.117	0.008	0.010	0.003	0.004	0.020
伊罗河 (在桥以下2公里)	1941年 7月4日	0.090	无	0.040	0.008	0.005	0.004	0.004	0.030
克魯伦河 (在乔巴上城的桥旁)	1942年 6月5日	0.203	无	0.160	0.015	0.020	0.031	0.017	0.010
烏尔扎河 (在巴彦烏拉旗的小鎮市)	1942年 6月28日	0.250	无	0.220	0.009	0.006	0.041	0.017	—
鄂嫩河 (在国营农場的桥旁)	1942年 5月30日	0.046	无	0.049	0.004	0.016	0.006	0.012	0.007

哈拉河起源于距烏兰巴托不远的托洛高托伊山脉的北坡。哈拉河汇集了几条支流,其中最大的一条河流是苏格努尔河,它起源于肯特山最高的一个山脉——阿薩拉图哈伊尔汗山。

哈拉河在其上游是沿窄狹的河谷而流。在該河中游,特别是在其下游,河谷大大变寬。在个别地段寬度可达8—10公里。河谷具有綠色的草甸植物羣落,在河岸上,有些地方丛生着山水楊、柳、楊等树林。有些地方,河床分裂为个别的串沟和河套,但是河流的絕大部分是在一个美丽、蜿蜒的河床中流过。河水透明,无味、味道尚好。哈拉河与土拉河的河水相比,其特征是矿化度稍高(表2)。

在哈拉河的河谷中具有許多优良的农地。其中一个国营农場,另一个是中国人的农庄,但是,其大部分地区还未加利用。

伊罗河具有二条支流——汗金河和沙尔倫河。第一个支流起源于阿薩拉图-哈伊尔汗山区,第二个支流起源于伊罗河-明薩河的分水岭(C. A. 康德拉齐耶夫)。由于伊罗河具有很多支流,因此,它为肯特山西部水量最大的河流。伊罗河的上游經過一个不寬的、有些地方已沼泽化的谷地,有些地方是在悬崖之中。在其下游河谷变寬,寬度可达5—6公里。泛滥地部分伴生有乔-灌木植物羣落。

伊罗河的河水是透明的,未盐渍化,无味,很适口。河水矿化度弱(表2)。

克魯倫河属太平洋水系。它由肯特山脉南坡的水流汇集而成。其中最大的一条支流(察干烏布尔河),蒙人取名为克魯倫河(海魯倫河)。

克魯倫河从肯特山山原流出后,河谷強烈变寬,有些地方寬度可达18—20公里。其下游河谷的寬度变窄(在10—12公里以內)。該河具有很多牛軛湖,它成水浸沼泽和小湖形式被保留下来,而主要河床则十分曲折。在克魯倫河的河谷中无乔木羣落存在。河水透明、无味、矿化度弱(表2)。

河谷中的土被为草甸土、草甸沼泽土和盐渍土的变种。河谷中具有优良的宜耕地,有些地方还保留着完好的灌溉网,并可沿河屏水灌溉。

烏尔扎河发源于位在肯特山高地(图 21)上的一个小湖泊。河谷强烈沼泽化,宽度可达 8—10 公里。泛滥地部分无木本植物羣落,但是,这里有很多刈草基地。象克鲁倫河一样,烏尔扎河具有寬广的平緩谷地和很多牛軛湖。水流很緩,河床弯曲。烏尔扎河的上游很窄(2—3 米),其中游(在巴彥烏拉旗)寬度最大(25—30 米)(图 22)。在达什-巴尔巴林旗以下,河流逐漸变窄,在与苏联交界的地方(索洛夫耶夫斯克)分割为許多低地,形成一些沼泽化和碱化的水湖泊。

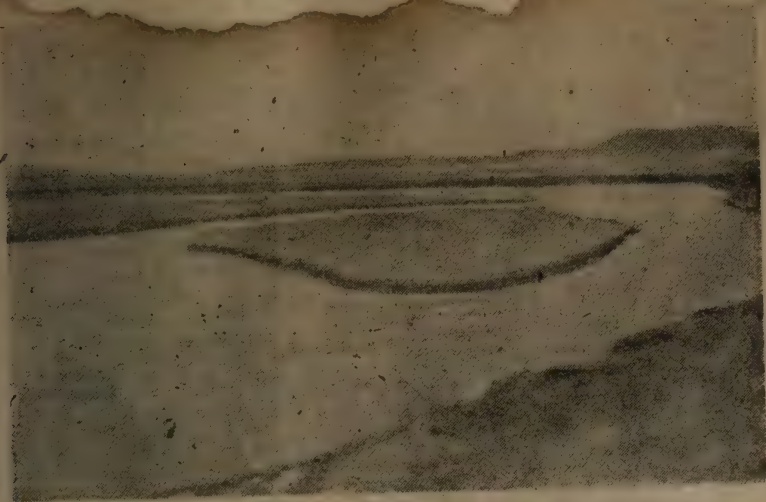


图 22 在巴彥烏拉旗烏尔扎河和谷地

烏尔扎河的河水純淨无味,但是,由于沼泽化地区的排水作用,常呈黃綠的色調。

水分的干殘余物約 0.250 克/公升,氯化物和硫酸盐所占数量不大(表 2)。

第一級高阶地很寬(2—3 公里),在大多数情况下已沼泽化。在第二和第三級阶地上的土壤具有許多优良的宜耕地段,但是,它与第一級阶地的区别是需要灌溉。

鄂嫩河起源于肯特山脉的东北坡。其上游形成了一个巨大的集水区,該河具有很多支流,因此,它也是肯特山区一条最大的和水量最多的河流。

河水是淡的,其干残余物不超过 0.046 克/公升(表 2)。

鄂嫩河的最大的支流有:塔拉逊河、伊格巴鲁河和哈尔胡河 (C.

A. 康德拉齐耶夫)。

鄂嫩河的河谷与乌尔扎河河谷很相似,都没有大片的、宽广谷地。相反地,这条河流时而扩展得宽而受到与该河邻近的山脉所局限。在河流围堤前的扩展部分沉积了厚层的砂质冲积物,就从悬崖中生长着良好的松林,有时为混交林。这个地方的土壤通常是砂土。

鄂嫩河上游的谷地具有强烈沼泽化的坡地。在与苏联国境接近的地方,这种沼泽化坡地的表面上具有很多的牛轭湖、河套和沼泽化的地段(图 23)。河流的泛滥地部分(河滨)伴生有木本植物群落,



图 23 鄂嫩河的主流;在后景上所看到的主要河床

由杨树、山杨、山水杨和白桦组成。在第二级阶地上的土壤剖面中遇到有埋藏层,并且,常常在 100—110 厘米深处发现了冰冻层(在 7 月)。在谷地中有优良的宜耕地段,但是由于轻的(砂质的)机械组成,所以常常在翻耕之后受到风蚀。

在肯特山区,除上述几条大河外,还有很多湖泊。这个地区所有

的湖泊可分为二组——冰川湖和草原湖。冰川湖是在冰川期中形成的，它们分布在高山和难于到达的地方。这类湖泊普通很深，湖岸很陡，具有砾石底，分布的绝对高度约1,800米。湖水照例是冷的淡水，而且是透明的（C. A. 康德拉齐耶夫）。

在肯特山区，草原湖分布在平缓的、不深的低地中，或分布在广阔的、山间谷地的底部。这类湖泊较小，湖岸平缓，具粘着的泥质底，常常在春季或夏末干涸，而其底部复盖盐霜。

这一组干涸的湖泊分布在肯特山山原以南，这类湖泊一般为氯化钠或钙芒硝 ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$) 所盐渍化。在某些湖泊中，盐层的厚度可达1—1.5米，其中盐分的储藏量数以百万吨计。作者以及地质学家 Ф. К. 希普林和 С. Н. 阿拉克谢奇克 (Алексейчик) 都曾在肯特山区发现过这种湖泊。在这个地区盐分的聚集和分散有明显的分异。例如，分布在乌兰巴托西南260公里的桑金达赖湖发现有最纯净的食盐。根据分析资料的计算证明： NaCl 占92%，其他的盐分 [$(\text{Na}_2\text{SO}_4, \text{NaHCO}_3, \text{MgSO}_4$ 和 $\text{CaHCO}_3)_2$] 总共只占8%。

涅洪戈尔湖分布在接近肯特山山原的地方，氯化物的盐类含量较桑金达赖湖为少。这里，根据分析的样品所计算出的盐分组成证明：食盐占75%， Na_2SO_4 占17%，而混杂的其他盐类只占8%。

表3 肯特山区南部干涸湖泊的盐分分析资料(%)

化学分析者：Г. Ф. 罗帽特尼科夫 (Лопатников) 和 М. Д. 格文治李雅

采 样 地 点	HCO_3'	Cl	SO_4''	Ca''	Mg''
乌兰巴托西南260公里的桑金达赖湖 (爱尔金达赖湖)	0.30	55.4	0.90	0.004	0.006
乌兰巴托东南130—140公里的涅洪戈尔湖 (巴音艾里克湖)	0.40	45.4	12.30	0.300	0.40
乌兰巴托西南160公里的哈里湖 (巴彦乌拉山以南)	0.42	0.44	66.76	0.08	0.02

哈拉湖距乌兰巴托160公里 (在这一方向上还有桑金达赖湖)，也是硫酸钠多于氯化物 (表3)。在与肯特山山原更接近的地方 (大约距乌兰巴托120—125公里)，地质学家 Ф. К. 希普林在伊海察

达穆湖中发现了很厚的、仅仅为硫酸钠所组成的盐层(1—2米)。根据对盐分组成的分析计算(%),证明在该湖中: Na_2SO_4 ——92, CaSO_4 ——2.5, NaHCO_3 ——1.5, MgSO_4 ——1, NaCl 只占 1.5%。根据地质学家 Ф. К. 希普林的测定,在该湖中钙芒硝($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$)的储藏量为 200—500 万吨。

我们在本著作中只是从干涸的盐化湖泊中引证了一些较小的湖泊组合,可以看出,在这些湖泊中具有大量的盐分。在肯特山区的南部,绝大部分的盐化湖泊还未调查,因而,其中盐分的储藏量也未得查明。

在肯特山区水文地质特点中还应指出矿质泉(自然泉)和水井。

在肯特山区,矿质水泉可以分为二个组合:热水泉和冷水泉。这两类水泉无论其物理性质和化学成分都有显著区别。

热水泉组合是火山喷出岩所形成的高山地区的特征。这类水泉具有很高的温度,碱性反应,普通为硫化氢所饱和,在多数情况下含有硼酸 [В. А. 斯米尔诺夫 (Смирнов)]。

另一类水泉组合所在位置较低。这类水泉分布在肯特山山原的东部和乌兰巴托以北。

这类水泉的特征是水分的温度很低,普通为碳酸所饱和,属于碳酸水泉(图 24)。这类水泉的组合分布在有沉积岩和变质岩发育的地区 [Б. М. 库普勒特斯基 (Куплетский), 1929; Б. С. 多穆布洛夫斯基 (Домбровский), 1926], 在这里,其水分的温度显然是受到永久冻层¹⁾的影响。

很多水泉被居民利用来治疗疾病,但是这些水泉都强烈盐渍化,由于人们常常在水泉周围放牧,这样就把无设备的、优美的矿质泉——自然泉——弄得很脏。

在肯特山区南部,水井主要分布在那些完全没有河流、而且当地水泉也不多的地方,在这些地方居民开凿水井,以其水分供饮用和飼

1) 根据舍斯达科维奇的意見,永久冻层的南部界綫通过与乌兰巴托平行一綫,进一步向东而至克魯倫,在越过温多尔汗后明显地向东北折轉。

飲牲畜。

照例,水井都是分布在封閉的低地或平緩的谷地的底部,其中很多水井都装备有木围,水井中的水分卫生条件較好。但是,这里有时也可遇到沒有装备木围的水井,它常常被弄得很脏,其水分发出硫化氢的气味。水井的深度不超过 1.5—3 米,为淡水,只有极少数水井,水分微矿質化。



图 24 阿拉連鎮的矿質泉

蒙古和戈壁阿尔泰山 蒙古阿尔泰山的水文网发育也比較好。

蒙古阿尔泰山的所有河流可划分为二个流域:东部为科布多河流域,西部为額尔齐斯河流域。額尔齐斯河属北冰洋水系,科布多河属中部亚洲的内陆流域。

科布多河流域包括:科布多河、布彥图河和山基尔河。这个流域占优势地位,其水流都流到哈拉烏斯湖中。

在蒙古阿尔泰山的西南部有烏倫古河流过。烏倫古河的上游是由布尔根河、青格里河、察干河和这些河流很多的支流所組成。烏倫古河流入布海托内陆湖,該湖位在蒙古人民共和国国境外的准噶尔盆地中,它属中部亚洲大高原的内陆流域。

額尔齐斯的斜坡的特征是具有长而高的支脉,在这些支脉中,有

狹窄的深谷貫穿(B. B. 薩波日尼科夫, 1911)。

科布多的斜坡很快轉变为寬广开闊的草原型谷地。其支脉的特征是具有平緩弧形的外貌, 而成为平緩山原形式的桌状山。

在戈壁阿尔泰山, 除里金河、察干河、霍布多河外, 沒有一条大河, 但是, 这些河流的水分很快消失在能无止境地吸收水分的砾质砂土中。这里具有一些不大的水泉(霍普察盖捷泉、达賴泉、察干托洛戈泉、烏兰哈林泉、达兰扎达加特泉等), 这些水泉湧出的水分平均为3—10公升/秒, 只有2—3个水泉达20公升/秒。

蒙古阿尔泰的湖泊很少。这里最大的湖泊有: 烏留湖、阿奇特湖、托勒伯湖和科布多湖。

烏留湖为一閉鎖湖, 絕對高度为1,443米。該湖水面的总面积約233平方公里。湖岸平緩, 有些地方沼泽化, 周围为弱盐化土所圍繞。供給該湖水分的为几条不大的河流, 其中最大者为发源于薩留吉姆山脉的哈尔夏河。烏留湖为咸水, 其干殘余物約4.988克/公升; 碱度很高(CO_3 ——0.118, HCO_3 ——1.195克/公升), 并含有大量的氯化物(0.678克/公升)和硫酸盐(1.422克/公升)(表4)。

阿奇特湖位在烏留湖西南60—65公里两相邻近的山間盆地中, 其絕對高度約1,464米。湖泊的总面积为311平方公里。湖泊的北岸为低地和沼泽, 南部为高地和悬崖。阿奇特湖是一个活水湖, 北部有布海穆稜河流入其中, 南部有科布多河左岸的支流——烏松果勒河——从該湖流出。湖水是淡的。烏松果勒河是一个窄狹(10—25米)的深水河, 并具有很大的流速。

布海穆稜河其上游为高的冰積物所阻塞, 下游經過干燥的石质草原, 河谷伴生有乔木-灌木(楊树、山水楊和高达2—3米的密集灌木-錦鸡儿)和禾本科-莎草科植物羣落。在布海穆稜河河谷的三角洲部分, 具有适于耕作的地段和已废弃的灌溉网。

托勒伯湖呈不寬的带状从东南向西北延伸。它分布的絕對高度約为2,087米。其总面积为178平方公里, 是一个活水湖。东北部有托勒巴因河流入其中, 在該河的河谷中, 伴生有广闊的沼泽和粘质的(黄土状的)陆崖。土尔賁河从該湖流出, 以后从右首流入科布多

河中。湖泊周围盐渍化，复盖着稀疏萎縮的芨芨草草丘。

湖水透明无味、弱矿质化。

科布多湖呈一不寬的带状从西北向东南延伸，总长度約 45—50 公里。西南部与蒙古阿尔泰山主要山脊的山麓相接，阿尔泰山在該湖中部退縮在一边，为广大的森林保留了生长的地方 (B. B. 薩波日尼科夫, 1911)。

在戈壁阿尔泰山无湖泊存在。

大湖盆地 大湖盆地位于蒙古人民共和国的西部，湖泊很多。应当指出，大湖盆地是蒙古最大的內陆无流区域之一。这里的湖泊都是从蒙古阿尔泰山、杭爱山、哈尔希拉山和薩留吉姆山流出的无数大小河流供給其水分。



图25 烏布苏湖

供养这些湖泊的最大河流有：科布多河、布彥图河、匝盆河、鴻貴河、帖斯河、納林河；較小的河流有：哈拉烏苏河、昆迭倫河、哈尔希拉河、巴倫土倫河等。在多数情况下，这些小河在未达湖之前即消失在砂或砂-砾质的冲积物中。但是，这些小河的水分常常在湖泊周围呈泉水的形式湧現出来。

B. A. 斯米尔諾夫 (1932) 把蒙古西部所有的湖泊看作一个渺

小的殘遺地，在从前有一个时期这里是一个共同的、廣闊的淡水盆地。但是，在該区沒有进行特別的水文学研究之前，就很难說这里是一个共同的水系，抑或存在过水流互相联系的或是彼此孤立的几个湖泊。但是，十分明显，在冰川融解期中，这些湖泊的水面要比現在的水面大得多。这里有极多的自然堤和在某些地方存在着明显的阶地状台阶可証实这种情况。无疑地，这个問題具有巨大的理論意义，但是，要解决这个問題，还需要进行特別的研究。如果仅仅根据高度的資料来判断，那么，B. A. 斯米尔諾夫的想法显然是沒有根据的（参看分层設色图）。

在上述的盆地中分布有：烏布苏湖、希尔吉斯湖、艾拉克湖、哈拉湖、哈拉烏斯湖等，所有这些湖泊都为上边所列举的河流所供养。

烏布苏湖是蒙古最大的和大湖盆地含盐分最多的一个湖泊（图25）。其面积达3,423平方公里，絕对高度为743米。湖水透明，无味，但含盐很多，不适口（表4）。

流入該湖水量最大的河流有帖斯河和納林河；較小的河流有：哈尔希拉河（图26）、昆迭倫河、托尔哈里克河、巴倫士倫河等，这些河



图26 哈尔希拉河的河谷

流的表面水分在未达湖泊之前即消失在冲积物中或被引出灌溉田地。

我們从烏兰固木东北的烏布苏湖(在哈尔希拉河和納林河之間)的水面上采集了供分析的水样。其水分的盐分組成如下(克/公升):
 NaCl ——9.79, Na_2SO_4 ——7.47, Na_2CO_3 ——0.04, NaHCO_3 ——0.95,
 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ——0.08, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ ——0.06。

从所列举的資料中可以看出湖水已強烈盐渍化,由于这种原因,沿湖周围的土壤也为这类盐分所盐渍化。湖岸平緩,是砂质的、砂砾质的,或粘质的、粘着的,有些地方过渡为泥濘的盐土。

大湖盆地的植被很貧乏。这里分布有小島状的芨芨草丛、瘦小的錦鸡儿灌丛和个别星散的、少数草原植物的植株。誠然,在有些地方也分布有成片的猪毛菜的植丛,但是,它們并没有使这个地区的半荒漠景观显得富有生气。仅在沿湖岸和湖岸的泥濘沼泽地区,特别是在其东岸帖斯河和納林河的河口处,广泛地生长着蓆草(*Scirpus*),它以其綠色使这一部分活跃起来。

希爾吉·斯湖位于大湖盆地中央部分最低的盆地中(參看分层設色图,图 27)。該湖表面的面积約 1,400 平方公里,絕對高度为 1,034 公尺。这一湖泊是大湖盆地西部水系最后的一个流域,它反映出过去較現在水量为大的明显痕迹。希爾吉·斯湖是一个閉鎖湖,也是很多河流(匝盆河、鴻貴河等)的一个巨大儲藏庫和蒸发皿。

湖岸为砾石、砂和碎石所复盖。在砾石-砂质的半荒漠中間分布有为薄层的砂-碎石物质所組成的复盖地段。沿湖泊周围,有阶地状的低地和自然堤,証明过去有击岸的浪水存在。

湖泊的北岸为一高地,这一高地具有一系列平緩下降的阶地。在湖滨的东南部主要为大块砂地。希爾吉·斯湖的湖岸是光秃而荒漠化的,这里几乎所有的植物羣落都能經受日晒和盐土的煎熬,只有在有水井的地方植物才多少比較丰富一些。沿該湖的南岸(在艾拉克湖的河口),那里有杂乱的芦苇和有水鳥生活,所以生命显得活跃一些(Г. Е. 格魯穆·格尔热馬洛, 1914)。

湖水为深綠色,盐化,味道不好。根据对水分的分析(表 4),我

們計算出了它的盐分組成。在 1 公升水中含有(克): NaCl ——2.23, Na_2SO_4 ——3.95; Na_2CO_3 ——0.91; $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ ——0.03; CaCO_3 ——0.53 和 MgCO_3 ——0.27。

分析証明: 希尔吉斯湖的水分已強烈矿質化。但是, 其中盐分浓度的增长并不象根据 B. A. 斯米尔諾夫 (1932) 得出的結論所料



图 27 大湖盆地的分层設色图

想的那么大。B. A. 斯米尔諾夫把其所分析的資料与 Г. H. 波坦宁的資料进行了比較。Г. H. 波坦宁的資料是在早 50 年前从烏布苏湖获得的。

从 B. A. 斯米尔諾夫所引証的資料中可以看出：烏布苏湖水分的盐分浓度在最近 50 年中增加了半倍（由 11.40 增至 18.71 克/公升）以上。在同一时期中，希尔吉斯湖水分的矿化度增加了 3 倍多，也就是由 2.45 增长到 7.53 克/公升。B. A. 斯米尔諾夫根据这些資料得出結論說：在最近 50 年中，由烏布苏湖蒸发掉的水分几乎与該湖現在所具有的水量相等，而由希尔吉斯湖蒸发掉的水分几乎为該湖現在水量的 2 倍。B. A. 斯米尔諾夫进一步分析了他所获得的資料后得出結論說：湖泊的災变性干涸对希尔吉斯湖來說前途特別黯淡，它好象在不远的将来也会遭到与它相邻近的、現在已变干的和淪为流砂的盆地具有同样的命运。

在 B. A. 斯米尔諾夫所采集的分析水样（1926 年）和我們从該湖所采集分析的水样（1941）之間已經过了 15 年。在这一时期中根据 B. A. 斯米尔諾夫的推断，烏布苏湖的湖水盐分的浓度应当由 18.7 克/公升大約增至 22—23 克/公升，而希尔吉斯湖应当由 7.5 增至 10 克/公升。但是，我們并没有看到这些湖泊盐分含量的这种增高。相反的，烏布苏湖和希尔吉斯湖盐分的含量仍和 15 年前一样（参看表 4）。

因此，我們的資料不能証实象在 B. A. 斯米尔諾夫著作中所記載的湖泊繼續进行变干的見解。

与盆地中其他湖泊比較，烏布苏湖水分的盐漬度特別高，显然，这与托尔哈里克河冲刷图茲塔格盐丘而使該河水分富含盐分有关。仅仅由于这种原因，才能使蒙古最大的水系流域之一——烏布苏湖的水分达到最高度的矿質化。

艾拉克湖平緩的加勒巴音烏拉山脊把艾拉克湖与希尔吉斯盆地分开。这一不高的山脊寬度不超过 5 公里，但是，它在西部变寬，而且高度相当大。有一流速緩的、但是很深的河流（由艾拉克湖到希尔吉斯湖）横穿这一山脊。

湖泊周围为半荒漠,其景观特征大约与希尔吉斯湖相同。

在上述湖泊西南的碱化盐土草原中间分布有一个不大的扎林盐湖。

扎林湖位在平缓的、巨大盆地的底部,为沼泽化的和强烈盐化的湖岸所围绕。其面积约为15—18平方公里。在该湖的东北岸有一系列不高的、由粘土沉积物组成的丘陵。其中有些丘陵在其粘质的间层中分布有石膏结晶。湖泊很小,但由于粘土的冲刷和地下水的渗出所以很粘。凡是在湖水变干的地方,那里粘质的盐化土体就自行裂开,并具有龟裂状的表面,该湖周围与其他盐湖周围一样,是碱化-盐化的半荒漠。

湖水是浓缩的硫酸盐-氯化物盐水。其干残余物可达198.67克/公升,其中 Cl' ——89克/公升, SO'' ——约30克/公升(B. A. 斯米尔诺夫,1932)。在该湖西岸,当地居民用很原始的方法从溶液中提取盐分。在该湖西南约30—35公里分布有一个广阔的哈拉乌斯湖(图28)。



图28 哈拉乌斯湖

哈拉乌斯湖位于大湖盆地中的最高点(1,153米)。其面积约为1,700平方公里,该湖具有很多从生芦苇的岛屿。所有的岛屿都很平

緩，它們是由變淺的湖底地段所形成。僅在該湖的東南部具有一個較陡的阿爾古什島。

湖岸平緩，為階地狀。湖岸的東南部形成了幾個不深的水浸草甸，其間為蘆葦的植叢所分開。湖濱部分已沼澤化或為鹽霜所復蓋。植被貧乏，為貧瘠的、具有稀疏島狀的芨芨草和瘦小的錦雞兒灌叢的羽茅-草甸草原。

注入哈拉烏斯湖的有二條河流：科布多河和布彥圖河。水深而流速大的仲納哈利哈河從該湖流出。這條河流在流出窄而陡的河口（約30公里）後，注入廣闊的哈拉湖中。

我們曾從該湖東南部的湖面上採集了供分析的水樣。湖水淡而柔和，其干殘余物不超過0.244克/公升。氯的含量為0.016克/公升，硫酸的陰離子約0.05克/公升（表4）。

哈拉湖幾乎為一圓形，其東南部有一狹窄的河流與都爾蓋湖相聯，並與該湖組成共同的水面。哈拉湖的面積約為620平方公里，絕對高度為1,104米，其東部為一不高的山脊所限制，起源於哈拉湖流入匱盆河的塔赫欽塔里河，由該山脊的峽谷中流過。

該湖為淡水，其干殘余物不超過0.25克/公升，其中氯和硫酸的陰離子僅占1%克（B. A. 斯米爾諾夫，1932）。

都爾蓋湖是哈拉湖從北偏西向南偏東所伸展出的狹窄帶狀的延續部分。該湖的面積約311平方公里，其絕對高度與哈拉湖相同。

都爾蓋湖的湖岸是平緩而傾斜的，有些地方已沼澤化。湖岸的第二級階地強烈鹽漬化，具有稀疏的芨芨草植被和豬毛菜灌叢。再向上走則為具有羽茅-灌木（Texc）植物羣落的砂礫質干草原。在該湖東南部豬毛菜帶與鹽化-芨芨草帶相連，以後鹽化-芨芨草帶過渡為弱生草帶，最後，過渡為新月形的砂質半荒漠。

湖水透明，微鹽化，有咸味，不宜飲食。我們從該湖南部的湖面上採集了供分析的水樣（表4）。

與哈拉湖的湖水相比，都爾蓋湖的湖水礦化度是較大的，這顯然是由於經過仲納哈利哈河注入哈拉湖的水分主要是經塔赫欽塔里河的主流注入匱盆河和希爾吉斯湖中，而都爾蓋湖僅由哈拉湖供給其

水分。由于沒有淡水河流，所以都尔盖湖与哈拉湖相比其蒸发和矿化度都較大。

在描述了大湖盆地的主要湖泊之后，我們再簡要地評述一下該区水量較大的河流。

科布多河根据 Г. E. 格魯穆·格尔热馬洛 (1941) 和 B. B. 薩波日尼科夫 (1897) 的資料，該河的支流 (阿克苏河和卡拉迪河) 起源于达板博格达烏拉山地的冰川。这些支流都注入科布多湖中，而科布多河也是从上述湖泊組合的下游流出的 (图 29)。



图 29 科布多河 (在巴彥烏列蓋渡口)

科布多河在山間沿蜿蜒的河床而流，在这里常常形成寬广的河谷，科布多河离开其支流約 500 公里，注入哈拉烏苏活湖水湖中。在科布多河所經過的路綫上汇集了很多由蒙古阿尔泰山、薩留吉姆山和哈尔希林地区流出的支流。

科布多河的河谷很寬 (6—8 公里)，具有三級明显的阶地，在阶地上有許多适宜地段和老的灌溉网。

河水淡而透明，很适口。其干殘留物不超过 0.09 克/公升，硫酸盐和氯化物的含量很少 (表 4)。

布彥图河根据 Г. И. 格魯穆·格尔热馬洛的資料，該河起源于

蒙古阿尔泰山冰川中的二个支流(傑留河和奇吉尔台河)。这两条河流在北和东北面流经多山地区。布彦图河在流出最后一个山谷后到达科布多城区时则分裂为数条小河, 这些小河的河谷在与哈拉烏苏湖和科布多河的河谷汇合后形成了广阔的冲积扇。

表4 大湖盆地湖泊和河流的水分分析资料(克/公升)

化学分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

采样地点	采样日期	干余 残物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''	Na'' (按差数)	备 註
			CO ₃ ''	HCO ₃ '						
湖 泊	1941年									
哈拉烏苏湖	5月25日	0.244	无	0.190	0.016	0.051	0.038	0.001	0.025	从該湖南岸采集的水分
都尔盖湖	5月23日	4.024	0.108	1.750	0.609	1.270	0.020	0.002	1.300	同上
希尔吉斯湖	6月15日	7.432	0.211	2.167	1.363	2.000	0.012	0.246	2.170	为Э. М. 穆尔扎耶夫从該湖北偏东岸采集的水分
烏布苏湖	5月11日	18.488	0.160	1.510	5.984	5.060	0.020	0.001	6.560	由該湖西南岸采集的水分
烏留湖	6月7日	4.988	0.118	1.195	0.678	1.422	0.110	0.467	0.550	在該湖南岸(沿察干湖至烏兰固木公路)采集的水分
河 流										
科布多河	6月4日	0.090	无	0.044	0.005	0.010	0.003	0.004	0.013	在巴彥烏列盖渡口以下
帖斯河	6月21日	0.092	”	0.081	0.008	0.010	0.012	0.003	0.020	在上游(距烏里雅苏台至哈德哈尔公路不远处)
匯盆河	6月21日	0.084	”	0.084	0.019	0.020	0.010	0.004	0.010	在察干鄂洛穆

布彦图河水面的正常水位既不能达到湖泊, 也不能达到科布多河中。該河大約在三角洲的中部即潛入砾石层中, 后来, 在接近湖泊

和科布多河时,开始渗出水分,又成为小河的形式,繼之,汇合了这些小河而成一个大的河流。

河水淡而透明,味道良好。质量的分析証明其中氯化物和硫酸盐的含量很少。在布彥图河的三角洲上具有很多农业地段,这些地段开拓为中国菜园和为机器刈草站所种植。

这里的第三条大河是匝盆河,它属于希尔吉斯湖水系。

匝盆河(扎普汗河)起源于杭爱山脉西南的支脉中,向西和西北方向流經約250公里。其北部仅在距艾拉克湖不远处改变方向。在察干鄂洛穆鎮以下,該河由于砂土和河流分裂为很多支流,所以迅速变小。因此,在这里与其說它是一些个别的小溪,还不如說每一个小溪都是水量很大的主流,它的河谷很寬。

G. H. 波坦宁(1893)根据这种結論推想匝盆河不仅具有地上水流而且也具有地下水流。証实这个假說,是他看出了这样的事实,即:匝盆河在与塔赫欽塔里河(由哈拉湖流出)汇合之前突然变寬而形成是一个非常寬(180—200米)而深的河流。

A. M. 波茲得涅夫(1896)也指出匝盆河是一条水量很大的河流。他以下述理由解释这种情况:在塔赫欽塔里河主流的河口之前,河流的地下水流遇到了隔断河谷的、完全不透水的岩层所阻碍。

匝盆河的河谷在其全流域上(由包格达因河河口到哈拉湖支流的河口)是极不一致的。在这里,几乎在其全流域上都伴随有沙壠和新月形砂丘——蒙古爱里苏(蒙古沙),这些沙壠和新月形砂丘也是使这个地区成为真正荒漠的一种形式。

我們在察干鄂洛穆鎮的桥下采集了供分析的水样,河水淡而透明,矿化度弱(表4)。

鴻貴河在匝盆河东6—8公里,流入艾拉克湖中,該河由伊海別尔哈山脊南麓的水泉起源(M. B. 彼夫佐夫,1883)。在烏里雅苏台公路以下,河流(全长120公里)无大的支流。它的河谷在这里变寬,其南部伴随有山鏈,北部伴随有流砂帶。但是該河的河谷比匝盆河的河谷肥沃,有时明显地为白樺林所复盖。在察干布倫峽谷中还保存有殘余的白樺林。在其河谷中的草甸是由于比河水更大的水泉所

造成的。

在大湖盆地中，除了上述所記載的河流之外，還有一些較小的河流（扎爾金河、青吉里河、巴爾加蘇台河等）。這些小河的水分一般都不能到達湖泊，而是消失在砂-砾質的沖積物中或被引出灌溉田地。流入烏布蘇盆地中的很多河流都以其水分供養蒙古最大的湖泊——烏布蘇湖。流入烏布蘇湖最大的河流是帖斯河。

帖斯河起源于杭愛山山原西北部的包勒納山脈，這一河流為很多小湖所供養，并為左邊的、即從包勒納山脈北坡流出的河流所補充。從唐努烏拉山南坡流出的很多支流都注入該河中，但是，這些河流水量很小，常常為干河床，而不能到達帖斯河中。

帖斯河具有廣闊的沼澤化河谷。河床在廣闊的河谷中常常是曲折的，并形成一些小河。泛濫地部分沒有喬木植被，但草甸很豐富，而在其下游部分具有蘆葦的純羣叢。我們在距哈德哈爾-烏里雅蘇台公路不遠處採集了供分析的水樣。河水礦化度很弱（表4）。

哈爾希拉河也是由包勒納山的山峰滑下的冰川起源的。其下游部分河谷相當寬，谷地中具有喬木-灌木植物羣落和很多適耕地。河水為淡水，幾乎完全被引出灌溉田地，河水的其餘部分潛入砾石層中，不能到達烏布蘇湖。

昆迭倫河起源于土爾貢山峯以北的雅曼納山脈。該河的水分也被引出灌溉田地，在未達湖泊之前即潛入在砂砾石層中。

托爾哈里克河由唐努烏拉山脈起源，迂迴過具有石鹽——圖茲塔格或杜布斯烏拉——山脊的東部以後注入烏布蘇湖中。

納林河和巴倫土倫河都是由罕胡海伊山脈起源的。納林河可到達湖泊中，巴倫土倫河一部分的水流被引出灌溉巴倫土倫機器刈草站的田地，其餘部分也是消失在包爾蓋斯艾里蘇的砂地中。

東蒙古平原 該區與上述地區比較，水面十分貧乏。

以其水流消失在索洛夫耶夫斯克城附近泛濫地中的烏爾扎河流經該區北部。克魯倫河流經中部。注入貝爾湖的哈爾順河流經東部。在該區東南部還有一些小河（在猶哥季爾和達穆察克-布拉克等地區），但是，這些小河如同烏爾扎河一樣，都消失在砂砾質的沉積物

中。大河的谷地发育良好，并很寬闊。在东部到处都有松馳的緩坡和平坦的地表，有些地方河谷已沼泽化，但是大部分地区具有盐化的特征。在山前平原中，这些河流供养了一些小的、已变干了的湖泊并把盐分和砂-粘土物质輸送到这些湖泊中。

关于克魯倫河和烏尔扎河，我們在描述肯特山区时曾經說明过，这里我們仅仅簡要地討論一下哈尔順河的特征。

哈尔順河起源于大兴安岭(中国东北)，但是，其河口和河流的絕大部分是位在蒙古境內。該河以其三角洲的支流之一注入貝尔湖；第二个三角洲的支流注入烏尔順河。烏尔順河由貝尔湖流出注入达賴湖(呼倫池)中，克魯倫河的水流也是注入达賴湖的。

哈尔順河流于发育良好的河谷中，其寬度可达8—10公里以上。沿河谷两面扩展为廣闊的平原，在平原上分布有干涸湖泊的平緩盆地和大块砂地。在泛滥地部分，有些地方复盖有山水楊植物羣落，为良好的刈草場。谷地的右坡为阶地状，左坡則相反，无明显的过渡。河谷中的新月形砂丘通常未为植物羣落所固定，因此，植物常常很难接近河流 [A. Я. 屠加林諾夫 (Тугаринов), 1932; В. А. 卡扎凱維奇 (Казакевич), 1934; Э. М. 穆尔扎耶夫, 1947]。

河谷具有三級阶地，在其垂直剖面中，显现出冲积的层状构造，在其黄土状的間层中間分布有埋藏土。

在东蒙古平原上湖泊很多，但这里最大的湖泊仅有一个貝尔湖，其余的一些为較小的草原湖泊，仅在雨季才有水。一年的其余各季中，仅在其平緩的粘質的底部滲出水分或在阳光下散射出盐霜的光芒。

貝尔湖与滿洲里相接，其面积约700平方公里，分布的絕对高度为592米。貝尔湖为一活水湖，其水分为淡水，它接受了哈尔順河，并把剩余的水分經烏尔順河供給达賴湖。上述的湖泊位在寬广平緩的低地中，象草原湖泊一样，具有平緩的湖岸。

湖泊的南端为带状的弱生草化的砂地所圍繞。在低地中的丘状砂之間常常分布着草本植物的小水洼 (A. Я. 屠加林諾夫, 1932)。在湖岸綫的有些地方可形成水浸草甸(泻湖)，在有些地方这些水浸草甸为砂地壠崗把它与水洼分离开来。但是，在有风时湖面水位上

升,常使水浸草甸与湖泊形成一个共同的水面。

湖滨的南部和东部地区已砂化和盐化,并复盖着稀疏的植物羣落。东北部,也就是哈尔順河的三角洲和烏尔順河的上游,生长有芦苇、莎草和楊柳的植丛(Э. М. 穆尔扎耶夫,1947)。

至于說到分布在該区中的其余湖泊,它們都是很小的,在多数情况下已盐漬化。干旱年份,在这些平緩湖泊状的低地中,水分常被蒸发掉,其底部复盖着泥濘的或松軟的盐土。供养这些湖泊的水分主要是靠大气降雨,只有少数湖泊在湖岸或低地的底部有小泉渗出水分。湖水性質不稳定,随季节和降雨量而变化。

在内蒙古平原的北部和貝尔湖以南,咸水湖分布很普遍。在乔巴山城以北有很多苏打湖和盐湖(沙拉布尔迪因湖、烏胡尔迪因湖、苏明湖等)的組合。但是所有这些湖泊面积都很小,对向湖泊的坡度一般是平緩而松弛的,并被切割为一些浅的薩伊尔。

在該区南部的多山地区中(犹哥季尔)湖泊很少,但在达里崗翼的砂土地区中,湖泊数目相对增加。在这里流动的新月形砂丘中間分布有湖泊和蓄水池的系統,貝林河和一些較小的小河都是由此起源的。这些砂土地区的湖泊与分布在戈壁中的干涸湖泊相比,則具有不同的特征,砂土地区的湖泊未盐漬化,并具有良好的淡水和坚硬的砂土底,湖岸上常为山水楊和芦苇的植丛所复盖[Н. Н. 列別傑夫,Е. Г. 波比吉莫娃(Победимова),1933]。在砂地中間的湖泊主要为地下水所供养。

内蒙古平原低地的起源必須以下沉的或殘遺的侵蝕現象来解释。在每年河水泛滥和暴雨期中,有大量的細土和易溶盐分被带到低地中。烏尔扎河(象在伏尔加河地区中的芦苇-莎草泛滥地一样,具有許多盐化封閉的、平緩的干涸低地),下游的胡胡湖和哈尔迪因湖等的盐土就是这样造成的。其次,在达穆察克布拉克鎮东部消失在广闊低地中的穆赫林河、申格河和巴音河等,都可使低地盐化,或在其下游供养着一些小的盐化湖泊。在这些河流的中部,則以其水分供养着临时活动的薩伊尔和丰富了沙拉布尔迪因湖、艾希因察干湖、苏明湖等盆地的盐分。在巴兴图地区形成爱尔盖林戈壁和烏古

穆雷因希德景区,在达里崗嘎旗地区形成阿拉善-迪因景区。

形成盐分集聚和盐分广泛发育的必要条件,是流入到广阔无流低地中的盐分与干旱气候长期结合的结果。在肯特山区的南部(如以上指出的地方),湖泊状的低地主要为硫酸盐和钠盐所盐渍化,在内蒙古平原上,除硫酸盐盐渍化外,也常常遇到有苏打盐渍化。例如,我们在加雷因察干(在巴彦敦格旗西南18—20公里)地区采集的盐霜,其特征是为高度的苏打所盐渍化(表5)。

我们从一个干涸的小湖(约距乔巴山城以北40—45公里)的地上采集的盐分具有下列的成分(%): Na_2CO_3 ——2.43; NaHCO_3 ——12.26; NaCl ——8.47; Na_2SO_4 ——0.33, CaSO_4 ——0.02; MgSO_4 ——0.15。

我们发现这些湖泊组合中,为苏打盐渍化最厉害的地方是在乔巴山城以北约30—35公里干涸的沙拉布尔迪因湖(图30)。该湖



图30 干涸的沙拉布尔迪因盐(苏打)湖

面积约1平方公里;这里盐霜的厚度在2—5厘米的范围内变动。

根据水提取液的分析,可计算出盐霜的盐分组成,在100克中含有: Na_2CO_3 ——19.08; NaHCO_3 ——42.84; NaCl ——18.11; Na_2SO_4

—17.79; CaSO_4 —0.008; MgSO_4 —0.060。

在沙拉布尔迪因湖 85—90 厘米深度以下的浅灰-蓝色的盐层下有很厚一层钙芒硝 ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$)，它含苏打达 20%¹⁾。

根据我们的计算，该湖盐分的储藏量约有 420 万吨，其中钙芒硝在 350 万吨以上，苏打在 50 万吨以上。

相反的，在该区南部，我们发现所有的低地都为硫酸盐所高度盐渍化，为氯化物盐渍化者较少，为苏打盐渍化者则更少。

为了鉴定这种类型的低地，我们在东戈壁盟的沙音山达东北 180—185 公里苏海巴托城（扎布哈兰特-沙尔加）西南的乌古穆雷因希德景区采集了盐霜。

水提取液的分析资料证明为硫酸盐所高度盐化，而重碳酸盐的碱度不大（表 5）。

表 5 湖水(克/公升)和盐霜提取液(%)的分析资料
化学分析者：彼斯帕洛娃

采 样 地 点	干 余 残 物	碱 度		Cl'	SO_4''	Ca ^{...}	Mg ^{..}	Na [·] (按差数)
		CO_3''	HCO_3''					
在沙拉布尔迪因湖（乔巴山城以北 30 公里）采集的盐霜	97.883	10.800	31.113	10.932	12.140	0.005	0.012	32.980
在巴彦敦格旗东南 20 公里，加雷因察干景区内广阔的低地中所采集的盐霜	19.445*	2.160	7.690	0.562	2.742	0.001	0.012	6.200
在乔巴山城以北 115—120 公里的苏明湖中所采集的水分	7.450	0.077	1.347	2.551	0.904	0.012	0.034	2.570
在沙音山达西北 180 公里的乌古穆雷因希德的广阔低地中所采集的盐霜	42.910*	无	0.850	4.690	9.872	0.015	0.145	15.240
在乌胡尔迪因湖（距乔巴山城以北 95—100 公里）岸上采集的盐霜	24.870*	”	0.060	3.990	11.590	0.282	0.248	7.680
在距乔巴山城以北 40—45 公里的一个小湖中采集的盐霜	23.660*	1.380	8.911	5.188	0.360	0.005	0.031	7.880

* 不溶解的残余物未列举。

1) 后来，地质学家斯莫尔切克根据我们在该湖所指出的地点进行钻探，并测定了盐分组成。根据他的材料，在该湖中央部分有厚达 3 米的盐层，在盐分的组成中含有苏打 20—28%。

分布在东蒙古平原上所有小湖的水分通常都已盐渍化并有咸味,在多数情况下不宜饮用。显然,可以把这些湖泊的碱性环境,用苏打从位置较高的碱土地区的淋溶以及在低地和湖水中含苏打丰富来解释。

为了说明这些湖泊水分的矿化度,我们在表5中列举了分布在乔巴山城以北120公里的苏明湖最具有代表性的水分分析资料。

从上边列举的资料中表明:氯化钠、硫酸钠和碳酸钠是这里盐渍化低地的最主要化合物;在下面我们可以看出:土壤也是为这些盐分所盐渍化的。十分明显,氯化物是最易溶解的盐类,在风化时变为溶液,其移动性远较硫酸盐为大。

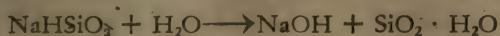
在蒙古人民共和国领域上,盐分的分异性十分明显,几乎到处都可看到。例如,在紧接肯特山区以南的低地中可看到下述的盐分组成。分布在距乌兰巴托城120—125公里的伊海察达穆湖,在其成分中主要含有硫酸盐(Na_2SO_4 ——92%, CaSO_4 ——2.5%, MgSO_4 ——1%, NaHCO_3 ——1.5%)。位在該城西南160公里的哈里湖,硫酸盐也是多于氯化物的。但是,在更远一点,即在乌兰巴托西南260—265公里的桑金达赖湖,在分析上仅发现有氯化物的盐类,其中含盐约占92%,其余的盐类 [NaSO_4 , MgSO_4 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, NaHCO_3]总共只占8%(表3)。

这些资料证明:在肯特山山原以南最遥远的低地中聚集着氯化物的盐类。相反地,在与山区比较接近的低地中仅仅有Na、Mg、Ca的硫酸盐。

在蒙古人民共和国境内,盐分集累过程是与为降雨淋洗的盐化土壤和母质有密切关系。聚集在低地中的水分都具有氯化物、硫酸盐或苏打的盐渍现象。当水分从湖表蒸发时,盐分浓度的增长特别强烈。

碳酸镁的沉淀表明苏打在湖泊中含量很高。表5或表6的资料可证实这种情况,从表5和6中可以看出,当湖泊中有显著数量的镁存在时,则苏打的积累现象表现很弱,实际上当差不多所有的镁发生沉淀之后,则湖泊中苏打的含量开始显著增高。

C. A. 舒卡列夫 (Шукарёв) 和安德列夫 (1937) 在試驗室的条件下, 当冲洗由薩克斯基湖所采集的泥粒时曾获得了苏打形成物的类似現象。他們在最初冲洗的水中获得了 NaCl 、 MgSO_4 、 MgCl_2 , 在进一步冲洗时获得了 NaHCO_3 、 KHCO_3 、 Na_2SO_4 , 也就是代換性吸附的产物。显然, 苏打湖和盐湖 (沙拉布尔迪因湖和加勒巴音察干湖等) 的起源, 不仅与这种过程而且也与碱化土壤的淋溶过程有关。誠然, 正如 Г. 貝尔格 (Берг, 1933) 所指出的, 苏打的形成过程可能也是在大块岩石风化时进行的, 当硅酸盐加水分解和开始形成含水硅酸盐 (NaHSiO_3) 时, 它就在含有二氧化碳的悬着雨水的影响下迅速变为苏打:



上述的作者写道: 在这一化学变化中, 这种化合物可能經過复杂的路径, 在干旱区中呈天然苏打 (Na_2CO_3) 或天然碱 ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3$) 的形式分离出来。

在蒙古人民共和国东部, 苏打的积累与无流的低地有密切关系, 在大片碱土和碱化盐土之間、也就是在其演化过程中产生苏打的土壤中发育很广泛。因此, 苏打形成的这种过程十分明确地証明了很早就为 К. К. 盖德洛伊茨 (1927) 所指出的观点。

在蒙古, 苏打的积累不是在半荒漠中, 而主要是在草原地区的条件下。我們在西西伯利亚和外貝加尔湖地区所看到的, 以及 И. П. 格拉西莫夫和 Е. Н. 伊万諾娃在庫倫达 (1934), В. А. 柯夫达在前伏尔河流域 (1937), 吉格蒙德 (Зигмонд)、克尔 (Келли)、和吉尔加尔德 (Гильгард) 在匈牙利和美国所記載的苏打的积累大約都是这样。

根据水井判断, 在东蒙古平原上地下水的深度为 2—3 米, 但是, 在个别地方則相当深。井中的水分有时是矿化的, 味道不好, 特别是对异乡人, 更难飲食。这种水分有时有咸味, 有时苦涩, 有时帶有硫化氢的味道。但是决不能說东部的地下水到处都是盐化的。在这里, 我們也常常遇到良好的淡水井。

戈壁区 在戈壁地区中, 水文网 (古代的和現代的) 发育很广

泛,在多数情况下,河床只在雷雨季节才充满水分。在戈壁中,山前部分和平缓的平原上广泛发育着干河床(薩伊尔),河岸很低,但很陡峻。河床常常充满了砂、砾石和碎石,一直延展到无流的、平缓的盆地中,在盆地最低部分有时分布有不大的湖泊和沼泽。在干旱年份,所有这些小湖和沼泽都变干,仅在戈壁的中央部分、即在曼达尔-戈壁,达兰扎达加特、阿尔加兰特地区残留下一些小的湖泊。在东部的沙音山达地区的湖泊几乎全年都有水分。湖水通常都盐渍化,仅在雨后方能为居民利用。在戈壁中没有大河和大湖,这里有时仅有一些小泉,其涌水量为2—10公升/秒,但它们很快就消失在砂-砾石层中。

在戈壁西北部或在谷地湖中具有很多大的湖泊和河流,所有这些河流都是由杭爱山山原起源沿子午线的方向而流的,其水分都流到位于戈壁阿尔泰山山麓的、中部亚洲的无流盆地中。

戈壁阿尔泰山的北坡无一条大河不是流入谷地湖中的,只有从其南坡(伊海博格达烏拉山)起源的一条小河——里金河是例外,但是,这条河流的水分很快消失在霍洛伊景区中。

所有这些河谷地貌的共同特征是:在其中部有许多窄狭的、深狭谷状的空道穿过杭爱山边缘的山脉而抵达平原。平原为古代冲积起源的砂砾石层所构成。在杭爱山山前部分,有些地方为具有明显阶地的河谷(悬谷),有时有埋藏的腐殖质层。

在这里流入谷地湖最大的河流动脉是翁金河、图音河和拜达里格河。

翁金河(图31)起源于杭爱山东北坡的霍格申太莱山峯。在其上游至拉麻因希德庙,该河时而流经很宽的河谷,时而流经深狭谷状的河岸,在这里河谷的宽度都不超过30—40米。在巴彦塔格山以下直到其河口,河谷变宽,其平均宽度达15—20公里。翁金河宽广的河谷具有三级阶地,前二级阶地占据河谷的大部面积。阶地的土壤为壤土,而在三角洲部分为砂壤土和砂土。由于土壤的盐渍化和轻的机械成分,所以阶地上的植被发育很弱,为半荒漠的景观,甚致直接邻近河流的地方也几乎毫无生气。



图 31 翁金河和谷地(戈壁)

翁金河是一条典型的半荒漠河流。河岸低而蜿蜒，多数情况下是在一个河床中而流。在洪水时期，该河可到达乌兰湖中，并以其水分供养乌兰湖。在正常水位时期，河水通常消失在砂土中，其表面水分不能到达（15—18公里）广阔的乌兰湖低地中。

谷地中有适耕地段，这些地段只距河流 15—20 公里。开渠和减少水流在渠道中渗透的损失就需要巨大的投资。但是，无论是种植作物或在戈壁中增添牧业的饲料基地都可弥补这种损失。

图音河起源于杭爱山山原的南坡，流到无流的鄂罗克湖中。由布倫烏尔采图旗到布倫胡察山，河谷时而很宽，时而变得很窄。在河谷扩展的部分具有陡峻的河岸和广阔的泛滥地。在这些地方河谷分离为许多单独的河套，这些河套沿河谷迴流，时而远离主要河床，时而又与主要河床汇合在一起。河水透明，无味，与翁金河相比其水分矿化度较大。

拜达里格河(图32)这一河流是在察干河和艾金河二河汇合之后而得名的，该河的支流位于很高的杭爱山上。按地貌特征来说，拜达

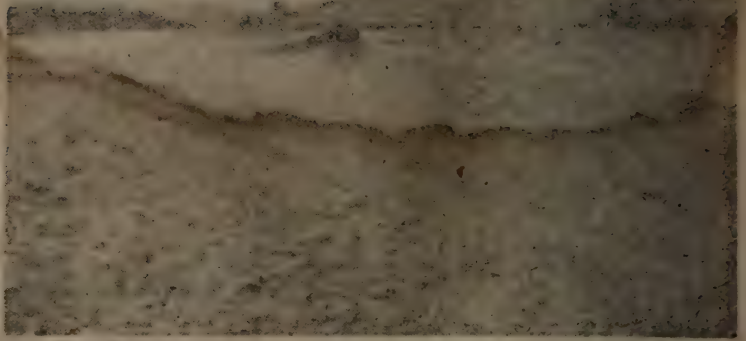


图32 拜达里格河

里格河的河谷与图音河的河谷很相似。它如同图音河河谷一样，时而变宽达2—3公里，而且在这些地方河流被分离为许多单独的河套，时而变窄，在一个河床中沿岩石重迭的深峡谷而流。

在其下游部分，该河分离为二个河套，这二个河套开始时是相互平行而流，后来第一个河套突然向西南折转，并从这里流入拜察干湖中。第二个河套(名为察干河)流入察干盐湖中。

河水纯净，软和，微矿质化(表5)。

拜达里格河的河谷具有三级阶地，这里分布有耕地和古代灌溉的痕迹。但是，这里只有不大的地段被利用从事农业，而相当大的部分还是荒蕪之地。

除了上述的河流外，这里还有很多小河，照例，这些小河都消失在砂地中。属于这类小河的有塔岭河和阿尔古因河等。

在戈壁地区至少有20个湖泊，但是，所有这些湖泊面积不大，在多数情况下都已变干。最大的、未干涸的湖泊有：乌兰湖、鄂罗克湖、邦察干湖和别盖尔湖。但是，它们都位在戈壁的西北部，过去被称做谷地湖(杭爱山和戈壁阿尔泰山之间)(图33)。

烏兰湖(图 34)为中戈壁低地最东部的一个湖泊。在該湖的北部和南部分布有很多砂地,这些砂地沿緯度方向延伸。其东南部分布有很厚的、顏色鮮艳的砂岩层。

水量很小的烏兰湖就是分布在这一广闊低地的最低部分。在干

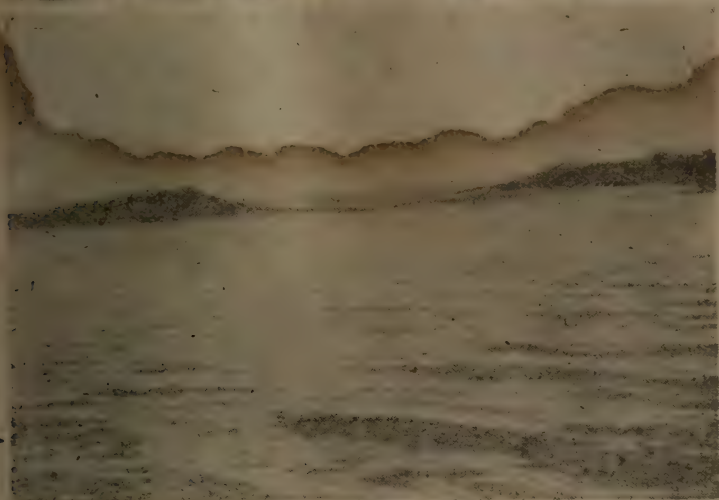


图 33 拜察干湖



图 34 烏兰湖(戈壁)

旱年份，該湖几乎变干。湖泊中的水分仅保留在洼坑和深的盆地中。在多雨年份，烏兰湖的盆地則充滿水分，所占面积約 135 平方公里。但是，就是在盆地充滿水分的时期，湖泊也并不是一个完整的积水区。在湖泊面上露出了很多小島，在干旱年份这些小島明显地相互联合在一起，把湖泊切割成一系列封閉的小儲水池。

湖岸平緩，是砂質的，有些地方是沼泽和粘質的。湖泊周围也強烈地砂化，有时为稀疏的猪毛菜（鉀叉明棵）和瑣瑣灌丛所复盖。在猪毛菜和瑣瑣灌丛的周围背风的一面掀起一个小丘，因此，沿湖泊周围的地区性景观具有小丘的特征。在这种小丘半荒漠景观中間，到处都有分散在平原上的殘丘或延伸为不大的壠崗。

湖泊周围砂土的表面已強烈地粘結，土壤是构造（柱状）碱土。

湖水純淨，微碱化，与該区其他湖泊的水分比較质量較好（表5）。

鄂洛克湖位在伊海博格达山脉山麓附近的一个广寬盆地中。它的北部与杭爱山山原的低山相接，南部与戈壁阿尔泰山相接。根据湖岸的阶地判断，可以推测在过去該湖的水面是相当大的，而且湖泊的本身也比較深。

湖岸的有些地方已沼泽化，或为砂所堆积。在該湖的西部和南部水泉很多。在接近湖岸綫，有些地方为一窄狭的芦苇带所圍繞。芦苇与錦鸡儿和芨芨草成复区分布在西北角已強烈砂化的第二級阶地上。在东部的湖岸上，上述的地区則为瑣瑣所复盖。在这里我們还可看到由細流砂所形成的馬蹄形砂丘。在这种砂丘的外边，即再向东面，沿同一的河谷的底部有这类砂所延伸出来的、大的自然堤，一直伸展到一些較小的湖泊所分布的地方，可能在过去谷地最深的部分是一个統一的、广闊的集水区，现在所保留下来的仅是过去統一广闊集水区的一部分殘留物。

湖泊周围已強烈砂化。在砂带之外有砾質的錦鸡儿草原。进一步向該湖以北，距图音河河谷不远，山坡的堆积物为很厚的（30—50米）黄土状沉积物所构成。

鄂洛克湖的总面积約 155 平方公里，湖水純淨，但是，由于盐漬度很大，所以味道不好。在 1941 年 5 月 10 日，也就是在春季洪水过

后該湖还充滿水分的时候，我們采集了供分析的水样。当时因为还有隆起在水面上生有杂草的小島和为洪水所淹沒的植物羣落可証实該湖是充滿水分的。在湖泊水位最低的时期，显然它的矿化度也是很高的(表5)。

邦察干湖是在谷地湖中最大的一个湖泊。該湖外形似一个弧形的三角形，西北和西南面具有畸形弯曲。

低的第一級湖岸阶地，有些地方已盐漬化，具有水浸草甸，并有水泉流出和盐斑。在高原地形上为砂地所占据，砂地几乎从四面圍繞着湖泊盆地。

第二級阶地寬約500—600米，为混杂有砂和碎石的輕壤土所构成。这里芨芨草和孤立的球状灌丛造成了基本的植物背景，非草丘状的芨芨草很易刈割。第三級阶地的植被很貧乏，而且非常稀疏，因此，土壤表面近似完全裸露。仅在平原上有时稀疏地散布着伏地的球状灌丛。这种理想的平坦阶地，約有15—20公里寬，在谷地中延伸(向西北)的距离約数百公里。由于缺水，这个地区只能用作放牧，在現在，有无数的野馬羣(亚洲野生馬)和巨大的黄羊羣游蕩于此。

該湖总面积約233平方公里，其湖水为氯化物-硫酸盐所盐漬化，微咸，甚至不能供牲畜飲用。其干殘余物达5.74克/公升，其中含大量的硫酸盐(2.22克/公升)和氯化物(1.40克/公升)，并具有很高的碱化度(表6)。

別盖尔湖占据谷地湖中最高的低地(1,250米)。在西部有一不高的哈留穆分水岭把它与沙尔金-戈壁隔开。其北部和东部为一些被侵蝕成奇形怪状的泰希尔山和謝尔海烏洛山所圍繞。南部接雄伟的阿尔泰因山脉(蒙古阿尔泰山)。

盆地的寬度不超过35—40公里，但是，东西延伸在100公里以上。湖岸很低，有些地方已沼泽化，周围为芒硝盐类的結晶岩所圍繞。这里第二級阶地为一个十分寬广的地带(800—1,000米)，复盖着疏松的盐土。盐土表面形成一层薄的結皮，很易陷足。小的碟形凹地充滿了較厚的(5—10厘米)盐层；当风化时，它就失掉水分变为粉状体。在第三級阶地上，有些地方为黄土状的碳酸盐壤土所構

成。这种壤土按其形态特征来说很象中亚细亚的黄土，微盐渍化，但生长有繁茂的芨芨草植丛，芨芨草是可制成干草的。在密集的芨芨草中间，我们可看到已荒废的老耕地地段以及不良的灌溉网。

上述阶地的黄土状壤土，不仅可从事农业，而且也可作为建筑材料。根据寺院的瓦砾判断，它曾为此目的而利用过。

在夏季，别盖尔湖的水分微有增加。其水分仅仅由东南部高地流出的小河和沿湖泊周围渗出的水泉所供给。在第三级阶地的坡麓渗出的水泉使湖岸线发生了巨大的塌陷(图 35)，所有这些水泉和小河汇合成一个共同的河床流到盆地的最低部分，也就是说在这里它把含盐的水分滞留在不大的(约 12 平方公里)、水量小的(25—50 厘米)别盖尔湖中。

为了了解该湖盐化的程度和性质，我们在 1941 年 5 月 18 日在该湖南偏东面距过去的寺庙约 2—2.5 公里的地方采集了供分析的水样。

根据这种分析可算出别盖尔湖湖水的盐分组成，其中含有(克/公升)： NaHCO_3 ——0.558%； $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ——0.972%； $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ ——0.018%； NaCl ——31.680%； Na_2SO_4 ——123.1%。在别盖尔湖中，除了溶解于水的盐分外，还有自行沉淀的盐分，这种盐分从溶液中下沉到沉积物中，在湖泊底部形成 4—8 厘米的盐层。

为了分析这种沉积物的化学特性，我们从该湖底部采集了供分析的盐样(在同一地点)。根据分析，算出了沉积物的盐分组成，它含(%)： Na_2SO_4 ——85.42； NaCl ——7.90； MgCl_2 ——0.77；其他盐类 [Na_2CO_3 、 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 和 CaCl_2] 在 1% 以下。

从表 6 以及从盐分的计算中可以看出：硫酸阴离子的浓度较氯离子的浓度稍大。除 NaCl 外，失水的硫酸钠也以钙芒硝 ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$) 的形式被分离出来。显然，由于在溶液中钙的数量很少，所以在里含水硫酸钠 ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) 主要成芒硝的形式分离出来。

根据我们计算，在别盖尔湖的水分和沉积物中，盐分储藏量达 1,117,000 吨，其中硫酸钠 (Na_2SO_4) 在 1,108,488 吨以上，氯化钠 (NaCl) 为 74,000 吨，重碳酸钙、镁、钠为 2,780 吨，最后，硫酸钙、镁为

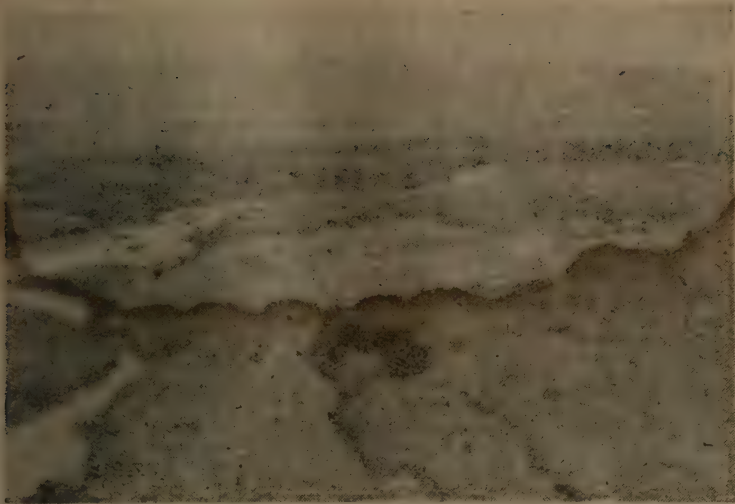


图 35 在小河岸上的塌陷(别盖尔湖地区)

表 6 戈壁区河流和湖泊的水分析资料(克/公升)

化学分析者: 彼斯帕洛娃

采样地点	采样日期	干 残 碱 度			Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''	Na [^] (按差数)
		余 物	CO ₃ ''	HCO ₃ '					
河 流									
翁 金 河	1940年10月12日	0.164	—	0.112	0.009	0.015	0.008	0.002	—
图 音 河	1941年5月9日	0.172	0.002	0.146	0.011	0.026	0.046	0.022	—
拜达里格河	1941年5月12日	0.158	—	0.127	0.008	0.030	0.027	0.004	0.005
湖 泊									
乌 兰 湖	1940年10月12日	0.372	0.014	0.260	0.044	无	0.034	0.021	0.048
鄂 罗 克 湖	1941年5月12日	1.296	0.007	0.530	0.169	0.460	0.038	0.001	0.480
邦 察 干 湖	1941年5月14日	5.738	0.017	0.660	1.400	2.220	0.040	0.001	2.050
别 盖 尔 湖	1941年5月18日	156.320	0.014	1.150	19.370	83.350	0.240	0.003	52.190

967 吨¹⁾。盐分在别盖尔湖低地的这种积累,是由于在广大的积水地区土层长期淋溶,使现代的盐分累积和使盐分聚集在盆地的最低部

1) 在计算盐分的含量时,是把湖泊面积作为 12 平方公里,沉积的盐层平均作为 5 厘米计算的。在盐分中把硫酸钠 (Na₂SO₄) 作为一种主要盐分计算,其比重为 2.65。我们没有采用比重,而是采取容量 1.5 而计算的。

分所引起的。

在这里,还有察干湖、塔岭察干湖和戈壁地区其他一些地方也有大量的盐分积累。对这些地区的盐分的积累我们将不再论述,因为在上边已经指出,在蒙古领域中,盐分的积累和它在湖泊中的储藏量常常数以百万吨计。无疑的,这类盐分在国民经济生活上是具有巨大的意义的。

戈壁地区的地下水,根据 П. А. 潘克拉托夫(Панкратов)和 С. Н. 阿拉克谢奇克、В. В. 柯瓦列夫(Ковалев)、热鲁波夫斯基、И. П. 拉奇科夫斯基(Рачковский, 1932)等调查者的资料,可以把戈壁地区的地下水划分为下述几种类型:

1) 在疏松的第四纪沉积物中的层状地下水:

а) 在疏松的、冲积性洪积沉积物中的层状地下水;

б) 在湖泊沉积物中的层状地下水;

в) 在风积砂中的层状地下水。

2) 成层性-裂隙地下水:

а) 在古生代和中生代砂-粘土的堆积沉积物中的成层性-裂隙地下水;

б) 在基性的第三纪和白垩纪的喷出岩(玄武岩、安山玄武岩等)中的成层性-裂隙地下水。

水分在疏松冲积性洪积沉积物中主要从属于临时活动的萨伊尔谷地和雏谷。这种类型在山前部分分布十分广泛,在平原上分布较少。这里的供水层一般是颗粒大小不同的砂和砾石,地下水分布的深度(根据水井的测量),在多数情况下在1—3米的范围内变动(稀少为5米)。在戈壁的低洼地中有时可看到有渗出的水泉。泉水的来源主要是大气降雨,由于这种原因,小泉的流量在0.2—2公升/秒、平均为2—10公升/秒的范围内变动,而较大的泉(稀少)的流量在10—20公升/秒的范围内变动。

分布在湖泊沉积物中的地下水照例是在低地中,这类大小不等的低地堆积了很厚而疏松的砂-砾石和砂-粘土的沉积物。这里的供水层也是砾石和砂,有时也常常为粘质的沉积物。上述地下水的来

源主要是靠从湖泊中渗出的表面水。在水井中,水面的深度在 50 厘米至 1.5—2 米的范围内变动。



图36 戈壁的水井

戈壁的风蚀沉积物呈新月形砂丘和球状砂丘的形式分布。在砂地中的地下水分布在砂丘的麓坡和低地中。供水层普通是颗粒大小不同的砂,地下水位的深度为 0—50 厘米。水分来源仅靠大气降水。

层状裂隙地下水从属于古生代和中生代砂粘土堆积物,在戈壁中这类沉积物为粘土、砂岩、砂、砾岩和纸页岩等。在这类沉积物中,地下水分布很广,但并不是到处都有。水文地质学家柯瓦列夫指出:第三纪和白垩纪沉积物充填在古代低地的个别地方,这种地方可能是长期储藏水分的、地下水的自然基地。沙香山达盆地是柯瓦列夫所指出的这种盆地之一,在那里钻探水井至 52—57 米可涌出水量 17 公升/秒。

在这类沉积物中的水分可能具有不同的深度;由表层(水泉露头)至 100 米。这种沉积物的供水量一般是令人满意的。以淡水和重碳酸质的碱水为主,但是,其中也分布有含盐的和含碱的水分。

分布在玄武岩、花岗岩和玢岩中间的水分面积不大,水分是淡

的,质量較好。

正如上边所引証的資料証明:在戈壁中位于疏松层状第四紀沉积物中的地下水分布最广。这种水分可为居民所利用。它主要是在低的地形(谷道、谷地和盆地)中,在这些低地中水井很集中(图36)。这些水井的水分品质較好,或可令人滿意。这里也有一些水井,其水分的矿化度很高(参看表5),有时在戈壁中可能遇到良好淡水井,但由于沒有設備(无井围),其水分弄得很污浊



图37 塔列因-布拉克(戈壁)的水泉

根据現有的水井和水泉(图37)判断,地下水的流量平均接近0.5升/秒,或每昼夜为432立方公尺。根据水文地质学家A. П. 潘克拉托夫的計算,水井的深度每增加1.5米,水分的流量則增加2—3倍。至于說到較深层的地下水流量,那么根据在戈壁現有的9个凿井計算其平均湧水量为2.5公升/秒(水井的深度为10—130米)。在戈壁中地下水位較浅的地方很多,但是,还远远不能全部利用来建造水井。在戈壁中也有这样的地方,不仅挖掘小坑井得不到水分,就是钻探的深井也得不到水分。实际上,在戈壁中钻探很深的钻井(有

时差不多深达 100 米)也仍是无水的钻空。

* * *

从以上叙述中可以看出:在中部亚洲,无流盆地中盐分聚积是与从海洋沉积中盐分的淋溶与矿质的地下水和湖水以及与结晶岩的风化都有关系。在大陆性气候条件下,蒸发和地区的无流性都是在保留盐分方面最有利的条件,这些盐分以溶液流到低地中。

在蒙古人民共和国领域上,盐分聚集的分区实例为:杭爱山区——察布丹湖、察干湖;大湖盆地西部——扎林湖和沙尔金-戈壁;谷地湖——别盖尔湖、察干湖,塔岭-察干湖;东部——沙拉布尔迪因湖、戈尔巴音察干湖;肯特山区南部——伊海察达穆湖、哈里湖、桑金达赖湖和很多正变干和已变干的低地。

我们发现很多调查者 [Г. И. 唐菲勒耶夫, 1896; К. Д. 格林卡, 1903; К. К. 盖德洛伊茨, 1912; Б. Б. 波雷诺夫, 1933; А. Е. 费尔斯曼 (Ферсман), 1935; Е. 吉尔加尔德 (Гильгард), 1905; Ф. 柯拉克 (Кларк), 1911 等] 都指出盐分来源是风化过程的作用。他们认为,岩石的风化是在大陆状况的条件下盐分累积的重要源泉。

我们也发现 В. В. 道库恰耶夫、А. Д. 阿尔汗盖列斯基 (Архангельский)、А. Н. 别凯托夫 (Бекетов)、Е. 柯拉乌兹 (Крауз)、瓦里傑尔 (Вальтер) 和其他很多调查者都指出土壤的盐渍化和盐分的累积,是由于盐分从海洋沉积岩中淋洗的结果,而且他们也认为盐化现象是一切海洋起源的、沉积岩的共同特征。Д. Г. 威林斯基 (1924)、И. Н. 安提颇夫-卡拉塔耶夫 (1940)、В. А. 柯夫达 (1937, 1946)、И. П. 格拉西莫夫和 Е. Н. 伊万诺娃 (1934) 也部分地赞同这种观点。Ф. 加里斯 (Гаррис, 1920) 认为:尤他州、科罗拉多州和亚利桑那* 的土壤盐渍化是与侏罗纪、白垩纪和第三纪的沉积物有密切联系。

在蒙古领域上,当然决不能仅仅用地质现象来阐明极端复杂的、各种各样的土被盐渍化现象。在解决蒙古人民共和国无流低地的盐分发生,特别是其东部的苏打湖的发生问题,还必须考虑到在干旱气

* 这是美国的三个州名。——译者

候中土壤形成的条件。

在现代，在戈壁的无流盆地中和在干草原中所看到的盐分的强烈累积，看来已经中止，显然，盐分积累的中止是为气候条件所制约的。这里的气候有时向较干燥的方向变化，有时向较湿润的方向变化。

由此可以推测：经过湿润的气候阶段显著缩短，可能在蒙古人民共和国国境外发生盐分的淋洗。相反的，在干旱阶段，发生了盐分的强烈累积和新的再沉积。

在蒙古领域上盐分积累过程对大陆条件来说是典型的。在上边引证的盐分沿山坡向下(由肯特山山原到戈壁)依次分布，可作为证实这种条件的例子。只有用盐分从大的积盐区的淋溶和盐分依次沿山坡和在无流低地中的累积，才可能解释盐分的这种分异。

在蒙古领域上，盐分的分布可以下列图式来表明：

苏打主要集中在干草原中，部分地集中在戈壁北部地区，也就是集中在肯特山山原以南、杭爱山区和蒙古阿尔泰山之间的谷地湖中。

在内蒙古平原上，硫酸盐和苏打在乔巴山城以北和西北部分布很广。这里苏打的积累是在草原气候条件下进行的，可是，在戈壁地区的半荒漠条件中，并未看到有大量苏打累积。在内蒙古平原上苏打的大量累积和其起源，可用风化过程和那里占有大面积的碱土、苏打从碱土中淋洗来解释。

在戈壁的半荒漠地区中主要以氯化物为主，它占据着由肯特山到杭爱山山原的巨大面积。

在蒙古西部(烏布苏湖盆地)氯化物的发生具有同一来源，其他地区还可用很多的图兹塔格盐丘来解释。

最后，在干旱气候的条件中，几乎在戈壁最南部(蒙古境内)的纳彦旗地区和其他地方曾发现有硝酸钾。硝酸钾主要分布在牲畜的休息地中，即下垫有很厚的腐肥的地方。这里的硝酸钾显然是由于含蛋白质的有机化合物借微生物的矿化作用形成的。

有机发生的硝酸盐盐土形成物(但为另一类)在智利、伊朗、埃及以及中央亚细亚是人所共知的(B. A. 柯夫达和 C. H. 谢夏科夫，

(Селяков), 1935)。

在結尾时必须指出:在蒙古人民共和国領域上,盐分的积累主要与地区的內陆性(属于干旱地带和戈壁)有关,这里盐分的积累也对土壤的盐渍化发生巨大的影响。在蒙古北部,即保证有逕流的地区,土壤的盐渍化正如以下所看到的表現十分微弱。

6. 植 被

蒙古人民共和国的地理位置和区域的地形条件,在很大程度上也决定着基本的植物景观。

在北部地区,杭爱山和肯特山高山高度上升,在其南部,分布着很大面积的、炎热的戈壁荒漠(绝对和相对高度不高的准平原)。

因为地表形式的不一致性和复杂性,总的气候状况也有极强烈的分化。由于这种关系,植被不仅在从北到南推进时有变化,而且也明显地表现出垂直的地带性。在垂直分布的情况下,还有北坡和南坡之间的显著不整合性。

在西伯利亚的北坡和蒙古的南坡之间的不整合性,很早就为许多旅行家和调查者在他们从西伯利亚到蒙古翻越边界山脉地带时指出过。

例如,在1891年Г. Н. 波坦宁在他所著的蒙古西北部第一次旅行的报告中指出了阿尔泰山北坡和南坡之间的差别,也指出了在蒙古的山坡上高山和草原成分的复杂混合。

在1926年Б. Б. 波雷诺夫同样指出了植被的复杂性和多样性,这种情况是他在阿拉-扎尔加兰特和烏别尔-扎尔加兰特地区所发现的。他也指出了在上部地带中蒙古和西伯利亚坡向之间的不整合性。例如,在他的著作中指出:“如果山地泰加在西伯利亚是位于高山和亚高山地带的最高处,那么在蒙古森林带的范围内,作为一个正常表现的地带来说,在很大的距离上,几乎完全不存在。而亚高山的灌木丛林和伴随它的草本植物羣落,隱隱約約地与草原汇合起来”。

在蒙古,草原和荒漠植物区系的混合,显然可表现出这个区域在大陆上的位置。在这里草原区与荒漠区的接連比其他地区更为接近

一些,因此,我們才可看到这种混合。而且圍繞着亚洲中部大高原的雄伟山脉(天山、崑崙山、薩彥岭等)对它也有巨大的影响。由山区发育和移动的蒙古植物区系,在 B. Л. 考馬罗夫(1908)的經典著作中有极好的描述。他指出:蒙古植物区系不是什么完整的,它具有自己的独立中心和自己的历史。亚洲中部的荒漠草原植物区系很可能是由不同的山地植物区系的旱生化所发生的,因而 B. Л. 考馬罗夫写道:确定蒙古植物区系的成分很困难,但是确定圍繞蒙古的东土耳其斯坦、准噶尔其,和其他地区的植物区系的成分要容易得多。

因此, B. Л. 考馬罗夫的基本結論可归納为:中部亚洲的荒漠草原植物区系是由“不同山区的植物区系的旱生化所发生的”。

B. Б. 波雷諾夫和 И. М. 克拉申宁尼科夫基于这种資料的分析指出:如果把欧亚草原区的西部旱生化过程认为是殘遺的或很早就已結束了的話,那么在中部亚洲高原上,它是現代的現象,它还处于生长和发育的阶段。B. Б. 波雷諾夫写道:“換句話說,在亚高山地区范围内,在我們的前面有一种研究草原植物羣落的自然試驗室”。

杭爱山和肯特山山区

杭爱山和肯特山的植被的特征(按垂直)可划分为下列的植物带:高山带、森林带、禾本科-多种草类草原带、禾本科-錦鸡儿草原带,最后,为具有水浸草甸的河谷。

高山带和高山寒原植物羣落 它占据杭爱山和肯特山的最高点,高山带的下部界綫,在杭爱山为拔海 2,500 米,在肯特山为拔海 2,000 米(B. И. 巴兰諾夫,1932)。

这个地带的土壤,由于这里的植物羣落主要集中在不大的生草場所,所以发育很弱。

在高山高原上成土过程是与丰富的水分和永久冰冻有密切关系的。

高山复区的植物羣落并没有太大的差別,根据 H. B. 巴甫洛夫(1925)的測定,在这种草甸中所包括的禾本科植物有: *Festuca ovina* var. *rubra*, *Poa attenuata*, 高山带植物有: *Deschampsia caespitosa*,

Hierochloa alpina, *Trisetum altaicum*, *Calamagrostis* sp.。禾本科植被分布在刚为视觉所区别出的微域高地上；在微域高地間和碟形凹地中，以及在二个壠崗間的河床中分布着具有苔草(*Carex*)和灯心草(*Juncaceae*)的浅泥炭地，后二种植物占据相当大的面积，可伸延十几公里，形成一种形式的高山带单調的外观。

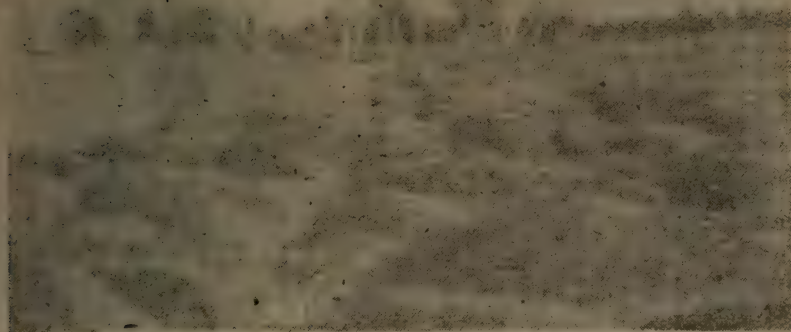


图 38 白桦丛林和为沼泽和冰冻所引起的路头墩子(烏兰固木)

高山寒原乃是高山水洼草甸和由楊柳和樺树組成的伏地灌丛相互更替，在肯特山常常遇到柳树、樺树丛林，在有些地方还遇到雪松。

高山带的草甸并未为多种草类所丰富，但是这里有很多苔蘚沼泽和裸露的碎石堆。

森林带 在蒙古有些地方森林带被自下而来的草原所限制，常常破裂，而有时完全消失。森林破裂，显然是由于气候干旱和接近于森林植物羣落的上限以及地区的強烈过渡。这种情况在相当大的程度上影响到森林的质量。在有些地方，由于其強烈的倒伏和断折的阻塞而降低了森林质量。

蒙古的森林很少，它是边缘的森林，具有島状的特征，主要局限在北坡，南坡照例是没有森林的。

这里大片的林地仅分布在庫苏古尔湖附近和肯特山。在杭爱山不管它的高度如何,大片的林地是很少的。在杭爱山所具有的森林都是属于粗劣矮小的泰加类型的森林。在杭爱山最偏僻的地方常常分布着很好的建筑材料林,但是特别有价值的直长材林和建筑材料林仅发育在庫苏古尔湖附近和肯特山以及查哈倫河地区。森林树种的成分主要为 *Larix sibirica*, 部分地为 *Pinus sibirica*。

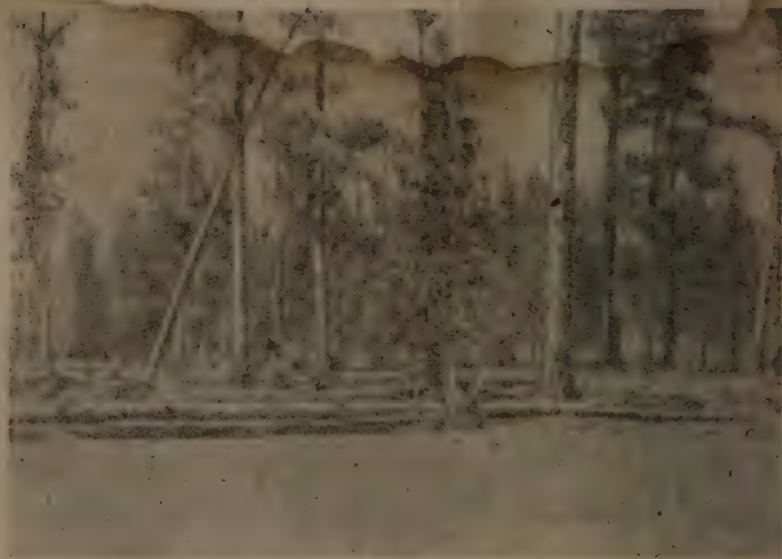


图 39 落叶松林(杭爱山)

Picea obovata 是星散分布的,多数集中在泰加的河谷中,在杭爱山,它仅部分地同 *Larix sibirica* 混合,在庫苏古尔湖地区同 *Pinus sibirica* 混合。

在肯特山和阿尔丹-布拉克地区以及在伊罗河和鄂嫩河流域, *Pinus silvestris* 分布最多。在杭爱山,松林的分布并不广泛。

在闊叶树中,主要分布的是山楊和白樺,它們占据(落叶松間)下部地带的不大的地段,在山地中不能上升很高。

在杭爱山和肯特山的北坡,有些地方分布有白樺和山楊林(或为純山楊),它們也呈不大的島状分布在广闊的草原地区中間。这种森林普通是很密的,但无林下层,而且也几乎没有草层。

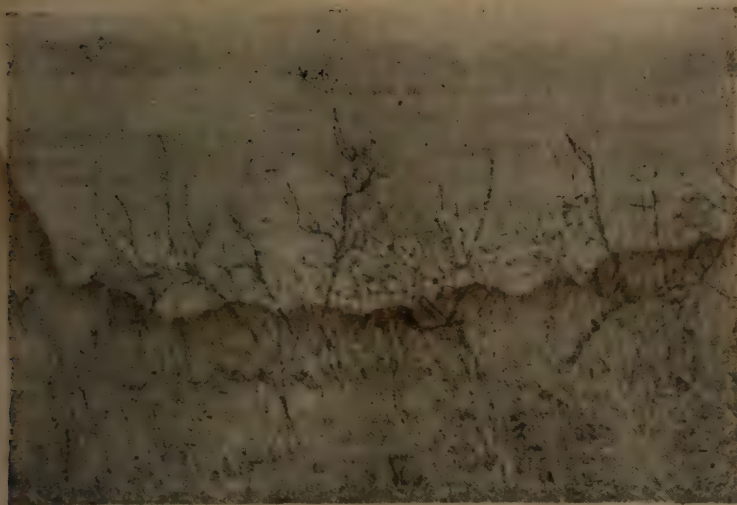


图 40 野生杏树(沿鄂嫩河和烏尔扎河的分水岭)

蒙古森林具有很多的漿果植物 (*Vaccinium vitis-idaea* L., *V. uliginosum*, *Rubus*, *Fragaria*, *Ribes*)。在河谷中生长有 *Hippophaë*, *Padus*, 野苹果, 但在鄂尔浑河和色楞格河以及鄂嫩河和烏尔扎河的分水岭上甚至分布有矮生的野生杏树。

禾本科-多种草类草原和森林草原 在蒙古的北部可分为二个組合。

第一个組合广泛地分布在微起伏的平原上和高山中間的干谷(蒙古文称为“鴻杰”)中以及山坡和山麓上。在这里禾本科植物羣落广泛发育在肥沃的細土粒的土种上(由栗鈣土到黑土型土壤的低地上)。

第二种組合主要广泛地分布在林边和林中空地上。蒙古草原的特征是不存在短命的一年生植物和百合科植物, 而这些植物在西西伯利亚和中亚細亚的草原中却分布很广。

在杭爱山第一种組合的草本覆被覆盖土壤表面为 60—80%, 营养部分的一般高度为 25—40 厘米。

草层的种类成分是非常多样的, 这里分布的禾本科植物数量最多的有: *Stipa capillata*, *Agropyron pseudoagropyrum*, *Bromus inermis*,

Agropyron cristatum, *Poa attenuata*, 以及其他植物。多种草类有: *Potentilla*, *Artemisia frigida*, *Carex*。

北坡的草层普通較密, 具有大量的禾本科植物和很多各式各样的种, 在其成分中, 除上述所列举的种之外, 还包括有 *Trifolium lupinaster*, *Agropyron repens*。

这种草原的生产量 B. И. 巴兰諾夫(1932)测定为 4—6 公担/公頃, 个别地段的收获量常常达 6—8 公担/公頃。

属于林中空地和林边的禾本科多种草类具有密集和繁茂的草层, 这种植物羣落发育在最适宜的水分条件中, 由于郁閉度很密, 营养部分的高度可达 50—80 厘米。

草层中种的成分是非常复杂的, 这里禾本科植物有: *Festuca ovina* s. l. *F. rubra*, *Agropyron repens*, *Bromus inermis*, *Elymus sibiricus*, *Elymus dahuricus*, *Agropyron pseudoagropyrum*, *Avena Schelliana*, *Stipa capillata*, *Calamagrostis* 等。

这里的多种草类同样是很繁茂的, 常常有巨大的叶子如: *Geranium*, *Fragaria orientalis*。此外还常常遇到 *Trifolium lupinaster*, *Vicia*, *Thalictrum*, *Pedicularis*, *Carex* 和极多的其他植物。

沿着較大的林中空地和伸展到这个基地的广寬林边, 多种草类还可增加 25—30 种。因此可以断定这一部分植物区系种类的丰富, 并充分地証明 H. B. 巴甫洛夫(1929)在这里所計算的、同一時間开花的植物达 60 种。同时, 在大多数的地方照例占据着有很高飼料价值的蝶形花亚科的植物。这个地区种的多度仅次于水浸草甸, 而水浸草甸同一个时期开花的植物(根据植物学的鑑定)达 100—110 种。

杭爱山和肯特山以及部分的庫苏古尔湖地区的林边和林中空地很少被居民所利用。沒有利用林中空地和林边的丰富的植物羣落, 是由于在杭爱山和肯特山的中央部分居民很少。

林边和林中空地, 植被的覆盖密度是成片的。草层的高度为 60—90 厘米, 林中空地的总生产量 H. B. 巴甫洛夫测定为 34—35 公担/公頃, 而林边为 28—30 公担/公頃。这个地段是一个良好的刈

草基地，居民应当在最近期內利用它們。

禾本科—錦鸡儿草原复区 主要从属于杭爱山和肯特山的南坡，如果說它們的北坡是处在有利的水分条件下，那么下降到向戈壁一面的南坡，則具有草原和半荒漠的气候特征。

在杭爱山和肯特山南坡最上部的地带与其北坡还有相似之点，但是离开主脉不远的距离，土壤和植物羣落种的成分就有明显地改变。例如，如果在上部地带的植物成分中还有某些木本植物 (*Ulmus pumila*, *Amygdalus pedunculata*) 的分布，那么，在下部，这些植物就很明显地被灌木和半灌木植物羣落如 *Caragana pygmaea*, *Kochia prostrata*, *Artemisia sacrorum* 和混有禾本科植物如 *Stipa sibirica*, *Festuca pseudovina*, *Poa attenuata* 所代替。

再向下到戈壁地区的斜坡上則出現很丰富的半灌木如 *Eurotia ceratoides* 和垫状多刺的 *Oxytropis aciphylla*, *Astragalus*。其中还遇到稀疏的 *Agropyrum cristatum*, *Agropyrum pseudoagropyrum*, *Diplachne squarrosa*, *Potentilla* 等植物。

除高山地区外，*Lasiagrostis splendens* 在这里呈不大的島状分布在各处。

山地草原在杭爱山和肯特山的南坡占据的面积不大，它的下限的绝对高度为 1,600—1,800 米。对它的利用有很大的限制，仅仅在从一个河谷向另一个河谷更換牧地时才用到它。但是，根据 H. B. 巴甫洛夫的测定其产量为 13—13.5 公担/公頃，可是，山坡（南坡）下部草层的收获量仅为 2—5 公担/公頃。杭爱山和肯特山的南坡，在冬季可作为羊羣的牧场。

河谷和水浸草甸 杭爱山和肯特山的河谷被各种接近河流的草甸类型所占据。接近河床的部分是浅水滩，它是由石质的或砂质的沉积物所組成，这一部分由于經常受到河流和冲积物质沉积的影响，它含有植物种类的数量一般不多，在沿河床延伸出的窄狭地带的不大地段上現在尚无任何经济价值。

河谷中的有些地方已沼泽化，沼泽地段的植物羣落的成分主要是苔草，在苔草 (*Carex coespitosa*, *C. vesicoria*) 踏头墩子中間还生

长有很高飼料价值的喜湿禾本科植物。这些植物是：*Beckmannia sysigachne*, *Agrostis alba* 和 *Poa* 属的一些种。

在鄂尔浑河、色楞格河、哈拉河、鄂嫩河和一些其他大河流域的草甸上，还增加了 *Glyceria arundinacea*, *Calamagrostis neglecta* 和其他的一些喜湿植物。

在水分充足的草甸中，有时只有一种 *Carex microglochin* 的純羣丛生长。这个地段不能割草，但主要可利用作为牧场。

沼澤草甸的总产量經测定为 6—6.5 公担/公頃，但仅仅是粗糙的禾本科-莎草科飼料植物。

接近河流的草甸，常常由河滨闊叶丛林所組成。木本的河滨闊叶林羣落广泛地分布在杭爱山和肯特山，在北部几乎所有較大的河流的盆地中，它占据泛滥地的中央部分。

超出森林带的范围，河滨闊叶林即与草原和半荒漠河谷的复合植物羣落成分相接触，在这里它遭受到异常和特殊的衰落。

在湿润的和周期性地受到水淹的土壤上(雪水和雨水，河流浸淹和由于地下水露头而周期性上升的水分)，草甸的植物种的成分最为优良。这种水浸草甸广泛地分布在鄂尔浑河、色楞格河、鄂嫩河、烏尔扎河和克鲁倫河以及这些河流的大小支流上。

这种草甸的特征是具有較多的、各种各样的种，其中禾本科、莎草科、蝶形花科的植物生长較为广泛，因此，这类草甸是具有很高飼料价值的刈草基地。在这里，平坦和微起伏的地表上散布着密集而丰盛的、可分为 2—3 层(高度由 80 到 100 厘米)的草层。

上层的总的背景是由高大的禾本科植物 (*Trisetum sibiricum*, *Digraphis arundinacea*, *Calamagrostis pseudophragmites*) 所組成。下层植物是由：*Poa pratensis*, *Stipa capillata*, *Festuca rubra*, *Trifolium lupinaster*, *Allium schoenoprasum* 和半寄生植物——*Alectorolophus soongoricus* 以及其他华丽的多种草类所組成。

水浸草甸的总产量，根据 Н. В. 巴甫洛夫(1925)在塔米尔河和鄂尔浑河测定为 25 公担/公頃。在色楞格河、哈拉河、伊罗河、帖斯河和烏尔扎河等部分，П. А. 威捷(Витте)测定为 20—30 公担/公

頃。

在杭爱山和肯特山的河谷中粘重和盐化的土壤上，占优势的植物为 *Lasiagrostis splendens* 的植丛。呈小島和孤立的圓形花壇状分布的芨芨草，除了高山地区外到处都可遇到。但是，在蒙古北部这种植物并没有較大的飼料价值。

同芨芨草一起成复区分布的还有馬蘭 (*Iris ensata*) 草甸，它占据着微高起的小丘和起伏的山脊以及谷地坡麓的上部和勉强用眼可以觉察出的低地上。

在黄色或灰色的芨芨草的背景上，从很远就显现出呈鮮綠色斑点状的馬蘭草丛的混杂現象。純粹的馬蘭草甸的植丛較芨芨草的植丛为少，我們仅在河谷（常有間断）上和浅洼地的底部以及在湖滨的某些地方看到它。在馬蘭草丛之間还分布有稀疏的禾本科复被 (*Poa pratensis*, *Alopecurus ventricosus*) 以及矮小的多种草类 (*Potentilla*, *Ranunculus*, *Astragalus*) 等。

在这种复区中，具有分布面积很小的、碱化干涸的草丘沼泽，其上的优势种是：*Elymus salsuginosus*, *Artemisia anethifolia*, *Hordeum brevisubulatum*, *Ranunculus*, *Plantago* 等。

在春天，馬蘭的叶子是綠色的，因为有毒，而不能飼喂牲畜。但是，在秋季，馬蘭的叶子变黄之后，可能毒性丧失。在蒙古，馬蘭草甸可作为羊羣的牧場。

馬蘭草甸的收获量約为 6—7 公担/公頃，在被毀坏最少的地段中，在經濟上可作为飼料的部分約为 35—45%。

除了河流的水浸草甸外，在杭爱山和肯特山还广泛分布有沼泽化的草甸，它出现在一切斜坡的坡度、能阻碍湍急的逕流以及地下水位不深和周期性受到泉水影响的地方。这类草甸在山間谷地的底部，在鄂嫩河和烏尔扎河、鄂尔渾河和色楞格河的河間地区，在艾傑尔河、傑勒吉尔—穆稜河、帖辛(帖斯河)河的上游以及色楞格河的最北部、鄂嫩河和哈拉河上游的盆地，以及其他許多地方获得特別強烈的發展。

在沼泽化草甸植物羣落的成分中，主要为苔草和很多喜湿的禾

本科植物。凡是在草甸由于周期性地受到水淹而湿润的地方，它的特征是具有大量各种各样的种，这种地方的草层很密而且很繁茂。营养部分的高度可达60—80(100)厘米。在这里最常见的禾本科植物有：*Agropyron pseudoagropyron*, *Agropyron repens*, *Calamagrostis*, *Stipa capillata*, *Festuca rubra*, *Poa pratensis*, *Carex*。这里的多种草类也很繁茂，密集地填充在第二层和第一层中，它们主要是由 *Geranium*, *Potentilla*, *Ranunculus*, *Vicia* 和 *Pedicularis* 所组成。

禾本科-多种草类和沼泽草甸的收获量约为20—25公担/公顷。

可见，杭爱山和肯特山以及库苏古尔湖地区的植物群落是很丰富的。这里是具有草甸、草原、森林和其他植物群落的复区。为这类复区所占据的地方很广泛，它们是与牧场、刈草场有密切联系的，因此在经济上很重要，这里的居民利用它们也很方便。但是，我们常常期望更好的利用这种草甸。

必须指出，在蒙古由于饲料不足，每年死亡很多大大小小的牲畜。为了保护所有的牲畜，就必须冬季准备干草，在这方面，蒙古人民共和国政府已作了很多努力。但是，毕竟对接近河流的草甸的过度放牧直到现在还在继续，因此强烈的影响到草甸的生产量而且引起它的退化。在今后必须把牧区加以合理调整，以便避免在水浸草甸上无限制的放牧，并应当在水浸草甸上划出一定的地段作为刈草场和放牧场。

大家知道，在合理的计划经济中，水浸草甸应当被认为是最好的刈草基地。在过去，当牧民走上定居的生活时，他们首先定居在河谷中，并利用水浸草甸的干草。在蒙古现在还同样可以看出居民开始逐渐在河谷中的机器刈草站和国营农场的周围定居下来。

蒙古和戈壁阿尔泰山 蒙古和戈壁阿尔泰山的植被是极为多样化的，这种多样性是与地位较高、地形分割以及小气候的条件和不同的坡向有密切关系。

高山地带占据着蒙古阿尔泰的高的山脉。它在戈壁阿尔泰的伊海-博格达和博加-博格达的顶峰也呈窄狭地带和孤立的斑状分布。

被我们描写的复合植物群落是极不一致的。在这里分布的有华

丽的多种草类草甸，有苔藓沼泽，也有几乎完全裸露的石质流砂（B. И. 巴兰诺夫，1932）。

森林主要分布在杭爱山和肯特山以及库苏古尔湖地区，我们也在蒙古阿尔泰山和哈尔希拉也看到一些零星分布的、小面积的森林。在这里所分布的主要树种是落叶松（*Larix sibirica*）。在河谷中分布有杨树、白桦和灌木丛。

落叶松（*Larix sibirica*）生长在河谷中的不大的地段上，主要是在北坡，林下的灌木有：*Grossularia acicularis* 和 *Sorbaria*（E. Г. 波比吉莫娃，1935）。

在草本植被中分布有：*Stellaria palustris*, *Dianthus superbus* 以及其他植物。

在很深的峭壁的裂隙中，还完好地保留着一定的湿度，在阴湿的林冠下边出现鲜绿色的 *Cystopteris fragilis*, 绿苔（*Mnium affine*, *Syntrichia ruralis*）等植物。

沿森林带以上的林边，即由无林的裸区地带到森林中，*Leontopodium conglobatum* 逐渐减少。

虽然落叶松林种的成分很贫乏，但是，这种森林与为稀疏禾本科草丛所复盖的、围绕它的石质山坡可成显著地对照。

在这里，植物区系的贫乏主要是由于地区太高和气候干旱所致。在蒙古阿尔泰山的南面石质谷地的斜坡上，几乎是裸露的、仅有稀疏另星的蒿属植物（*Artemisia sacrorum*, *A. obscura*）和个别的 *Heteropappus altaicus* 植株以及羽茅等的分布。

石质的和陡峻的北坡为比较复杂的植物群落所复盖，但是同样地，复盖很稀疏。沿山坡分布的矮小灌木有：*Atraphaxis pungens*, *Spiraea media*, *Caragana pygmaea*；草本植物有：*Stipa capillata*, *Artemisia caespitosa*, *Dracocephalum pinnatum*, *Crepis flexuosa* 等。

在河谷中占优势的禾本科植物有：*Agropyrum cristatum*, *A. repens*, *A. pseudoagropyrum*, *Hordeum brevisubulatum* 以及苔草等植物。

干谷的河床和它的石质堆积物几乎完全没有植物。仅在石缝中

分布有蓝花的 *Laphanthus chinensis* 和非常稀疏的、具有灰綠色叶子的 *Artemisia sacrorum*。

在与半荒漠条件相联系的戈壁阿尔泰山坡上没有高山带和森林带的发育。这里,在高山脉上出現的山原草原是垂直地带性的成分。

山原草原的成分含有禾本科和蒿属植物。草层的密度和高度极不一致。戈壁阿尔泰山的最高山脉为 *Stipa capillata*, *Artemisia sacrorum*, *Caragana pygmaea*, *Amygdalus pedunculata*, *Juniperus Pseudosabina* 所占据。

在北坡和深狭谷中有: *Agropyrum pseudoagropyrum*, *Artemisia frigida*, *Lasiagrostis splendens*, *Caragana* 等植物。

下部地带的植物复盖比較密,这里还混杂了不少的半灌木种类。

在石质的南坡上,良好地发育着早生的短草草原,这类草原的特征是有时草层很稀疏。在这里蒿属植物起很大的作用。在山坡的最低地方以及在戈壁阿尔泰山的谷地中为半灌木羣丛和盐生植物 (*Halogeton arachnoideus*, *Salsola colallina*) 等所复盖。

最后应当指出:虽然蒙古和戈壁阿尔泰山植被很貧乏,但是,这种植物羣落毕竟在上述地区的經濟生活中,作为夏季的飼料基地来說,是有很大作用的。

大湖盆地 在大湖盆地西部,植物羣落与土壤条件是有极密切的关系的,它能充分反映出土壤的物理化学特性。湖泊低地和其微凹的平原地形絕大部分是半荒漠的景观,仅仅在与它相接近的河滨闊叶林和接近湖泊的盐土化草甸才为綠色的地区。

围绕湖泊的地区主要为松陷的盐土和龟裂状的盐碱土所占据;植被也与这种土壤相适应。在盐碱土的复区中間,分布着稀疏另星的 *Kalidium gracile*, *Anabasis brevifolia*, *Artemisia maritima* 以及其他的某些喜盐植物的地段。

在大湖盆地的沙质土壤上发育着种类成分比較复杂的植被。在比較平坦的条件下,分布着独特的野葱純羣丛,基本背景是由矮小的 *Allium* 属的不同种 (*A. tenuissimum*, *A. mongolicum*) 所組成,其中星

散地分布一些羽茅(*Stipa orientalis*)的小草丛。

石质砂土地段为具刺的 *Oxytropis aciphylla* 的植株和稀疏零星的灌木植物所占据。在湿润的地段上发育着具有高额产量的草甸基地。

由山地走出的河谷伴随有木本植物群落带，优势树种常常为山杨和白桦。在无有森林的地方分布有很密的 *Caragana spinosa* 的灌木丛，在这种丛的空旷地方具有草甸和草原植物群落。其大部分地方可进行放牧，有时其小部分地段可以刈草。这里，在锦鸡儿灌丛之间有很多空地是老的撩荒地；其中某些撩荒地可以灌溉，因此其上发育了良好的草层。河滨阔叶林中的自然空地有时是华丽的草甸基地（在科布多河、哈尔希尔河和帖斯河）。特别是在帖斯河的河谷中，河滨阔叶林中的草层收获量很高。

根据 B. И. 巴兰诺夫在帖斯河河谷的测定，除了河岸附近的砾石区外（它约占河谷总面积的10%），饲料储藏量可达16公担/公顷。科布多河、布彦图河、布海穆稜河、哈尔希尔河、布倫土倫河的河谷等饲料的产量比较低。

在湖泊盆地（哈拉湖、希尔吉斯湖和烏布苏湖）附近和在一些河流（鴻貴河、匝盆河、帖斯河）的河谷中，具有广大的砂土地区，明显地反映出半荒漠的气候特征。在这里，具有 *Nitraria sibirica* 的小砂丘占据着很大的面积。这种小灌木固着了流砂，因此，它能把流砂集合在它的周围形成圆形的或圆锥形的砂丘。在砂丘之间的空白地方为芨芨草所占据。由于这种原因，造成了具有丘状砂的、弱固定的、芨芨草砂地的非常特殊的景观；而泡泡刺(*Nitraria sibirica*)的植株复盖在丘状砂的上部。在低地中，分布着 *Elymus dasystachys* 的不大地段。凡是在砂被吹走的地方，那里就露出了裸露的、龟裂状的（强盐化的）地段。

丘状砂仅仅只可作为骆驼的牧场，因为在这里还没有他种牲畜合宜的饲料。

在未固定的砂丘上，分布着很稀疏的、典型的流砂植物群落。这种植物群落具有逃避流动砂丘埋藏的生态适应能力。特别引人注意

的是半灌木狀的 *Hedysarum mongolicum*, 這種植物對固砂起很大作用(B. И. 巴蘭諾夫)。

在比較平靜的砂地上, 分布有刺棘豆 (*Oxytropis* sp.) 和 *Elymus giganteus*。但是, 所有這些稀疏的植物羣落, 在黃色流砂的背景上完全消失。在較平坦砂地的弱固定的地段上, 分布着具有 *Stipa orientalis*, *Agropyron cristatum*, *Artemisia caespitosa* 和灌木狀的 *Hedysarum mongolicum* 以及小苔草 (*Carex* sp.) 的砂質草原。

在大湖盆地的山前部分, 為細小的 *Stipa orientalis*, *Agropyron cristatum*, 有時為 *Kaeleria gracilis* 或 *Stipa capillata* var. *desertorum* 的草叢所固着的淡栗鈣土的間隔中露出彩色的卵石甲壳。

山的下部和山麓邊緣鑲嵌着具有 *Agropyron cristatum* 地段的羽茅 (*Stipa capillata* var. *desertorum*) 草原。這種草原伴生有均勻星散分布的錦雞兒灌叢, 這種草原也復蓋着在這裡分布面積很大的、老的撩荒地。在比較新的撩荒地上, 以 *Artemisia frigida* 為主, 在老的撩荒地上以 *Stipa-Agropyron* 羣落為主。在這裡, 它們都是秋季放牧的主要基地。

在大湖盆地中, 多種草類草原佔據着比較有限的地區, 在哈爾希爾和罕胡海伊地區, 它呈一窄狹的帶狀圍繞着山原的落葉松林, 在落葉松林的邊緣, 多種草類草原的草層達到了最高限度, 而且種的成分也很多樣化。

在這個地方, 除了草原禾本科以外, 還有 *Bromus inermis*, *Agropyron repens*, *Poa pratensis*, 而在多種草類中具有很多豆科植物和一些繖形科植物。

在大湖盆地的南部, 即在接近蒙古阿爾泰的廣闊鹽土化的沙爾金戈壁低地中, 廣泛分布着鹽土植物和瑣瑣的叢林。

大湖盆地最典型的特征首先是在烏布蘇湖低地存在有廣大的、為單一植被所佔據的地方, 這種植被由伏地的墊狀灌木叢所組成。這種植物在夏季完全不能為牲畜所食, 但是它是一種很有價值的冬季飼料(B. И. 巴蘭諾夫)。其次, 在與草甸和木本植物羣落成復區分布的河濱闊葉林中, 分布有大量的錦雞兒。在蒙古, 為某些錦雞兒

的种所形成的丛林常常可作为个别的、景观要素的特征,以致使在很多旅行家的报告中常指出某种锦鸡儿来作为这个地区的代表植物(图 41)。

特别是 *Caragana spinosa* (蒙古名字叫齐門哈拉干納) 分布的面积很广;在西部可达苏联阿尔泰山,楚斯基草原和齐桑湖谷地的范围内(B. И. 巴兰諾夫,1925)。

B. И. 考馬罗夫(1908)认为: *Caragana spinosa* 的分布中心是在蒙古西部的盆地中,它在这里成很大的丛林生长,高度达 2 米或者更高一些。

东蒙古平原 东蒙古平原的植被研究很不够。

它的北部、东北部和东部为草原成分所占据。它的中部是中間类型,那里分布有草原和半荒漠的植物。最后,它的西南部地区,即与戈壁相接的地区具有半荒漠的特征。

在砂土地区中,具有微弱发育的半灌木植物羣落,但在湿润的砂土上,其特征是具有禾本科多种草类的复合植物羣落。

我們可把东蒙古平原划分为:

- 1) 羽茅草原,
- 2) 羽茅-锦鸡儿草原,
- 3) 蒿属-禾本科干草原,
- 4) 复合的干草原,
- 5) 砂土植物羣落(达里崗臺)。

羽茅草原在該区域的西北部和东南部分布很广泛。在这里它占据广闊的平原、斜坡和寬闊的丘陵間的谷地。

在这些地区中,不大的高地和河谷地形要素主要为干旱的禾本科草原所占据。在春天,这种草原的成分有以下的种类: *Koeleria gracilis*, *Poa attenuata*, *Agropyron cristatum*, *Agropyron pseudoagropyron*。在秋季,主要生长有: *Stipa capillata* var. *coronata* 和 *Diplachne squarrosa*。在山坡和山間谷地中,有些地方生长有羽茅的地段,也就是参加有大量鹅冠草(*Agropyron cristatum*) 的羽茅地段(B. И. 巴兰諾夫,1932)。

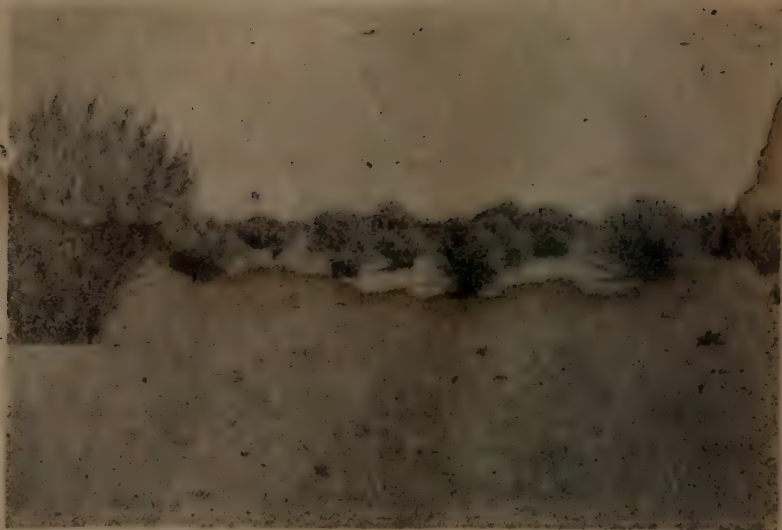


图 41. 在布海穆稜谷地中密集的錦鸡儿(*Caragana spinosa*)灌丛

羽茅草原的草层在密度方面有很大的变化，复盖度由 40% 到 80%。这种草原的收获量平均约为 3—5 公担/公顷。同时，收获量的变化与降雨量有关，在丰年，草层是如此密茂，以致在很大的地区上都可进行刈草。但在干旱的年份，可刈草的地区就显著减少。

草层的质量对放牧各种牲畜都很适合，在楚岭斯基的国营农场地区内有大面积的羽茅草原已作为刈草场。

在羽茅草原的西北部和东南部，具有大面积的禾本科-多种草类草原。

禾本科-多种草类草原在种类成分上最为丰富，这种草原在东南部沿着与大兴安岭相邻接的、广阔的起伏平原分布，在西北部与肯特山山原相接。

在这里生长茂盛的禾本科植物有：*Agropyron pseudoagropyrum*，*Bromus inermis*，*Agropyron cristatum* 和狐茅。多种草类有：棘豆 (*Oxytropis*) 和萎陵菜 (*Potentilla subacaulis*) 等。

禾本科-多种草类的种类成分对于一切牲畜都是适合的。这种草原在分布有很多良好刈草基地的东部地区发育相当广泛。

多种草类草原的收获量约为 3—6 公担/公顷，在有些地方则比较高。

羽茅-锦鸡儿草原这个区域在克鲁伦河西南部占据十分广大的地带(100—120 公里)。这种草原分布在丘陵状的起伏平原上，它占据着岗间低地和岗地及丘陵的缓坡上。

在羽茅-锦鸡儿草原以南过渡为蒿属-锦鸡儿草原，最后，在东南角，这个地区的干草原则过渡为复合的半荒漠。

在羽茅-锦鸡儿草原下的土壤，照例为轻的和壤质的，有时具有很多碎石和石砾的侵入体。在锦鸡儿灌丛下聚集起来的小丘，造成了非常显著地微域地形。它常常形成不明显的斑块状外形，它的直径可达数米，高度约 30—40 厘米。具有锦鸡儿灌丛的砂质小丘，有些地方约占草原面积的 15—20% [A. A. 尤纳托夫(Юнатов)]。

草原主要地区的植被是：*Stipa capillata*, *Agropyron cristatum*, *A. pseudoagropyron*, *Artemisia frigida* 和伴随着这些植物的多种草类。

在蒿属-锦鸡儿草原中，除上述所指出的种类外，还包括有许多比较小的植物群丛，根据 E. Г. 波比季莫夫(Победимов)的调查，这些小群丛的主要成分是：*Eurotia ceratoides* 和 *Artemisia scoparia*, *A. pectinata*。

由于疏松的风积砂的聚集使微域地形加深，在淡白色的背景上可明显地看出蓝花的 *Dracosephalum moldavicum*。在斑块状的蒿属-锦鸡儿草原的成分中，锦鸡儿属的植物是 *Caragana pugnax*。

羽茅-锦鸡儿草原和蒿属-锦鸡儿草原全年都可用作放牧。这类草原的收获量约为 2—3 公担/公顷。

蒿属-禾本科干草原从乔巴山城以南和西南部开始，它大约占据着东蒙古平原的中央部分。这种草原的特征是混合了禾本科草原和半荒漠的代表植物，在很大的程度上，这里还保留着羽茅和某些其他一些纯粹的草原种，但是这些植物已为混杂的 *Allium*, *Artemisia*, *Cleistogenes*, *Caragana* 等植物所强烈地分散。

蒿属草原植物群落的特征是蒿属占显著优势，一般复盖度不超

过 30%，草层高度不超过 15—25 厘米。

伴随蒿属的植物有：*Eurotia ceratoides*, *Caragana pygmaea*, *Allium polyrrhizum*, *Salsola laricifolia*。在地面具有薄砂的地方还有 *Echinops Gmelini*, *Statice aurea*, *Dracocephalum moldavicum* 与蒿属生长一起。有时在蒿属草原中間分布有完全没有植物的、仅仅复盖着彩色砾石的空地，或者具有由 *Reaumuria soongorica* 和 *Salsola passerina* 植物羣落所组成的斑状草丘。

蒿属草原的植被在上述地区的西南部延伸达数十公里，它仅在中域地形的盆地中和山原状的高地上方被较密的禾本科-蒿属植被所破坏。

只有在冬季当蒿属植物为各种牲畜所啃食时，蒿属草原方具有饲料的价值。骆驼也在夏季吃它。在这种草原上放牧是在冬季，因为在这些地方常数十公里路没有水井。蒿属草原的收获量约为 1.5—3 公担/公顷，但饲料品质不高。

复合的干燥草原位在該区的东南部，它和戈壁的东部相连接，主要分布在缓坡和平原上，部分地分布在广阔的低地的底部。猪毛菜属植物羣落下的土壤照例是碱土或碱化-盐土的变种，根据机械成分来说，这类土壤是属于壤土，在表面上常复盖着混杂有砂和碎石的石质甲壳。在这种草原植物羣落中，可划分出各种植物羣聚的斑块，某种植物占优势决定于不同的地形要素。

在巴兴图西南具有薄层砂（5—10 厘米）的广阔平坦的高原上植物特别贫乏。这里仅分布有 *Stipa capillata*, *Convolvulus Ammannii* 和稀疏的 *Allium polyrrhizum* 的植株。广阔的、微下降的、表层具有砂和石砾的坚实高原，照例为典型的石质半荒漠植物所复盖。这些植物是：*Reaumuria soongorica*（蒙古称为乌兰布杜尔干纳）和混有少数的盐生植物（*Salsola passerina*）的草丘，这二种植物是唯一的代表植物，它们发育在碱化-盐土上。有时在它们中間混有少数的 *Echinops*, *Gmelini*, *Allium polyrrhizum* 和个别受到抑制的芨芨草草丛。

在这个地区也常常分布有广大的由 *Salsola passerina* 和 *Anabasis brevifolia* 组成复区的植物羣落的斑块。这种植物羣落的结合一般在

构造碱土或苏打碱土上分布十分广泛。

上述类型的基本背景是灰绿色的，到秋季变为绿色。这种复合的盐生(草丘状的)植物羣落的牧场收获量为2—3公担/公顷，最适合于放牧骆驼和小的有角牲畜。

砂土植物羣落在东蒙古平原范围内，砂土地区分布的面积并不大，它分布在达里岗嘎旗地区和哈尔顺河的下游。

达里岗嘎旗地区的砂为丘状地形，大部分已为植物羣落所固定。这种砂地具有很特殊的景观，它不仅在强烈准平原上为芨芨草所造成的特殊形式而明显地被分离出来，而且也以其丰富的淡水和与砂相联系的特殊植物羣落而分离出来。

E. Г. 波比吉莫夫把下述一些种类作为砂坡和砂丘顶部的植物羣落的特征：*Agropyron cristatum*, *A. pseudoagropyron*, *Stipa coronata*, *Artemisia palustris*, *Kochia prostrata*, *Caragana microphylla*, *Timouria villosa* 和 *Aster* 等。

在山谷和萨伊尔中分布唯一的树木是榆树 (*Ulmus pumila*)，它常常分布在泉水(砂地中)的岸边，长成成片的丛林。在泉水的谷地和草丘沼泽中主要分布着喜湿的禾本科和莎草科植物。

在萨伊尔的岸上和干河床中所出现的一些种，并不是半荒漠的萨伊尔所固有的种，而是与萨伊尔的种共同组成了新的结合。在萨伊尔岸上的植物羣落，具有很密的、多种草类的特征，或者为某种占优势的种所形成的斑块所组成。具有黄土状壤土的、巨大萨伊尔的岸上常常为呈块状的蒿属植物 (*Artemisia intricata*, *A. frigida*) 所复盖，在它们旁边有发绿的 *Allium polyrrhizum* 地段和高起的芨芨草 (*Lasiagrostis splendens*) 草丛。在淡黄色碱化的砂土上，有些地方可看到具毛的白色 *Echinopsilon divaricata*，绿色的 *Stellaria* 和具刺的 *Salsola ruthenica*。在芨芨草草丛中间的砂质盐碱化的空地上发育着繁茂的蒿属和盐生植物。

达里岗嘎砂地草层的收获量平均为4—6公担/公顷。在这个地区中，禾本科草原和羽茅草原正如 E. Г. 波比吉莫夫 (1933) 所指出的，在饲料价值方面，仅次于砂土植物羣落而占第二位。

至于谈到哈尔順河砂地的植物羣落,显然,这种植物羣落是属于从前在松林下的、古代冲积砂上的植物羣落类型。森林破坏以后,局部的砂才遭受到风的吹揚。在砂的中间分布有个别的滿洲松,在砂丘间的低地上,有些地方生长着白樺、楊树、山楊和野生苹果以及一些灌木,証明了这种砂在过去是在森林下发育的。

禾本科-多种草类草甸在东部的河流泛滥地上分布最广,其草层在有些地方生长很高而且很密。禾本科-多种草类草甸是由禾本科植物: *Agropyron pseudoagropyron*, *A. repens*, *Bromus inermis*, *Poa* 和 *Carex* 以及或多或少混有多种草类的植物所組成。

这种草場的收获量平均約为 10—15 公担/公頃。在哈尔順河附近收获量还要高一些,草的质量很好,对一切牲畜都适宜。

东蒙古平原的森林植物羣落极为貧乏。这里仅在兴安岭的山前地带分布有較密的森林,下部森林已被砍伐。沿哈尔順河河岸的砂土地区仅有个别的松树生长,但能长成小丛林的稀少,可見松树在这个地方已遭到严重的砍伐。

戈壁 关于戈壁植被的特征,我們在 E. Г. 波比吉莫夫(1933—1935年)的报告中,在 Б. Б. 波雷諾夫(Б. Б. 波雷諾夫和 И. М. 克拉申宁尼科夫,1926)、И. А. 查秦金的著作中找到了記述,在 Н. М. 帕尔日瓦里斯基、Г. Н. 波坦宁、П. К. 柯茲洛夫以及很多其他的中部亚洲調查者的著作中也有記載(虽然是片断的)。

戈壁的植被有很多特殊的特征。这种特殊性首先表现在气候干旱、水文条件、土被以及植物羣落形成的历史等。

在戈壁中,夏季温度很高,空气湿度很低,降雨量很小,这就強迫着植物来适应这种极严酷的条件。植物对戈壁条件的适应能力首先反映在叶面縮小,叶为肉质性(多浆性)和机械組織強烈发育上等。

刈草-放牧考查队的同事們(И. А. 查秦金和 А. А. 尤納托夫)指出:在戈壁条件中,肉质叶十分普遍;甚至非生长在盐渍土上的植物常常也有这种表现。在这里有些植物明显地表现出生长在疏松砂上和砂的冲积物上的适应性能。根系能抓着机会利用降水的显著特性,例如,很多球莖的野葱(*Allium*)有接近地表的根系。

在干旱气候条件下，很多植物的生物学特性具有巨大的意义。这些植物常以降低生命活动或者几乎呈假死状态来渡过干旱季节或整个干旱年份。

戈壁植被的一般特性是草层强烈的稀疏和矮小。这里草层任何时候都不会郁闭。在戈壁的北部，植物的草丛和分蘖复盖土壤表面不超过20—30%。

土壤的干燥度随着向南推进的程度而增加，由于这种原因，植物生存的条件也变得比较严酷，特别是在戈壁荒漠化比较严重的地方。因此，有不少地区完全没有植被。

在戈壁最南部的荒漠化植物羣丛中，草层复盖度不超过10—15%。同样，草层的高度也是从北向南而降低的，在戈壁北部的羽茅-锦鸡儿干草原中，草层主要部分的高度平均为20—30厘米，可是在戈壁的荒漠部分草层高度不超过8—10厘米。在南部，除了草层的稀疏性和低矮性总的增强以外，种的数目也强烈减少。

在戈壁中，植被地带性分布的一般规律强烈地抹煞了地形(平原、低地和山地的局部更替)的复杂性。

这个地区荒漠特征的逐渐变化无论从北到南或从东北到西南表现都很明显。

在戈壁的北部，那里主要为暗棕钙土和淡栗钙土，其上发育着羽茅和羽茅-多种草类草原，常常混杂有很多锦鸡儿。

在戈壁的中央或中部地带分布着棕钙土，常常为碱土，其上广泛地发育着盐生的 *Stipa-Allium* 干草原。栗钙土和暗棕钙土在这里仅分布在最高的地方(蚀余山)和戈壁阿尔泰的山脉上。在这些高地上占优势的地带性植物类型是 *Stipa*、*Stipa-Allium* 和 *Stipa-Cleistogenes* 羣聚。

南部的、戈壁荒漠的边缘(在蒙古境内)分布着砾质的棕钙土和淡棕钙土，这里广泛发育着混有戈壁羽茅 (*Stipa gobiqa*) 和蒿属的盐生植物，可作为盐生半荒漠的特征。

在低的地形要素上——低洼地和谷地——生长着茂盛的芨芨草丛。盆地的底部分布着盐生植物。在砂质地区分布着琐琐，但在平

緩的低地和托里木中为稀疏的盐生植物灌丛所占据，它的底部照例是裸露的。

在戈壁区内我們可划分为：

1. 羽茅-蒿屬錦鸡儿干草原，
2. 羽茅-野葱-猪毛菜干草原，
3. 猪毛菜半荒漠，
4. 托里木植物羣落，
5. 芨芨草草丛，
6. 砂土植物羣落，
7. 戈壁灌木和乔木植物羣落。



图 42 貧瘠的羽茅-蒿屬干草原(蒙古中部、杭爱山以南)

羽茅-蒿屬-錦鸡儿干草原分布在戈壁的北部边缘，这个区域是从杭爱-肯特山草原到戈壁的羽茅-猪毛菜干草原的一个过渡地带。

所描述的这一区域是位在微起伏的和起伏的平原、斜坡和丘間谷地中。羽茅-蒿屬草原的草层很稀疏，复盖土壤表面不超过 20—30% (图 42 和 43)，其余的土表没有植物，而为石-砾质的甲壳所复盖。草层营养部分的高度一般不超过 15—20 厘米。

平原和緩崗地形上的植物羣落为禾本科和多种草类所組成。在

这里分布的禾本科植物有：*Stipa capillata*, *Stipa gobica*, *Agropyron cristatum*, *Koeleria gracilis*, *Eragrostis minor*, *Diplachne squarrosa*。其中常常混有大量的 *Artemisia frigida*, *Artemisia caespitosa*, *A. xerophytica* 等。

多种草类则为 *Heteropapus hispidus*, *Convolvulus Ammannii*, *Cymbaria dahurica*, *Tanacetum frutievlosum*, *Bupleurum bicaule*, *Carex duriuscula* 所組成。



图 43 羽茅-多种草类草原;在蒙古犍牛的前景上

在輕壤質的和砂壤質的土壤上有时分布有大量的馬蘭 (*Iris Bungei*, *I. tenuifolia*)。在盐土的低地和薩伊尔上分布有 *Salsola ruthenica*, *Kochia sieversiana*, *Kalidium gracile*, *Lasiagrostis splendens*, *Statice aurea* 等植物。

羽茅-蒿属草原的种类成分对一切牲畜都适宜,这种草原的收获量为 1.5—3 公担/公頃,有些地方还稍高。

在砂化程度較大的地方,錦鸡儿常常参加到上述所列举的植物中。在这种情况下,草原具有禾本科-錦鸡儿或羽茅-錦鸡儿羣落的特征。

这类草原从属于起伏的丘陵状平原,这里它占据着沟谷、沟谷的斜坡和丘陵之间的低地。

羽茅-野葱-猪毛菜干草原,这类草原在戈壁中央部分的平原、缓坡和丘间谷地中分布很广。在戈壁的广大地区分布着棕钙土和淡棕钙土,也常常分布着碱化土。植物种的数量不多,依它们的组合形成了各种基本的羣丛。这种草原的植被非常稀疏而低矮,植物常个别或成丛生长。这里植物复盖土壤表面不超过10—30%,植物营养部分的高度不超过8—12厘米。

在大多数的情况下,植被在夏季各月发育。在6、7月以前,草原毫无生机,呈一片灰黄色。夏季雨过之后,植物重新开始生长,干草原变为绿色。在10月初植物很快凋萎,草层呈破烂状态越过冬季。

在戈壁的这一部分,在平原和缓坡上占优势的植物是: *Stipa gobica*, *Allium polyrrhizum*, *A. mongolicum*, *Diplachne serotina*, *Aristida adscensionis*, *Chloris virgata*, *Artemisia frigida*, *A. xerophytica*, *Tanacetum trifidum* 等。

凡是在土壤中盐化现象增高的地方,则有盐生植物 (*Anabasis brevifolia*, *Salsola passerina*) 混杂到上述所列举的植物中,这些盐生植物常常呈纯羣丛占据很大地区。

羽茅-野葱干草原草层稀疏而低矮,这就决定了它的收获量很低(约为1—1.5公担/公顷)。羽茅-野葱-假木贼(*Anabasis brevifolia*) 复合植物羣落的饲料品质较高,根据在有些地方所生长的假木贼来判断,它是骆驼特别好的饲料。

羽茅-野葱干草原可作为一切牲畜的牧场。由于具有很高的饲料品质,所以地区性优势的羽茅-野葱草原在戈壁牧场的总的复区中成为最重要的经济要素。

猪毛菜半荒漠在戈壁的南部分布很广泛,在戈壁中央部分我们也遇到不少这种猪毛菜的地段。这种复合植物羣落常常分布在平坦的低地、山麓,镶嵌在封闭低地的托里木的边缘,以及分布在不受水浸的干燥低地的底部。

猪毛菜半荒漠的植被成分包括：*Salsola passerina*, *Anabasis brevifolia*, *Reaumuria soongorica*。

猪毛菜半荒漠的土壤是壤质的，常常是石质的，照例是碱化的变种或碱土。

Salsola passerina 和 *Anabasis brevifolia* 半荒漠的植被很稀疏。在1平方米上仅有1—2株植物，这些植物的木质树干固着了围绕着的砂，由于这种原因就形成了小丘或草丘的微域地形。

Salsola passerina 半荒漠的植被主要为半灌木的 *Salsola passerina*, *Reaumuria soongorica*, *Anabasis brevifolia* 所组成。在它们中间常混有少量的禾本科植物 (*Stipa gobica*, *Diplachne squarrosa*, *Aristida adscensionis*, *Poppophorum*, *Chloris virgata*) 和一些多种草类 (*Rheum nanum*, *Erodium tibetanum*, *Statice aurea* 等)。

在猪毛菜半荒漠的南部，植被更为稀疏，这里常常出现为砾石所复盖的广大的斑块。禾本科和某些多种草类(一年生的饲料植物)完全消失，而代替它们的是荒漠灌木：*Nitraria sibirica*, *Zygophyllum xanthoxylum*, *Ephedra* 等植物。

Salsola passerina 半荒漠的生产量很低，可食部分的平均收获量根据 И. А. 查秦金对这一部分的计算，平均约为1—1.5公担/公顷。*Salsola passerina* 牧场的饲料品质对骆驼、山羊、绵羊都很适宜，有角牲畜和馬利用较差。

托里木植物羣落(或周期性的受到水淹的低地的植物羣落)，这种羣落是一种复杂的复合植物羣落，在托里木平缓的底部常常是裸露的，完全没有植物羣落。

托里木的植被成分一般包括有：*Artemisia anethifolia*, *Suaeda corniculata*, *Kochia sieversiana*, *Nitraria sibirica*, *Atriplex sibirica*, *Convolvulus Ammannii*, 以及其他喜盐植物。

在托里木的周围普遍分布有 *Kalidium gracile*, *Reaumuria soongorica*, 这些植物是星零散的植丛，通常复盖平缓的托里木的底部面积仅达5%。在疏松盐化的低地上，有时完全为钾叉明棵和滨藜所复盖。

Kalidium gracile 羣丛的被复很稀疏；常常在 2—4 平方米内不超过 1 株。这种巨大的盐生植物的牧场，产量约为 4—6 公担/公顷。

芨芨草草丛除高山地区之外，在蒙古几乎到处都有分布。但是应当指出，它一般总是生长在戈壁中。在这里，它占据着广阔的盐化的低地，分布在水泉的周围。星散的芨芨草丛也围绕着托里木的边缘和盐化的小湖的湖岸分布，最后，芨芨草总是和所有的干河床伴生在一起，常常沿着干河床远远地潜入山中。

芨芨草不能经受较重的盐渍土，照例它仅在盐分含量不高的土壤上发育良好。有时在芨芨草丛中分布着土壤表层为疏松盐土的地段。但是在其根系分布的一层中以及在芨芨草草丛之下的地下水普通是淡水。

在芨芨草的植被的成分中包括有：*Elymus salsuginosus*, *Atropis tenuifolia*, *Carex*, *Artemisia macrocephala*, *Kochia sieversiana* 等。

在比较湿润和轻度盐化的地段上，常常在芨芨草中混有大量的芦苇。在淡地下水分布不深的地方，芨芨草普通发育良好，并且对于



图 44 戈壁中的芨芨草牧场

旱沒有反应。这种草从在干旱年份可利用作为刈草場。

芨芨草牧場对一切牲畜都适宜(图 44)。但是,利用芨芨草牧場在春季和冬季最为适宜。在冬季芨芨草从既可作为飼料,又可作为牲畜的避风場所。在春天的干燥时期,当还没有新鮮的植物时,牲畜把这种草从作为飼料当然比裸露的平原为好。

在无暴风雪的年份,其草层的高度約为 70—80 厘米,有些地方可更高一些。草从很密,收获量差别极大,但是收获量很高。根据 H. B. 巴甫洛夫(1929)的測定,成片的芨芨草草从所产的干草量約为 55—57 公担/公頃。B. И. 巴兰諾夫(1929)指出有 60—64 公担/公頃的数值。A. A. 尤納托夫(1946)測定其平均收获量为 7—10 公担/公頃,因此其收获量約在 4—60 公担/公頃范围内变动。

砂土植物羣落。戈壁中的砂仅具有从属的意义,它占据的面积不大,这些小块砂地分布也不固定。

在描写地形时,我們已經指出,在戈壁地区具有新月形的、丘形的和已固定的砂地。

在新月形砂丘上,常常完全沒有植被。在这种砂地中間,植物仅分布在新月形砂丘低地之間的盆地中,或分布在盆地的边緣。

草层主要为喜砂植物(*Timouria villosa*, *Agriophyllum gobicum*, *Salsola ruthenica* 以及个别的錦鸡儿的植株)所組成。

这些地区的收获量在丰收年份为 2—3 公担/公頃,有些地方达 5—6 公担/公頃(对戈壁來說,这种收获量是很高的)。

丘状砂分布在广闊的盆地、湖泊周围和低地以及干燥的和現在的河床的边緣。

在接近地下水层的地方生长着灌木和半灌木,由于灌木固着了砂粒和粉砂粒(为风所带来的),就創造了形成丘状砂的条件。丘状砂的大小是不一致的,它的高度平均在 1—2 米的范围变动。

在这种砂丘上形成的灌木只有 *Nitraria sibirica*, 这种植物能阻拦大量的砂,它鋪散枝子交織在砂丘的表面,防范砂粒为风吹散。

在与 *Nitraria sibirica* 成复区分布的、丘状砂丘間的空地上生长有: *Kalidium gracile*, *Artemisia scoparia*, *Agriophyllum gobicum*,

Lasiagrostis splendens, 有些地方还分布有矮小的芦苇等植物。

在这种牧场上的饲料植物主要不是 *Nitraria sibirica*, 而是分布在丘状砂丘之间的植物群落。牲畜喜欢到这种砂丘上来是因为牛和羊喜食蒿属和芨芨草, 骆驼喜食猪毛菜。

有时在巨大的丘状砂丘和新月形砂丘上常分布着琐琐和檉柳, 但是, 琐琐 (*Haloxylon ammodendron*) 常常分布在广阔低地的砂质土壤上, 在那里它常形成单纯的丛林, 在其下层有时分布有 *Calligonum mongolicum*, *Artemisia arenaria*, 而这里生长的草本植物普通为一年生的盐生植物: *Salsola ruthenica*, *Agriophyllum gobicum* 等植物。

这种草场的饲料部分主要是由琐琐的嫩枝所组成。其收获量(根据 H. A. 查秦金的测定)可达 3—4 公担/公顷。这种饲料仅对于骆驼是适宜的, 对牛和羊适宜的程度较小。

在广大的戈壁平原和缓坡上, 分布着已固定和未固定的砂地。

在已固定的砂地上, 锦鸡儿 (*Caragana pygmaea*, *Caragana Bungei*) 创造了基本的背景, 它的下层分布着 *Stipa gobica*, *Agropyrum cristatum*, *Timouria villosa*, *Artemisia*, *Allium mongolicum* 等植物。

这类牧场的饲料生产量为 3—4 公担/公顷。平均生产量为 1—1.5 公担/公顷。上述复区的植物, 戈壁的一切牲畜都喜食。

在未固定的砂地上, 灌木层表现很明显, 这一层仅为 *Caragana Bungei* 和 *Eurotia ceratoides* 所组成。这里的草本复被表现不明显, 灌木层也很稀疏。

这种牧场的收获量较已固定的砂地为低。砂地的植物群落(特别是已固定的砂地)较石质的干草原植物群落更能忍受干旱, 因而, 特别在干旱年份, 这种牧场是比较可靠的。

戈壁的灌木和乔木植物群落。灌木植物群落的复区分布在蒙古人民共和国的最南边和戈壁的东南部, 这种植物的复区广泛的生长在平原、缓坡和山麓以及丘间低地。在这个复区中分布的土壤为壤质的或砂壤质的棕钙土, 在其组成中含有大量的砾石。

灌木半荒漠具有二层: 上层是由不同属的灌木丛所组成, 下层为稀疏的草层。参加到灌木层中的植物羣聚非常多, 其中灌木和半灌

木(根据 И. А. 查秦金和 А. А. 尤納托夫的資料)一般遇到的有:
Eurotia ceratoides, *Potaninia mongolica*, *Zygophyllum xanthoxylum*,
Caragana Bungei, *Amygdalis mongolica*, *Anabasis brevifolia* 等植物。

灌木层郁閉度很小,个别的灌木分布星散,相互之間的距离为
2—5米。

凡是草本植被表現明显的地方,都是由禾本科植物 (*Stipa
gobica*, *Diplachne*) 和多种草类 (*Scorzonera divaricata*, *Echinops
Gmelini*, *Artemisia intricata* 等植物)所組成。



图 45 戈壁中的榆树(*Ulmus pumila*)

在雨后,这里有时发育着一年生的禾本科植物 (*Aristida adscen-
sionis*, *Pappophorum boreale*, *Eragrostis minor*)。

这里灌木植物羣聚和草本-灌木植物羣聚的飼料收获量变化很
大,草本-灌木植物羣聚的收获量經測定大概为 1—1.5 公担/公頃。

假如我們不把乔木植物羣落提出来,那么戈壁景观植物要素的
特征就会是不完全的。在戈壁中分布有二种乔木即:榆树 (*Ulmus
pumila*) 和楊树 (*Populus diversifolia*)。这二种乔木都有固定的分布
区,普通不是分布在一个地区中。楊树分布在前阿尔泰戈壁中,榆树

分布在戈壁中部和戈壁中部以东地区。

楊树一般为几十株成为小丛林分布在有泉水的地区，或分布在地下水較淺的地方。楊树丛林存在于西南部地区的水泉附近，实际上，它是沙漠綠洲的树种。楊树 (*Populus diversifolia*) 的木材品質很低劣，树干粗糙，弯曲，这种树木反应了它強烈和严重地同荒漠斗争的印痕(B. И. 巴兰諾夫)。

在戈壁中，榆树分布很广。它通常分布在戈壁区的东部、中部和西部和戈壁阿尔泰的低地地区以及局限在前阿尔泰戈壁的边緣地带，这种树木象楊树一样，树皮很粗糙，但具有美丽的、多分枝的树冠(图 45)，榆树有时也可生长为不大的丛林，在平原上(普通在古代的小河床中)生长的单独植株特別明显地反映了它同周围貧脊的石质干草原的竞争。植物学家 A. A. 尤納托夫在前阿尔泰戈壁曾发现有个别的 *Elaeagnus angustifolia*，这种植物在蒙古戈壁的其他部分却没有分布。

* * *

蒙古領域的植被可分为下述几个植物带：高山(高山寒原)带、森林带、草原和荒漠带；在不同的地带中每年死亡和分解的殘余物質是不同的。

死亡的地上器官和整个地下部分的根在分解时，大大地丰富了土壤的有机質。

如上所述，戈壁的草本植被是非常低矮而稀疏的，在荒漠的植物羣聚中，它的郁閉度一般不超过 10—20%，而收获量根据 И. A. 查秦金和 A. A. 尤納托夫的測定不超过 1—3 公担/公頃。

根据这种資料可以提出：在草原和荒漠中，在土壤中和土壤表面上每年所分解的植物殘遺物的数量。同时也能計算出植物地上部分为大羣牲畜——野兽和家畜——食掉的数量，特別是在戈壁中。

戈壁植物羣落的貧乏和低矮是由于土壤水分的不足。根据蒙古从南向北推进的程度，降雨量逐渐增加，母岩风化的程度逐渐加强，植物生长的条件也逐渐变好。由于这种原因，植物羣落也愈来愈密集，在有利的条件下几乎成片复盖。

由于植物的組成；它的发育強度以及和其他的成土因子的配合，在蒙古的不同地区所进行的成土过程是不同的，因此形成了各种不同的土壤。

7. 成土条件的特征

在叙述气候时，我們曾收集了一些古地理学的資料，从这些資料中可以看出，在戈壁地区（在戈壁的不同的部分）上新世的沉积物中，曾发现鹿、海狸、馬、鸵鳥等的骨骼，根据这些发现可以推测，現在已扩展为荒漠的戈壁地区，在第三紀未曾是森林和草原的空間。喜湿的森林动物区系（海狸、鹿）以及作为开闊平原景观特征的动物（馬、鸵鳥等）的化石的发现就是一个明显的証据。

由此，我們很自然会得出这样的結論：显然，在戈壁的森林地带中发育一种成土类型，而在戈壁的草原地带中发育了另一种成土类型。我們在戈壁地区和在现代蒙古干燥地带的其他地方所看到的埋藏腐殖层可証实这种結論。

从冰川期开始，較北部的亚北极动物羣系代替了古代的动物区系。第三紀动物区系部分地死亡，部分地从它們所居住的地带被排挤出去。

在冰川期中，这里大部地区都为冰川所复盖，例如，根据 B. A. 奥布鲁切夫(1914)的資料，在阿尔泰山約有 30% 的面积当时为冰川所占据，而且很厚的冰层和永久雪层复盖着現代高山带（薩留吉姆、杭爱、肯特等山地）的全部地区。另一些資料指出，中部亚洲大高原区的絕大部分在冰期中并未經受冰川作用，在其表面为森林和草原的綠洲。但是，很多調查者曾在戈壁阿尔泰山（伊海—博格达山）看到有表現不太明显的冰斗。他們肯定在崑崙山的北坡，即超出蒙古境以南很远仍有冰被和冰磧石的痕迹。

在戈壁阿尔泰山前地带（П. К. 柯茲洛夫的勘探）发现猛犸的骨骼，以及現代生存的动物——亚北极动物羣系的代表种（北方鹿，直到現在蒙古庫苏古尔湖以西仍有生存），可証明在第三紀以后蒙古的气候已大大变冷。

冰川期和紧接冰川期之后的干热时期，对蒙古现代的土被和植被的发育曾产生了巨大的影响。

在冰川期之后，蒙古境内的土被和植被曾经历了相当大的变化，也就是，它们曾经过了一系列的阶段——由森林和草原土到现代的戈壁荒漠土。因此，蒙古土壤的发育历史是可以放在 B. P. 威廉斯的统一的土壤形成过程的图式中的，并证明了这个学说的正确性。

现在，位于蒙古南部的、中部亚洲的广大荒漠，对整个这一地区的土被和植被发生了巨大的影响。由于荒漠的影响，所以在杭爱山和肯特山的南坡，虽然其高度较高(2,000—2,500 米)，但是确几乎没有垂直的地带性，而在这些山脉的北坡，垂直的地带性就表现得明显(高山带、森林带和草原带)。

如果考虑到在蒙古境内永久冻层分布的最南部地区和荒漠分布的最北部地区，那么，这种现象就更加明显了。在永久冻层的分布线(乌兰巴托)和开始有荒漠之间的距离不超过 300 公里，而西伯利亚泰加林和戈壁荒漠之间的距离总共仅不过 700 公里，这在世界其他地区会有这种相类似的对照吗？

因此，这里的荒漠不仅对杭爱山和肯特山的南坡、而且也对它们的北坡发生影响。由于这种原因，在蒙古山脉北坡的森林带强烈地被由下而来的草原所抑制。加之蒙古的森林已是森林的边缘，因此，森林在这里的分布常常具有岛状特征。

十分明显，蒙古境内的森林土壤没有灰化层，也是与这种现象有密切联系的。按其性质来说，蒙古的森林土壤与褐色森林土较灰色森林土更为近似一些。仅有某些特征——腐殖质随深度而显著下降，在生草层之下有些发白，在淀积层中三氧化物的含量稍微增高——这就使我们有条件把它列到灰色森林土中。

无疑地，泰加阔叶-针叶林进一步透光，就导致森林植被为草原所代替。这一情况我们将在下面叙述褐色土时再加说明。

在杭爱和肯特山区，其北坡垂直地带性表现非常明显并广泛发育着森林土壤，山地黑土(根据 B. B. 道库恰耶夫的命名称山地黑土)、栗钙土、沼泽土及其他土种。正如以上所述，在南坡无垂直地带

性，在同一母質和同一高度上只能形成栗鈣土。

在蒙古，由冬季到春季具有明显的过渡，因此，很少能促使土壤湿润。冬季复雪少和空气湿度低，这里的雪就直接蒸发入大气中，几乎不能润湿土壤。

蒙古夏季的降雨一般具有暴雨的特征，大部雨水流入低地或渗入砂砾层中，由于空气干燥、温度高和经常有风，土壤很快就变干。

由于润湿土壤弱，而且无成片的植被复盖土壤，所以成土作用仅在不深的一层中进行。因此，无论是个别土层或是整个土壤剖面（特别在戈壁中出现的）都很薄。

在蒙古北部的山区（杭爱山、肯特山和庫苏古尔湖附近），大陆性气候有些减弱。降水量增加，植被变得较密，而土壤淋溶较深，因此腐殖层的厚度也有所增加。

在戈壁区，土壤的水分仅与大气降雨有联系。在杭爱和肯特山，除大气降水外，土壤的湿度常由于存在冰冻层和地区较大的水源而常常使土壤湿润度增加。在杭爱山、肯特山和庫苏古尔湖附近冰冻层常常可保持自上下渗的水分，虽然这些地区雨量较少（300毫米），但也能引起土壤的沼泽化，显然由冰冻层输送的水分造成土壤表层的水分过度饱和也可促使土壤的沼泽化。冰冻层在固着土壤溶液时也可阻止土壤的淋溶。例如，Л. И. 普拉索洛夫在外貝加尔湖作土壤调查时，曾不止一次地指出在谷地中的冰冻层是形成碱土和盐土的因素之一。我们在蒙古境内却未曾发现由冰冻层所引起的土壤盐渍化。但是，不止一次地看到沼泽化和土壤表层的膨胀（参看第103页图38）。

蒙古的夏季很短，经常为晴朗的天气，剧烈地引起土壤的变干，由于这种原因，在杭爱山大高原地区上的湖泊和绝对高度超过2,000米的蒙古阿尔泰山，就扩展成为栗鈣土型成土作用的草原区，有时与盐土成复区。

在蒙古人民共和国领域上（特别是在戈壁大高原区），风的作用不仅表现在交换土壤空气，使土壤干燥，而且也表现在机械工作上：吹刮盆地，形成新月砂丘和丘状砂丘，以及形成石质甲壳。

风在戈壁中常常变为尘风暴，具有巨大的力量，可把牲畜从停车的地方捲跑数十公里，刮翻牧民(蒙古游牧人)的帐幕；有这种风时，常常相距 10—20 米即看不到人。这种风暴不仅从土壤表面吹走細土部分，而且常常吹走砂，甚至是小石块也可被吹到空中，常常吹至很远的距离。由于吹走細土部分，所以戈壁的土壤普通从表面起即为甲壳、砾石和碎石层(1—2 厘米)所复盖，在砾石-碎石的下面发育了很薄的一层土层。

在蒙古人民共和国領域的戈壁(在杭爱和肯特山以南，在东蒙古平原以及其他一些地方)中，有一些小的干涸盐湖和极多的、各种各样的盐土低地。在晴朗温暖的日子里，低地的表面在太阳照耀下閃爍发光，但当有強风和风暴时，从低地表面捲起密云般的盐粒复盖在土层上。当強风和风暴过后，厚达 1—2 或 3 厘米的盐霜直从低地中被帶到坚硬的地表上。

我們沒有关于这种盐分引起某一地区盐渍化的資料。但是这种盐分与尘粒一起参加到盐分循环中的数量是很大的。最后，这种盐分如果落到气候湿润的地区中，它就被淋洗到土壤的深层中，不会在土壤中发生易溶盐分的积累现象。如果它落到干燥的戈壁地区或其他类似于戈壁的干燥地区，那么在沒有充足的水流淋洗土壤时，这种盐分也可能引起这个地区的盐渍化。

大家知道，气候、特别是小气候，与地区高度和坡向是有密切联系的。因此，蒙古北部的山区，在气候上与戈壁的平原和低地是有根本区别的。

在戈壁地区可看到十分复杂的地形。这里在绝对高度为 1,100—1,200 米的广阔平原之間具有高出一般平原表面 50—100 米的小丘。常常也可遇到绝对高度下降到 750—850 米的平缓盐土低地(托里木*)和高达 3,500 米的山地。

无论是在蒙古的北部和南部的陡坡，一般的特征是土层很薄，或者表面岩石裸露。在条件比较湿润的平缓北坡的山前部分，堆积有

* 托里木(тоғрым)为蒙古名，意指粘质的、表面龟裂的低地。——譯者

細土层,这种細土层能使植被发育良好,并形成很厚的腐殖质层。

在南部戈壁地区,沿阿尔泰山和与阿尔泰山平行的山脉,以及在那些以机械风化为主的小丘上植被发育微弱,产生了强烈的水蚀和风蚀,并从斜坡上塌积下来风化产物,因此,在这些地方,細土部分的堆积表现很弱。

在蒙古人民共和国,地形条件对成土特征发生如此强烈的影响,以致使北部栗钙土带在很短的距离上很快就过渡为暗栗钙土,继之过渡为山地黑土和灰色森林土。

在蒙古人民共和国北部,地下水的露头在土壤形成中起很大作用,这里常常为水型土壤的发育创造了条件。但是,在该区的山间谷地和盆地中,由于排水良好,并通海洋区域,因此,在这些地方土壤的盐渍化表现很弱。

在戈壁地带,在大湖盆地以及在东蒙古平原上,低地的盐渍化现象与这些地区的无流性和地下水的矿质化以及蒸发强烈有密切关系。

蒙古土壤(特别在戈壁)有很大的砾石性和砂性,因而使其有良好的透水性,它能无限制地承受落到它表面上的每一滴大气降水。由于母岩的蓄水性能很低,表层保蓄水分很弱,所以水分很易渗透到深处。相反地,要在这些母岩中使水分向上移动,那就极为困难了。

在强烈石质化和不存在植被的情况下,能顺利下降1.5—2米深的水分就能免于蒸发。我们曾不止一次的观察了这种情况,即当地下水矿化度较弱,其水面的位置不深(1.5—2米)时,土壤的表层也不会有任何盐渍化现象。在另一方面来说,这种现象对戈壁是非常有趣的:应当认为这种现象对地下水的积蓄极为有利,因为在这种条件下,由蒸发所消耗的水分可减少至最低限度,这对在干旱时以暴雨形式下降的大气降水(90—100毫米)十分重要。

蒙古是一个牧业国家,农业并不十分发达。但是困难的是整个蒙古领域在这种条件下还保留着许多未垦的土壤。在蒙古北部,有一部分是绿洲,在南部居民除放牧外还从事旱作和灌溉农业(在鄂尔浑河和色楞格河流域,在大湖盆地、在东蒙古平原、在拜达里格河、图

音河、里金河和其他地区)。目前,农业区还比較小,在这些地区从事农业必須改变农作制,改变农作制的实质在于:当把生荒地开垦为农业地段不給予理想的收获时,居民就可放棄而开垦别的荒地。

在蒙古領域(特別是在戈壁)經常看到有搭过帳幕的遺址和被踐踏的、留有廐肥的牲畜栏,在长期牧业的情况下,有相当大的地区为搭帳幕的遺址和牲畜栏所复盖。

強烈被踐踏的地段和通向四方的紧实小道,我們几乎在每一个水井和水泉旁边都可看到。就是在这些已荒廢的水井和已耗尽的水泉旁边土壤和植被开始复甦。

在經營牧业的条件下,人类对土被的影响也是很大的。

在蒙古人民共和国領域內,現代土被的分布象在所有的山区中一样,也是具有垂直地带性的。但是,在杭爱山和肯特山南坡,特別是朝向戈壁的一面,由于荒漠的巨大影响,几乎没有垂直地带性。这里栗鈣土差不多可上升到分水岭的頂部。在接近于分水岭的最上部也为栗鈣土(棕褐色土)所占据,它仅在总的外貌上与草原栗鈣土相似(这种土壤淋溶較強)。

从蒙古实际情况中所述的一些事实还不能証实 K. M. 格林卡(1910)和 C. C. 涅烏斯特魯耶夫(1930)的見解。他們认为垂直景观带决定于山地在大陆上的位置,也就是說,如果“山麓位在荒漠地区中,那么随着高度的增加我們可看到荒漠过渡为草原,草原过渡为森林、山地草甸,最后为山地寒原所代替”。在蒙古,朝向戈壁一面的杭爱山和肯特山的南坡与其北坡比較具有完全不同的垂直地带性。在这些山脉的南坡,并没有象上述作者們所談的那种过渡。看来,由于地区在大陆上的位置,在不同条件下垂直地带的土壤組合与同一地区其他山組的土壤組合完全没有相同之处。

这种不适应性在戈壁阿尔泰山也有明显表现,在那里,虽然绝对高度較大(2,500—3,800 米),但由于荒漠的巨大影响,垂直地带是非常特殊的。在戈壁阿尔泰山也广泛地分布着栗鈣土,仅在其最高峯(伊海博格达烏拉山——3,790 米)可看到亚高山黑土型草甸-草原土。

相反的，在杭愛山和肯特山的北坡，具有非常明显的垂直地带性。这里最高点（绝对高度在2,000—2,500米以上）为高山带所占据，在高山带之下（绝对高度1,600—1,800—2,000米）分布着森林土壤，在森林界线之下（绝对高度1,400—1,600米）为黑土；在黑土之下（绝对高度1,200—1,400米）分布着栗钙土。在杭愛山和肯特山以南，栗钙土范围之外，则有戈壁棕钙土，这种土壤在戈壁中占据着广大的空间。

在蒙古领域上所划分出的土壤带无疑地是比较年轻的，应当把它们看作是很迟才脱离冰川复盖的高山土壤。在高山土壤的范围以外，土壤的绝对年龄依次增加即：森林土壤，继之为黑土，在绝对年龄上最大的是戈壁棕钙土。

蒙古领域土壤发育的历史过程证明：戈壁棕钙土是由较暗的（腐殖质较多的）草甸土的变种发育而成的。以后随着干旱和冰川的退却，河流（和湖泊）网的缩小，气候也发生改变：空气湿度下降，地下水位降低和土壤有机质的矿化过程加强。由于这种原因，就逐渐产生了向现代成土过程的过渡。

第二章

土 壤

在蒙古領域上,由于土壤形成作用的环境条件不同,发育了复杂的土壤被复。主要的土类可归纳为以下几个组合:

1. 泥炭质山地草甸土(高山带),
2. 黑土型山地草甸土(亚高山带),
3. 山地泥炭土(在石南属植被下的亚高山带),
4. 山地草甸-草原土(亚高山带),
5. 暗灰色和灰色森林土,
6. 黑土,
7. 暗栗钙土和栗钙土(蒙古北部),
8. 栗钙土和淡栗钙土(蒙古中部),
9. 蒙古和戈壁阿尔泰的栗钙土和薄层棕钙土,
10. 戈壁棕钙土,
11. 盐渍土(盐土、碱土和碱化-盐化土复区);
12. 草甸-沼泽土和沼泽土,
13. 松林砂。

在我们的土壤图上所分出的土壤带和土类,仅仅是蒙古人民共和国領域上土壤被复分布的图式。为我们所确定和归纳到发生组合中的蒙古人民共和国的土壤与苏联东南部的土壤非常接近。但是,由于是形成在另一种条件下,所以这种土壤仅仅外部特征接近已确定的土类。

在蒙古的土壤中,我们没有看到那种依次发育在苏联平原上的、完整的地带类型的过渡性土纲。蒙古土壤所在地位上的一般特点是明显的过渡性,在上述每一个土类中,都可发现只有为蒙古土壤才

具有的地区性特点。因此，蒙古的高山土壤連同接近高山地区的某些土壤一起，显然，应当作为一个独立的土壤地理省而划分出来。

1. 泥炭质山地草甸土(高山带)

这类土壤从属于高山带，位在杭爱山和肯特山的北坡，一般都是在陡峭的峰頂和砾石中間呈不大的和零星的斑状分布。

在高山带，成土过程的总方向导致了未分解的植物殘余物的大量积累和強度的潛育化。土壤被复一般都是薄层砾质的，在这里細土层仅呈薄层状分布在个别不大的地段上。

显而易见，在这个地带中，土壤的沼泽化不仅取决于蒸发量低，而且也由于冻层位置不深所致。由于温度低和过度的潮湿，在这种土壤中便創造了有机殘体緩慢分解的条件。

由于有机质的分解緩慢，高山土壤不仅累积有大量腐殖质，而也大量地累积着微經分解的有机殘体。因此在高山土壤中，也象在沼泽土中一样，为泥炭层的发育創造了条件。同时，在高山地带岩石的分解要比草原地带強烈得多，显然在此淋溶作用也进行得比較強烈，因为在分解产物中，我們看不到为草原带所特有的石灰化的砾石。

上述的土壤就其組成而言，并不是一样的，在杭爱山和肯特山区的土壤可分为二个組合。

其中第一个組合是发育在陡坡和強度砾质化的地段上。在那里，粗的砾石直接为苔草和苔蘚所組成的草泥所复盖。这是土壤形成过程的第一种形式，这种形式是位于微湿润的地方。

土壤形成过程形态上的表现是：这种土壤都具有較薄的腐殖质层，而在个别石块的表面上复盖着锈色或棕色的胶膜，这种胶膜也复盖在岩石上。如果可以这样叫的話，无疑这种土壤是原始沼泽土的形式之一，这种沼泽土以前曾为 Б. Б. 波雷諾夫(1911)在中国东北地区描写过。

第二个組合是与发育在高原或緩坡上小面积的低地相联系。这种土壤为稠密的莎草-禾本科植物的多种草类所复盖，其特征是多多少少已形成了腐殖质层。

其中腐殖質层的厚度可达10—20厘米,是一种特殊的、主要是由草本植物羣落的根所形成的泥炭-腐殖質层。腐殖层之下通常是石砾或由分解的母岩所形成的碎石,并发现有与第一个土壤組合中同样的风化特征。

根据形态的特征,这种土壤从表面到5—8厘米是灰褐色无結構微泥炭化的土层。5—8厘米之下是泥炭层,其下垫有灰色潛育层,而且这种灰色与灰化作用没有关系,因为,由于这种土壤的粗骨性与薄层性,灰化作用一般是不存在的。

在这种土壤的表层(0—5厘米)腐殖質含量达12—15%(表7),具酸性反应,照例也具有沼泽化特征。

表7 蒙古,土尔克斯坦与高加索(高山带)山地泥炭羣甸土中腐殖質与活性酸度測定資料

剖面号碼与作者	土壤名称	位置与海拔高度	标本采集深度(厘米)	腐殖質(%)	pH
50 H. Д. 彼斯帕洛夫	灰褐色草甸泥炭土	蒙古(杭爱山), 2,700米	0—5	15.7	5.6
			10—15	7.4	5.4
			15—20	2.6	5.5
61 O. H. 米哈諾夫斯卡娃	山地草甸土	蒙古, 2,800米	0—5	12.8	5.7
			15—20	6.3	5.6
			30—35	5.2	5.4
			60—65	1.0	5.6
116 A. A. 查瓦里申	泥炭砾質土		0—5	19.7	4.5
			55—60	2.0	4.7
36 O. H. 米哈諾夫斯卡娃	在高山地衣下的薄层土壤	南奥席齐亚, 高加索山主脈	0—8	14.3	4.7
			8—16	9.3	4.7
39 C. A. 查哈罗夫	在高山地衣下的泥炭土	小高加索的茨赫拉茨卡洛爾山	0—3	40.1	未測
			3—8	30.6	未測
			8—15	25.3	未測
			15—27	22.3	未測
			26—40	8.4	未測
			40—60	6.6	未測

高山带土壤最典型的特征是土层薄,土层大部砾質化,表层粗腐殖質的含量较高,并随深度而显著下降,土壤颜色(灰色)与腐殖質的含量不协调,强度潛育化以及无灰化过程。

在这种土壤中,物理因素的作用明显地超过化学过程之上。如果根据已积累的有机质的量和强度潜育化作用来判断,显然,在这种土壤中生物过程是进行得十分强烈的。

相似的土壤,Л. И. 普拉索洛夫(1927)在外貝加尔南部的戈里楚維地带,Р. И. 阿布林(Аболин, 1930)在外伊犁阿拉套,С. С. 涅烏斯特魯耶夫(1908)在喀拉图頂峯,С. А. 查哈罗夫(1914),О. Н. 米哈洛夫斯卡娅(Миханловская, 1936),Ю. А. 季維罗夫斯基(1945) - 在大小高加索山上,А. А. 查瓦里申(1933)在阿拉格拉尔,И. Н. 安提頗夫-卡拉塔耶夫,Л. И. 普拉索洛夫(1932)以及其他著者在克里米亚的亚依拉,Н. А. 保高斯洛夫斯基(Богословский, 1902)和巴勒曼諾(Пальманно, 1932)在阿尔卑斯高山以及斯維杰尔斯基(Свелерский, 1936)在叙述东喀尔巴阡山地草甸土壤时都曾提到过。

几乎所有的著者都指出:高山带的土壤是土层較薄,泥炭-砾质的、具有淡灰色、灰化或隱灰化的特点,并且通常都是潜育化的。

例如,Р. И. 阿布林指出,在外伊犁阿拉套高山带高約3,000米处,广泛地分布着浅色高山土。上述著者把这种土壤作了如下的描述:“从土壤表面起到5厘米深处,草块已强度泥炭化,腐殖质含量可达30%,完全无结构。在5厘米深处,这种草块的下边垫有淡色的零星小锈斑和条纹散布的潜育层,在深20—30厘米处,重新呈现着亮黑色和蓝灰色的金属光泽,并呈水分过多和还原过程的特征”。

Л. И. 普拉索洛夫在描述哈梅尔达巴納(外貝加尔南部)地区时指出:其頂峯的土壤是“泥炭-潜育化的,并且在泥炭层的上部常常由于水分作用而形成厚約20厘米的松散板状层,其下是蓝綠色,粘結的和湿润的、微潜育的壤土,再深是比較干燥而为氧化鉄所浸染的壤土”。

如果把蒙古的高山腐殖质-砾质土和中亚細亚以及克里米亚同样的土壤加以比較,那么可以发现在它們之間有很大的差別。蒙古的高山土壤,显然更接近草甸-沼泽土,因为这里冻层比較接近地面。它的特点是泥炭积聚作用极微弱,同时也和外伊犁阿拉套(Р. И. 阿布林)小高加索山(С. А. 查哈罗夫)以及其他地区的高山土壤一样,

腐殖質的量可達30—40%。此外,蒙古的高山土壤和中亞細亞以及高加索的高山土壤的區別是土層較薄,石礫化程度高;在分水嶺上這種土壤經常過渡為成片的、沒有任何成土作用特征的碎石。

光禿而堅固的變質岩碎石大面積復蓋着杭愛山和肯特山分水嶺的表面,它們是在冰凍風化影響下的分解產物。這種具有原始土壤的礫質表面,同分布在雅布洛諾維依山、薩彥嶺和外貝加爾湖北部地區(曾為Л. И. 普拉索洛夫描述過)的土壤很相似,與發育在中亞細亞和高加索高山地帶的同類土壤比較,相似之處較少。

蒙古的高山土壤與外貝加爾湖南部高山區的山地冰沼土壤間也有很大的區別。在外貝加爾湖南部地區碎石分布的面積相當大,而且在山地冰沼帶所有的斜坡(這裡沒有森林生長)都為這種碎石所復蓋,這種情況在蒙古是不常見的。

在經濟方面,這種土壤位於這種高度是沒有多大價值的。在最近也未必能夠利用,在杭愛山和肯特山斜坡的下部有大面積美好的刈草場和牧場。

2. 黑土型山地草甸土(亞高山帶)

這種土類位於亞高山地帶。它分布在杭愛山和肯特山高山帶以下的北坡,那兒是森林上限的灌木植物羣落。這種土壤也常常分布在南坡,它在南坡分布的位置相當於杭愛山和肯特山北坡森林所佔據的地帶。

亞高山土壤的一般特徵是與其下分布在干熱山間谷地中的草原土比較,其發育環境要濕潤得多。這種情況已良好地影響到草類(拂子茅,冰草,雀麥,莓蓼,羊草等)的密茂和華麗的發展,也影響到這類土壤的腐殖質層的厚度。

杭愛山和肯特山亞高山土壤是黑土型山地草甸土類,在山的北坡下部,即為灰色森林土和黑土所代替。在山的南坡,黑土型山地草甸土直接與栗鈣土接壤。

黑土型山地草甸土與黑土和栗鈣土的區別是:淋洗較強,剖面中沒有碳酸鹽層,微酸性反應,並具有良好的生草層。

亞高山帶的土壤按其組成來說是不一樣的，可以把它分為二個不同的組合。其中發育在北坡上部的黑土型山地草甸土分布最廣，在南坡這種土壤則位於中部地帶之上。第二個組合是具灰化特征的弱泥炭化的土壤，這種土壤分布有限，主要是在北坡上部地帶的杜鵑林下。

黑土型山地草甸土從表面至5—8厘米處具有為稠密的根所盤結的生草層（有時已泥炭化），其下到25—30厘米深處是暗褐色的，幾乎為黑色的團塊-核狀構造層。這一層是夾有砂和碎石的壤土。從30厘米到60—70厘米深處，顏色變淡，土層呈灰棕色，比較濕潤，並已強度礫質化。

在這種土壤中，通常無泡沫反應。

在黑土型山地草甸土的表層（0—5厘米），腐殖質含量在10—12%以上，同表層比較在10—15厘米深處，腐殖質即顯著降低。但是再往下，腐殖質的含量則逐漸下降。

亞高山黑土型山地草甸土具弱酸性或中性反應（ $\text{pH}6.5-7$ ）。在多數情況下表層具弱酸性反應，其下的土層多半是中性反應（參看表8）。

3. 山地泥炭土（亞高山帶）

在杜鵑林下的泥炭土具暗棕色的泥炭生草層，其厚度約為8—10厘米，在這一層的下邊，有一呈白色的（好像是輕度灰化的）土層，厚度為1—2厘米。這一層為向砂-礫石質成土母岩過渡的暗棕色層所代替，由於沒有分析材料，所以很難說在這種土壤中有任何灰化過程。但是根據形態特征，在這種土壤中灰化過程是比較明顯的，因為在這種土壤中，灰白色層之下又重新變為暗棕色。可是在高山土壤中，腐殖質層以下的淡色層並未被顏色較暗的層次所代替。

4. 山地草甸-草原土（亞高山帶）

這類土壤分布在杭愛山和肯特山以南向戈壁的一面和東蒙古平原蝕余山之間以及戈壁和蒙古阿爾泰地區。

黑土型草甸-草原土具有草原土的外貌，但與草原土的區別是：

有时从生草的表层起就泥炭化,剖面中无石灰淀积层,通常在全剖面中没有泡沫反应。

亚高山黑土型草甸草原土与黑土型山地草甸土的区别,也是腐殖质含量较少,其表层的腐殖质含量不超过6—9%,pH值约在6.0—6.5之间,而且,在表层和最下部层次,pH值常常呈中性(参看表8,Б. Б. 波雷諾夫的剖面5和O. H. 米哈洛斯卡娅的剖面85)。

Б. Б. 波雷諾夫(1926)曾把蒙古的黑土型草甸草原土与正常的黑土和高加索的山地草甸土,在腐殖质含量和水提取液中的矿质残余物与干残余物的比例方面作过比较。根据这一比较,Б. Б. 波雷諾夫得出结论说,蒙古黑土型草甸草原土较高加索山地草甸土更接近于草原的成土类型。应当指出,如果把蒙古亚高山土壤以腐殖质含量与被Л. И. 普拉索洛夫(1911)所描述的高加索和准噶尔阿拉套的山地草甸带的黑土型土壤加以比较,那么就看出,蒙古的山地草甸土与高加索的土壤相似点很少,但与准噶尔阿拉套的黑土型山地草甸土较为接近(表8,剖面17,Л. И. 普拉索洛夫)。

但是,蒙古的土壤在表层中腐殖质的含量随深度降低的趋势无高加索和中亚细亚类似的土壤来得明显(表8,Л. И. 普拉索洛夫的剖面35,和Ю. А. 李维罗夫斯基的剖面220)。其次蒙古亚高山土壤具有弱酸性或中性反应。可是,高加索类似的土壤具有较酸的环境(表8,А. А. 查瓦里申和И. Н. 格拉西莫夫的剖面)。

因此,上面引证的资料,使我们得出了同Б. Б. 波雷諾夫一样的结论:蒙古山地草甸带的黑土型土壤就其外貌和植物群落的一般特征而言,比类似与它的高加索山地草甸土更接近于草原类型。

至于谈到在天山南坡(向喀什噶尔的一面)得到广泛发展的中亚细亚的高山草原土,在那里它几乎可上升至永久雪线(Л. И. 普拉索洛夫,Р. И. 阿布林),这里的土壤如象在蒙古杭爱山和肯特山面向戈壁的南坡一样,几乎不是随高度而分化的,而是比较一致的土壤形成物。根据土壤环境和极端的大陆性气候来看,蒙古的黑土型山地草甸土在某种程度上接近中亚细亚的山地草甸土。

但是,值得注意的是在天山中央和它的支脉上黑土型山地草甸

表8 亞高山帶黑土型草甸草原土的腐殖質与活性酸度測定資料

剖面號碼与作者	土壤名称	地址与绝对高度	深度 (厘米)	腐殖質 (%)	pH
63 Н. Д. 彼斯帕諾夫	黑土型山地草甸土	蒙古, 罕胡海伊山, 2,400米	0—5	12.8	6.3
			10—15	6.4	6.5
			25—30	4.2	6.0
			55—60	1.7	6.1
35 Б. Б. 波雷諾夫	黑土型草甸草原土	蒙古, 扎尔加兰特山, 1,600米	0—5	11.7	6.7
			5—10	6.6	6.3
			10—15	3.3	6.3
			25—30	2.3	6.3
			40—45	1.4	6.6
5 Б. Б. 波雷諾夫	黑土型草甸草原土	蒙古, 扎尔加兰特山, 1,600米	0—5	9.5	7.0
			10—15	5.3	6.6
			25—30	2.2	6.0
			75—80	1.2	6.3
85 О. Н. 米哈洛夫斯卡娅	亞高山淋溶栗鈣土型土壤	蒙古, 杭爱山, 220米	0—5	5.2	6.7
			10—15	5.5	6.6
			30—35	2.5	7.2
			65—70	1.3	7.3
35 Л. И. 普拉斯洛夫	亞高山黑土型草原土	天山中央	4—16	19.5	未测
			33—42	4.4	未测
			53—65	1.1	未测
17 Л. И. 普拉斯洛夫	黑土型山地草甸土	准噶尔阿拉套山	0—11	11.4	未测
			11—27	5.4	未测
220 Ю. А. 李維罗夫斯基	亞高山黑土型生草草甸土	北高加索, 小卡拉塔, 1,230米	0—6	12.2	6.2
			15—22	6.2	6.4
			47—53	3.5	6.3
			80—85	2.1	6.2
13 А. А. 查瓦里申	黑土型山地草甸土	阿尔明尼亚	5—10	8.6	5.8
			45—54	未测	6.8
И. П. 格拉西莫夫	山地草甸土	巴克山河上游	0—5	19.7	5.6
			10—15	8.1	5.0
			20—25	6.5	5.0
			35—40	0.6	5.4

土有退化迹象(根据 Л. И. 普拉索洛夫 1908 年的描述), 天山上的高山土壤与蒙古这类土壤的区别就在于此。

因此, 尽管中亚细亚高山土壤具有草原特征, 但在与戈壁接壤的蒙古地区, 其高山土壤的大陆性特点比中亚细亚的土壤要明显得多。

当然, 已有的零星资料不足以全面推论高山土壤的发生。发育在不同地理区域(蒙古、中亚细亚、高加索)高山上的亚高山土壤还要求作进一步的分析(代换盐基、土壤反应等), 这样才有可能进行比较, 并确定它们之间的某些发生联系。

位在杭爱山和肯特山南坡的亚高山黑土型山地草甸土是美好的刈草场和放牧场。在这种土壤上所生长的、对畜牧业最有价值的草甸禾本科和丰富的亚高山多种草类是取之不尽的财源。

亚高山带的草地需要进行详细的土壤-植物研究, 并使蒙古现在极为粗放的畜牧业经营合理化。散布在黑土型山地草甸土和草原土中的小部分草地在粗放的经营下还没有得到利用。

5. 暗灰色和灰色森林土

这类土壤在蒙古是分布在杭爱山和肯特山的北坡, 以及库苏古尔地区和大兴安岭的西坡, 鄂尔浑河和色楞格河、鄂嫩河和乌尔扎河之间的分水岭上, 哈尔希林山区, 蒙古阿尔泰山, 科布多湖上游地区, 以及布尔根河谷的斜坡上。

在蒙古, 森林土壤象森林一样是零星而分散的, 在森林退出的地段上分布着黑土。蒙古的森林普通是透光而干旱的, 无下层林。但是有些地方也有密茂得难以通过的森林地段。在这种森林中, 暗灰色土是湿润的, 地表有枯枝落叶层, 而有时还复盖着苔类。

按机械组成而言, 森林土壤多半是由壤土到粘土, 并且通常都是砾质化的。

细土层的厚度随坡地的陡缓有很大差异。在缓坡上, 细土层有时非常厚, 在陡坡上, 土被的厚度一般是不大的, 当刮暴风时, 树木可连根拔起, 因而在那里有不少倒伏的树。

在森林带中, 无论是大气降雨或是从高地流来的水分, 其总量比

草原地区要大得多。因此在这里水分儲存量也較多,特别是在北坡阴蔽的地方还分布着均匀的雪被。

在透光和排水良好的森林中,水分保存很少,正如下面可以看到的,这对森林土壤有十分良好的影响。

灰化土型的土壤形成作用是苏联欧洲部分以及西伯利亚森林地带的特征。这种成土作用类型在高加索,克里米亚,甚至在中亚細亚的高山森林区也可見得到。

在蒙古地区,在杭爱山和肯特山的北坡最阴蔽的地方我們推测也可能有灰化土。尤其在直接与蒙古毗邻的地区——外貝加尔湖南部阴蔽的山坡上到处都可发现灰化或輕度灰化土 [Л. И. 普拉索洛夫 1927; М. М. 菲拉托夫 (Филатов), 1945; К. П. 高尔申宁 (Горшенин), 1939 等]。

但是,我們在杭爱山蔽阴地区所采的第一个剖面发现了这种土壤在形态和化学性质与上述研究者在外貝加尔所阐述的土壤有某些差别。

根据我們已有的資料,在蒙古境内我們可以分出三种森林土,即暗灰色森林土,灰色森林土(具有灰化特征)和浅褐色暗灰色森林土。

为了表述暗灰色森林土,我們在罕胡海伊(杭爱山)山北坡下部采了剖面 179。該地坡度約为 $15-18^{\circ}$, 植被——落叶松林。土壤表面为不厚的枯枝落叶层,并为森林多种草类所复盖。

暗灰色森林土广闊地分布在杭爱山、肯特山的北坡和庫苏古尔湖地区。按形态特征而言,这种土壤具有相当厚的腐殖质层(70—90 厘米)、暗灰色(黑土型的)、团块-核状结构,在 70—80 厘米处有明显的碳酸盐淀积层,下层呈棕灰色。

不难看出,以上說明并不能証明在这种土壤中有灰化过程的存在。而这里是在落叶松林下形成的、特殊的暗灰色(黑土型的)森林土。

在暗灰色森林土中,表层腐殖质含量(0—5 厘米)可达 15—20%。通常在 10—15 厘米深处便可看出腐殖质含量的显著下降。但是在 10—15 厘米以下,腐殖质含量的变化很緩慢。这种土壤表层

腐殖質絕對含量高,显然,这可以用其中粗腐殖質顆粒分解困难来解释,因而,在表层中腐殖質含量的百分比就有所增高(表9)。

表9 暗灰色森林土壤腐殖質和 CO₂ 的測定資料(%)

分析者:彼斯帕洛娃

剖面号碼	深度(厘米)	腐殖質含量(丘林法)	CO ₂ (%)
179	0—5	19.7	沒有
	10—15	8.2	沒有
	25—30	4.8	沒有
	65—70	4.95	沒有
	80—85	2.1	0.09
	105—110	—	8.91
484	0—5	7.6	沒有
	10—15	5.4	沒有
	25—30	2.8	沒有
	45—50	2.0	沒有
470	65—70	—	0.12
	0—5	10.5	沒有
	10—15	6.1	沒有
	25—30	2.5	沒有
	55—60	3.06	沒有
	75—80	1.64	—
19E	6—20	4.09	沒有
	20—36	0.60	沒有
	40—66	0.33	沒有
	105—110	0.25	沒有

根据机械組成,其中最常見的是壤質土,稀少为粘土与輕壤土,但是,所有这些土壤通常都有某种程度的砾質化。

从表10(剖面179)中可以看出,除了大量直径小于0.01毫米的顆粒外,也含有很多其他粒級的顆粒,直到石块和碎石。在蒙古人民共和国的大部分地区上都是这类机械組成的土壤,这是由于这个地区具有山地特征并存在有致密的結晶岩和变质岩以及存在有殘积和坡积的过程。

水分提取液的分析不能証明其中总碱度有所降低,而水分提取液的微有着色也不是酸性灰化土(表11)的特征。

根据换算成无腐殖质和无碳酸盐土壤的全量分析结果，我们没有看到二三氧化物和二氧化硅的移动现象(表12)。同样也不具备为灰化土所特有的、矿物质(以20%的盐酸提取液)(表13)沿土层的分布情况。在灰化或轻度灰化土壤中，正如由 K. K. 盖德洛伊茨(1908, 1927), A. A. 罗傑(1931, 1937), Г. 維格涅尔(Вигнер, 1931)的著作中所得知的，矿物的迁移力是很高的，这一点我们在上述暗灰色森林土中并没有看到。

表10 蒙古暗灰色森林土的机械组成(%)

分析者: 尼日·保德卡尔

土壤剖面 号碼	深度 (厘米)	粗骨(毫米)			粗骨粒 級总量	細粒(毫米)			>0.01粒 級的总量	<0.01 (毫米)
		>6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
179	0—5	3.34	3.37	2.94	9.65	13.55	58.73	10.00	91.93	8.07
	25—30	2.03	2.65	2.60	7.28	9.27	33.38	12.98	62.90	37.10
	65—70	1.43	2.09	0.89	4.41	10.51	36.32	13.38	54.62	35.38
	85—90	6.59	3.03	3.84	13.46	10.38	24.23	8.65	56.72	43.28
	105—110	3.92	2.29	1.23	7.44	8.33	19.44	7.40	42.61	57.39
470	0—5	0.24	2.10	4.91	7.25	35.00	34.58	4.60	81.43	18.57
	10—15	6.10	2.48	1.83	10.41	18.12	46.23	5.14	79.90	20.10
	25—30	3.14	3.83	2.38	9.35	18.25	38.60	6.40	72.60	27.40
	85—90	—	1.17	1.25	2.37	10.67	38.42	9.57	61.03	38.97

因此，蒙古的暗灰色森林土不但没有灰化过程，相反地，在其表层具有如下的特点：比较高的总碱度(0.019—0.027%)，高量有机质，厚腐殖层，高烧失量(9—30%)，有碳酸盐层以及矿物质沿剖面较比均匀分布。

灰色森林土(有灰化特征)分布在杭爱山、肯特山的北坡和庫苏古尔湖地区非常荫蔽和潮湿的地方。显然，湿度高，冻层位近地表和雪松-落叶松林的组成(经常有地衣)，对这类土壤的形成有着重大的影响。灰色森林土在具有稠密的越橘灌木丛的落叶松林間也有分布。

这类土壤是发育在不厚的(60—80厘米)、下层常常强度砾质化了的壤土层上。在这种土壤剖面中，特别当剖面变干后可看到生草

表 11 蒙古暗灰色森林土水提取液的分析資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号碼	位 置	深 度 (厘米)	干残 余物 (%)	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''	Na' (按 差数)
				CO ₃ ''	HCO ₃ '					
179	杭爱山和罕胡海伊山北坡, 长洼地	0—5	0.111	沒有	0.027	0.004	0.009	0.007	0.003	0.002
		10—15	0.075	沒有	0.019	0.003	0.018	0.007	0.003	0.004
		25—30	0.043	沒有	0.022	0.002	0.015	0.008	0.003	0.001
		65—70	0.016	沒有	0.024	0.003	0.011	0.008	0.004	0.001
		80—85	0.048	沒有	0.059	0.002	痕迹	0.018	0.005	—
		105—110	0.085	沒有	0.073	0.003	痕迹	0.019	0.004	—
484	鄂尔浑河和色楞格河分水岭上, 透光的闊叶林	0—5	0.098	沒有	0.031	0.002	0.002	0.005	0.002	—
		10—15	0.084	沒有	0.028	0.003	沒有	0.005	0.002	—
		25—30	0.092	沒有	0.023	0.003	沒有	0.006	0.003	—
		45—50	0.071	沒有	0.023	0.003	沒有	0.006	0.002	—
		65—70	0.060	沒有	0.026	0.003	沒有	0.006	0.003	—
470	曼达尔鎮东南的肯特山, 北坡, 长洼地	0—5	0.053	沒有	0.021	0.002	0.002	0.003	0.001	—
		10—15	0.046	沒有	0.024	0.001	0.003	0.003	0.001	—
		25—30	0.038	沒有	0.018	0.001	0.001	0.002	0.001	—
		55—60	0.046	沒有	0.024	0.002	0.002	0.002	0.002	—
19E	赫洛克与奇卡河間的維吾尔山	20—26	0.029	沒有	0.018	0.002	0.006	未測	未測	—
		40—55	0.024	沒有	0.021	0.001	不多	痕迹	未測	—
		105—110	0.032	沒有	0.023	痕迹	不多	痕迹	未測	—

* 剖面 19E 是由 Л. И. 普拉索洛夫“南貝加尔湖地区”一文中借用的。

亚层顏色变淡, 这使我們猜想这种土壤具有輕度灰化的現象。在这种成土类型的其他一些剖面中, 同样也可看到淡灰色的生草亚层以及剖面下部有棕褐色的斑点。

我們在距曼达尔鎮东南 8—10 公里处、肯特山北坡的落叶松林中(具有灌木越橘)采集的剖面 470 可以說明这种成土类型。

这种土壤的特征是: 腐殖質层比較厚, 具松散的团块构造, 沒有明显的淀积层与石灰反应。仅仅陡坡上的土壤是例外, 在陡坡上土被的厚度已大大减小; 在这种地方, 在 25—30 厘米处常常看到整片的、由基岩所形成的砾石和石块。

灰色森林土大部分属于壤土, 也常常有砾質的(參看表 10, 剖面 470)。

表12 平胡海伊山暗灰色森林土的全量分析

剖面 号码	深度 (厘米)	水分	腐殖质	烧失	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₃	SO ₃	P ₂ O ₅	总的		硅酸盐的		Na ₂ O+ K ₂ O	CO ₂	总计
											CaO	MgO	CaO	MgO			
179	0-5	3.86	19.7	30.00	45.21	10.87	6.63	0.23	0.59	0.13	2.24	1.98	2.24	1.98	2.12	0.00	97.88
	10-15	1.99	9.2	13.35	54.94	14.42	8.47	0.22	0.57	0.06	1.74	2.55	1.74	2.55	3.68	0.00	96.32
	25-30	1.43	4.8	9.18	57.52	14.25	9.08	0.19	0.46	0.03	1.86	2.37	1.86	2.37	5.06	0.00	94.94
	65-70	1.44	4.9	8.77	58.58	15.91	8.10	0.19	0.44	0.15	2.00	2.00	2.00	2.00	3.86	0.10	96.14
	105-110	0.95	2.1	13.84	47.51	11.74	7.41	0.09	0.62	0.10	12.68	2.39	0.91	2.39	3.55	9.24	96.45
占无腐殖质与无碳酸盐土壤(%)																	
179	0-5	—	—	—	64.65	15.54	9.48	0.33	0.48	0.19	—	—	3.20	2.83	3.03	—	99.73
	10-15	—	—	—	63.35	16.63	9.77	0.25	0.66	0.07	—	—	2.01	2.94	4.24	—	99.92
	25-30	—	—	—	63.27	15.67	9.99	0.21	0.51	0.03	—	—	2.05	2.61	5.57	—	99.91
	65-70	—	—	—	64.20	17.44	8.88	0.21	0.48	0.16	—	—	2.19	2.19	4.23	—	99.98
	105-110	—	—	—	63.90	15.79	9.98	0.12	0.83	0.13	—	—	1.22	3.21	4.77	—	99.95

注: 载在本著作中的所有全量分析, 都是由地质调查队试验室内的化学家工作组完成的。这些化学家是 Г. Ф. 罗帕特尼科夫 (Лопатников), Н. А. 卡史帕洛夫 (Каширов), Т. А. 布尔吉诺娃 (Бурдинова), М. М. 彼斯帕洛娃。这项工作是在 Г. Ф. 罗帕特尼科夫领导下进行的。在以下全量分析的表中, 上述姓氏不准备一一列举。

表层(0—5厘米)腐殖质含量达10.5%。从10—60厘米往下,腐殖质沿剖面的分布数量是不均匀的。在25—30厘米深处,腐殖质含量和水提取液的总碱度都降低,这使我们推想在这种土壤中可能有灰化现象(参看表9和11,剖面470)。

表 13 罕胡海伊山暗灰色森林土 20% 鹽酸提取液的分析材料(%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号码	深度 (厘米)	SiO ₂	Al ₂ O ₃ +P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	SO ₃	CaO	MgO
179	0—5	0.13	4.76	5.12	0.25	1.37	1.68
	10—15	0.23	8.46	5.28	0.14	0.98	2.45
	80—85	0.21	11.72	3.08	0.04	1.09	2.06
	105—110	0.27	5.32	5.80	0.11	12.23	2.31

但是,在蒙古人民共和国境内我们还没有看到过强度灰化土。

首先,这是由于在蒙古的森林中是以西伯利亚落叶松为主,西伯利亚落叶松对生存环境的要求较杨树或偃松为宽。因此,在蒙古的落叶松-欧洲赤松林中可能进行着大规模的森林枯枝落叶层的矿化作用。在枯枝落叶层矿化时并不形成中间的酸性分解产物,即使形成则其量很少。其次,该地区良好的坡度和土壤的砾质化都可充分保证过剩水分的逕流作用。而最后,具有灰化特征的灰色森林土是发育在石灰岩的残积物上。

所有这些条件,显然不可能在蒙古人民共和国的领域上发育强度的灰化层。这种土壤不大的灰化度无疑地也就降低了其中铁结核或铁结核层形成的可能性。

Л. И. 普拉索洛夫和 Н. Д. 伊梅利亚诺夫曾根据化学成分对外貝加尔南部的灰化土进行过阐述。但是他们的灰化土与我们的弱灰化土就腐殖质含量及其沿剖面的分布而言则有某些区别(参看表9,剖面470和19E)。

外貝加尔南部轻度灰化土的全量分析(借用 Л. И. 普拉索洛夫)证明有比较轻的灰化度,其中二氧化硅的绝对含量也相当少。但是当把分析换算成无腐殖质的物质时,二氧化硅的积累也和淀积层一样都无明显表现(表14)。

表 14 哈尔平山硬灰土的全量分析(借用 J. M. 普拉索洛夫著作中的分析; 外具加奈湖南部)

分析者: A. M. 顿捷尔什帖普和 H. E. 柴立诺夫

剖面 号码	深 度 (厘米)	吸湿水	化学 结合水	腐植质	烧失	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Mn ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	总重
19E*	6—20	4.23	3.41	4.38	7.79	58.93	6.43	17.48	0.60	1.60	1.69	2.18	3.26	0.20	0.39	100.05
	20—36	1.91	2.06	0.61	2.66	65.25	5.00	16.08	0.09	1.94	1.70	2.80	3.51	0.14	0.31	99.48
	40—66	3.55	2.94	0.33	3.27	61.48	6.53	17.45	0.06	2.51	2.04	2.88	3.00	0.11	—	100.67
	105—110	5.54	4.14	0.25	4.39	59.51	7.17	18.95	0.10	2.23	1.90	2.99	2.68	0.12	—	101.14
占 无 腐 殖 质 物 质 (%)																
19E	6—20	—	3.57	—	—	61.58	6.72	18.30	0.12	1.67	1.77	2.28	3.41	0.21	0.41	—
	20—36	—	2.07	—	—	65.70	5.03	16.20	0.10	1.95	1.71	2.82	3.53	0.14	0.31	—
	40—66	—	2.95	—	—	61.70	6.60	17.81	0.06	2.52	2.05	2.89	3.01	0.11	—	—
	105—110	—	4.15	—	—	59.70	7.19	19.00	0.10	2.23	1.90	2.99	2.68	0.12	—	—

• 剖面 19E——伊兹利亚诺夫。

暗灰褐色森林土主要分布在平坦的分水岭上以及东南向与西南向的緩坡上。在鄂尔渾河和色楞格河，鄂嫩河和烏尔札河的分水岭上，在杭爱山、肯特山、庫苏古尔湖地区的緩坡上以及在哈尔希林山区都可看到。

这些地区通常是為比較稀疏透光的泰加落叶松或落叶松-欧洲赤松羣落所复盖。这种森林透光良好，干燥，而且几乎没有枯枝落叶层。

在西南向和东向坡以及在分水岭上相当強烈的日照促进了有机殘余物的強烈分解。透光度进一步的增長以及与此有关的、該区干旱程度的增加，显然可能引起該区森林的衰退。

暗灰褐色森林土向草原黑土、有些地方向暗栗鈣土的过渡是极其緩慢的。在这种土壤中的很深处，有时也无石灰反应。但是在腐殖质层之下可常常遇到丰富的碳酸盐結核。

为了說明这类土壤，我們在布尔根东北約 30—35 公里的鄂尔渾河和色楞格河的分水岭上，在透光的泰加落叶松林下采了剖面 484。土壤表面为禾本科-多种草类植物羣落所复盖。

这种土壤和具有灰化特征的暗灰色和灰色森林土有很大的区别。它具有带褐色的暗灰色腐殖层，有較高的石灰反应（35—50 厘米）层和有明显的碳酸盐淀积层。

暗灰色褐色森林土就外部特征而言常与草原土很接近，与灰色森林土比較，在这种土壤剖面中看不到腐殖质含量的显著变化，但水提取液的总碱度有所增高（表 9 和 11，剖面 484）。

正如上面已經指出的，灰色森林土常常出現为灰化土所特有的、淡灰色的生草亚层，但是，这种色调非常淡。在灰色森林土中石灰結核层常常不存在，或者比褐色森林土低得多。

这类土壤与 Л. И. 普拉索洛夫和 Н. Д. 伊梅利亚諾夫 (Емельянов, 1914) 在外貝加尔南部所描述的暗灰褐色森林土相类似。

在蒙古森林带中，我們沒有发现灰壤或強度灰化土。这一方面可能与这种森林土发育在石灰岩的殘积物上有关；另一方面，可能是由于降雨量小（300—350 毫米），不能保証碳酸盐由土壤表层淋失，

因而土壤的灰化作用便受到了阻碍。而最后,这里尚有荒漠的影响(草原侵入森林),我們发现蒙古的森林具有島状的特征,它有良好的透光性,无林下层,在很多情况下,森林中有发育很好的草本复被,可证实这种情况。

森林进一步的稀疏和衰退,便使森林土为草甸-草原黑土所代替。

6. 黑 土

在蒙古人民共和国境内,黑土广泛地发育在绝对高度为 1,400—1,600 米的森林草原和山地草原带。

黑土主要分布在杭爱山、肯特山的北坡和西北坡和庫苏古尔湖地区以及鄂尔浑河和色楞格河的分水岭上。在西部分布在哈尔希林山区相同的斜坡上。在蒙古阿尔泰山则分布在面向布尔根河的斜坡上。在东部它分布在鄂嫩河和烏尔札河的分水岭上和大兴安岭的山前地带(参看土壤图)。

在蒙古的北部有些地方遇到有孤立的、寬广的森林草原和草原带,在这里发育着良好腐殖质化的土壤,这种土壤是黑土型的各种特殊的变型。

黑土的成土过程是在草甸草本植物羣落下,主要是在碳酸盐黄土状母质上进行的。对黑土成土作用具有决定意义的是植物羣社的特点和含有 CaCO_3 的成土母质的化学特性。

凡是在有森林的北坡与广阔的、逐渐下降的河谷相接壤的地方,或者是山脉逐渐过渡为大起伏的森林草原和草原的平原的地方。上述的土壤发育都很良好。在任何情况下都可遇到不同类型的黑土,其中,不仅可以看到与俄罗斯欧洲部分的肥沃黑土相似的土壤,而也可以看到相似南方黑土的土壤。

由于该区环境特殊,所以蒙古的黑土和俄罗斯欧洲部分的黑土是不同的。

蒙古的成土母质主要是石灰质岩层:花岗岩、玄武岩和硬砂岩。在堆积物中,冰积物、冲积物和洪积物有广泛发育。这些母质的物理

性質在多数情况下是机械組成的粗骨性。在平原、斜坡以及河谷的某些地方沉积有比較厚的細土层,但是通常其中都含有大量的砂-砾物质。

在这里,黑土的形成并不与任何一定的母岩有联系。例如,在杭爱山和肯特山,我們看到了在同一种母岩(变質的)上发育着黑土,黑土之上发育着灰色森林土或山地草甸土,沿斜坡向下黑土則为栗鈣土所代替。

在蒙古人民共和国的北部,草原和森林的分布与气候、地区高度和坡向有着密切的联系。北坡获得的水分較南坡大,所以在北坡自生长期开始,土壤的表层就能或多或少地保証供給产生大量植物物质所需要的水分,因而也就促进了腐殖质和营养物质在土壤中的大量积累与結構体的形成。蒙古黑土的特点是淋溶度較小,营养物质丰富和具有很高的肥力。

必須指明,如果說有关蒙古草原和荒漠土壤的資料在很多旅行家和研究者的著作中可以找到的話,那么在文献中我們还没有发现有关蒙古黑土的任何报导。

当然,有关外貝加尔湖地区的黑土,大家已由移民考察局(菲拉托夫,苏卡切夫,阿布林,波普拉夫斯卡娅)的报告中以及从最近 Л. И. 普拉索洛夫,克拉秀克(Красюк), К. П. 高尔申宁等人的著作中知道了。

根据这些研究者的报告,涅尔勤斯克草原和埃拉温斯克山地的黑土部分是草甸土变質的产物,在这种土壤中可看到明显而整片的碳酸盐新生体和下渗深度极不均匀的腐殖质染色体(舌状)。

在1915年,К. Д. 格林卡在概述外貝加尔湖地区黑土时写道:“我們拥有的、关于外貝加尔湖地区草原带的一切資料說明,这里沒有黑土,虽然在西西伯利亚和叶尼塞斯克省也看到具备这种形态的土壤,但这种土壤是与黑土相近的地区性土壤,带有草甸或盐化特征”(К. Д. 格林卡,1915)。

但是,在 Л. И. 普拉索洛夫的著作中,已經指出在外貝加尔湖地区南部有肥沃、淋溶和南方黑土。

我們的調查證明，在蒙古，黑土型森林草原是由于垂直地帶性表現出來的，它和外貝加爾湖的森林草原有如下的區別：地形切割較重，降雨量少，土壤淋溶較弱。

根據已有的資料，在蒙古境內我們可以分出以下幾個黑土亞類：

1. 肥沃黑土（腐殖質在 10% 以上）；
2. 普通黑土（中等腐殖質）（腐殖質為 6—10%）；
3. 南方黑土（少腐殖質）（腐殖質為 4—6%）。

把蒙古黑土這樣劃分，在頗大程度上是有條件的，但這還不能徹底解決它在總的土壤分類中的地位問題。同時還必須指出：僅僅這幾個蒙古黑土的主要類型，在某種程度上可以同其他地區公認的黑土類型相比較。所有其餘比較詳細的分類，無疑地僅具有地區性的意義。

肥沃黑土在杭愛山、肯特山和庫蘇古爾地區以及在蒙古北部、西北部和東南部等地區有小面積的分布。這種土壤主要發育在高度為 1,500—1,600 米的北向和西北向坡上，這兒是森林草原帶的最上部，是草原侵入森林的邊緣。

肥沃黑土腐殖質層的厚度約為 50—70 厘米。這種黑土與分布在蘇聯歐洲地區平原上的肥沃黑土有某些區別。蘇聯歐洲地區的肥沃黑土，腐殖質層的厚度可達 100—120 厘米。上述蒙古的黑土從表面起到 25—35 厘米深處為暗灰色，差不多近於黑色，向下層的過渡是逐漸的。表層有良好的團粒狀構造，團粒狀構造隨深度而轉變為粒狀-團塊構造。表層腐殖質的含量一般大於 10%。在腐殖質層之下有碳酸鹽新生體，而土壤泡沫反應層也稍高。按機械組成而言，這種土壤是壤質和粘質的變種，但通常具有一定程度的礫質化，易溶鹽類為萬分之幾。

為了說明這類土壤，我們採集了二個剖面，剖面 325 位於曼達爾鎮（肯特山）東南 8—10 公里森林邊緣的洼地中，植被為華麗的禾本科-多種草類植物羣落。剖面 121 是位在杭愛山中、距古爾明-高拉查 15—18 公里和楚里特河以西 1 公里、生長羽茅-多種草類草原的斜坡上。

表 15 蒙古北部厚層黑土的腐殖質, P_2O_5 , CO_2 和 pH 的測定資料
分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面號碼和位置	深 度 (厘米)	腐殖質(%) (丘林法)	P_2O_5 (按吉尔山諾 夫法) (毫克數)	CO_2 (%)	pH
325 (肯特山)	0—5	12.4	未 測	—	6.5
	15—20	6.7	未 測	—	7.0
	45—50	2.8	未 測	—	7.0
	65—70	1.3	未 測	0.05	7.0
	95—100	—	未 測	2.08	7.0
121 (杭愛山)	0—5	10.96	12	—	7.0
	10—15	5.60	3	—	7.0
	20—25	6.50	1	0.30	7.0
	45—50	1.2	1.5	1.82	7.0
	70—80	—	—	0.03	7.0

从表 15 資料中可以看出,在这种土壤的表层(0—5 厘米)中,腐殖質的含量可达 11—12%。向下至 10—15 或 15—20 厘米深处,腐殖层含量显著降低。

至于說到磷酸, A. T. 吉尔山諾夫(Кирсанов)方法測出的数值較小。这种方法不适用于碳酸盐土壤,但是在全量分析中我們可看到磷酸的含量比較大(表 18)。

肥沃黑土的特点是中性($pH = 7.0$)反应,但是,在剖面 325 (在森林边缘的外围)的表层中, pH 值为 6.5。在这种情况下,黑土土壤溶液的反应是視每年不同时期的湿度而变化的。

个别土层机械分析的比較資料以及我們上面所引用的、整个剖面的分析資料(參看表 16)可得出这样結論:土壤的組成是不一样的。总的說来,这类土壤在某种程度上都是砾質化的,而且在个别层次中,砾質化的程度还相当大。根据砂和物理性粘粒的含量,它們也有显著的区别。例如,剖面 121,就机械組成而言为砂壤土,可是剖面 325,則为粘土变种。

肥沃黑土的水提取液含易溶盐类很少。其中易溶物质总量的逐层变化由 0.054 到 0.162%。正碳酸盐碱度不存在,重碳酸盐碱度沿垂直剖面的变化由 0.016 到 0.085 (表 17)。

表 16 蒙古森林草原带最上部肥沃黑土的机械分析资料(%)

分析者: 尼日-保德卡尔

剖面 号码	深度 (厘米)	粗骨(毫米)			粗骨粒 级总数	细粒(毫米)			全部粒 级总数	<0.01 毫米
		>6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
325	0—5	0.68	1.09	0.76	2.53	13.65	52.63	10.72	79.53	20.4
	15—20	0.31	0.73	0.21	1.25	9.87	31.60	12.84	55.56	44.4
	45—50	1.25	1.73	2.01	4.99	11.40	32.30	4.75	53.44	46.5
	95—100	2.96	2.05	1.04	6.05	7.52	24.43	7.52	45.52	54.4
121	0—5	0.33	0.42	1.87	2.62	20.17	37.00	31.20	90.99	9.0
	20—25	0.59	0.59	1.18	2.36	29.29	29.78	28.80	90.23	9.7
	45—50	2.32	0.67	0.76	3.75	48.61	33.69	9.62	95.67	4.3
	75—80	3.65	1.21	2.15	7.01	55.79	37.20	—	100.00	—

全量分析资料表明,所有元素逐层的分布是比较均匀的。这种土壤含硅酸约为 80—90%, 氧化铝约为 2.5—6%, 氧化铁约为 3—3.5%。SiO₂ 的含量高与 Al₂O₃ 和 Fe₂O₃ 的含量低是同土壤的机械组成有密切关系的(参看表 16)。可见在土壤形成过程中,在黑土中看不到象在灰化土中所发生的那种残余石英的累积。相反的,由于黑土成土过程的结果,母岩的硅酸盐部分却很少分解(表 18)。

表 17 肥沃黑土水分提取液的分析材料(占风干土壤%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号码 和位置	深度 (厘米)	干残 余物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''
			CO ₃ ''	HCO ₃ '				
325 肯特山	0—5	0.084	没有	0.020	0.002	0.004	0.002	0.001
	15—20	0.063	没有	0.015	0.001	0.003	0.002	0.002
	45—50	0.054	没有	0.016	0.002	0.005	0.003	0.002
	65—70	0.056	没有	0.027	0.003	0.006	0.002	0.001
	95—100	0.063	没有	0.041	0.003	0.009	0.008	0.003
121 枕爱山	0—5	0.074	没有	0.036	0.005	0.001	0.025	—
	10—15	0.153	没有	0.079	0.005	0.001	0.020	—
	20—25	0.162	没有	0.085	0.007	0.001	0.030	—
	45—50	0.103	没有	0.065	0.010	0.001	0.015	—
	75—80	0.128	没有	0.035	0.010	0.001	0.020	—

表 18 肥沃黑土全量分析資料

剖面深度 号碼 (厘米)	湿度	烧失量	腐植質	SiO ₂	Al ₂ O ₃ (按差数)	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Mn ₂ O ₃	SO ₃	F ₂ O ₃	总的		硅酸盐的		CO ₂	总量	Na ₂ O+ K ₂ O (按差数)
											CaO	MgO	CaO	MgO			
121 0—5	1.82	15.22	10.96	71.46	5.39	3.20	0.29	0.06	0.43	0.25	1.61	0.75	1.61	0.75	0.00	98.66	1.34
10—15	0.80	6.55	5.60	81.38	3.58	0.06	0.23	0.05	0.46	0.17	2.50	0.63	1.37	0.63	0.89	98.61	1.39
20—25	0.76	5.77	6.50	84.14	2.28	2.70	0.23	0.02	0.33	0.17	3.01	0.85	0.65	0.85	1.86	99.55	0.45
45—50	0.25	1.76	1.20	88.07	3.37	3.07	0.23	0.02	0.26	0.15	1.19	0.79	—	0.64	1.11	98.92	1.08
75—80	0.30	1.17	—	90.89	2.39	2.86	0.19	0.01	0.27	0.07	0.85	0.58	0.85	0.58	0.01	99.28	0.72
* 占 絕 对 干 土 (%)																	
占 煅 烧 的 无 碳 酸 盐 土 壤 (%)																	
121 0—5	—	—	—	84.32	6.36	3.78	0.34	0.07	0.51	0.30	—	—	1.90	0.88	—	100.04	1.58
10—15	—	—	—	87.89	3.87	3.30	0.25	0.05	0.50	0.18	—	—	1.48	0.68	—	99.70	1.50
20—25	—	—	—	91.71	2.49	2.94	0.25	0.02	0.41	0.18	—	—	0.71	0.93	—	100.13	0.49
45—50	—	—	—	90.71	2.47	3.16	0.24	0.02	0.27	0.15	—	—	—	0.66	—	99.79	1.11
75—80	—	—	—	91.80	2.41	2.89	0.19	0.01	0.27	0.07	—	—	0.86	0.59	—	99.82	0.73

20% 盐酸提取液的資料可使我們更逼真地認識土壤可溶性矿質部分的組成(表 19)。

硅酸化合物溶于盐酸提取液中的量不大, CaO 与 MgO 几乎全部溶解, Al₂O₃ 可溶解 1/3, 而 Fe₂O₃ 則占全量的一半以上。

因此, 黑土中所进行的成土过程反映出在表层累积了腐殖質和灰分元素, 而易溶盐类則几乎全部淋失。

表 19 肥沃黑土 20% 鹽酸提取液的分析資料(%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号碼	深 度 (厘米)	SiO ₂	Al ₂ O ₃ +P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	SO ₃	CaO	MgO
120	0—5	0.13	1.58	2.20	0.15	0.97	0.74
	10—15	0.16	1.10	2.30	0.10	2.11	0.61
	20—25	0.10	2.08	1.92	0.09	2.72	0.72
	45—50	0.13	0.48	1.92	0.05	0.43	0.47
	75—80	0.19	1.64	1.80	0.05	0.39	0.54

成土作用的外部反映是表层呈現黑色, 50—70 厘米的深度以內出現团块-粒状构造和形成碳酸盐层。

普通黑土(中等腐殖質)发现在森林草原带的北坡(杭爱山, 肯特山, 庫苏古尔湖附近, 哈里希尔山以及其他地区), 它位在肥沃黑土之下。

在蒙古的森林草原地带中, 由于地区位置的特点, 干草原常常占第一位, 干草原可完全排挤肥沃黑土上的高草原。我們可想象得到, 肥沃黑土与其他山区相似都是由森林向草原的过渡。在这里, 肥沃黑土常常为中等腐殖質的黑土或普通黑土所代替。但是, 在这些地方也能遇到为南方黑土甚或栗鈣土代替普通黑土的、极其明显的过渡。

土壤的不同变化以及由具有丰盛的大量禾本科植物和寬叶草类的草原植物羣落向比較貧乏的干草原的过渡, 不仅与温度不同和坡度的雨量有关, 而且也与土壤机械組成的变化有关。土壤的砾質度是蒙古山地草原极重要的特征, 在这里, 大部分地表都是砾壤質的殘积物或坡积物。

象我們在上面已指出的，肥沃黑土主要分布在森林邊緣的四周。在北坡和西北坡，在肥沃黑土之下則分布着普通黑土或中等腐殖質的黑土。

普通黑土最典型的特征是：1) 顏色十分黑，帶有褐色色調；2) 團塊-粒狀結構；3) 表層含腐殖質 8—10%；4) 自 20—35 厘米深處起有泡沫反應；5) 在 45—55 厘米深處（腐殖質亞層）有大量碳酸鹽新生體；6) 土層中缺乏易溶鹽類；7) 輕或中等的機械成分；8) 礫質化。

為了說明普通黑土，我們在阿爾丹-布拉克城以南 3—3.5 公里處、植被為羽茅-多種草類草原的山前斜坡上採集了剖面 214。

在轉述普通黑土的化學特性之前，首先談談腐殖質的含量。腐殖質在表層的含量可達 8.5—9.5%。

腐殖質隨深度而逐漸減少是黑土型土壤的重要特徵（表 20）。

表 20 蒙古北部中等腐殖質（普通）黑土中的腐殖質， P_2O_5 ， CO_2 和 pH 的測定資料

分析者：M. M. 彼斯帕洛娃

剖面號碼和位置	深度 (厘米)	腐殖質 (按丘林法)	P_2O_5 (毫克數) 根據吉爾山 諾娃法	CO_2 (%)	pH
214 (肯特山)	0—5	9.5	—	—	7.0
	15—20	6.4	—	—	7.0
	35—40	3.1	—	1.93	7.0
	45—50	—	—	15.73	7.5
	70—75	—	—	—	7.5
	95—100	—	—	—	7.0
197 (庫蘇古爾湖附近)	0—5	8.4	—	—	—
	10—15	7.9	1	—	—
	25—30	2.4	1	1.19	—
	45—50	0.9	—	9.2	—
	65—70	—	—	17.8	—
178 (枕愛山)	0—5	8.4	—	—	—
	10—15	5.6	—	—	—
	20—25	4.6	—	0.27	—
	35—40	2.97	—	11.0	—
	75—80	—	—	9.7	—
	100—105	—	—	2.05	—

表 21 蒙古北部普通(或中等腐殖質)黑土的机械組成
分析者: 尼日·保德卡尔

剖面 号码	深 度 (厘米)	粗 骨 (毫 米)			粗骨粒 級总数	細 土 粒 (毫 米)			全部大于 0.01毫米 的粒級总 数	<0.01 毫米
		>6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
214	0—5	1.90	1.16	1.12	4.18	10.54	83.36	1.92	100.00	—
	35—40	8.36	—	6.86	15.22	26.28	45.78	8.48	95.76	4.24
	95—100	9.09	8.31	0.99	13.39	30.64	32.91	4.87	81.81	18.19
197	0—5	0.40	0.54	2.78	3.72	17.22	51.06	11.00	83.00	17.00
	25—30	0.63	0.78	2.18	3.54	17.24	47.00	16.50	81.28	18.72
	85—90	3.96	2.58	3.67	10.21	16.00	40.50	13.00	79.71	20.29

腐殖質如此丰富是由于每年有大量死亡的植物体(地上和地下部分)参加到土壤中来。

在黑土中,鈣、鎂碳酸盐类所在位置不深(40—50厘米),証明了这类土壤有輕度的淋溶作用。

在机械組成方面,上述黑土由于所在位置不同而有某些差异。在透光的森林边缘周围的黑土,也象肥沃黑土一样,机械組成是較粘重的。而沿山脉和山脉陡坡发育的黑土,机械組成一般都比較輕。

从表 21 的資料中(剖面 214, 位在低的山坡上)可以看出,表层(0—5厘米)粗骨粒級約为 4%,沿土壤剖面向下,粗骨粒級的含量增加。位在透光森林外围的另一剖面(197),机械組成比較粘重,其中含有的粗骨部分也較少。

普通黑土的水提取液缺乏易溶盐类。其中可溶物質的总量(逐层的)不超过 0.030—0.137%。无正碳酸盐碱度,重碳酸盐碱度逐层的变化为 0.010—0.096%,氯离子和硫酸根离子的数量为十万分之几(表 22)。

从上面的叙述中可以看出,上述黑土富含有机質,淋溶弱,并为盐基所饱和。盐基饱和度决定了土壤稳定的团块粒状构造,并創造了有利的空气状况和生物化学过程的良好条件。

少腐殖質的“南方”黑土或向栗鈣土类过渡的黑土,其构造和腐殖質含量均与外貝加尔湖南部,特别是与頓河和古比雪夫等地区所

描述的南方黑土很接近。

如果說蒙古的肥沃和普通黑土是位于森林草原带的北坡和西北坡的华丽多种草类植物羣落下,那么,少腐殖質黑土或南方黑土則位在与其相反的南坡和东南坡上。

在北坡的森林草原带也有南方黑土的分布,特别是在坡向改变,土壤和植物羣落在这些地方沿斜坡向下发生更替时,就很快地出現具有南方黑土或栗鈣土的干草原。

根据地区高度而言,上述黑土分布在山坡的中部。在这里,高草原好象是向低坡較貧瘠的草原的过渡。

表 22 蒙古北部中等腐殖質或普通黑土中水分提取液的分析資料
分析者:彼斯帕洛娃

剖面 号码	深 度 (厘米)	干残余物	碱 度		SO ₄ ''	Ca''	Mg''	Na' 根据差数
			HCO ₃ '	Cl'				
197	0—5	0.221	0.096	0.005	0.004	0.020	0.004	0.011
	10—15	0.137	0.071	0.003	沒有	0.018	0.004	0.011
	25—30	0.094	0.049	0.003	沒有	0.013	0.003	0.001
	45—50	0.058	0.049	0.003	沒有	0.013	0.003	—
	65—70	0.054	0.052	0.003	沒有	0.013	0.003	0.001
	85—90	0.057	0.047	0.003	沒有	0.013	0.001	0.003
214	0—5	0.030	0.010	0.001	0.002	0.010	—	—
	15—20	0.037	0.015	0.002	0.002	0.010	—	—
	35—40	0.052	0.032	0.001	0.001	0.015	—	—
	45—50	0.050	0.029	0.001	0.001	0.015	—	—
	70—75	0.042	0.027	0.001	0.001	0.015	—	—
	95—100	0.033	0.012	0.001	0.001	0.010	—	—

分布在蒙古境內的少腐殖質黑土或“南方”黑土最典型的特征是:腐殖質层(40—50厘米)的厚度不大,腐殖質层的厚度与坡度有密切关系。这种土壤从10—20厘米深处,有时从表层起即有石灰反应。在25—45厘米深处有大量碳酸盐新生体。表层(0—5厘米)腐殖質的含量为5—6.5%。按机械組成而言,少腐殖質黑土与上述黑土一样,变化很大,亦即从輕壤土到重壤土,有时是粗骨的。易溶盐类几乎全部从土层中淋洗掉。

根据腐殖质层的厚度和碳酸盐新生体的深度，正如下面可以看到的，它与栗钙土很近似，但是，按腐殖质含量和泡沫反应层的深度又接近南方黑土，并且与南方（頓斯科耶和古比雪夫）黑土不同的，是在这些土壤的剖面中通常缺乏石膏。

为了闡明这种土壤，我們挖了几个剖面；剖面 174 位在西部的大湖盆地中，約在烏布苏湖东南 25—30 公里，塔格塔金希勒山坡上，植被为羽茅-蒿属植物羣落；剖面 189 位在帖斯河第四級阶地的緩坡上，是在帖斯河从杭爱山流入广闊的烏布苏湖低地附近（或台尔明湖西北 110—120 公里），植被为羽茅-冰草植物羣落；剖面 207 位在布尔根西北 40—45 公里的鄂尔浑河与色楞格河的分水岭上，植被为羽茅-多种草类草原。

由少腐殖质黑土向栗钙土的过渡常常是不明显的。这种情况主要发生在为草原所占据的山前丘陵地带（塔格塔金希勒、罕胡海伊、布勒納山等）。这里的少腐殖质黑土根据腐殖质层的顏色和深度而言与栗钙土很接近，但它和栗钙土的区别是碳酸盐层位置降低。以机械組成和高的透水性来解释碳酸盐位置的降低我們尚无根据，因为在同一个区域和同一种粗砾质壤土和砂壤土上，常常遇到具有高位碳酸盐层的栗钙土。但我們毕竟还是把这一十分特殊的土壤归併在少腐殖质黑土或南方黑土中。同时，它与南方（頓河）黑土的区别是腐殖层的厚度較小，碳酸盐层位置升高，在土壤剖面中无石膏結核。

上述黑土表层腐殖质的含量为 4.9—6.5%。同时由于坡度陡緩或土壤机械組成的不同，腐殖质随深度的降低是有急有緩的。

在这种土壤中，从表层到 15—25 厘米深度内无 CO_2 （碳酸盐的）存在，但在 25—45 厘米深处其含量可达 4—8%。由于土壤强度砂质化，碳酸鈣从土层中淋洗很深（剖面 371），或者只能在分析上发现很少的数量（剖面 189，表 23）。在不很深的地方有碳酸鈣結核的累积，証明这类土壤被大气降雨所淋洗的程度不大。

根据机械組成，少腐殖质黑土为壤土或輕壤土，粘质的变种較少。这种土壤的机械組成是視母质和地形的特点而定。发育在斜坡上的土壤在其組成中，一般含有 8—14% 的粗骨，粗砂和中砂（剖面

表 23 在少腐殖質(南方)黑土中腐殖質和 CO₂(碳酸鹽的)含量的測定資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号碼	位 置	深度(厘米)	腐殖質(%) (按丘林法)	CO ₂ (%)
179	哈尔希拉山	0—5	6.2	—
		10—15	3.19	—
		25—30	1.8	0.90
		45—50	0.8	8.21
189	包勒納山(杭愛山)	0—5	6.4	—
		10—15	5.3	—
		25—30	1.6	—
		45—50	0.9	2.3
		65—70	—	0.35
		95—100	—	0.15
174	格塔金希勒山(朝向烏布蘇盆 地的斜坡)	130—135	—	0.16
		0—5	4.95	—
		10—15	—	1.46
		20—25	2.8	4.78
		45—50	—	—
207	鄂尔浑与色楞格河分水岭	65—70	—	—
		95—100	—	1.94
		0—5	6.5	—
		15—20	4.3	0.03
371	面向烏尔札河谷的东北坡	35—40	1.3	4.30
		95—100	—	—
		0—5	5.69	—
		15—20	2.19	—
		40—45	0.95	—
		65—70	0.50	—
		90—95	—	—
		105—110	—	—

174)的百分比也很高。发育在砂化母質上的同类土壤,在表层中(由于风化的結果)积累了大量的粉粒和物理性粘粒(< 0.01 毫米)。因此,它的表层是壤土,而下层則为壤砂土(剖面 171)。最后,在平坦地形中形成的土壤(平原或山前阶地的斜坡上),通常都是壤土(剖面 189)或是粘土的变种,而且,一般在某种程度上已砾質化(表 24)。

表 24 蒙古北部少腐殖質(南方)黑土机械組成分析資料(%)

分析者: 尼日·保德卡尔

剖面 號碼	深度 (厘米)	粗骨(毫米)			粗骨粒 級總計	細粒(毫米)			全部 >0.01 毫米粒 級總計	<0.01 毫米
		>6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
171	0—5	—	—	1.57	1.57	22.61	43.15	12.00	79.33	20.67
	25—30	—	0.25	2.32	2.57	35.92	46.71	2.95	88.15	11.85
	65—70	—	0.22	2.12	2.34	38.04	46.88	2.98	90.24	9.76
	95—100	—	0.32	4.32	4.64	40.70	49.07	1.50	95.91	4.09
189	0—5	—	0.29	1.35	1.64	22.59	43.77	11.54	79.54	20.46
	25—30	—	0.31	0.27	0.58	7.95	43.74	17.90	70.17	29.83
	95—100	6.48	2.28	1.73	10.49	17.90	40.23	0.89	78.51	21.49
	130—135	—	—	0.35	0.35	9.96	51.82	7.62	70.10	29.90
174	0—5	1.68	1.97	0.27	3.92	25.94	41.33	19.22	90.39	9.61
	20—25	7.38	4.73	2.84	14.95	21.26	42.52	12.76	91.49	8.51
	65—70	4.50	2.00	1.58	8.08	34.36	41.36	7.00	90.80	9.20
	95—100	8.02	1.68	1.19	10.89	26.23	34.55	10.50	82.17	17.83
207	0—5	0.42	1.88	2.26	4.96	18.13	39.13	8.08	70.30	29.70
	35—40	1.57	4.37	2.68	8.62	15.72	38.38	6.14	69.86	31.14
	95—100	3.41	7.12	5.85	16.38	14.21	20.07	5.02	55.68	44.32

上述黑土的水提取液缺乏易溶盐类,干残余物逐层的含量由 0.036% 到 0.191%。正碳酸盐无碱度,重碳酸盐碱度逐层的含量也不超过 0.010—0.085%。氯离子和硫酸阴离子为十万分之几(表 25)。

“南方”黑土的全量分析資料証明无矿物分解的特征。因此氧化鋁和氧化鉄在各层中的含量仍然是比較一致的,这是土壤形成过程的黑土阶段非常典型的特征。在表 26 中提出的关于黑土剖面化学成分固定性是一个良好的概念。

从引用的分析資料中也可以看出,由于黑土形成过程的结果,除碳酸盐外,母质的硅酸盐部分經受残积过程是較弱的。

在大多数的情况下,风化作用可使这里的致密岩石变为含物理性粘粒(< 0.01 毫米)达 20—30% 的壤土。在比較輕的土壤和岩石中,砂粒的含量大大增加。

水提取液的干残余物逐层的变化不大。易溶盐类 (Cl^- 和 SO_4^{2-})

为十万分之几或仅呈痕迹。

CO₂ (碳酸盐的) 是积聚在下层, 其含量为 4—17%。腐殖质层的总厚度为 40—70 厘米。表层腐殖质含量为 6—12%。

因此, 黑土的形成过程反映在表层中腐殖质和灰分元素的积累以及易溶盐类的淋洗, 由于所在环境不同, 形成碳酸盐层的深度也不

表 25. 蒙古北部薄层(南方)黑土中水提取液的分析资料(风干土壤%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号码	深度(厘米)	干残余物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''
			CO ₂ ''	HCO ₃ '			
171	0—5	0.042	无	0.014	0.003	0.002	0.010
	10—15	0.053	无	0.019	0.002	0.001	0.009
	25—30	0.061	无	0.036	0.002	痕迹	0.014
	45—50	0.073	无	0.052	0.003	痕迹	0.025
	65—70	0.057	无	0.028	0.002	痕迹	0.012
189	0—5	0.064	无	0.017	0.001	0.001	0.005
	10—15	0.085	无	0.024	0.003	0.001	0.005
	20—25	0.181	无	0.085	0.024	0.001	0.001
	45—50	0.136	无	0.059	0.010	0.025	0.002
	65—70	0.191	无	0.083	0.008	0.001	0.005
174	0—5	0.036	无	0.017	0.001	0.002	0.010
	10—15	0.033	无	0.039	0.001	0.002	0.010
	20—25	0.015	无	0.054	0.001	0.001	0.025
	45—50	0.071	无	0.039	0.003	0.001	0.025
	65—70	0.085	无	0.029	0.031	0.001	0.025
207	0—5	0.091	无	0.022	0.028	0.001	0.025
	15—20	0.066	无	0.024	0.003	痕迹	0.006
	35—40	0.049	无	0.024	0.003	痕迹	0.007
	95—100	0.082	无	0.081	0.003	痕迹	0.002
	95—100	0.167	无	0.079	0.001	痕迹	0.011
371	0—5	0.056	无	0.013	0.001	0.011	0.006
	15—20	0.059	无	0.009	0.001	0.008	0.007
	40—45	0.053	无	0.010	0.001	0.004	0.003
	65—70	0.058	无	0.010	0.001	0.004	0.005
	90—95	0.053	无	0.007	0.001	0.001	0.003
	105—110	0.045	无	0.010	0.001	0.015	0.007

同。

蒙古黑土不同于苏联欧洲部分的黑土。蒙古黑土腐殖层的厚度较小，淋溶较弱，在大多数的情况下，碳酸盐层位在45—70厘米深处。

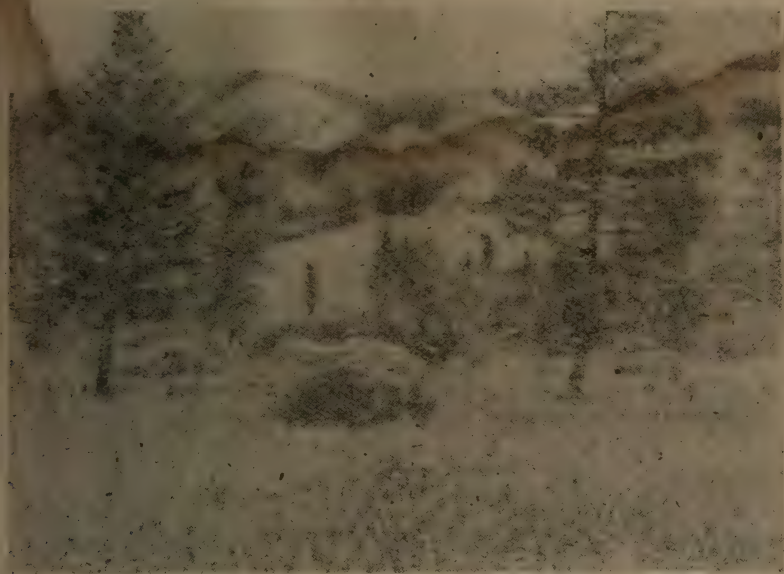


图46 保证黑土发育的、具有禾本科-多种草类(密茂的)植被的林缘

根据所在环境、形态特征和化学组成而言，蒙古黑土与外贝加尔和哈萨克斯坦的黑土相近似。这种相似性是因为蒙古的黑土同样也是发育在山区，并且是垂直地带性的环节之一。该区地形并不象我们俄罗斯黑土草原那样是一望无际的平坦草原，而是山岭或大起伏的地面。蒙古黑土并没有整片的分布，因为它们大部分仅呈狭窄的带状或岛状沿着山脉分布。在这些带之间发育了另一种类型的土壤（参看土壤图）。蒙古黑土在农业方面没有多大利用价值。

在利用黑土从事农业栽培之先，必须考虑到这种土壤许多不利的因素。

这些不利的因素是坡度陡，地面破碎，晚春和早秋有冰冻等。永冻层位置不深也是不利的因素，甚至在7月还可在离地表70—100

表26 蒙古北部少腐殖質(南方)黑土的全量分析資料

剖面 号碼	深度 (厘米)	水分	烧失	腐殖質	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Mn ₂ O ₃	SO ₃	P ₂ O ₅	总的		硫酸盐的		CO ₂	总计	
												CaO	MgO	CaO	MgO			
174	0—5	1.01	5.17	4.95	75.92	7.68	6.65	—	0.02	0.24	0.13	1.49	1.66	1.49	1.66	0.01	98.96	
	10—15	0.84	5.50	—	72.44	7.10	7.00	—	0.13	0.43	0.14	4.37	2.06	2.32	2.06	1.61	99.17	
	20—25	0.96	10.27	2.80	65.00	6.43	6.35	—	0.08	0.62	0.16	8.30	1.79	2.02	1.79	4.93	99.00	
	95—100	0.81	4.96	—	73.58	5.94	6.32	—	0.09	1.36	0.09	5.11	1.92	2.26	1.92	2.24	99.37	
占 絕 对 干 土 壤 (%)																		
占 煨 烧 过 无 碳 酸 盐 土 壤 (%)																		
174	0—5	—	—	—	79.72	8.06	6.98	—	0.02	0.25	0.14	—	—	—	1.56	1.74	—	99.56
	10—15	—	—	—	78.23	7.67	7.56	—	0.14	0.46	0.15	—	—	—	2.51	2.22	—	99.84
	20—25	—	—	—	78.00	7.72	7.62	—	0.10	0.74	0.19	—	—	—	2.42	2.15	—	100.14
	95—100	—	—	—	79.83	6.44	6.86	—	0.10	1.48	0.10	—	—	—	2.45	2.08	—	100.02

厘米深处发现有永冻层。永冻层在降低土壤温度方面无疑是起着很大作用的，它对土壤中的物理-化学和生物过程也有不良的影响。例如，我們常常看到，在有屏障的地方与谷地中，5月份植物已经开始生长起来了，但在高的地方，植物只能勉强地生活。

至于谈到高地的情况(1,400—1,600米)，如果已考虑到苏联的丰富经验，在苏联春播作物已远远向北推进；在帕米尔，2,500米以上的高度上还可种植蔬菜和谷物(苏联科学院通讯院士 П. А. 巴兰诺夫的试验)，那么，我们面对这种困难就不应当有所畏惧。

为了该区的农业利用起见，就需要成立试验站，对试验站应当提出这样的任务：研究播种期，确定播种深度，选择生长期较短的或不倒伏的作物品种，防治侵蚀(翻耕后，耕层有冲刷的危险)以及在該地带与耕作有关的其他任务。

在黑土带适宜于耕作的地段有以下许多地方：台尔明湖以南80—100公里的哈尔希拉山，罕胡海伊(图伦旗)山的北坡、西北坡与东北坡；布勒纳山，塔尔巴哈台山以及库苏古尔湖地区(东萨彦岭)的南坡和北坡，鄂尔浑河和色楞格河、鄂嫩河和烏尔札河的分水岭和阿尔丹-布拉克地区与大兴安岭山前地带等。

与灰色森林土成复区的黑土所占面积约为86,202平方公里，约为蒙古人民共和国国土的5.54%。

7. 蒙古北部的暗栗钙土、栗钙土和低地暗色土

暗栗钙土广泛分布在蒙古北部的草原地带，但有些地方也潜入森林草原中。这种土壤以宽广的带状分布在平行于烏兰巴托—綫达蒙古与苏联国界的范围内，东部从中国东北向西伸延到蒙古阿尔泰(参看土壤图，土壤界线4)。

在蒙古阿尔泰，暗栗钙土过渡到薄层石质变种。

在蒙古北部，暗栗钙土与栗钙土构成的复区约占280,833平方公里，占整个蒙古人民共和国领域的18%，其中低地暗色土所占面积是不大的。

暗栗钙土属山地景观(图47)，这里有杭爱山、肯特山、东萨彦岭

的很多支脉以及丘陵和桌状山。但是，这些高地已被很多河流和其支流所削低与切割。

该地区的草原和位在上部的黑土区比较已更为干旱。这里禾本科-多种草类植被比较低矮，常常为植物羣落所复盖的土壤表面不超过60—80%。但是，在这种草原中间的缓坡和山间谷地中常常分布有良好的禾本科-多种草类的刈草场和野生的三叶草地段。

在暗栗钙土分布地区中，沿低山斜坡和河谷(哈尔希尔河、巴伦土伦河、色楞格河、鄂尔浑河、伊罗河、哈拉河、鄂嫩河、乌尔札河等)常常遇到国营农场集体农庄与个体农民的耕地(播种有小麦、燕麦、大麦)。

上述地区的暗栗钙土和其他类型的土壤一样，在这里都是与垂直地带相联系的。

在斜坡上部，暗栗钙土与黑土带相接，在地形较低的地段，它呈舌状伸入到黑土中，有些地方则分布在南向坡上。

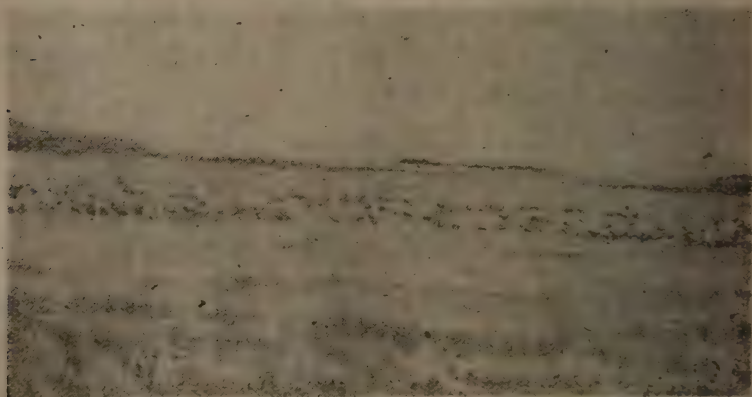


图47 草原地区的典型外观，在这个地区中广泛地发育着暗栗钙土和栗钙土

暗栗钙土在低山、丘陵的斜坡以及绝对高度为1,000—1,400米的平坦高原上是分布在黑土以下。在这种高度，分布着具有整片暗栗钙土的干草原。

根据形态特征和部分的化学组成，这种土壤很接近于少腐殖质的、或“南方”黑土。

—在較低的斜坡和第三級河流階地上分布着比較干旱的低草原。栗鈣土和低地暗色土的復區，在這裡得到了廣泛發育。栗鈣土主要位在絕對高度為 650 到 1,000—1,200 米的地方。由於氣候很干旱，在蒙古栗鈣土分布得很高，根據 Л. И. 普拉索洛夫的記載，在外貝爾湖地區，在這種高度上已是成片的森林。

在這一地區的暗栗鈣土和栗鈣土中間，我們看到有松林砂（為松林所佔據）和砂丘。松林砂分布在阿爾丹—布拉克和鄂嫩河流域，沙丘分布在西部的烏布蘇湖盆地中。在這一地帶的山間谷地的底部和河流低階地上也可看到草甸土，草甸—沼澤土和鹽化土的變種。

這個地區的暗栗鈣土，好象是由少腐殖質的“南方”黑土向比較低矮的干草原栗鈣土過渡的土壤組合，按土壤形成的環境來說，有時接近少腐殖質“南方”黑土，有時又接近栗鈣土。

根據腐殖質含量，顏色和許多其他特征來看，儘管它們分布的條件不同和分開的距離較大，但這些土壤彼此却十分相似。這種土壤的腐殖質厚度、泡沫反應與碳酸鹽新生體的深度是經常變化的，但是，這種變化僅僅與坡度或土層含沙量較大有關。

暗栗鈣土的特征是腐殖層十分厚（30—40 厘米），從 15—30 厘米起開始有泡沫反應，在 45—50 厘米深處出現大量碳酸鹽新生體。土壤剖面中通常沒有石膏。從表層起到 100 厘米深處，易溶鹽類為十萬分之幾。這種土壤的機械組成變化非常大，但是絕大多數的剖面都是壤質的。

因此，栗鈣土的泡沫反應和碳酸鹽新生體的位置比少腐殖質“南方”黑土高。在這種土壤中，碳酸層的密實度也大大增高，水提取液的鹼度也有某些增大。

根據腐殖質的含量、厚度和碳酸鹽層位置的高度，我們可把這種土壤列入暗栗鈣土中，這種土壤在性質上與少腐殖質黑土以及與栗鈣土是有區別的。栗鈣土一般含腐殖質比較少，碳酸鹽層的位置也更高些。

為了說明暗栗鈣土我們採集了以下幾個剖面。

剖面 204——位在羽茅—狐茅草原上，在庫蘇古爾機器刈草站（色

楞格河第四級阶地上)东南約 10 公里。

剖面 212——位在狐茅-多种草类草原上,在布尔根城(因希达勒国营农場西南 6—8 公里)东北約 100—110 公里,鄂尔浑河河谷的緩坡上。

剖面 192——位在羽茅-多种草类草原上,穆稜城西北 65—70 公里。

这种土壤的形态特征是:表层团块构造,腐殖质层延伸較深,砂质化程度較大,土壤剖面密实以及分散的粉状碳酸鈣新生体分布不均匀等。显然,后一性质是与这种土壤輕的机械組成有联系。

無論在东部或西部所采集的同一成土类型的另外一些剖面(217, 361, 206 等)在形态特征上都具有大致相似的特点。

分析发现暗栗鈣土中的腐殖质都不少于 4%,但在壤质土壤中腐殖质的含量是随深度而逐漸减少的(表 27, 剖面 212, 192, 217),在沙质土壤中則恰恰相反,腐殖质含量沿垂直剖面有显著的变化(表 27, 剖面 361, 190, 194)。

在这种土壤中碳酸盐的含量很大,其最大聚积层一般在 40—50 厘米深处,仅仅砂壤土和砂土可作为例外,在砂壤土和沙土中,碳酸盐在 80—100 厘米深度內經常是不存在的(表 27, 剖面 361)。

在机械成分方面,暗栗鈣土是极为不一致的。其中有壤质的和砂壤质的以及較少的粘质的变种(表 28)。但是,不仅各个剖面,就是剖面的个别层次其机械成分也是十分不同的。土壤表层富含細土粒級,无疑地說明了表层的风化和成土作用較強烈些。

如果在俄罗斯欧洲的南部和东南部主要分布着重粘质的和壤质的土壤的話,那么,相反地在蒙古則广泛分布着壤土和砂壤土,而且常常有某种程度的砾质化。

暗栗鈣土水提取液表明易溶盐类的含量不大。

干残余物从表面起到 100 厘米深处不超过 0.030—0.158%。正碳酸盐无碱度。在壤质土壤中,重碳酸盐碱度逐层的变化为 0.024—0.058%,在沙质土壤中則更低些(表 29)。

Cl⁻ 的含量为十万分之几,SO₄²⁻ 逐层的含量也在十万分之几或仅

表 27 蒙古北部暗栗鈣土中腐殖質和碳酸鹽中 CO₂ 的測定資料
分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	位 置	深 度 (厘米)	腐殖質(%) (按丘林法)	CO ₂ (%)
204	东薩彥岭南坡; 面向色楞格河谷的斜坡	0—5	4.5	—
		10—15	3.6	—
		30—35	1.8	—
		55—60	1.4	2.6
		70—75	—	1.6
212	因希达勒国营农場区的鄂尔浑与色楞格分水岭	0—5	4.2	—
		10—15	4.5	—
		20—25	3.5	4.2
		60—65	—	4.4
		95—100	—	6.7
192	庫苏古尔湖地区傑額吉尔-穆稜河的西南坡	0—5	4.8	—
		10—15	3.6	—
		45—50	1.8	5.7
		70—75	—	4.58
		95—100	—	3.80
217	曼达尔鎮(肯特山)东南 5—6 公里	0—5	4.0	—
		10—15	3.6	—
		25—30	1.9	0.62
		45—50	1.3	5.7
		65—70	—	—
		85—90	—	2.6
361	烏尔扎河谷的北坡; 巴顏烏拉旗南 30—35 公里	110—115	—	0.12
		0—5	4.07	—
		10—15	1.86	—
		20—25	1.30	—
		35—40	0.47	—
		50—55	—	—
		70—75	—	—
		90—100	—	—
377	乔巴山城西南的高原	0—5	4.12	—
		10—15	3.08	—
		20—25	2.36	10.03
		40—45	0.86	2.64
		75—80	—	5.54
		95—100	—	0.02
206	胡土克旗东南 5—6 公里, 山間谷地的南坡(庫苏古尔湖附近)	0—5	4.4	—
		10—15	4.7	1.13
		25—30	3.4	5.00
		45—50	1.7	6.50
		60—65	—	9.30
		85—90	—	7.30
190	包勒尔納衣山北坡, 桑金达額湖西北 60 公里	110—115	—	5.10
		0—5	4.3	—
		10—15	—	—
		25—30	1.6	0.01
		50—55	—	7.5
		90—95	—	0.88
194	庫苏古尔湖以东 1—1.5 公里	0—5	4.3	—
		10—15	1.2	—
		25—30	0.4	—
		45—50	0.3	—
199	穆稜城北 30 公里	0—5	4.6	—
		10—15	3.7	—
		25—30	—	—

表 28 蒙古北部暗灰鈣土机械分析資料
分析者: 尼日·保德卡尔

剖面 号数	深度 (厘米)	粗 骨 (毫米)			粗骨粒 級总量	細 粒 (毫米)			全部粒級 (>0.01 毫米) 总量	<0.01 毫米
		>6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
204	0—5	—	—	—	—	25.00	55.00	12.00	92.00	8.00
	30—35	—	—	—	—	50.00	40.00	10.00	100.00	—
	75—80	—	—	—	—	35.00	60.00	5.00	100.00	—
212	0—5	—	—	2.09	2.09	28.81	40.14	8.00	79.40	20.60
	20—25	—	—	0.18	0.18	25.00	38.95	5.99	70.12	29.88
	60—65	1.02	1.11	2.07	4.20	24.91	43.11	8.62	80.84	19.16
	95—100	1.01	2.38	4.25	7.64	13.85	23.09	9.24	53.82	46.18
217	0—5	1.68	0.58	1.24	3.50	9.65	50.72	8.14	72.01	27.99
	25—30	—	—	2.17	2.17	9.78	52.50	6.20	70.65	29.35
	65—70	—	—	1.17	1.17	9.88	51.51	9.88	72.44	27.56
	85—90	—	4.08	3.11	7.19	18.56	38.05	9.28	73.08	26.92
	110—115	2.12	2.95	2.54	7.61	2.77	29.56	9.24	49.18	50.82
361	0—5	1.13	1.98	2.64	5.75	28.27	56.55	9.42	100.00	—
	20—25	0.24	2.18	4.83	7.25	37.08	50.45	4.68	99.41	0.59
	50—55	0.04	2.71	5.78	8.58	64.21	27.52	—	100.00	—
	70—75	0.08	3.22	4.97	8.27	64.21	27.52	—	100.00	—
	95—100	0.13	6.35	6.72	13.20	69.44	17.36	—	100.00	—

表 28a 蒙古北部暗栗鈣土机械分析資料(%)

剖面 号数	深度 (厘米)	HCl 处理的 損失	顆 粒 直 径 (毫米)						
			1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01	0.01— 0.005	0.005— 0.001	>0.001	<0.001
192	0—5	1.67	27.06	33.91	11.36	5.76	5.28	14.96	26.00
	10—15	1.33	37.31	34.72	7.19	2.69	6.48	10.28	19.45
	45—50	20.16	33.30	19.57	7.36	2.37	7.83	9.41	19.61
	95—100	13.76	32.85	25.82	13.63	2.60	5.43	5.91	13.94
190	0—5	—	24.61	73.82	—	—	—	—	—
	25—30	—	37.11	50.10	5.57	—	—	—	—
	55—60	—	34.42	32.51	2.87	—	—	—	25.82
	95—100	—	39.37	37.54	5.49	—	—	—	9.17

註: 剖面 192 机械分析按 H. A. 卡辛斯基法作的, 分析者 E. И. 卡齐林納。
剖面 190 按沙巴宁法作的, 分析者尼日·保德卡尔。

表 29 蒙古北部暗栗鈣土水提液分析資料(風干土壤%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面號數	深度 (厘米)	干殘余物	碱 度		Cl'	SO ₄ "	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺
			CO ₃ "	HCO ₃ '				
204	10—15	0.047	无	0.018	0.003	0.001	0.015	—
	30—35	0.041	无	0.024	0.003	0.001	0.015	—
	55—60	0.092	无	0.052	0.003	0.001	0.05	—
	70—75	0.154	无	0.043	0.007	0.001	0.015	—
212	0—5	0.064	无	0.015	0.002	无	0.009	0.005
	10—15	0.092	无	0.013	0.001	无	0.008	0.009
	20—25	0.130	无	0.037	0.001	无	0.022	0.009
	60—65	0.057	无	0.029	0.002	无	0.011	0.011
	95—100	0.082	无	0.037	0.002	无	0.008	0.011
192	0—5	0.126	无	0.024	0.002	痕迹	0.007	0.003
	45—50	0.107	无	0.058	0.002	痕迹	0.016	0.003
	70—75	0.120	无	0.059	0.002	痕迹	0.015	0.003
	95—100	0.104	无	0.061	0.002	痕迹	0.014	0.003
206	0—5	0.158	无	0.066	0.003	痕迹	0.016	0.003
	10—15	0.154	无	0.058	0.003	痕迹	0.016	0.003
	25—30	0.138	无	0.064	0.003	痕迹	0.017	0.004
	45—50	0.108	无	0.064	0.002	痕迹	0.012	0.006
	60—65	0.074	无	0.066	0.002	痕迹	0.007	0.007
	85—90	0.070	无	0.061	0.002	痕迹	0.007	0.006
	110—115	0.070	无	0.058	0.002	痕迹	0.007	0.007
199	0—5	0.028	无	0.029	0.001	0.011	0.006	0.004
	10—15	0.032	无	0.046	0.002	0.006	0.011	0.003
	45—50	0.082	无	0.068	0.001	痕迹	0.010	无
217	0—5	0.062	无	0.024	0.001	痕迹	0.005	0.005
	10—15	0.066	无	0.054	0.001	痕迹	0.014	0.012
	25—30	0.038	无	0.056	0.001	无	0.012	0.010
	45—50	0.042	无	0.058	0.003	0.001	0.030	—
	65—70	0.032	无	0.046	0.003	0.001	0.015	—
	85—90	0.038	无	0.046	0.003	0.001	0.020	—
	110—115	0.054	无	0.046	0.001	无	0.005	0.005
361	0—5	0.080	无	0.021	0.001	0.011	0.005	未定
	10—15	0.077	无	0.020	0.001	0.013	0.003	未定
	20—25	0.058	无	0.010	0.001	0.012	0.003	未定
	35—40	0.050	无	0.010	0.001	0.008	0.003	未定
	50—55	0.034	无	0.009	0.001	0.004	0.003	未定
	70—75	0.033	无	0.006	0.001	0.007	0.003	未定
	95—100	0.031	无	0.007	0.001	0.003	0.003	未定

呈痕迹存在。

碱土金属以鈣为主,鎂的含量較少(表 29)。

暗栗鈣土逐层的全量分析証明在这种土中也象在黑土中一样,矿物部分并未发生任何层間的重大移动。这种土壤的特点也大致与

表 30 蒙古北部暗栗

剖面号数	深度 (厘米)	水分	烧失	腐殖质	SiO ₂	Al ₂ O ₃ (按差数)	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Mn ₂ O ₃
占 总 对									
192	0-5	1.23	8.57	4.8	72.07	6.81	6.79	0.42	0.12
	10-15	0.65	4.59	3.6	79.73	6.09	5.19	0.34	0.09
	25-30	0.43	3.95		80.33	5.69	4.19	0.38	0.08
	70-75	0.88	8.22		66.47	8.39	5.66	0.29	0.09
	95-100	1.64	8.32		56.70	9.58	8.96	0.97	0.15
占煨烧过的无碳									
192	0-5	—	—	—	78.92	7.46	7.43	0.46	0.13
	10-15	—	—	—	83.72	6.39	5.45	0.36	0.09
	25-30	—	—	—	84.35	5.92	4.35	0.40	0.08
	70-75	—	—	—	77.44	9.77	6.59	0.34	0.10
	95-100	—	—	—	62.84	11.04	10.78	1.12	0.17

表 31 蒙古北部暗栗

剖面号数	深度 (厘米)	水分	烧失	腐殖质	SiO ₂	Al ₂ O ₃ (按差数)	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Mn ₂ O ₃
占 总 对									
204	10-15	0.97	5.49	3.6	73.23	8.22	5.97	—	0.12
	30-35	0.95	4.44	1.8	78.74	6.64	6.07	—	0.11
	55-60	0.90	4.35	1.4	74.00	6.66	7.17	—	0.11
	70-75	0.37	3.40	—	72.31	7.98	6.61	—	0.13
占煨烧过的无碳									
204	10-15	—	—	—	77.38	9.01	6.33	—	0.13
	30-35	—	—	—	82.44	6.95	6.35	—	0.11
	55-60	—	—	—	78.51	7.07	7.61	—	0.12
	70-75	—	—	—	75.02	8.38	10.09	—	0.14

鈣土全量分析資料

SO ₂	P ₂ O ₅	總 的		硅酸盐的		CO ₂	總 計	Na ₂ O+K ₂ O (按差数)
		CaO	MgO	CaO	MgO			

干 土 (%)

0.10	0.19	1.99	0.93	1.99	0.93	0.00	97.99	2.01
0.05	0.19	1.76	0.80	1.76	0.80	0.00	98.83	1.17
0.37	0.12	2.04	0.86	1.12	0.86	1.70	98.53	1.37
0.36	0.26	7.59	1.38	1.66	1.38	4.63	98.68	1.32
0.34	0.24	8.91	2.94	4.97	2.94	3.88	98.31	3.69

酸盐土壤的 (%)

0.11	0.21	—	—	2.18	1.02	—	100.12	2.20
0.05	0.20	—	—	1.85	0.84	—	100.18	1.23
0.39	0.13	—	—	1.18	0.89	—	99.98	2.29
0.42	0.30	—	—	1.93	1.61	—	100.04	1.54
0.39	0.16	—	—	5.72	3.39	—	99.92	4.29

鈣土全量分析資料

SO ₂	P ₂ O ₅	總 的		硅酸盐的		CO ₂	總 計	Na ₂ O+K ₂ O (按差数)
		CaO	MgO	CaO	MgO			

干 土 (%)

0.15	0.38	3.32	1.11	3.32	1.11	0.02	98.28	1.72
0.50	0.15	1.26	1.11	1.26	1.11	0.02	99.02	0.98
0.26	0.08	3.63	1.49	2.09	1.48	2.21	98.75	1.25
0.13	0.25	3.04	1.43	1.77	1.43	1.00	98.28	1.72

酸盐土壤 (%)

0.16	0.40	—	—	3.52	1.18	—	99.93	1.82
0.52	0.16	—	—	1.32	1.16	—	100.04	1.03
0.28	0.08	—	—	2.22	1.53	—	99.86	2.39
0.14	0.26	—	—	1.86	1.50	—	99.18	1.81

黑土一样,是淀积过程较弱。 SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Mn_2O_3 , TiO_2 在全剖面中几乎是常量。如果说氧化钙、氧化铁和氧化钛在 95—100 厘米深处有某些增加的话,那么显然这与上层的淋溶作用是无关的,而仅是母质组成的缘故。后一种情况在表 30 和 31 中,可得到充分证明。

20% 的盐酸提取液的资料可进一步认识移动性较大的土壤矿物部分的组成。碳酸钙和碳酸镁几乎完全溶解在盐酸提取液中。至于铁和铝的化合物只能溶解一半(表 32)。

由于雨量有限和蒸发量较高,正如上面已经看到的,在暗栗钙土中不会发生强度淋溶作用。在这种土壤中,仅易溶盐类淋洗较深。至于谈到碳酸钙和碳酸镁,则在腐殖层中已发现有所积累。因此,在这种土壤中泡沫反应的深度一般是不大的(15—35 厘米)。

暗栗钙土的特征是腐殖质含量较高,弱碱性反应和有明显的碳酸盐淀积层。

根据机械组成而言,这类土壤是壤质的,其下在不同深度内即垫有砂-砾石层。

在这种土壤中,无论形态上或化学分析上都未发现石膏层。显然,这可用在砂-砾岩层中地下水的矿化度较弱和位置较深(4—6 米)来解释。至于在岩石风化和土壤有机质分解过程中释放的硫酸盐很有可能一部分淋洗到无石膏层形成的底土中(表 30—31),而大部分显然为暴雨带入湖泊低地中,并在低地中积聚起来(参看表 5)。

蒙古的暗栗钙土与发育在伏尔加河流域(A. И. 普拉索洛夫和 И. Н. 安提颇夫-卡拉塔耶夫, 1939),前乌拉尔(M. И. 罗扎尼茨, 1926)以及其他地区的栗钙土有很大的区别。

蒙古的暗栗钙土通常是砾石质化或砂质化的,由于坡度不同,所以腐殖质层厚度、碳酸盐新生体的深度以及泡沫反应的深度都经常有所变化。

在农业生产方面,暗栗钙土是略次于少腐殖质“南方”黑土,这种土壤含有很多的腐殖质、 P_2O_5 和其他营养物质,所以足以保证作物的高额产量。

限制暗栗鈣土生产的主要因子是水分的不足。因此，在土壤中集蓄和保持水分的措施应当是全部农业措施中的中心环节。

栗鈣土 在蒙古北部分布不广，这种土壤广泛发育在蒙古人民共和国的中央地带，我們在下一节将作較詳細地論述。在这一地区中，栗鈣土仅分布在比較低的干旱坡地和第三級河流阶地上。

栗鈣土和暗栗鈣土的区别是：腐殖层較薄，泡沫反应层位升高。碳酸盐层在这种土壤中一般位在 25—40 厘米深处。表层腐殖质的含量为 2—3.5%。在这种土壤剖面中，也象在暗栗鈣土中一样，是没有石膏的。易溶盐类的含量也不大。

表 32 蒙古北部暗栗鈣土 20% 鹽酸提取液的分析資料(占絕對干土%)

分析者：M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	深度 (厘米)	SiO ₂	Al ₂ O+P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	SO ₃	CaO	MgO
192	0—5	0.23	5.22	3.18	0.07	0.70	0.78
	10—15	0.26	2.87	3.00	0.05	0.57	0.56
	70—75	0.46	3.29	3.47	0.05	5.01	1.23
	95—100	0.88	4.13	5.52	0.02	3.53	2.40

为了說明这一土壤亚类，我們在烏兰固木机器刈草站灌溉地段附近的羽茅-蒿屬草原上挖了剖面 177。

这一剖面的典型特征是壤质的，輕砾质化的栗鈣土，这种土壤可在哈尔希拉山、肯特山、杭爱山的低坡上以及在鄂尔浑和色楞格二河盆地中遇得到。这类土壤具有固定的剖面构造，但由于所在地区的条件不同(坡的陡峭、坡向、砂化程度等)，有些剖面仅倾向于这种构造。

栗鈣土的特征是腐殖质层顏色浅，土壤很干燥，团块-粒状构造，密实和碳酸盐层的位置高。剖面 213 也具有类似的特征。

栗鈣土腐殖质含量約为 3—3.5%，在壤质土壤中，腐殖质含量随深度逐渐降低(表 33)。在这种土壤中碳酸盐的含量較大，碳酸盐的最大积聚量普通是在 25—40 厘米深处，也就是說其位置比在暗栗鈣土中要高得多。砂质土壤是例外，在砂质土壤中碳酸盐常常可下降很深。

表 33 蒙古北部栗鈣土中 腐殖質和CO₂ (碳酸鹽的)的測定資料
分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	位 置	深 度 (厘米)	腐殖質(%) (按丘林法)	CO ₂ (%)
177	巴伦土伦河谷(罕胡海伊山)	0—5	2.7	—
		10—15	1.4	0.03
		20—25	1.6	2.8
		35—40	0.4	8.4
		65—70	—	3.1
		95—100	—	0.8
213	朝鄂嫩河谷的斜坡(鄂嫩河和色楞格河 流域地的分水岭)	0—5	3.2	—
		15—20	2.5	0.03
		35—40	1.8	2.10
		55—60	—	4.8
		75—80	—	5.3
		95—100	—	2.2
115	哈图塔米尔河谷(杭爱山)	0—5	3.4	—
		10—15	2.1	—
		25—30	1.4	0.08
		45—50	1.2	0.18
		70—75	—	0.46
		95—100	—	0.25

按机械組成而言,栗鈣土是十分不同的:在壤土的背景上分布有輕壤土,有时也有重壤土的变种。此外,在剖面中我們常常看到母質本身也不一致(表 34, 35)。

表 34 蒙古北部栗鈣土的机械分析資料(%)
分析者: 尼日·保德卡尔

剖面 号数	深 度 (厘米)	粗 骨 (毫米)			粗骨粒 級的总 量	細土粒 (毫米)			所 有 >0.01 毫米粒粗 的总含量	<0.01 毫 米
		>6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
170	0—5	2.32	1.42	0.25	3.99	24.00	47.21	1.92	77.12	22.88
	25—30	2.12	2.06	1.11	5.29	22.73	34.86	7.10	69.98	30.02
	65—70	3.00	2.04	3.00	8.04	33.05	33.79	10.92	90.80	9.20
	95—100	2.40	3.37	4.72	10.49	9.89	44.75	8.05	73.14	26.86

壤土表层含物理粘粒(<0.01 毫米)为 17—32%。粉砂(0.05—0.01 毫米) 10—17%。下面的母质,一般都是石质化或砂质化的。因此,母质中粘粒含量与经受强烈风化的表层比较有显著地降低(表 35)。

表 35 蒙古北部栗钙土的机械分析资料(占干土%)

剖面号数	深度 (厘米)	HCl 处理的 损失量	土 粒 直 径 (毫米)						
			1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01	0.01— 0.005	0.005— 0.001	>0.001	<0.01
115	0—5	1.70	19.81	46.73	11.35	4.10	6.85	9.46	20.41
	10—15	1.76	23.17	47.78	9.86	2.92	6.47	8.04	17.43
	70—75	2.57	25.03	50.43	8.39	0.39	5.56	7.53	13.48
	95—100	11.01	30.50	46.38	1.94	2.18	2.34	5.65	10.17
213	0—5	—	8.00	54.00	13.00	—	—	—	25.00
	35—40	—	9.99	39.95	17.11	—	—	—	32.95
	75—80	—	8.00	32.00	21.00	—	—	—	39.00
	110—115	—	4.00	67.95	10.07	—	—	—	17.98

註: 剖面 115 用卡辛斯基的方法作的,分析者是 E. H. 卡齐納;

剖面 213 用沙巴宁的方法作的,分析者是尼日·保德卡尔。

栗钙土的水提取液证明其中无任何盐化现象,在 1 米深的整个剖面中干残余物只有万分之几。 Cl^- 和 SO_4^{2-} 的含量沿垂直剖面的变化为十万分之几。无正碳酸盐碱度,重碳酸碱度也不超过万分之几。剖面 213 是例外,在这一剖面的 75—80 厘米深处, SO_4^{2-} 含量可升高到 0.10% (表 36)。

由于土层中易溶盐类的含量不大,所以我们把栗钙土併入未盐渍化的土壤组合中。必须指出,在河流第二级阶地和山间低地缓坡上,有时可遇到碱化或盐化栗钙土变种。但是,盐化和碱化土壤的分布是极其有限的。

在土壤的全量组成中,已能明显地确定矿物质与土壤机械组成间的联系。在强度砂质化的土层中,二氧化硅(SiO_2)的含量较大,而 Al_2O_3 含量则降低。表层烧失量高证明其中含有有机质,但位在 35—40 厘米深处的碳酸盐层可作为例外(表 36a)。

在农业方面，栗鈣土不如暗栗鈣土。栗鈣土通常具有薄的腐殖层，并常常是砂质化和砾质化的，因此表层非常干燥。当栽培作物时，这种土壤需要进行灌溉。

在栗鈣土上灌溉的可能性是很大的。第一，因为这种土壤主要是分布在第二和第三级河流阶地上；第二，有些地方有老的灌溉渠道，甚至有小型的灌溉网（哈尔希尔、巴倫士倫、色楞格、鄂尔浑、伊罗河等）。

表 36 蒙古北部栗鈣土水提取液的分析资料(占风干土壤%)

分析者：M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	深度 (厘米)	干残余物	碱 度		Cl'	SO ₄ '	Ca''
			CO ₃ '	HCO ₃ '			
177	0—5	0.059	无	0.037	0.004	0.002	未定
	10—15	0.040	无	0.002	0.003	0.001	未定
	20—25	0.045	无	0.043	0.002	0.001	未定
	65—70	0.039	无	0.041	0.002	0.001	未定
	95—100	0.068	无	0.046	0.002	0.001	未定
	135—140	0.044	无	0.046	0.002	0.001	未定
213	0—5	0.068	无	0.013	0.001		0.007
	15—20	0.062	无	0.018	0.001		0.007
	35—40	0.067	无	0.026	0.002		0.010
	55—60	0.064	无	0.026	0.004		0.015
	75—80	0.203	无	0.026	0.013	0.094	0.009
	95—100	0.186	无	0.024	0.009	0.066	0.005
115	0—5	0.028	无	0.010	0.002	0.003	0.010
	10—15	0.021	无	0.010	0.002	0.002	0.010
	25—30	0.031	无	0.015	0.001	0.002	0.010
	45—50	0.037	无	0.021	0.001	0.002	0.010
	70—75	0.016	无	0.015	0.002	0.002	0.010
	95—100	0.090	无	0.034	0.002	0.002	0.030

低地暗色土 主要分布在负地形部位上，沿平原的微域低地，山间未沼泽化的盆地以及河流谷地中。

这种土类具有繁茂的植物复被，它是在有周期性的、充分的、但并非过剩的地表水的条件下形成的。在这种土壤下的地下水是淡的，一般的深度为4—6米。

表 36a 蒙古北部栗钙土的全量分析资料

剖面 号数	深 度 (厘米)	水分	烧失	腐殖质	SiO ₂	Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , Mn ₂ O ₃ (按数)	SO ₂	P ₂ O ₅	总 的		硅酸盐的		CO ₂	总计	Na ₂ O +K ₂ O (按差 数)		
									CaO	MgO	CaO	MgO					
177	0—5	0.93	5.60	2.4	79.86	5.19	5.44	0.10	0.58	0.06	1.47	1.07	1.39	1.07	0.06	99.37	0.63
	10—15	0.65	3.30	1.4	84.07	4.71	5.13	0.10	0.25	0.12	1.09	0.97	0.01	0.97	0.06	99.80	0.55
	35—40	0.88	17.74	—	54.64	2.53	5.12	0.06	0.47	0.21	16.92	1.23	2.24	1.23	11.52	98.92	1.08
	95—100	0.18	3.10	—	81.22	5.11	5.31	0.06	0.65	0.13	3.20	0.79	0.86	0.79	1.84	99.57	0.43
	135—140	0.50	5.64	—	69.72	8.52	5.53	0.09	0.23	0.19	4.33	3.53	0.58	3.59	2.94	97.64	2.36
占 碱 对 干 土 的 %																	
占 煨 烧 过 的 无 碳 酸 盐 土 壤 的 %																	
177	0—5	—	—	—	84.65	5.50	5.77	0.11	0.61	0.06	—	—	1.47	1.13	—	99.97	0.67
	10—15	—	—	—	87.16	4.88	5.32	0.11	0.26	0.13	—	—	1.05	1.01	—	100.51	0.57
	35—40	—	—	—	80.87	3.74	7.58	0.09	0.70	0.31	—	—	3.31	1.82	—	100.02	1.60
	95—100	—	—	—	85.09	5.18	5.63	0.06	0.69	0.14	—	—	0.91	0.84	—	100.24	0.46
	135—140	—	—	—	76.83	9.39	5.87	0.10	0.25	0.21	—	—	0.64	3.96	—	99.85	2.60

低地暗色土按其分布条件(微域低地)或是营养物质含量而言,都是栗鈣土帶中較好的一种土壤。

这种土壤在肯特山山原的西部景区:台尔,都木布尔特,穆哈尔,巴彥河,阿兰加特,布林-烏布,巴魯湖,烏汗金-瀚德等地;在东部的景区:杰里布拉罕,乃木乃,查尔汗-哈赤,胡赤日尔土,穆苏屯-苏木,阿拉-烏尔特;在杭爱山区从察察尔来格东南阿尔才屯阿姆低地,以及在图倫,爱尔金,塔尔梁旗西北的地区内有广泛发育。

暗色土在这些地方已从事农业栽培,但大部分地区仍为未耕作的荒野。

低地暗色土最典型的特征是:色暗,腐殖质层較厚(50—60厘米),在45—50厘米深度内无泡沫反应。按机械組成而言,它是壤质或粘质的变种,砂质的土壤較少。腐殖质的含量在4%以上。碳酸盐层可降至70—100厘米。易溶盐类几乎全部从土壤中淋洗。

为了說明这些土壤起見,我們引証一些最典型的剖面:

剖面225,位在台尔景区内的哈拉河西南80—84公里的老灌溉地上,現已荒蕪,生长着羽茅-蒿属植物羣落(山間谷地)。

剖面363,位巴彥烏拉旗东北30—32公里的乃木乃鎮的羽茅-冰草-沙草植物羣落上(山間谷地)。

这两个剖面是我們有意地在肯特山山原二个相对的地点上挖的。第一个剖面是位于台尔景区内,約在烏兰巴托(鄂尔渾和色楞格二河流域)西北150—160公里;第二个剖面是在最东部,約距巴彥烏拉旗30—32公里。

虽然距离較大(直綫約有650公里),但上述剖面的土壤形态特征是十分固定的。这种土壤的固定特征是:腐殖质层的总厚度較大(50—60厘米)顏色暗,几乎为黑色,表层团块-粒状构造,泡沫反应降低。

根据形态特征,这种土壤在某种程度上有些象苏联西部的草甸黑土,但与草甸黑土的区别是表层較干燥,地下水位較深,以及在土壤剖面中几乎无潛育現象。

这类土壤的其他剖面(117和359)在形态特征上也具有同样的

外貌。

根据腐殖质的含量,暗色土与暗栗钙土非常相近,但是在腐殖质层的厚度方面,暗色土远较栗钙土为大。低地暗灰色土表层腐殖质的含量高于4%,在粘质和壤质土壤中,腐殖质向下缓慢减少(表37,剖面225,363),在砂壤质土壤中则相反,在10—15深度内已有显著的变化(表37,剖面117,359)。在剖面225中,在15—20厘米深处与上面的土层比较腐殖质有些增加,这种增加可能是由于在灌溉时腐殖质淋溶的结果,因为根据总碱度判断,它与碱化现象无关。

表37 蒙古北部低地暗色土中腐殖质和 CO₂ 含量的资料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	位 置	深 度 (厘米)	腐殖质 (按丘林法)	CO ₂ (%)
225	台尔景区(肯特山)内	0—5	4.2	—
		15—20	4.6	—
		25—30	3.1	—
		45—50	2.0	1.04
		65—70	—	5.95
		100—105	—	5.33
363	烏尔扎河谷地区的乃木乃景区	0—5	4.2	—
		10—15	4.0	—
		30—35	3.1	—
		55—60	1.2	—
		80—90	—	—
117	阿尔才屯阿姆(杭爱)景区	0—5	4.1	—
		10—15	2.3	—
		25—30	1.4	—
		45—50	0.9	0.008
		70—75	—	—
359	巴彦烏拉旗(东部)第9区,距烏尔扎河谷2—3公里	0—5	4.2	0.11
		10—15	2.97	0.46
		25—30	1.54	0.38
		45—50	0.68	0.97
		75—80	—	—

根据机械组成,低地暗色土大多为粘质的和壤质的变种。

粘土变种的表层含有中砂和细砂 30—40%, 物理粘粒 (< 0.01 毫米)和粉砂部分可达60—65%。表层粗骨部分含量不超过2—3%, 在下层 100—105 厘米深处,粗骨部分的含量可增至10%以上(表38, 剖面 225)。

在壤土中则相反,绝大部分是中砂和细砂 (75—80%), 仅仅有 20—25% 是粉砂和物理性粘粒(表 38 剖面 363)。

低地暗色土的水提取液未发现土层有盐渍化。从表面起到 95—100 厘米深度内,干残余物不超过 0.13%。正碳酸盐无碱度,重碳酸盐碱度逐层的变化也不大。氯化物和硫酸盐为十万分之几(表 39, 剖面 363, 359, 117)。至于谈到位在灌溉区中的剖面 225, 在深 45—100 厘米处发现水溶性化合物有些增高。在这一剖面的 45—100 厘米深处,干残余物的含量最大(0.919%), 向下其含量逐渐减少,但是在 100—105 厘米深处,干残余物的量也不低于 0.375%。

土壤的盐渍化是硫酸盐所引起的,硫酸盐的含量在深 45—50 厘米处达 0.80%。至于谈到氯化物,在同一深度的含量并不超过

表 38 蒙古北部低地暗色土机械分析资料(%)

分析者: 尼日·保德卡尔

剖面 号数	深度 (厘米)	粗骨 (毫米)			粗骨 粒级 总数	细土粒 (毫米)			>0.01 毫米 全部粒 级总数	<0.01 毫米
		>6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
225	0—5	1.19	1.66	0.55	3.40	9.66	28.98	—	42.04	57.96
	25—30	—	—	2.86	2.86	8.74	20.40	9.71	41.71	58.29
	65—70	1.43	0.71	1.32	3.46	4.83	33.79	—	42.08	57.92
	100—105	5.10	1.67	2.52	9.29	13.61	24.49	10.88	58.27	41.73
363	0—5	0.60	3.13	3.90	7.63	27.71	36.96	8.47	80.76	19.24
	55—60	0.10	1.33	2.50	3.93	88.43	33.62	4.80	80.78	19.22
	85—90	0.41	0.75	1.29	2.24	48.77	33.90	4.88	90.00	10.00
359	0—5	0.69	—	0.65	1.34	29.60	69.06	—	100.00	—
	10—15	—	—	0.60	0.60	39.76	49.70	9.94	100.00	—
	45—50	—	—	0.10	0.10	49.95	39.96	—	90.01	10.00
	75—80	—	—	0.08	0.08	30.00	55.00	5.00	90.08	10.00

0.054% (表 39, 剖面 225)。

应当指出,土层的盐渍化显然不是在灌溉时期发生的,而是在灌溉之后,当这个地段荒蕪的时候发生的。

根据我們的观察和质量测定(在色楞格河和沙尔古尔德鲁特河,在布彦图河的三角洲等地),认为灌溉不会引起土层的盐渍化。因此,如果考虑到河水的矿化度较弱(参考水文学一节)和其下的砂砾岩母质,那么,当在这个地区进行灌溉时也就不应当耽心土层的盐渍化。

表 39 蒙古北部低地暗色土水提取液的分析资料(占风干土壤%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	深度 (厘米)	干残余物	碱 度		Cl'	SO ₄ '	Ca''
			CO ₃ '	HCO ₃ '			
225	0-5	0.059	无	0.024	0.003	0.001	0.010
	15-20	0.056	无	0.023	0.003	0.001	0.003
	25-30	0.094	无	0.024	0.014	0.001	0.005
	45-50	0.919	无	0.041	0.054	0.80	0.050
	65-70	0.611	无	0.039	0.053	0.20	0.030
	100-105	0.375	无	0.054	0.049	0.20	0.010
363	0-5	0.069	无	0.012	0.001	0.003	0.005
	10-15	0.058	无	0.012	0.001	0.002	0.005
	30-35	0.064	无	0.010	0.001	0.003	0.005
	55-60	0.031	无	0.009	0.001	0.002	0.004
	85-90	0.025	无	0.007	0.001	0.002	0.003
353	0-5	0.072	无	0.026	0.001	无	0.008
	10-15	0.115	无	0.023	0.001	0.015	0.008
	25-30	0.127	无	0.049	0.001	0.007	0.009
	45-50	0.085	无	0.042	0.001	无	0.008
	75-80	0.030	无	0.037	0.002	无	0.011
117	0-5	0.042	无	0.017	0.001	0.001	0.010
	10-15	0.040	无	0.017	0.001	0.001	0.010
	25-30	0.032	无	0.012	0.001	0.001	0.010
	45-50	0.029	无	0.010	0.001	0.001	0.005
	70-75	0.018	无	0.007	0.002	0.001	0.005
	95-100	0.030	无	0.012	0.001	0.001	0.005

表 39a 低地暗色土的全量分析資料

剖面 号数	深 度 (厘米)	水分 烧失	腐 殖 質	SiO ₂	Al ₂ O ₃ (按差 数)	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Mn ₂ O ₄	SO ₂	P ₂ O ₅	总 的		硅酸盐的		CO ₂	总计	Na ₂ O+ K ₂ O (按差数)	
											CaO	MgO	CaO	MgO				
225	0—5	1.638.92	4.2	63.08	15.75	5.86		0.15	0.69	0.15	1.95	1.22	1.95	1.22	0.00	97.77	2.23	
	15—20	2.147.56	4.6	61.79	15.16	6.54		0.17	0.67	0.07	2.00	0.84	2.00	0.84	0.00	94.80	5.20	
	25—30	2.096.93	3.1	67.91	11.64	6.86		0.16	0.41	0.10	1.54	1.01	1.54	1.01	0.00	96.26	3.74	
	45—50	1.696.67	2.0	63.21	14.15	6.84		0.11	0.13	0.15	3.88	2.50	2.36	2.50	1.19	97.64	2.36	
	100—105	0.779.01	—	58.15	11.74	6.45		0.09	0.07	0.21	7.52	1.96	0.64	1.96	5.40	95.21	4.79	
占 絕 对 干 土 的 %																		
225	0—5	—	—	69.26	17.29	6.43	—	0.16	0.76	0.16	—	—	—	—	2.14	1.34	99.99	2.45
	15—20	—	—	66.86	16.40	7.08	—	0.18	0.92	0.07	—	—	—	—	2.16	0.91	100.01	5.63
	25—30	—	—	72.87	12.49	7.36	—	0.17	0.12	0.11	—	—	—	—	1.65	1.08	99.86	4.01
	45—50	—	—	68.90	15.42	7.46	—	0.12	0.14	0.16	—	—	—	—	2.57	2.72	100.06	2.57
	100—105	—	—	69.20	13.97	7.68	—	0.11	0.08	0.25	—	—	—	—	0.78	2.33	100.08	5.70
占 煨 烧 过 的 无 碳 酸 盐 土 壤 的 %																		

低地暗色土主要是发育在山間低地中,因此,它获得的水分較栗鈣土和暗栗鈣土都多。

全量分析的資料証明,在这种土壤的剖面中, SiO_2 , Al_2O_3 和 Fe_2O_3 的分布是均匀的。在这种土壤中, SO_3 , Mn_2O_3 , P_2O_5 和 Al_2O_3 的含量均較在栗鈣土中含量为高(表 39a)。

P_2O_5 , SO_3 , CaO 和 MgO 几乎完全可溶解在盐酸提取液中(表40),根据这种情况我們有可能作出假定:在土壤中所有的营养物質都是处在活动状态。

表 40 蒙古北部低地暗色土 20% 鹽酸提取液的分析資料

(占风干土壤%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	深度 (厘米)	烧失	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	SO_3	P_2O_5	CaO	MgO
225	0—5	9.18	0.19	3.97	5.2	0.18	0.16	0.86	1.20
	15—20	8.72	0.16	3.77	6.09	0.22	0.14	0.97	0.61
	25—30	7.24	0.30	4.93	6.8	0.10	0.11	1.05	1.00
	45—50	7.13	0.14	3.09	6.2	0.11	0.16	3.22	2.05
	100—105	8.25	0.15	2.77	5.2	0.07	0.18	7.39	1.90

因此,低地暗色土成土过程的表现是:腐殖質有較高的积累,易溶盐类多少已完全淋洗,由于石灰的淋溶,所以明显的碳酸盐淀积层的形成表现較弱。

成土作用外貌表现在表层(在 50—60 厘米)顏色較暗(几乎为黑色)和有很好的团块-粒状构造上。

在这种土壤中,土壤形成过程,显然是在中性或者微碱性的环境中以及在有足量盐基的条件下进行的。

在农业方面,暗色土的质量較各种栗鈣土都高。它能保証足够的营养物質,同时在表层中也没有过多的、危害作物的盐类。这种土壤主要可从事旱作农业,灌溉在这里也可成功地采用。

在結束蒙古山地土壤討論时应当指出:随地形的升高(特别是在杭爱山和肯特山的北坡),气候和植物羣落呈现有規律的变化。随着

最重要的成土因素的变化，土壤也是由山麓到山顶而变化着。在这里，是依次地呈垂直的地带分布，即由草原栗钙土开始到高山泥炭草甸土为止。

但是应当指出：在蒙古领域上，垂直地带的发展并没有顺序性，有些地带完全没有（灰化土带），显然，是受地形和该区在大陆上的位置的影响所致。

在蒙古人民共和国中，上述地带彼此分布很不整齐。沿不同的地形部位常常是彼此互相穿插。有时上部地带的土壤（山地草甸土）可沿支脉和逐渐下降的第二级山脉远远地潜入下部的森林带，而下部地带的土壤（草原）亦可沿峡谷和河谷升高到上部地带中。地带的这种相似分布和穿插在高加索（C. A. 查哈罗夫 1913, B. B. 阿克木才夫, 1938）也可看到。

8. 蒙古中部的栗钙土和淡栗钙土

这类土壤广泛地分布在杭爱山和肯特山以南的平原，缓坡、低山和小丘地区。

栗钙土和淡栗钙土在这里是以广阔的带状成东西分布。在西部的大湖盆地中，其界线止于蒙古阿尔泰山和哈尔希拉山地。在东部则越出蒙古而进入中国东北。在东南部大兴安岭地区，还没出蒙古人民共和国的国境，就过渡到暗栗钙土和黑土（参考土壤图）中。

该地区的绝大部分其平均绝对高度不超过 1,200—1,300 米。而在栗钙土带的北部，地形是很不平坦的，这里分布有杭爱山和肯特山的支脉，以及较低的孤立残余山群。正如我们在上边所指出的，如果在杭爱山和肯特山的北坡具有明显的垂直地带性，那么，它的南坡虽然绝对高度相同（2,500—3,000 米），但根据地带性的特点而言，则是完全不同的。

这里，既无森林土，也无黑土，在这个区域中，草原栗钙土可沿山坡上升很高，几乎可达分水岭的顶峰。

这里的垂直地带表现在分水岭最上部为低矮和稀疏的草本复被下的棕-褐色土所占据。它在外貌上与栗钙土相似，但与栗钙土又有

所区别,因为棕褐土的淋溶程度比较强(参看亚高山土壤)。

低山的顶峰并未超出草原带的范围。在具缓坡的低山上保留着大量疏松的冲积物,在这种冲积物上一般没有石质和砾质的碎石堆。在这个地带中,碎石堆主要分布在沟谷中。

一般说来,栗钙土带是一个由黑土和暗栗钙土向戈壁棕钙土的过渡带,因此,在这个土带中,反映了二个完全不同区域的影响;北部为山地,气候比较寒冷;南部为戈壁,气候比较温暖。这二个区域的影响基本上决定着这个地带的土壤和植物景观。



图 48 形成栗钙土条件的干草原(枕爱山南)

与上述的暗栗钙土比较,栗钙土的特征是:水分贫乏,盐化的低地很多,山坡和蚀余山几乎是裸露的。气候干旱性的增长首先反映到植物群落的特征上。在这个区域中,植被十分稀疏,复盖土壤表面不超过40—60%(图48和49)。加之植物高度减低(高15—20厘米),而且种的成分也显著改变。这里除了羽茅外,还出现了很多蒿属植物。在砂化土壤上有锦鸡儿,在盐化低地上有叉明棵等。同时必须指出:在蒙古没有象通常在外伏尔加河地区所遇到的那种微域复区。在蒙古,盐土和碱土在总的栗钙土的背景上有较大的分布地段。但

是沿山麓和山間谷地，在某些地方有时可看到一种很特殊的微域景观，这种微域景观是为唯一的一种土拨鼠所創造的。

被土拨鼠自洞中掘出的石質和細土物質形成了小丘。小丘周围常常出現蒿子和孤立的芨芨草从，这些植物在單調的禾本科草原上可明显地被分出来。在盐漬化較重地区所固有的这些代表植物的出現，B. Б. 波雷諾夫認為是由于“当土拨鼠挖掘和穿过碳酸盐淀积层时，把富含盐分的物質与石灰化的砾石一起带出来，因此就形成了局部地表的盐漬化”。



图 49 形成淡栗鈣土条件的半荒漠(枕愛山以南)

在这个地区中，栗鈣土和淡栗鈣土的盐漬化不仅在砂壤土上，甚至在壤質的变种上都无明显表現。盐化土壤主要分布在負地形区和其外围。在这里，山間干草原和广闊的平原具有很多面积和外形不同的閉合低地，这种低地一般是週期性地被淹沒，而在干涸时就形成了盐化的或平滑的龟裂状地面，在蒙古，把这种类型的低地称为龟裂洼地。

在較深的盐化低地中（特别是肯特山以南），在薄层的細土层之下常常发现有厚层（1—1.5 米）的芒硝。在这个地区的南部，硫酸盐

盐渍土被氯化物盐渍¹⁾土所代替。

在这一地区，尽管存在有大量硫酸钠和强度石灰化的土层，但在栗钙土中很少发现有石膏层。这种现象是由于：第一，地下水位深；第二，这个地区的降雨量(115—180毫米)显然足够把氯化物和硫酸盐淋洗到砂砾层中的较深处。

这里荒漠漆的出现也是很有趣的事。在这个地区的北部，荒漠漆呈亮黑色出现在朝南面的光秃峭壁上。相反地，朝向北面的峭壁，则看不到任何荒漠漆的迹象。荒漠漆在该区的南部(几乎以戈壁为界)有大量的出现。在南部，它以黑色或黑褐色的漆幕复盖在位于土壤表面的小石块上。

由于这个地带气候比较干旱，该地带的特点是现代破坏性的侵蚀作用表现轻微，这便使大部分的残遗地形被保留下来，这种地形呈已生草的古老冲积扇和悬谷形式表现出来，这与现代侵蚀方向(匝盆河、阿拉-扎尔加加兰特河)以及冲刷产物累积的微弱是不相称的。因此，在这里我们有时会在不深的地方发现埋藏腐殖质层(特别是在东部的哈尔顺河河谷中)，这与后一种现象是完全相符合的。

当转述栗钙土与淡栗钙土之前，应当指出，这种土壤无论在堆积的冲积物上，或是在不同的基岩上都能形成，因此土壤的颜色经常随母质不同而变化。

在上述地带的北部，栗钙土不仅发育在山地、山坡，而且也发育在宽广的平原中。相反地，在该区南部的平原上则以淡栗钙土为主。在这里，这种土壤在北纬 46° 以下与暗栗钙土、而有时也与戈壁棕钙土构成复区。但是，在地形高起的部分也分布有栗钙土。

壤质栗钙土(砾质的)在肯特山和杭爱山南面和东南面有大面积的分布。轻壤质、砂壤质和重砂质的栗钙土主要是分布在大湖盆地、杭爱山和巴颜红果尔地区中，以及东部的巴兴图地区，马塔特旗等地。除了西部的砂质土壤外，在鸿贵河和匝盆河谷，在东部的巴兴图地区、达里岗嘎旗、在哈尔顺河河谷还存在有广阔的新月形砂丘。

1) 关于蒙古领域内的盐土、碱土及其分布问题将在下面另一节中叙述。

因此,在蒙古北部,分布有与外貝加尔湖地区相同的土壤和植物成分,相反地,在蒙古中部,根据土壤的特征而言,与土壤形成过程的荒漠类型十分接近。

現在,我們来闡述栗鈣土和淡栗鈣土。

栗鈣土 具有約 15—20 厘米的厚腐殖質层,在这种土壤中,在腐殖質层之下,或稍高些的地方即开始有泡沫反应。但是碳酸盐的最大聚积量常下降到 35—75 厘米深处(由于土层的砾質化和砂質化)。表层的腐殖質含量为 1.5—3%。易溶盐含量甚微。根据机械或砂質言,这种土壤是壤土和輕壤土,但是,一般均垫有強度砾質化組成而化的土层。

为了說明壤質栗鈣土,我們引用了典型的剖面 331,該剖面采自楚琴机器刈草站东南 5—5.5 公里处(乔巴山城西北 40—45 公里)。其旁有耕地,在微起伏的緩坡上发育着茂盛的植物羣落(羽茅)。

剖面 331 可說明东蒙古平原的典型壤質栗鈣土。在这个剖面中,碳酸盐层降低,无石膏新生体,通常这种土壤是微紧实的。

在杭爱山和肯特山以南,以及在栗鈣土带的山坡上所采集的其他剖面也可看到类似的形态特征。

根据形态特征,这种成土类型的其他剖面(122, 356 和 400)也具有类似的外貌。但是,在杭爱山和肯特山附近的緩坡和平原上,除壤土而外,常常也遇到砾質砂壤土,但其腐殖質层的厚度同样都不超过 18—25 厘米。

在这个地区采集的其他剖面,以及 Б. Б. 波雷諾夫(1926)在烏別尔-札尔加兰特河上游(在伊海图呼木湖地区的烏兰巴托域西南 180—185 公里)所采的剖面 10 和 13 也具有相类似的特征。

上述栗鈣土表层的腐殖質含量为 2.5—3%。在壤土中如象在暗栗鈣土中一样,腐殖質是随深度而逐渐减少的(表 41,剖面 331, 122 与 356)。在砾質、特别是在砂質化土壤中,腐殖質的含量在深 10—15 厘米就有較明显的变化(表 41,剖面 126, 114 等)。对所有剖面來說,腐殖質分布的共同点是腐殖質含量在 15—20 厘米以下迅速下降,再向下,下降緩慢,显然,这可用土层的总砾質化和砂質化来解

表 41 蒙古中部栗鈣土中腐殖質和碳酸鹽中的 CO₂ 的測定資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面號碼	位 置	深 度 (厘米)	腐殖質 (按丘林法%)	CO ₂ (%)
331	楚琴機器制草站(东部)	0—5	2.6	—
		10—15	2.9	—
		20—25	1.2	0.06
		35—40	0.5	1.45
		75—80	—	2.46
126	杭愛山南坡(海拔高 1,300—1,350 米)	0—5	1.7	—
		10—15	0.7	0.10
		25—30	0.6	0.48
		45—50	—	0.65
		70—75	—	0.29
95—100	—	0.27		
356	阿拉-札尔加兰特-赫德西北 10—12 公里(东部)	0—5	2.5	—
		15—20	1.90	0.005
		40—45	0.68	1.40
		55—60	—	1.40
		75—80	—	9.70
95—100	—	4.24		
430	肯特山东南(乔林)	0—5	2.4	—
		15—20	1.06	0.8
		45—50	0.80	4.2
		70—75	—	3.3
114	烏盖依湖西南(杭愛山)	0—5	3.1	—
		10—15	1.3	—
		25—30	1.4	0.01
		45—50	0.78	痕迹
		65—70	—	痕迹
95—100	—	1.35		
122	杭愛山南坡(海拔 2,500—2,600 米)	0—5	2.7	—
		10—15	2.2	—
		25—30	2.0	0.1
		40—45	1.5	1.7
		65—70	—	4 28
379	低山緩坡(巴兴图东南部)	0—5	2.05	—
		10—15	1.05	0.33
		25—30	0.80	0.85
		45—50	—	2.13
		75—80	—	0.75
95—100	—	0.25		
376	乔巴山城以北 40—45 公里(东部)	0—5	2.52	—
		15—20	2.23	—
		30—35	1.18	4.38
		50—55	0.6	0.05
		70—75	—	3.02
95—100	—	2.69		

释。

这里的栗钙土是壤质的、轻壤质的和砂壤质的。其中几乎无粘土变种。所有这些土壤，从表面起就具有某种程度的砾质化或砂质化，但是，一般从 80—100 厘米深处，即过渡到厚的砂层或砂砾层中。

从表 42 和 43 的资料中看出，粘粒的量有些变化，但是由于这里以中砂(0.25—0.05 厘米)粒级为主，所以除砾石外，所有这些母质还使人产生强度砂质化的印象。

栗钙土所含的水溶性盐类不多，干残余物从表面起到 100 厘米深处，逐层的变化为万分之几，千分之几者较少。

正碳酸盐无碱度，重碳酸盐碱度也不高。Cl⁻ 和 SO₄²⁻ 的含量在多

表 42 蒙古中部栗钙土的机械组成(%)

分析者：尼日·保德卡尔

剖面 号数	深度 (厘米)	粗骨 (毫米)			粗骨粒 级总数	细土粒 (毫米)			全 部 >0.01 毫米的粒 级总数	<0.01 毫 米
		>6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
356	0—5	0.12	0.08	1.07	1.27	39.49	29.24	9.26	79.26	20.84
	40—45	—	—	0.37	0.37	39.78	29.89	8.38	78.42	21.58
	75—80	0.04	0.40	1.49	1.93	39.23	29.42	9.81	80.39	19.61
	95—100	0.47	0.77	1.83	3.07	43.62	19.39	9.69	75.77	24.23
331	0—5	—	—	—	—	17.00	50.00	14.00	81.00	19.00
	10—15	—	—	—	—	10.00	45.00	12.00	67.00	33.00
	20—25	—	—	—	—	12.00	48.00	12.00	72.00	28.00
	35—40	—	—	—	—	15.00	53.00	9.00	77.00	23.00
	75—80	—	—	—	—	36.00	58.00	6.00	100.00	—
126	0—5	—	2.5	0.16	2.66	24.33	73.00	—	100.00	—
	25—30	—	1.19	0.18	1.37	49.81	45.37	3.45	100.00	—
	45—50	—	—	0.55	0.55	26.74	52.71	—	100.00	—
	70—75	—	3.30	1.18	4.48	41.55	53.97	—	100.00	—
	95—100	—	2.13	2.37	4.50	47.75	47.75	—	100.00	—
400	0—5	0.80	1.04	1.67	3.51	41.49	46.31	5.79	97.10	2.10
	15—20	2.04	1.46	1.07	4.57	39.17	47.71	1.91	92.36	7.64
	45—50	2.66	1.47	0.75	4.88	33.29	41.85	11.41	91.43	8.57
	70—75	2.21	1.93	1.26	5.40	51.08	32.16	9.46	98.10	1.90

数剖面中直到 80—100 厘米深度内都不超过十万分之几。但是也有一些剖面, SO_4^{2-} 的含量和重碳酸盐碱度有些增高(表 44, 剖面 376 和 126)。

表 43 蒙古中部栗钙土机械组成的分析资料(占干土%)

(根据 H. A. 卡辛斯基方法)

分析者: E. H. 卡齐林纳

剖面号数	深度 (厘米)	HCl 处理的 损失量	颗粒直径 (毫米)						
			1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01	0.01— 0.005	0.005— 0.001	>0.001	<0.01
122	0—5	0.95	19.58	56.41	7.84	—	6.26	8.96	15.22
	10—15	1.69	22.45	56.27	5.54	2.03	3.90	8.12	14.05
	40—45	4.39	15.97	31.17	10.64	5.33	13.83	18.67	37.83
	65—70	12.63	12.80	37.37	12.11	6.13	6.93	12.03	25.09
379	0—5	0.84	33.34	41.78	8.72	0.94	6.99	7.39	15.32
	10—15	0.88	33.00	44.90	7.47	0.71	5.81	7.23	13.75
	45—50	0.80	26.65	59.94	1.26	0.03	2.22	9.05	11.35
	95—100	2.07	30.02	57.86	1.94	0.71	1.94	5.46	8.11

在乔巴山城以北 40—45 公里的羽茅-冰草草原上采集的剖面 376; 在田间(根据形态特征)情况下, 可看到轻度碱化现象。这个剖面的分析资料证实了我们在田间的观察。

这个剖面的表层(0—5 厘米), 干残余物不超过 0.091%, 但是在 15—35 厘米深处, 可增到 0.103—0.116%。正如由表 44 中所见到的, 在同样的深度内, 重碳酸盐碱度却显著增高。沿土壤剖面向下, 干残余物的量和重碳酸盐碱度均行下降。

全量分析与土壤的机械组成有密切关系。例如, 在剖面 331 中, 在 10—15 厘米一层中, 上层与下层比较, 粘粒含量大大增高, 因此, 在此层中, 分析发现 Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 和 SO_3 的含量增高, 而其中 SiO_2 的含量则显著降低(表 45)。

有趣的是, 在全量分析中也可在这一深度内看到 P_2O_5 和 SO_3 的聚积现象, 但盐酸提取液中的磷酸含量很高。当土壤中含有碳酸钙时, 显然, 磷酸都转变成为难溶态的 $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, 而 $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ 显然

表 44 蒙古中部栗钙土中水提取液的分析资料(风干土%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	深度 (厘米)	干残余物	碱 度		Cl'	SO ₄ '	Ca''	Na'
			CO ₃ '	HCO ₃ '				
331	0—5	0.049	无	0.024	0.003	0.001	0.012	未测
	10—15	0.060	”	0.018	0.003	”	”	”
	20—25	0.068	”	0.018	0.005	”	0.010	”
	35—40	0.090	”	0.031	0.007	”	0.012	”
	75—80	0.030	”	0.046	0.003	”	”	”
356	0—5	0.066	无	0.021	0.001	0.003	0.007	未测
	15—20	0.100	”	0.051	”	0.005	0.015	”
	40—45	0.046	”	0.037	”	0.006	0.006	”
	55—60	0.062	”	0.033	”	无	0.008	”
	75—80	0.092	”	0.049	”	0.014	0.005	”
	95—100	0.085	”	0.045	”	0.016	”	”
376	0—5	0.091	无	0.011	0.001	0.011	0.006	未测
	15—20	0.116	”	0.050	”	0.008	0.008	”
	30—35	0.103	”	0.051	”	0.004	0.005	”
	50—55	0.071	”	0.046	”	0.012	0.012	”
	70—75	0.090	”	0.045	”	0.015	0.014	”
	95—100	0.080	”	0.055	”	0.017	0.010	”
122	0—5	0.030	无	0.012	0.001	0.001	0.005	未测
	10—15	0.020	”	0.020	”	0.002	”	”
	25—30	0.068	”	0.027	”	”	0.002	”
	40—45	0.037	”	”	”	”	0.005	”
	65—70	0.616	”	0.063	0.110	0.050	0.050	”
400	0—5	0.046	无	0.015	0.001	0.005	0.004	未测
	15—20	0.060	”	0.014	0.003	”	”	”
	45—50	0.045	”	0.010	0.001	0.002	0.003	”
	70—75	0.141	”	0.043	0.003	0.011	0.005	”
379	0—5	0.050	无	0.037	0.001	无	0.003	未测

續表 44

剖面号数	深度 (厘米)	干残余物	碱 度		Cl'	SO ₄ "	Ca"	Na'
			CO ₃ "	HCO ₃ '				
114	10—15	0.048	无	0.042	0.002	0.001	0.005	未测
	25—30	0.045	"	0.044	0.002	"	0.010	"
	45—50	0.057	"	0.045	0.003	0.003	0.019	"
	95—100	0.054	"	0.042	0.003	0.005	0.012	"
	120—125	0.052	"	0.040	0.002	0.002	0.010	"
	0—5	0.057	无	0.019	0.003	无	0.012	0.013
126	10—15	0.016	"	0.014	"	0.030	0.009	0.009
	25—30	0.045	"	"	0.006	痕迹	0.001	0.007
	45—50	0.035	"	0.020	"	0.031	0.012	0.010
	65—70	0.042	"	"	"	无	0.010	0.006
	95—100	0.043	"	0.040	"	0.043	0.018	"
	0—5	0.028	无	0.032	0.005	痕迹	0.007	0.003
118	10—15	0.089	"	0.044	"	"	0.008	0.005
	25—30	0.057	"	0.034	0.003	"	0.016	0.001
	45—50	0.058	"	0.054	0.005	0.021	0.010	0.003
	70—75	0.090	"	0.041	0.014	0.025	0.016	0.001
	95—100	"	"	0.046	0.005	0.013	0.012	0.015
	0—5	0.044	无	0.009	0.001	0.001	0.005	—
10*	20—25	0.040	"	0.012	"	"	"	—
	45—50	0.050	"	0.009	"	"	"	—
	95—100	0.044	"	0.037	"	"	"	—
	0—5	0.052	无	0.012	—	—	—	—
13*	5—10	0.070	"	"	—	—	—	—
	20—25	0.084	"	0.018	—	—	—	—
	50—55	0.132	"	0.073	—	—	—	—
	0—5	0.036	无	0.010	—	—	—	—
13*	5—10	0.049	"	0.012	—	—	—	—
	20—25	0.057	"	0.027	—	—	—	—
	50—55	0.028	"	0.038	—	—	—	—

* 剖面 10 和 13 借用自 Б. Б. 波雷諾夫的著作, Н. Г. 別尔格分析。

不能为植物所利用(剖面 186)。

土壤的矿质部分受成土过程影响很小。显然,母质矿质部分的分解作用进行很慢,因为,我們沒有在这种土壤中看到作为矿物深度分解指标的 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 的移动现象。

在栗钙土中,未发生二、三氧化物沿土壤剖面的移动的原因,显然,是由于气候干旱和在土壤中存在有充足的碳酸钙与吸收态钙的缘故。

正如我們所看到的,栗钙土的形成过程表现在腐殖质在表层中积累较少(2.5—3%),矿物质的移动不大,重碳酸盐碱度向下略有增高,以及碳酸钙和盐类的淋溶不深等方面。

淡栗钙土 与暗棕钙土和戈壁棕钙土成复区的淡栗钙土广泛地分布在上述地区的最南部,该区发育着草原禾本科植物羣落。

根据总的外貌和干旱性以及具有稀疏低矮植物羣落和典型的、灰色伏地的草丘状半灌木[假木贼 (*Anabasis brevifolia*), 又明棵 (*Salsola passerina*), 紅鬍 (*Reaumuria soongorica*)] 和大量的碱土和盐土来看,这一地区好象是荒漠区的前沿。

淡栗钙土,在平原、缓坡和低山地区均有广泛分布。在该地带中部的最南部地区(約与 46° 平行)的平原和缓坡上分布着戈壁暗棕钙土和戈壁棕钙土。在高地和小丘陵上則分布着淡栗钙土或栗钙土的变种。

在大湖盆地中,在都尔盖湖(哈拉湖)以南,淡栗钙土开始过渡到棕钙土中,但在沙尔金戈壁,則过渡到广阔的盐土地区中。在东南部犹哥季尔地区(向大兴安岭一面)中,淡栗钙土則过渡为栗钙土的变种。

除砂土地区外,淡栗钙土的砾质化程度較栗钙土为大,不仅是土壤表面,而且整个土层中都是砾质化的。这种土壤腐殖质层的总厚度为 12—18 厘米,其表层为带棕色或褐色的灰黄色。腐殖质层具有弱团块构造,微密实,并有裂縫。在砂壤土中,如同在砂壤质的栗钙土中一样,在 80—100 厘米或更深一些的地方都无泡沫反应。在壤质的变种中,从 8—12 厘米起、有时从表面起即开始有泡沫反应。

表 45 蒙古中部栗鈣土的全量分析資料

剖面深度 号数 (厘米)	水分	烧失	SiO ₂	Al ₂ O ₃ (按差 数計 算)	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Mn ₂ O ₃	SO ₃	P ₂ O ₅	总的		硅酸盐的		CO ₂	Na ₂ O+K ₂ O (按差数計算)	
										CaO	MgO	CaO	MgO			
331	0-5	0.52	82.44	7.67	2.32	0.28	0.05	0.22	0.05	1.44	1.20	1.44	1.20	0.00	99.87	0.13
	10-15	0.72	78.27	10.30	2.68	0.28	0.05	0.61	0.07	1.46	0.45	1.46	0.45	0.00	98.58	1.42
	20-25	0.73	83.88	7.71	2.03	0.21	0.04	0.06	0.02	1.00	0.55	1.00	0.55	0.00	98.98	1.02
	35-40	0.56	84.82	7.38	2.19	0.22	0.04	1.12	0.02	0.92	0.36	0.92	0.36	0.03	98.98	1.02
	75-80	0.68	80.60	8.68	2.20	0.24	0.04	0.12	0.17	3.15	0.72	—	0.62	2.59	97.21	2.79
占 赭 对 干 土 (%)																
331	0-5	—	86.07	8.01	2.42	0.29	0.05	0.23	0.05	—	—	1.50	1.25	—	100.01	0.14
	10-15	—	81.95	10.78	2.81	0.29	0.05	0.64	0.07	—	—	1.53	0.47	—	100.08	1.49
	20-25	—	86.98	7.99	2.10	0.22	0.04	0.06	0.02	—	—	1.04	0.57	—	100.08	1.06
	35-40	—	86.52	7.53	2.23	0.22	0.04	1.14	0.02	—	—	0.94	0.37	—	100.05	1.04
	75-80	—	85.61	9.33	2.36	0.26	0.04	0.13	0.18	—	—	—	0.67	—	101.53	3.00
占 煨 烧 过 的 无 碳 酸 盐 土 (%)																

为了說明砾质化的壤质淡栗钙土,我們在阿尔拜海雷东北 120—125 公里处的南向緩坡上采集了剖面 35, 該剖面位于混有穩穗草和野葱以及稀疏凋萎的芨芨草丛的羽茅-蒿屬草原上。

砾质壤土主要分布在阿尔拜海雷南部和东南部, 曼达尔戈壁盟中部以北和乔林居民点以南。这种土壤在形态构造上有些象我們已描述过的蒙古北部的土壤, 其区别仅仅是色泽較淡、密实度較大和泡沫反应层較浅。

为了說明輕(砂化)壤土, 我們在苏海巴托(札布哈兰特沙尔加)盟中部西南 20—25 公里的羽茅-蒿屬-野葱草原上采集了剖面 378。

类似的砂质化土壤, 在大湖盆地的东部、巴彥紅戈尔南部和达里崗夏东南部地区分布面积較大。

上面引用的例子都是最典型的。所有其他的淡栗钙土变种都只是过渡的环节。

表 46 蒙古中部栗钙土 20% 鹽酸提取液的分析資料(风干土壤 %)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	深度 (厘米)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SO ₃	P ₂ O ₅	CaO	MgO
331	0—5	0.06	1.69	1.60	0.05	0.03	0.31	0.34
	10—15	0.08	2.10	1.80	0.06	0.04	0.39	0.39
	20—25	0.05	1.84	1.80	0.04	0.02	0.41	0.37
	35—40	0.07	2.30	1.16	0.025	0.01	0.39	0.36
	75—80	0.09	1.36	1.07	0.020	0.02	2.21	0.64

在砾质化和砂质化土壤間腐殖质厚度的变化, 表现在砾质化土壤的腐殖质比較紧密和集中, 砂质化土壤的腐殖质层則有些分散。在这类土壤的表层中含腐殖质約为 1.5%。無論在砾质化土壤中或是在砂质化土壤中, 腐殖质的含量都是随深度而显著下降(表 47)。在淡栗钙土中腐殖质含量的减少与总的地理环境和位置条件有密切联系。

应当指出, 腐殖质的含量不是指整个土体, 而是指除砾石外能通过 1 毫米篩孔的部分, 正如机械分析材料所証明的, 在某些情况下砾

石很多。因此,在強度砾質化和砂質化土壤中,如果把砾石也列在整个土体中的話,显然,腐殖質的含量还应当減少。

表 47 蒙古中部淡栗鈣土的腐殖質和 CO₂ (碳酸鹽的)的測定資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	位 置	深 度 (厘米)	腐殖質(%) (按丘林法)	CO ₂ (%)
35	阿尔拜海震(杭爱山)东北	0—5	1.8	—
		10—15	1.1	0.05
		35—40	0.4	2.4
		65—70	—	5.8
31	翁金河东北	0—5	1.54	—
		10—15	1.08	0.4
		25—30	0.76	2.1
		65—70	—	—
378	苏海巴托(东南部)	0—5	1.85	—
		15—20	1.02	—
		35—40	0.63	—
		55—60	—	—
		75—80	—	—
231K*	图音河谷的南向坡上(谷地湖)	0—5	1.57	—
		8—16	1.49	—
		35—45	0.82	—
		58—68	—	—

* 剖面 231K 是由 H. A. 卡史帕洛夫采集与分析的。

根据机械組成而言,淡栗鈣土和上述的砾質化和砂質化較大的土壤剖面是有区别的。

表 48 (剖面 378) 的資料証明,在砂質化土壤表层(0—5 厘米),中砂和細砂可达 100%。在 35—80 厘米深处,这种粒級的数量減少 75—80%,其余是粉砂和物理性粘粒(<0.01 毫米)以及粗骨部分。

在強度砾質化的土壤中,粗骨部分沿垂直剖面的变化为 10—20% 或高些。中砂和細砂部分为 75—80%,仅仅有一小部分为物理性粘粒(<0.01 毫米)。

表 48 蒙古中部淡栗鈣土的机械分析資料(%)

分析者: 馬季·杜高尔札布

剖面号数	深度 (厘米)	粗骨 (毫米)			粗骨粒 級总数	細土粒 (毫米)			>0.01厘 米全部粒 級的总数	<0.01 毫米
		6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
378	0—5	0.36	0.87	2.54	3.76	40.42	55.82	—	100.00	—
	35—40	0.61	2.14	2.32	5.07	52.21	23.73	9.49	90.51	9.49
	75—80	0.57	1.88	1.85	4.30	47.85	32.54	5.74	90.43	9.57
	115—120	0.22	0.41	1.08	1.71	73.72	19.66	4.91	100.00	—
231K*	0—5	0.48	1.89	—	2.37	32.22	64.44	—	99.02	0.98
	8—16	3.77	6.95	—	10.72	34.82	52.67	—	98.21	1.79
	35—45	4.95	8.15	—	10.10	35.63	48.66	—	97.39	2.61
	58—68	3.15	5.51	—	8.66	41.10	48.41	—	98.17	1.83
35	0—5	4.14	2.88	2.38	9.35	26.24	57.61	5.18	98.78	1.22
	35—40	3.32	2.35	1.86	7.53	34.79	46.06	8.42	96.80	3.20
	65—70	11.65	4.33	3.75	19.73	56.19	24.08	—	100.00	—

* 剖面 231K 是 H. A. 卡史帕洛夫采集与分析的。

至于談到表层的砂化現象,那么,在頗大程度上,是因风蝕与水蝕作用把泥粒单纯机械排除的結果。

由于土壤剖面含有大量砾石或砂粒,这些土壤一般都未盐渍化。其水提取液的特征是干残余物含量不大(0.027—0.133%),正碳酸盐无碱度,重碳酸盐碱度有时在 10—15 厘米深处有所增高。在土壤剖面中,氯化物和硫酸盐类在大多数情况下都不超过万分之几(表 49)。

換算成煅烧过的无碳酸盐土壤后,如同在栗鈣土中一样,全量分析資料沒有給我們二、三氧化物任何移动現象的說明。在表层中(0—16 厘米) R_2O_3 的含量最大,而 SiO_2 的含量最小(表 50)。

根据形态特征,化学和机械組成,淡栗鈣土接近于戈壁暗棕鈣土。在上述地区的南部,这两种土壤变种彼此呈复区发育,并經常分布在相近的地形上。淡栗鈣土的表层普通为深褐色。可是,暗棕鈣土虽然腐殖質层的厚度和淡栗鈣土相同,但是顏色則比較棕些。

与暗棕鈣土比較,淡栗鈣土的腐殖質含量稍高。例如,戈壁暗棕

表 49 蒙古中部淡栗鈣土的水提液的分析資料(占風干土壤%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面號數	深度 (厘米)	干殘余物	碱 度		Cl'	SO ₄ "	Ca ⁺⁺
			CO ₃ "	HCO ₃ '			
35	0—5	0.052	无	0.040	0.002	0.004	0.005
	10—15	0.074	"	0.050	0.003	0.003	0.011
	35—40	0.068	"	0.038	"	0.004	0.008
	65—70	0.133	"	0.050	0.015	0.008	0.005
31	0—5	0.080	"	0.040	0.002	0.020	—
	10—15	0.050	"	0.044	"	无	—
	25—30	0.065	"	0.040	"	—	—
	65—70	0.178	"	0.024	0.017	—	—
378	0—5	0.085	"	0.014	0.001	0.003	0.005
	15—20	0.061	"	"	"	0.001	"
	35—40	0.043	"	0.010	"	无	0.003
	55—60	0.027	"	0.011	"	—	"
	75—80	0.032	"	"	"	0.001	0.002
	115—120	0.062	"	0.006	"	0.008	0.001
	231K*	0—5	—	"	0.022	0.004	—
8—16	—	"	"	0.003	—	—	
35—45	—	"	0.049	0.004	—	—	
58—68	—	"	0.038	0.003	—	—	

* 剖面 231K 是由 H. A. 卡史帕洛夫采取与分析的。

鈣土表层腐殖質含量为 1—1.5%，淡栗鈣土一般都在 1.5% 以上。

在机械和盐类成分方面，它們彼此也很接近，这种土壤所在的大部分地区都沒有盐漬化，但是，一般都是強度砂質化和砾質化的。

应当指出，在这个地区中，無論是在淡栗鈣土中間或是在暗棕鈣土中間都分布有盐化和碱化的土壤变种。盐化土壤的水提取液表明，在 65—70 厘米深处干殘余物的含量增高(0.254—0.315%)，并且在同一深度內氯化物和硫酸盐类也增多。在碱化土壤变种中，重碳酸盐的碱度有些增高(0.043—0.059 HCO₃'），而有时在 20—25 厘米，或 55—60 厘米深处在分析上可发现苏打(0.002—0.005% CO₃"）。

表 50 蒙古中部淡栗鈣土的全量分析材料

剖面深度 号数 (厘米)	水分	烧失	SiO ₂	Al ₂ O ₃ (按差 数)	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Mn ₂ O ₃	SO ₃	P ₂ O ₅	总的		磷酸盐的		CO ₂	总计	K ₂ O+Na ₂ O (按差数)
										CaO	MgO	CaO	MgO			
23IK 0—16 35—45 58—68	0.74	3.81	80.91	5.85	4.81	—	0.17	0.27	0.10	1.39	0.91	1.39	0.91	0.00	98.22	1.78
	0.49	4.61	80.98	3.11	5.35	—	0.12	0.44	0.03	3.75	0.76	1.42	0.76	1.83	99.15	0.85
	0.38	3.36	83.64	3.46	4.40	—	0.12	0.11	0.18	3.07	0.70	1.38	0.70	1.38	99.04	0.96
占 结 对 干 土 (%)																
23IK 0—16 35—45 58—68	—	—	84.15	6.08	5.00	—	0.18	0.28	0.10	—	—	1.45	0.95	—	100.04	1.85
	—	—	87.05	3.34	5.75	—	0.12	0.47	0.03	—	—	1.53	0.82	—	100.02	0.91
	—	—	88.24	3.65	4.64	—	„	0.11	0.19	—	—	1.46	0.74	—	100.16	1.01
占 煨 烧 过 的 无 磷 酸 盐 土 (%)																

根据土被來說，这个地带部分地同 Л. И. 普拉索洛夫 (1911) 所描述的、位在准噶尔阿拉套山前地区的栗鈣土相同。相类似的砾质化淡褐色土 А. И. 彼松諾夫 (Бессонов) 和 С. С. 涅烏斯特魯耶夫 (1908) 在由額尔齐斯河到文河地区也曾遇到过。

但是，我們上述的干旱地带与穆戈扎雷的南部地区非常接近。根据 Н. Д. 伊梅利亞諾夫 (Емельянов, 1914) 的資料，在穆戈扎雷南部(干草原)地区不仅有象栗鈣土或棕鈣土那样的主要土类，而且，在栗鈣土或棕鈣土复区的組成和特征中，还可看出一个特殊的外貌，即由基本的碱化土类型(地带性的)到典型的碱土或盐土的斑块。

与分布在穆戈扎雷南部的土壤相比較，蒙古栗鈣土和淡栗鈣土的主要特征是大部分都沒有盐渍化，其中碱化土变种也很少，而且一般也无微域复区。

从杭爱山和肯特山向南，随着气候干旱性的增加，土壤和植物羣落的特征也逐渐变化。这里植被強烈地稀疏和低矮，并且开始出现羽茅-蒿属和羽茅-錦鸡儿复区。向南則过渡到生活在极端干燥条件下的猪毛菜-灌木羣落中，与水分和植物羣落减少的同时，成土过程的动力也普遍降低。

我們在上面曾指出，在湿润的草原中，黑土和暗栗鈣土在其組成中含粘粒百分比比較大，此外，其腐殖质的含量也較丰富。

随着干旱度的增加、植被的减少和成土过程的动力减弱，土壤中的胶体含量降低，砂粒量增多，因而，吸收容量也减小。对上述干旱地带來說，有趣的是在风化过程中释放出的盐分很少参加到土壤形成作用中，而干旱地带的特征通常是盐分在成土过程中的作用很大。在成土过程中所形成的盐类，沒有从土壤中淋洗，而是残留在某种深度中。地区愈干旱，在土壤剖面中的盐分也愈高，但决不是就說在蒙古杭爱山和肯特山以南貧瘠的干草原都是这样。

在上述的地带中，除現代的第四紀沉积和变质(砂岩和砾岩)岩层外，噴出的火成岩分布也相当广。例如，根据 В. В. 波雷諾夫的資料，在烏列尔和哈拉-扎尔加兰特二河之間分水岭附近，石英斑岩、黑色霏細岩、流紋岩、正长斑岩等分布很广。下列的結果是从 В. В. 波

雷諾夫(1926)著作中所引証的一个霏細岩的分析資料(%)。

SiO ₂	— 70.88
Al ₂ O ₃	— 15.39
Fe ₂ O ₃	— 2.21
TiO ₂	— 0.13
CaO	— 0.14
MgO	— 0.17
K ₂ O	— 7.18
Na ₂ O	— 2.94
烧失	— 0.79

在这个地带中,岩石的风化过程好象应当释放出大量的盐类,这些盐类必然要参加成土过程中,这里也包括着那些为雨水和多尘的暴风所带来的盐类。然而也必须把由于生草微弱或地面裸露的蒸发作用也包括在促进盐渍化作用的因素中。

但是,在栗鈣土和淡栗鈣土所分布的絕大部分地区中,我們并未发现土层的盐渍化。显然,土层沒有盐渍化是与自然排水良好(砂和砾岩的母質)以及化学和生物风化作用有关,也与上述地区的地形条件以及与在砂-砾岩层中弱矿質化的地下水水位較深有关。

我們得出这种結論的根据是:这个地区的絕大部分是分布着殘积物、冲积物和变質(砂-砾岩)岩层。这些标本的水分提取液并不能証明它們有盐渍化現象。但是,在这个地区中我們却看到很多低地,在这些低地中常常发现有很厚的盐层(1—1.5米)。这一情况証明这里的底土层和土壤层,在很早以前已把释放的盐类淋洗到很深的地方了。現代在大块結晶岩风化时所释放的盐分,由于土层的砾質化和地形的条件,部分地同大气降水一起进入土层中部分地被帶入低地,并在低地中积聚起来。

在这个地带的低地中以及在向低地傾斜的緩坡上,常常广泛地分布着盐土、碱土和碱化-盐化土复区,其面积可达上述地区的 28—30% (关于碱化-盐化土复区将在下边論述)。

栗鈣土和淡栗鈣土的特征是腐殖質的积累弱(1.5—3%),土壤

剖面密实度不大,石灰新生体呈白斑或片状在 40—70 厘米深处复盖在碎石和砾石上。

根据石灰的总量,可以把这个地区的土壤组合分为砂质和砾质土复区。在砂土中石灰的含量最小,而在砾质土壤中石灰的含量最大。为易溶盐类盐渍化的总量非常小。除了碱土地区和地下水位不深的地方外,都无石膏层。在土层中无石膏的原因与土壤的砾质化无关,但与地下水位较深及其矿化度较弱有关。砂质和轻砾质土壤,无疑地,在这方面是不同于粘质土壤的,但这种情况一般是附带有条件的。在上述地带的砾质化土壤中,我们曾不止一次地发现石膏层,但在这种地方,一般可看到位置不深的地下水,以及地下水有高的硫酸钠矿化度。

在农业方面栗钙土的质量比较高。但利用这种土壤从事作物栽培,可把海拔较高、地形破碎和土壤水分总量不足的那些地方列入不良的因素中。在广阔平原和缓坡的某些地方可从事灌溉农业。但从事灌溉农业需要花费相当大的物力来建筑灌溉网,提高水位和把水引到距离很远的农业地区。

这个地带在目前条件下,仅可在杭爱山和肯特山以南以及东蒙古平原的低地和平原上重点选择农业地段。但是在这些地方,如无相应的农业技术改良措施就不能到处都能获得稳定的收获。有许多地方,可能仅在有利年份,也就是在有足够的温度和水分的年份才能有所收获。在这个主要区域中,在大多数情况下需要进行灌溉和选择适当的作物品种。在这个地带中,不需要较大花费即能灌溉的地区,仅有匝盆河、拜达里格河、图音河、沙尔古尔扎特河、克鲁伦河等河谷。

在农业方面,淡栗钙土的价值比栗钙土低,加之其中又常常为强度砾质和砂质的变种,因而,这种土壤的保水性就比较弱。此外,根据气候条件,这种土壤特别需要进行灌溉。因此,在目前条件下这一地区仅可用作牧场。

9. 蒙古和戈壁阿尔泰的栗钙土和薄层棕钙土

这类土壤广泛地分布在蒙古和戈壁阿尔泰以及与他们平行走向

的山脉和戈壁的小丘陵上。

在蒙古人民共和国境内，蒙古和戈壁阿尔泰从西北向东南延伸达1,400—1,500公里。在蒙古的最西部由达板博格达山中枢西北脱离俄国阿尔泰，向东南即为蒙古阿尔泰（或阿尔泰因山脉）。蒙古阿尔泰约在东经 100° 过渡到戈壁阿尔泰中，戈壁阿尔泰呈巨大的舌状伸展到广阔的戈壁平原中。戈壁阿尔泰是不连续的，在有些地方为孤立的系，向东南而逐渐下降。在南戈壁盟的达兰扎达加特以东40—45公里处，最后的一个山系——古尔班察汗山——过渡到戈壁小丘陵中。

阿尔泰高山的地形是非常复杂的，它的高度变化也很显著。蒙古阿尔泰的最高点在4,000米以上，水平最低点为1,500米。

该区的成土过程与地形特征、地势高度、植物复盖和基岩位置较深等有密切的关系。凡是在结晶岩层位近地表的那些地方，地形形式就表现得很显著，而成土母岩和土壤的砾质度就大。凡是母岩为沉积发生的那些地方，则地形缓和，且表层的细土层较厚。

在山区条件中，薄层粗骨土壤并无较大的农业价值（除放牧外）。土壤石质化和土层薄或完全无细土层是决定这种土壤在农业方面不能利用的基本因素。细土层仅累积在缓坡上和山间谷地中。在比较高和陡的坡上，常常是混有大量碎石和石砾的薄层幼年土。这种现象是由于陡坡的存在，在陡坡上经常发生表层的冲刷，而有时可使土壤完全更新所致。

无论是蒙古或戈壁阿尔泰，栗钙土虽然视分布的条件和基岩接近地表的程度而改变其结构，但是，与此同时，在每一剖面中也具有某些重复而固定的特征；这就是团块构造、灰褐的颜色和碳酸盐层位较浅。

由栗钙土带向下边土壤带的过渡，在不同的部分其方式也不同。例如，如果是在戈壁阿尔泰或在蒙古阿尔泰的中部地区则具有高的和比较陡的坡，那么，在这种情况下可看到从暗栗钙土、有时从黑土向戈壁棕钙土显著地跃进。如果是一般的低而缓和的地形，那么从黑土过渡到棕钙土就要缓慢些，并经过许多中间环节。因此，在阿尔

泰山区提出任何土壤垂直分布的图式都是困难的,由于这种原因,虽然这里土壤很复杂,而我们仅以分布最广的栗钙土用一种图例标示出来(参看土壤图,土壤界线7)。

比较高的山坡常常是裸露的,其下为山地黑土或暗栗钙土。这类土壤通常是薄层的,并具有砾石,但未盐渍化。植被的盖度较好,从20—28厘米深处起即有泡沫反应,其下垫有大块的石头或坚硬的基岩。

石质薄层土在上述地区分布很广泛,这种土壤的绝大部分仅能作为牧场。在蒙古和戈壁阿尔泰比较低的地方和缓坡上则是未盐渍化的栗钙土。但是,在蒙古阿尔泰(绝对高度约2,000米)广阔的山间低地中间,盐土和龟裂状盐化-碱土与栗钙土成复区分布。这里我们不再谈黑土和暗栗钙土,因为上面我们已经叙述过了。在此我们仅主要论述一下在蒙古和戈壁阿尔泰分布最广的栗钙土。

栗钙土的表层已弱生草化并且很紧实。其中腐殖层的一般厚度为18—32厘米。从表层或从12—15厘米深处起即有泡沫反应,在深25—40厘米处碳酸盐层呈片地凝固在碎石和砾石上。

为了阐述山地栗钙土的剖面,我们在距察干湖转运站西南5—6公里的蒙古阿尔泰山采集了剖面165,植被为贫瘠的羽茅-蒿属草原;在达兰扎达加特西偏北25—30公里的戈壁阿尔泰山的缓坡上采集了剖面5,植被为羽茅-蒿属干草原。

戈壁阿尔泰的栗钙土与分布在蒙古阿尔泰的同一土类有些区别。戈壁阿尔泰的土壤腐殖层较薄(10—18厘米),颜色较淡,碳酸盐层表现明显,而且通常是位近地表(10—30厘米)。

这种成土类型的另一些剖面,在形态特征上与上述土壤具有相同的轮廓(表51,52)。

在蒙古阿尔泰和萨留吉姆山之间的高的山原上,山间盆地和湖状低地常常有盐土和龟裂状碱化-盐化土的分布。盐土和盐化土壤的特征是黄土状壤土和重壤土,但也常有粘土的变种。在这种土壤中,从表面起到45—50厘米深处止一般无粗骨部分存在或者表现极弱。碳酸盐层不明显,但这种土壤全剖面却有很强的泡沫反应。在

表 51 蒙古和戈壁阿尔泰的栗钙土、棕钙土和鹽化土的腐殖

質含量和碳酸鹽的 CO₂ 的測定資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	地区位置	深度 (厘米)	腐殖質(%) (按丘林法)	CO ₂ (%)
165	蒙古阿尔泰, 察干湖西南 5—6 公里, 絕對高度 2,200 米	0—5	3.6	—
		10—15	2.8	0.6
		25—30	1.5	3.9
		45—50	0.45	1.6
		65—70	—	1.4
		95—100	—	0.9
5	戈壁阿尔泰, 达兰扎达加特西北 25—30 公里, 絕對高度 1,600 米	0—5	2.8	—
		10—15	0.9	2.41
		25—30	—	5.03
		45—50	—	4.12
4	戈壁阿尔泰, 所在位置与剖面 5 同, 仅在此坡稍下一些, 絕對高度 1,500 米	0—5	1.1	—
		10—15	0.5	—
		25—30	0.7	—
		60—65	—	—
162	蒙古阿尔泰, 察干湖(轉运站)以南 12—15 公里, 絕對高度 1,900 米	0—5	3.0	—
		10—15	2.5	—
		25—30	1.9	5.03
		45—50	0.9	3.55
		65—70	—	5.02
		95—100	—	3.82
163	蒙古阿尔泰, 距察干湖 5—6 公里, 絕對高度 1,500 米	0—5	1.08	2.0
		10—15	—	2.6
		25—30	1.0	2.5
		45—50	—	3.88
		65—70	—	2.5
158	蒙古阿尔泰, 在科布多城西北, 托勒伯湖东南 15—18 公里, 絕對高度 2,000 米	0—5	1.1	—
		10—15	0.5	—
		25—30	0.6	6.7
		45—50	—	3.1
		65—70	—	2.4
		95—100	—	2.3
170	阿奇特湖盆地、布海穆辣旗东北 45—46 公里, 絕對高度 2,000 米(石質草原)	0—5	6.9	—
		10—15	1.5	—
		25—30	1.0	5.8
		45—50	0.5	2.1
		65—70	—	6.67
159	蒙古阿尔泰, 距巴顏烏留吉 30—35 公里, 烏林河河谷, 絕對高度 1,600 米	0—5	5.8	—
		10—15	4.2	—
		25—30	1.4	—
		45—50	—	—
		70—75	—	—

表 52 蒙古和戈壁阿尔泰的栗钙土、棕钙土和鹽化土的机械分析資料

分析者：尼日·保德卡尔

剖面号数	深度 (厘米)	粗骨 (毫米)			粗骨粒 級总数	細土粒 (毫米)			全部粗 級总数 (>0.01 毫米)	<0.01 毫米
		>6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
158	0—5	2.65	0.26	0.49	3.40	0.97	11.11	2.41	17.89	82.11
	10—15	—	—	3.66	3.66	0.96	12.04	2.41	19.07	80.93
	45—50	9.45	0.93	5.25	15.63	16.87	16.45	0.84	49.79	50.21
162	65—70	2.81	1.64	2.75	7.20	9.28	9.28	—	25.76	74.24
	0—5	1.13	1.17	1.45	3.75	25.02	51.97	14.92	95.66	4.34
	25—30	3.35	2.30	1.76	7.41	16.67	25.00	19.44	68.52	31.48
	65—70	1.02	0.85	2.20	4.07	24.46	33.10	10.55	72.18	27.82
163	95—100	1.61	1.33	1.34	4.28	23.93	29.67	13.40	71.28	28.72
	0—5	—	—	—	—	5.00	19.50	10.00	34.50	65.50
	25—30	—	—	—	—	1.00	9.00	24.00	34.00	66.00
	45—50	1.60	2.48	0.74	4.82	4.76	11.42	11.42	32.42	67.58
4	65—70	0.61	0.58	1.47	2.66	4.87	23.85	19.95	51.33	48.67
	0—5	—	—	—	—	20.00	36.00	11.00	67.00	33.00
	10—15	—	—	—	—	30.00	31.00	15.00	76.00	24.00
	25—30	—	—	—	—	33.00	36.00	11.00	80.00	20.00
5	60—65	—	—	—	—	40.00	38.00	5.00	83.00	17.00
	0—5	—	—	—	—	30.00	50.00	12.00	92.00	8.00
	10—15	—	—	—	—	45.00	34.00	13.00	92.00	8.00
	25—30	—	—	—	—	50.00	29.00	8.00	87.00	13.00
170	45—50	—	—	—	—	40.00	29.00	14.00	83.00	17.00
	0—5	1.58	2.23	1.60	5.41	18.92	75.67	—	100.00	—
	25—30	0.46	1.12	2.31	3.89	24.03	33.64	7.21	68.77	31.23
	65—70	2.89	3.56	2.09	6.54	22.86	42.99	0.91	75.30	24.70
168	95—100	3.40	2.60	2.69	8.69	21.00	29.22	7.74	61.65	33.35
	0—5	—	—	0.98	0.98	17.82	41.59	31.69	92.08	7.92
	25—30	—	—	—	—	14.00	40.00	33.00	87.00	13.00
	65—70	10.72	3.42	1.83	15.97	84.03	—	—	100.00	—
159	95—100	12.15	2.00	1.12	15.27	63.55	21.18	—	100.00	—
	0—5	—	—	0.90	0.90	23.78	62.43	12.88	100.00	—
	10—15	—	—	0.36	0.36	15.44	45.34	9.47	70.61	29.39
	25—30	0.84	1.09	3.00	4.93	19.01	57.04	7.60	88.58	11.42
	45—50	—	0.33	7.00	7.33	22.92	59.23	1.92	91.47	8.53
95—100	5.75	1.89	2.26	9.90	56.76	24.78	2.70	94.14	5.86	

表 53 蒙古和戈壁阿尔泰的栗钙土、棕钙土和鹽化土(占風干土的%)

中水提取液的分析資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	深度 (厘米)	干残余物	碱 度		Cl'	SO ₃ ''	Ca''	Mg''	Na' (按差数)
			CO ₃ ''	HCO ₃ '					
4	0—5	0.006	无	0.03	0.001	无	0.014	0.003	未测
	10—15	0.045	无	0.03	0.003	无	0.013	0.003	未测
	25—30	0.074	无	0.06	0.003	无	0.017	0.003	未测
	60—65	0.053	无	0.03	0.002	无	0.009	0.006	未测
5	0—5	0.052	无	0.03	0.003	无	0.012	0.004	未测
	10—15	0.054	无	0.06	0.003	无	0.016	0.006	未测
	25—30	0.066	无	0.05	0.003	无	0.016	0.006	未测
	45—50	0.068	无	0.06	0.001	无	0.014	0.005	未测
	65—70	0.056	无	0.06	0.003	无	0.017	0.003	未测
165	0—5	0.062	无	0.027	0.002	0.001	0.015	未测	未测
	10—15	0.058	无	0.032	0.003	0.001	0.014	未测	未测
	25—30	0.056	无	0.040	0.002	0.001	0.016	未测	未测
	45—50	0.045	无	0.027	0.003	0.001	0.012	未测	未测
	65—70	0.057	无	0.029	0.003	0.001	0.013	未测	未测
	95—100	0.064	无	0.035	0.003	0.001	0.018	未测	未测
163	0—5	0.498	无	0.029	0.180	0.071	0.120	0.012	0.008
	10—15	0.352	无	0.039	0.065	0.034	0.044	0.010	0.004
	25—30	0.364	无	0.034	0.059	0.036	0.020	0.018	0.005
	45—50	0.218	无	0.031	0.034	0.024	0.024	0.008	0.002
	65—70	0.065	无	0.027	0.014	0.019	0.015	0.006	—
162	0—5	0.042	无	0.029	0.005	0.04	0.01	0.003	0.002
	10—15	0.370	无	0.051	0.120	0.02	0.02	0.003	0.080
	25—30	0.547	无	0.056	0.230	0.018	0.03	0.003	0.130
	45—50	1.262	无	0.042	0.120	0.674	0.230	0.002	0.10
	65—70	0.174	无	0.053	0.020	0.031	0.017	0.003	0.658
	95—100	0.085	无	0.061	0.030	0.020	0.008	0.003	—
158	0—5	0.555	无	0.039	0.007	0.300	0.085	0.033	0.004
	10—15	0.520	无	0.044	0.014	0.306	0.019	0.031	0.090
	25—30	0.255	无	0.056	0.013	0.127	0.011	0.012	0.050
	45—50	0.146	无	0.056	0.008	0.058	0.009	0.013	0.019

續表 53

剖面 号数	深 度 (厘米)	干残余物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''	Na' (按差数)
			CO ₃ ''	HCO ₃ '					
168	65—70	0.085	无	0.063	0.005	0.020	0.008	0.011	0.006
	95—100	0.030	无	0.061	0.003	0.015	0.010	0.010	0.001
	0—5	—	无	—	0.001	0.001	0.001	—	—
	10—15	—	无	—	0.001	0.001	0.001	—	—
	25—30	—	无	—	0.001	0.001	0.001	—	—
	45—50	—	无	—	0.001	0.001	0.001	—	—
	65—70	—	无	—	0.001	0.001	0.001	—	—
159	95—100	—	无	—	0.001	0.001	0.001	—	—
	0—5	0.038	无	0.016	0.001	0.001	0.006	0.001	未测
	10—15	0.049	无	0.012	0.002	0.001	0.009	0.001	未测
	25—30	0.046	无	0.015	0.001	0.001	0.007	0.001	未测
	45—50	0.018	无	0.012	0.002	0.007	0.007	0.003	未测
	70—75	0.033	无	0.015	0.001	0.011	0.011	0.003	未测
	95—100	0.033	无	0.017	0.001	0.002	0.020	0.003	未测

盐渍化的土壤中，常常在 50—65 厘米深处发现有石膏，但有时也没有。

为了評述盐化栗鈣土，我們在蒙古阿尔泰（察干湖轉运站以南 12—15 公里的山坡上）采集了剖面 162（表 53），植被为羽茅-蒿属草原。

在绝对高度约为 2,000 米的平坦山間低地中，有时为龟裂状碱化-盐化土所占据。这种土壤具有平滑而微裂开的表面，其上复盖着稀疏个别的叉明棵植物。土层从表面起就非常紧密，其下为层状-团块构造或稜柱形-团块状构造。在 25—30 厘米深处有明显的碳酸盐层。按机械組成來說，龟裂状土壤的特征是含有少量細石的粘土变种，湿润时粘着，干燥时紧实。

我們在托勒伯湖（蒙古阿尔泰）东南 15—18 公里采集的龟裂土剖面 158 可作为闡述这种土壤类型的例子。

根据腐殖质的含量，蒙古和戈壁阿尔泰栗鈣土則与我們在上边

所指出的杭爱山和肯特山的土壤具有相同情况。这种土壤表层的腐殖质含量多少是一致的，并且与地理位置和地区高度极相符合。腐殖质在剖面各层中的分布(无论在蒙古阿尔泰或在戈壁阿尔泰中)到处都具有这样的一个总的规律，即：细土层愈厚，腐殖质向下就减少得愈慢。相反地，当细土层较薄时，可看到腐殖质由表层向下层有非常显著的减少(表 51, 剖面 5 和 165)。

在干草原棕钙土中，腐殖质的含量一般不超过 1%，照例其含量是随深度而显著下降(表 51, 剖面 4)。在盐化土壤中，腐殖质的含量与它分布在那些土壤中间的土壤类型(黑土、栗钙土)有密切关系(表 51, 剖面 162, 170)。相反地，在龟裂状土壤中，腐殖质的含量与它所在的土类无关。分析表明其含量一般不超过 1%(表 51, 剖面 158, 163)。

CO₂ 的测定发现有碳酸盐层的存在，这一点在描述剖面形态时已曾指出。在山地栗钙土变种中(蒙古和戈壁阿尔泰)，碳酸盐的最大含量是在 25—30 厘米深处，亦即较分布在杭爱山和肯特山以南干草原中间的栗钙土的碳酸盐层高得多。显然，这种情况是与气候干旱和坡度陡峻有密切关系。

在机械组成方面，在大多数的情况下，所述的土壤是强度砾质化的轻和中壤土。在土壤剖面中含粗骨为 3—15% 或较多，含中砂和细砂为 50—80%，含物理粘粒为 4—30%(表 52, 剖面 4, 5, 162, 168)。

在这个区域中，山间低地的土壤和平缓的龟裂状低地的土壤看起来是有些异样的。在这些低的地方，特别是当有缓坡向低地倾斜时，常常为重壤土或粘土的变种。这种土壤由表层到 25—30 厘米深度内几乎没有粗骨，或含量很微。在 50 厘米以下的土层中就可看到砂-砾岩的间层和粗骨的增加。但是，除含有大量的砂-砾石物质外，物理粘粒(小于 0.01 毫米)的含量仍然很高(表 52, 剖面 158, 163)。位在相同条件(按地形)中的其他剖面，在机械组成方面一般都是类似的特征(表 52)。

在大多数的情况下，山地栗钙土的水提取液证明其中无任何盐

漬化現象。在垂直的剖面中,其干殘余物也不超过 0.045—0.068%。
 Cl' 和 SO_4'' 仅占十万分之几。无正碳酸盐碱度,重碳酸盐(HCO_3)的
 碱度逐层的变化幅度为 0.030—0.040% (表 53, 剖面 4, 5, 165 等)。

但是,也可遇到这样的栗鈣土(特别是在蒙古阿尔泰),其水提取
 液表明土层有盐漬化現象。該区土层的盐漬化与地下水沿毛管上升
 的盐分累积决无关系,因为,第一,这里地下水位很深(10—15 米);
 第二,其下垫有砾-砂岩层,毛管水上升不了这样高。这里土壤盐漬
 化的主要原因显然是由于岩石本身盐化和它所分布的条件(高原)以
 及在层状的底土中有临时性上层土壤水分的存在所造成。

表 53 (剖面 162, 163) 的資料証明,土层的最大盐化現象表现在
 50 厘米以內的层次中,而且在表层中以氯化物盐漬化为主,硫酸盐盐
 漬化主要在 45—50 厘米的深度中。在盐分的剖面中(图 50),氯化
 物-硫酸盐盐漬化的栗鈣土表现最为明显。

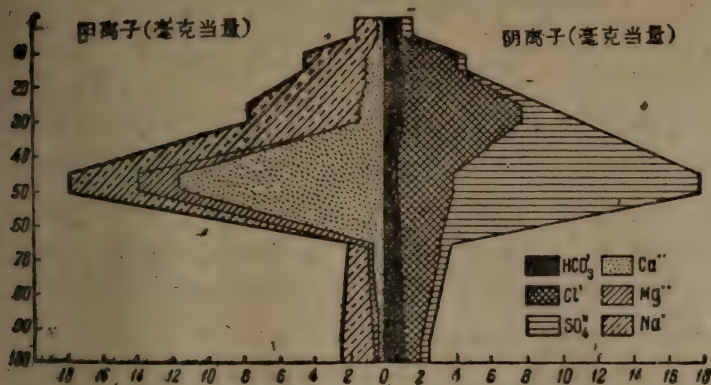


图 50 鈣-鈉氯化物-硫酸盐盐土的盐分剖面(剖面 162)

在盐分方面,龟裂状碱化-盐化土与盐化栗鈣土的变种比較有某些
 不同。龟裂状碱化-盐化土,虽然盐分的最大含量也在表层中,但是,
 盐分的性質却与盐化土壤不同。在龟裂状土壤的剖面中,鎂的含量
 大大地多于鈣。在深 10—30 厘米深处,鈉的含量超过鈣和鎂含量
 的总和,而鈉与鈣鎂之比为 2:1 (表 53, 剖面 158)。

无正碳酸盐碱度,但是,重碳酸盐碱度几乎比盐化栗鈣土高 2 倍

(硫酸盐含量高者除外)。

龟裂状土壤的盐渍化现象可在盐分割面中很清楚地看出来(图 51)。

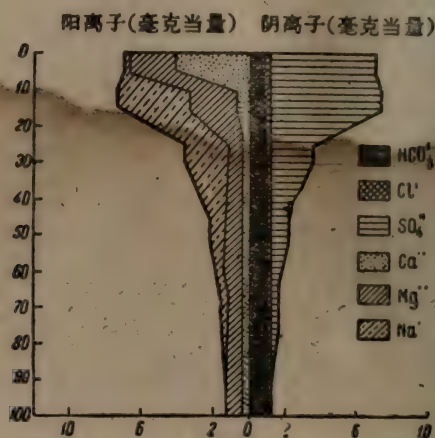


图 51 硫酸盐-镁-钠盐渍化的盐分割面(剖面 158)

盐化栗钙土的全量分析资料表明：在土层中所有的化合物除碳酸钙外(碳酸钙在 25—70 厘米深处累积量最大),分布很均匀(表 54)。碳酸盐的积累,很明显地表现了淋洗过程的深度。在蒙古和戈壁阿尔泰,当水分缺少时,碳酸盐的淋洗就弱,因此,这里各种栗钙土的变种甚至是黑土,泡沫反应很强,也就是比我们在蒙古北部杭爱山和肯特山所看到的相应的土壤高得多。

把碳酸盐的分布与石灰和镁的分布资料加以比较,我们即可得出结论说：在这种土壤中,如同在干草原栗钙土中一样,全部碳酸都是与钙、镁结合成碳酸盐。在这种土壤的表层有 P_2O_5 , SO_3 和 Mn_2O_3 的累积。 Mn_2O_3 的累积现象与这里的有机质分解有密切关系。

我们为了查明成土过程的强度和方向而测定了土壤的全量成分和分析了 20% 的盐酸提取液。

在结束蒙古阿尔泰土壤的描述时,应当简单的谈谈阿奇特湖盆地的土壤,这种土壤与分布在蒙古阿尔泰的山间盆地的其他土壤有

表 54 蒙古阿尔泰的鹽化栗鈣土的总量分析資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面深度 号数 (厘米)	水分	烧失	SiO ₂	Al ₂ O ₃ (按差 数)	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Mn ₂ O ₃	SO ₃	P ₂ O ₅	总的		硅酸盐的		CO ₂	总计	Na ₂ O+K ₂ O (按差数)
										CaO	MgO	CaO	MgO			
162 0-5	0.78	6.75	68.32	13.39	6.12	—	0.13	0.24	0.16	0.56	1.63	0.56	1.63	0.01	97.80	2.20
10-15	0.81	6.46	66.70	12.94	6.11	—	0.11	0.46	0.19	1.21	1.85	0.48	1.85	0.57	91.60	3.40
25-30	1.06	10.44	61.94	10.65	6.13	—	0.09	0.18	0.19	4.93	1.68	—	0.84	4.91	96.23	3.77
65-70	0.88	9.54	65.65	9.88	5.80	—	0.09	0.18	0.02	5.09	1.90	—	1.00	5.01	98.15	1.85
占相对于干燥土壤的 %																
162 0-5	—	—	73.10	14.86	6.55	—	0.14	0.26	0.17	—	—	0.60	1.74	—	99.77	2.35
10-15	—	—	71.64	13.98	6.60	—	0.12	0.50	0.20	—	—	0.52	2.00	—	99.63	4.07
25-30	—	—	73.11	12.67	7.29	—	0.11	0.21	0.23	—	—	—	1.00	—	99.71	4.49
65-70	—	—	78.12	11.76	6.90	—	0.11	0.21	0.02	—	—	—	1.19	—	100.51	2.20
占煨烧过的无碳酸盐土壤的 %																

表 55 栗鈣土(絕對干土%) 20% 的鹽酸提取液的分析資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	深度 (厘米)	燒失	SiO ₂	Al ₂ O ₃ +P ₂ O ₅ (按差数)	Fe ₂ O ₃	SO ₃	CaO	MgO
162	0—5	7.51	0.42	4.22	4.30	0.04	0.41	1.60
	10—15	6.99	0.43	4.52	4.12	0.10	1.18	1.72
	25—30	10.68	0.54	3.58	3.74	0.13	4.44	1.53
	65—70	10.22	0.53	3.78	3.93	0.13	5.10	1.86
	95—100	8.28	0.40	4.06	4.10	0.10	4.90	1.80

些區別。因此，我們便在土壤图上单独地分出来了(參看土壤界綫 6)。

阿奇特湖盆地的四周几乎完全为雄伟的山脉——蒙古阿尔泰山、薩留吉姆山、哈尔希尔山所圍繞，因此，其雨量較少，风的影响不大，土壤的表面，特别是在山前部分，都盖有砾石。这种情况使該盆地与其他的盆地有显著的区别。因为，按其环境來說，它是貧瘠的石质干草原。但是，在布海穆稜河河谷中，可看到綠洲和发育茂盛的、高达2—3米的錦鸡儿(*Caragana spinosa*)灌丛。这样高的錦鸡儿(上述的种)仅在蒙古西部的阿奇特湖盆地和在烏布苏湖盆地中有分布。

阿奇特湖盆地緩坡上的土壤从表面起几乎完全为大小不等的岩屑物质所复盖(图 52)，因而这里植被非常稀疏而是一个貧瘠的羽茅-蒿属牧场。其中腐殖质层的厚度一般不超过 12—15 厘米。碳酸盐层在 25—30 厘米深处表現明显。从表面或从 10—12 厘米深处起有泡沫反应。这种土壤是栗鈣土或暗栗鈣土的变种，它是干燥、紧实和砾质化程度很大的土壤，在大多数的情况下都未盐渍化。但是，在这种土壤中，也象在蒙古阿尔泰山間盆地中所分布的土壤一样，也有盐化土的变种。

在盐分剖面中(图 53)，我們可看到硫酸盐-鈣的盐化現象最为显著。

布海穆稜河河谷中的土壤是冲积的輕壤土，其中腐殖质层的厚度一般約为 15—18 厘米，向下层过渡(草甸土除外)不明显。碳酸盐层表現較弱，但常常从表面起就有泡沫反应。这种土壤是微潛育化

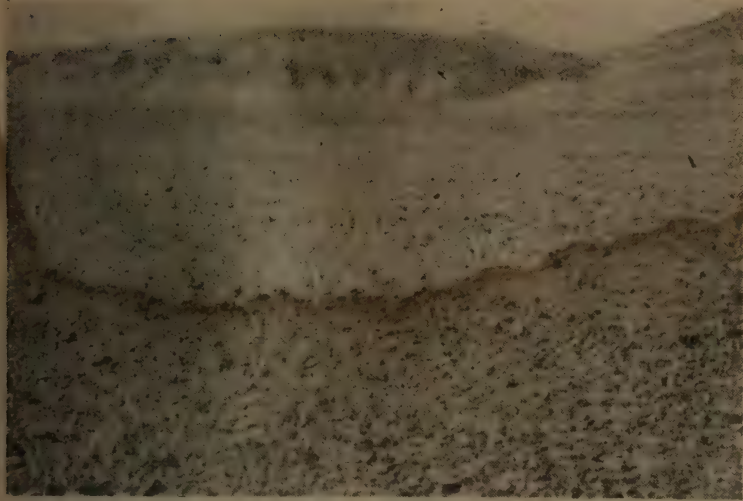


图 52 石質草原(阿奇特湖盆地)

的、无结构和疏松的。但上面的砂-砾石間层在 65—100 厘米深处即为厚的砾石层所代替。这种土壤的水提取液无任何盐渍化现象。 Cl' 和 SO_4'' 仅占十万分之几(表 53, 剖面 168)。

布海穆稜河河谷中的土壤按其形态特征、化学組成和厚的砂-砾石层来说, 和布彥图河的土壤很相象。蒙古和戈壁阿尔泰的主要地区都为栗鈣土的变种所占据。山地黑土和黑土型草甸草原土仅在最高的頂峯和斜坡上(2,500—3,000 米)有分布。所有这些土壤都是薄层的、碳酸盐性的, 并且都分布在粗糙物质和复盖在緩坡上疏松的殘积物上, 在这里土层的厚度有时可达正常的状态。

在河谷中为冲积的砾石沉积物, 在这种沉积物上几乎没有草甸, 但也是碳酸盐性的, 并常常从表层起有泡沫反应。

在蒙古和戈壁阿尔泰山中无有渐进的土壤过渡, 可能是由于这些山脉組合在大陆上的位置和常常有基岩露头以及在戈壁干草原或半荒漠地区聳立的山脉很陡所致。由于这种原因, 蒙古和戈壁阿尔泰的广大山区, 在土壤和植被方面与位在蒙古境内較南部的、杭爱山和肯特山的干草原很近似。

一按其特征來說，蒙古和戈壁阿尔泰有些象俄国阿尔泰，有些地方象楚斯克干草原。而楚斯克干草原的特征与蒙古类型的干草原很接近。楚斯克草原也是沒有雪，但日晒很烈，在石块上有荒漠漆，并且也具有栗鈣土或碳酸盐棕鈣土和稀疏萎縮的植被 [B. A. 凱勒尔 (Келлер), 1914; К. П. 高尔申宁, 1926; В. И. 巴兰諾夫, 1926; П. Н. 克雷洛夫 (Крылов), 1902; С. 茹拉夫列夫 (Журавлев), 1925; В. И. 茲洛宾 (Злобин), 1925 等]。

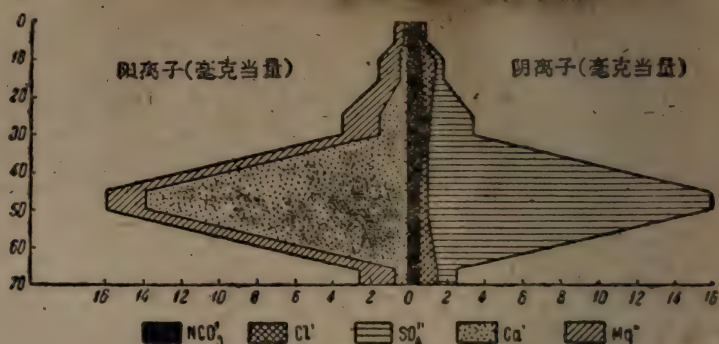


图 53 硫酸盐-鈣盐渍化的盐分剖面 (剖面 170)

在农业方面，蒙古和戈壁阿尔泰沒有較大的价值。在这一山区的主要部分具有石漠薄层土壤，这种土壤仅可作为牧场。但是，在蒙古和戈壁阿尔泰山間的洼地、緩坡和河流谷地中，常常也有优良的农业地区。

10. 戈壁棕鈣土

在戈壁中棕鈣土占有 23 万平方公里以上的面积，約为戈壁区总面积的 55%。余下部分是盐土、碱土、栗鈣土和未固定的流动砂。棕鈣土和碱化棕鈣土的变种发育在微起伏的地形和平坦的壤土和輕(石質化的)壤土的母質上。在低山区和小丘陵上发育着暗棕鈣土和栗鈣土。在棕鈣土中間，凡是具有能显示盐分作用的低地則发育着盐化的或龟裂的碱化-盐化土。在特别有利于盐分积累的广闊盆地中則发育着蓬疏盐土。

沿戈壁阿尔泰和小丘陵分布的栗鈣土在上面已描述过了。下面我们將另辟一节来闡述盐漬土。在这一节中，我們仅討論戈壁棕鈣土。

戈壁棕鈣土的一般特性是其剖面具有明显的分异性、少腐殖質性、經常有硫酸盐性(有时在表面也有碳酸盐性)。在戈壁北部，碳酸鈣在成土过程发展中具有明显的移动。相反地，在戈壁南部，在大多数的情况下，土壤从表面起就有泡沫反应。密实的碳酸盐淀积层位置不深也是荒漠草原棕鈣土形态上的特征。

在戈壁棕鈣土中，固定而十分明显的碳酸盐层一般可阻碍在这种土壤中出現碱化性质。仅仅在这种情况下，即当土壤发育在低地或含盐(第三紀)的沉积物上时，棕鈣土才是碱化或盐化的。

戈壁棕鈣土可以分为：壤質棕鈣土、砾質棕鈣土、砂質棕鈣土和輕度盐漬化和碱化棕鈣土变种。

壤質棕鈣土 为輕砾質的土壤，在戈壁中到处都有分布，这种土壤在平原和緩坡上呈整片或小斑状分布在砾質的土壤中。

上述棕鈣土最典型的特征是：表层成层性，有紧实层，腐殖質含量不高(0.4—0.97%)，表层或不深的地方有泡沫反应，土壤剖面双层性，无石膏层，中性或微碱性反应($pH = 7-7.5$)。

为了闡明輕度砾質的壤質棕鈣土，我們引用了最典型的剖面 9，該剖面位在达兰扎达加特(南戈壁盟)盟中央南偏东 2—2.5 公里、植被为羽茅-野葱植物羣落的平原上。

在这里，紧密的基岩位近地表是土层較薄的原因。在大多数情况下，細土层的厚度不超过 70—80 厘米，向下通常是砂-砾石层。有些地方在 10—12 厘米深处，分布有紧实的、白色粘土的間层，无泡沫反应，但該层对表层沒有重大影响。

壤質棕鈣土与其強度砾質化的变种比較是腐殖質层較厚(15—20 厘米)和土壤剖面的分异性較明显。这种土壤表层带灰棕色或稍带紅色。结构疏松，层状，多孔，紧实度向下一般是增高的。碳酸盐层在 25—75 厘米深处呈白斑和片状，很明显地呈现在石块和砾石上。通常沒有石膏层，在碳酸盐层之下分布着灰棕色或灰黄色的母岩。

強度砾質化的棕鈣土 在戈壁中，如果說这种土壤分布的面积不够大，但至少它和上述的輕砾質化壤質棕鈣土相等。在戈壁中，这种土壤占据着整个山麓和小丘的斜坡。山麓和小丘的斜坡是呈广闊的带状圍繞着逐渐过渡到平原的高地。在有些地方，这种土壤可分布在平原中間和緩坡的上部。

为了闡明砾質化棕鈣土，我們在达兰扎达加特西北70—72公里、具有羽茅-蒿属-野葱植物羣落的古尔班-察汗山的緩坡上挖掘了剖面16。

在这种土壤中，从表层或从深4—8厘米起就有泡沫反应。土壤剖面分异性弱，在深10—20厘米处常常发现有輕度紧实层。石膏結核、鼠道和軟体动物穴，象在輕度砾質化的壤土中一样，都是不存的。

Б. Б. 波雷諾夫在翁金河、烏兰托里木（即东戈壁盟）之間所采集的剖面410与411与这种土壤类型具有相同的形态特征。剖面146和32也具有大約相同的情况，剖面146是Н. А. 卡史帕洛夫在沙音山达地区（东戈壁盟）采集的。剖面32是И. А. 查秦金在翁金河河谷（在阿尔拜海雷东南70—80公里）采集的。

棕鈣土表层（0—5厘米）的腐殖質含量約为0.42—0.78%。在10—30厘米深处腐殖質的含量一般都有所增加，但是其总含量照例不超过0.87—0.97%。Б. Б. 波雷諾夫认为在10—15厘米或30—35厘米深处腐殖質含量的增高是古代埋藏的腐殖質层。在上述深度中，腐殖質少有增加，很可能与根体在这里大量分布有关。在戈壁棕鈣土中腐殖質含量不高的原因是由于这里植被发育不好。正如上述，在这个地区中植被发育的条件是极其不利的。根据某些間接的特征（水分提取液的顏色和总碱度），可以推想到在这种土壤中腐殖質有高度的移动性。

碳酸盐中的 CO_2 的測定发现有二个碳酸盐的累积带。碳酸鈣的含量很大，在描述剖面形态特征时我們也可看得出来。棕鈣土为中性或微碱性反应（ $\text{pH} = 7-7.5$ ）。

腐殖質、碳酸盐中的 CO_2 的含量和土壤剖面的双层性，可在表

表 56 在輕度和強度礫質化的戈壁棕鈣土中腐殖質和

碳酸鹽中 CO₂ 的測定資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	位 置	深 度 (厘米)	腐 殖 質 (按丘林法)	CO ₂ (%)
9	南戈壁盟的达兰扎达加特(平原)	0—5	0.78	0.53
		10—15	0.97	2.27
		25—30	0.81	7.48
		45—50	0.44	5.26
		75—80	—	9.90
		95—100	—	4.86
16	在达兰扎达加特和烏兰湖(緩坡)之間西北 70—72 公里	0—5	0.47	2.90
		15—20	0.64	5.52
		30—35	0.87	4.12
		50—55	—	3.50
		70—75	—	8.16
		95—100	—	1.25
410 П*	位在翁金河和烏兰-托里木之間的平原上	0—6	0.42	0.20
		8—12	0.72	0.15
		15—20	0.91	1.77
411 П*	翁金河和烏兰-托里木(緩坡)之間	1—5	0.31	未測
		6—10	0.35	—
		25—30	0.33	1.04
		70—75	0.36	3.51

* 剖面 410 和 411 是从 B. B. 波雷諾夫的著作中借用的。第一个剖面为 A. A. 查瓦里森分析,第二个剖面为 П. A. 帕尔尼維齐分析。

56 中明显地看出来。

根据机械組成,戈壁棕鈣土是属于輕度礫質的壤土或強度粗骨的輕壤土和砂壤土。所有的棕鈣土表面总是常常复盖着礫石和碎石层。

輕度礫質化的輕壤土在其成分中含有中砂和細砂 50—64%, 粉砂粒級(0.05—0.01 毫米)为 13—30%, 物理粘粒(< 0.01 毫米)为 20—34%。其余的部分全是粗骨,在这种土壤中粗骨逐层的变化为 2—10% (表 57, 剖面 9)。

砾质化土壤的表层粗骨部分占3—12%。在砂和砾石层中，粗骨部分在55—140厘米深处可增到20—60%以上¹⁾(表57,剖面16)。虽然这种土壤砾质化的程度较大,但我們在这种土壤的砾石层中在分析上仍发现有粉砂粒级(0.05—0.01厘米)和物理性粘粒(<0.01毫米)。在砾质化的棕钙土中,粉砂粒级常常是多于物理性粘粒的(表57,剖面16)。在某种程度上又一次证明在戈壁中风化过程的特殊条件,显然,这种条件只能风化到粉砂为限。

表57 戈壁棕钙土的机械分析资料

分析者: 尼日·保德卡尔

剖面 号数	深度 (厘米)	粗 骨(毫米)			粗骨粒 级的总 数	细 土 粒(毫米)			>0.01毫 米全部粒 级的总数	<0.01 毫米
		>6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
9	0—5	0.25	0.85	1.14	2.24	14.66	36.17	13.20	66.27	33.73
	10—15	0.21	0.61	1.24	2.06	14.69	48.97	20.03	85.80	14.20
	25—30	0.17	0.25	1.22	1.64	19.67	39.34	18.69	79.34	20.66
	75—80	0.70	1.44	2.25	4.39	14.84	33.24	16.25	73.22	26.78
	195—200	0.54	0.81	1.12	2.47	4.88	29.26	29.26	65.87	34.13
16	0—5	0.40	0.91	1.40	2.71	36.97	38.92	11.67	90.27	9.73
	15—20	0.70	1.30	2.31	4.31	49.76	25.84	13.40	93.31	6.69
	50—55	7.14	8.58	5.30	21.02	52.29	22.25	4.45	100.00	—
	95—100	6.91	3.74	4.37	16.02	45.39	30.59	4.50	95.50	4.50

以上所述可以证明:位在平原上的戈壁棕钙土按机械组成来说,是轻度砾质化的壤土,沿缓坡和山麓分布的这种土壤类型其特征是强砾质的、砂质的或粗骨的变种,其剖面常常具有层状的结构。位在平原和山麓上的棕钙土,在大多数的情况下已显著地失去了易溶盐类和石膏。其水提取液的干残余物不超过0.045—0.080%。在表层中Cl⁻的含量为十万分之几,向下在70—75厘米则为万分之几。SO₄²⁻一般不存在,或在分析发现它在土层中含量极微。在10—30厘米深处,亦即在紧实层中总碱度有些增高(表58)。

1) 应当指出:我們通常未把土样中的、粗成砂-砂岩层的碎石和大块砾石从表层中撵出,因此,在表层中和砂-砾石层中粗骨部分的百分比降低。

表 58 戈壁棕鈣土水提取液的分析資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	深度 (厘米)	干殘 余物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''
			CO ₃ ''	HCO ₃ '				
9	0—5	0.062	无	0.050	0.003	无	0.015	0.003
	10—15	0.063	无	0.060	0.003	无	0.018	0.006
	25—30	0.049	无	0.050	0.002	无	0.012	0.006
	45—50	0.052	无	0.050	0.003	无	0.008	0.009
	75—80	0.094	无	0.060	0.016	无	0.007	0.006
	95—100	0.219	无	0.060	0.026	无	0.012	0.013
16	0—5	0.044	无	0.026	0.008	0.001	—	—
	15—20	0.061	无	0.037	0.002	无	—	—
	30—35	0.051	无	0.040	0.002	无	—	—
	50—55	0.045	无	0.040	0.002	无	—	—
	70—75	0.080	无	0.040	0.017	无	—	—
95—100	0.079	无	0.024	0.018	0.005	—	—	
410 II	1—6	0.063	无	0.040	痕迹	无	—	—
	8—12	0.053	无	0.030	—	痕迹	—	—
411 II	1—5	0.043	无	0.020	—	无	—	—
	6—10	0.051	无	0.030	—	无	—	—
	70—75	0.072	无	0.040	明显的痕迹	明显的痕迹	—	—
32 II	0—7	0.035	无	0.016	0.001	无	—	—
	10—20	0.044	无	0.022	0.003	无	—	—
	60—70	—	无	0.023	0.002	无	—	—
	90—100	—	无	0.024	0.007	无	—	—
146 II	0—7	—	无	0.031	0.001	无	—	—
	9—19	—	无	0.037	0.003	无	—	—
	40—50	—	无	0.050	0.003	无	—	—
	70—80	—	无	0.055	0.004	无	—	—
	95—105	—	无	0.054	0.031	无	—	—

註: 剖面 410 和 411 是从 E. F. 波雷諾夫著作中借用的。剖面 32 和 146 是从 H. A. 查泰金著作中借用的。

因此,土壤的砾质化和沙化的程度大,就使盐分溶液易于渗透到較深的地方,这些盐分在这种深度中已不能沿毛细管上升到土壤表层。

为了查明成土作用对全量化学组成的影响,我們研究了二氧化硅和三氧化物以及 $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ 分子比率在剖面中的分布情况。

表 59 戈壁棕鈣土全量分析資料(占絕對干土的%)

剖面 号数	深度 (厘米)	烧失	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Mn_2O_3	SO_3	P_2O_5	CaO	MgO	CO_2	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$
146	0—7	3.49	79.57	6.55	4.50	0.08	0.14	0.05	4.30	0.63	0.41	14.6
	9—19	3.94	82.34	5.98	3.90	0.07	0.43	0.18	1.93	0.70	0.79	17.0
	40—50	5.16	72.93	10.55	5.19	0.07	0.31	0.16	4.03	1.14	2.44	9.0
	160—175	8.81	58.14	15.60	7.08	0.13	0.13	0.17	4.79	2.21	3.02	4.8
410 II	1—6	2.37	73.40	13.45	2.75	0.80	0.15	—	1.95	1.40	0.20	8.3
	8—12	2.99	71.20	14.40	3.80	0.80	0.10	—	1.90	1.45	0.15	7.4
	15—20	3.73	71.00	11.20	3.40	1.16	0.21	—	3.80	1.05	1.77	9.0
400 II	2—7	—	74.20	14.45	2.40	0.40	0.09	—	2.05	0.75	0.03	8.2
	12—17	—	73.15	14.76	3.20	0.40	0.22	—	1.80	0.90	—	7.5
	27—32	—	55.20	11.30	3.30	0.86	0.20	—	10.70	1.25	7.03	7.0

註: 1. 剖面 146 为 H. A. 卡史帕洛夫分析。

剖面 410 II 为 A. A. 查瓦里森分析。

2. 剖面 400 II 是自 B. B. 波雷諾夫的著作中借用的。

从表 59 的資料中可以看出: 上述土壤在 40—50 厘米深处可明显地分出一层, 該层与表层比較 SiO_2 較貧乏, 三氧化物 (主要是 Al_2O_3) 較丰富。該层中 $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ 比率 (7.4:7.5) 比其上层低 (8.2, 8.3) 也証明了这一点。鈣和鎂的含量随深度而显著增加。当換算成煨烧过的无碳酸盐的土壤时, 矿物总含量可达 99.5—99.9%, 其中仅有一小部分是易溶盐类。这里值得注意的是, 土壤中錳的含量增高, 并且它在碳酸盐层中有积累現象。

碱 (KOH) 提取液 (用盖得洛伊茨的方法) 分析結果也令人感到很大兴趣。

这些資料一方面如 B. B. 波雷諾夫所指出的、表明有游离的、无定形的硅酸存在, 另一方面表明上述的土壤与干草原的碱化棕鈣土相接近。

这种土壤的表层呈浅棕色, 有些地方呈紅棕色, 土壤的顏色一方面是取决于母質, 而另一方面可能取决于氧化鉄所处的状态 (轉变成

剖面号数	深度 (厘米)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂ : Al ₂ O ₃ 的分子比率
400*	2—7	0.47	0.16	5:1
	12—17	0.69	0.29	4:1
	27—32	0.28	0.15	3.1:1

* 分析材料是从 B. E. 波雷諾夫的著作(1926)中借用的。分析者为 A. A. 查瓦里森。

含水較少的形态)和表层失去石灰所致。

砂質棕鈣土和砂土在戈壁中这种土壤分布較广，它主要分布在谷地湖中，別盖尔湖盆地中、邦察干湖、察干湖、鄂洛克湖和南部的巴彥洪果尔盟中部以及烏兰湖中，这类土壤在图格里克旗东南分布面积最大，在戈壁的东南部、在烏魯金希德地区、在烏布苏古尔-烏兰-巴达尔-希德旗、在东戈壁南部沙音山达盟中心以及在南戈壁的达兰扎达加特盟的西南和北部也占据着相当大的面积。

砂土地区的地形为微起伏的、平坦的或小丘陵状的。很多砂土地区象砂壤土地区一样，直接分布在低地中，它与低地的起源或者被风搬运到这里来有关系。有些地方，砂土地段与山地和丘陵(花崗岩的)地区相邻近，这是风化和再沉积的产物。在山坡、蝕余山和干燥的窄峡谷中也有砂土的分布。

上述土壤的植物羣落是十分多样的。沙鞭(*Psammochloa villosa*)和錦鸡儿(*Caragana bungei*)生长在高起的、最疏松的砂地上。瑣瑣(*Holoxylon*)生长在低地的松砂土和輕盐漬化的土壤上。在紧实的砂土上(有时具砂壤質的母岩)，发育着羽茅-蒿屬、羽茅-錦鸡儿等植物羣聚。

根据当地居民的报告和我們部分地观察証明：在戈壁中，有些地方砂土的面积是扩大了。砂区的扩大一方面是由于經常刮风引起砂丘的流动，另一方面是与放牧有关。

砂質棕鈣土較壤質和砾質棕鈣土的变种淡得多。它的剖面分异性較弱、腐殖質层的延伸深度較浅，碳酸盐层不明显，在 100 厘米深

处或更深一些地方常常完全无碳酸盐层存在。

为了阐述砂土,我們在薩倫胡都克(巴彥洪果尔盟)以南 15—17 公里的谷地湖中的緩坡上挖掘了剖面 129, 植被为羽茅-錦鸡儿干草原。

根据形态特征,这种成土类型的其他剖面(25, 27)也具有大致与剖面 129 相同的外貌。在強度砂化的土壤和砂土中,土壤剖面中无石块侵入体或数量很少。戈壁的砂土与分布在干草原栗鈣带中的砂土有所不同,其区别在于干草原栗鈣土带中的砂土比較干燥、剖面分异性較弱、泡沫反应的位置較高。这种土壤大部分是沿砂地的周围分布,以后过渡到大片的流砂中。在砂土中間也分布有地下水位很深的和无碱性的土壤(巴彥洪果尔的谷地湖中、沙音山达以南的图格里克旗)。底层湿润的土壤(达兰扎达加特地区,达里崗旗)和紅棕色碱化土壤与柱状碱土(烏兰湖低地和高尔巴因戈壁等)成复区分

表 60 戈壁砂(棕鈣土)土中腐殖質和碳酸鹽中的 CO_2 測定資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	位 置	深度(厘米)	腐殖質(%) (按丘林法)	CO_2 (%)
129	位在薩倫胡都克以南 15—17 公里,巴彥洪果尔盟(谷地湖中)	0—5	0.35	—
		10—15	0.85	—
		20—25	0.60	0.80
		30—35	0.50	2.40
		45—50	0.33	1.20
		70—75	—	1.08
		95—100	—	—
25	位在察干-烏苏-胡都克水井西南沿卡尔干納公路	0—5	0.56	0.09
		10—15	0.74	0.14
		25—30	0.98	—
		45—50	0.23	0.03
		95—100	—	0.85
27	位在曹赫察-杜曼旗西 2.5—3 公里处	0—5	0.62	0.04
		10—15	0.74	—
		25—30	0.49	0.06
		60—65	—	0.03

布。因此，在砂土中間，也象在壤質的棕鈣土和其強砾質化的变种中間一樣，可看到特殊的复区。

在这种土壤中腐殖質的总含量不高，它在各层中的分布中也不相等。表层(0—5 厘米)腐殖質含量一般不超过 0.35—0.62%，在 10—25 厘米深处，如同在壤質和砾質棕鈣土中一样，其含量可增到 0.85—0.98% (表 60)。

就碳酸盐中的 CO_2 含量和分布來說，这种土壤完全相当于典型的砂土。在这种土壤中，通常几乎沒有碳酸盐层，如果碳酸盐层在某些砂土中有所表現的話，那么也是极弱的。

根据机械組成，砂土含中砂和細砂为 70—90%，含粉砂的数量不大(1.5—10%)，物理性粘粒为 4.5—7.6%。砂土从表层起有时就富有石砾、碎石和小石块。这种情况如象在棕鈣土中一样，表明表层中的粉砂为风吹走，因此，其粗骨部分含量較多(表 61)。但在已生草的砂土上，通常表层是富含細土粒級的。

表 61 戈壁砂土(棕色土)的机械分析資料(%)

分析者： 尼日·保德卡尔

剖面 号数	深度 (厘米)	粗 骨(毫米)		細 土 粒(毫米)			>0.01毫 米的全部 粒級总数	<0.01 (毫米)
		>6.25	2.5— 10.0	1.0— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
129	0—5	8.0	2.6	26.8	56.3	1.8	95.5	4.5
	20—25	2.2	6.4	32.8	49.5	1.5	92.4	7.6
	45—50	1.5	1.5	36.5	51.8	8.7	100.0	—
	70—75	—	—	36.0	54.0	10.0	100.0	—

水提取液的資料証明：按水溶性盐类的含量來說，砂土无任何盐漬化特征。土壤剖面的干残余物为 0.028—0.070%， Cl' 在采集深度內大都不超过 0.001—0.003%， SO_4'' 不超过 0.001—0.009%。无正碳酸盐碱度，其重碳酸盐碱度在 10—15 厘米深处，亦即在腐殖質含量較高和紧实层中一般有所增高。

全量分析資料証明，表层硅酸的含量較低，三氧化物的含量丰富

(表层与下层比較)是与土壤机械組成有密切的关系的。CO₂ 和 CaO 的含量不大,表明碳酸盐在这种土壤中有些淋洗,这种情况也为他种分析所証实。

表 62 戈壁砂礫質棕鈣土水提取液的分析資料(占风干土壤的%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	深 度 (厘米)	干殘 余物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''
			CO ₃ ''	HCO ₃ '				
129	0—5	0.028	无	0.012	0.003	0.001	0.025	—
	10—15	0.032	无	0.022	0.001	0.001	0.011	—
	20—25	0.032	无	0.024	0.001	0.001	0.025	—
	30—35	0.028	无	0.029	0.001	0.001	0.025	—
	45—50	0.036	无	0.039	0.001	0.001	0.025	—
	70—75	0.042	无	0.027	0.001	0.001	0.025	—
	95—100	0.042	无	0.027	0.003	0.001	0.025	—
25	0—5	0.051	无	0.037	0.003	0.007	0.025	0.006
	10—15	0.071	无	0.056	0.003	0.004	0.012	0.007
	25—30	0.024	无	0.029	0.003	0.006	0.002	0.002
	45—50	0.027	无	0.034	0.003	0.009	0.008	0.004
	95—100	0.167	无	0.117	0.006	0.003	0.020	0.019
27	0—5	0.021	无	0.022	0.002	0.009	0.002	0.003
	10—15	0.048	无	0.034	0.002	0.009	0.005	0.007
	25—30	0.029	无	0.015	0.003	—	0.006	0.005
	60—65	0.041	无	0.026	0.001	—	0.010	0.005
	95—100	0.031	无	0.029	0.003	—	0.008	0.006

在目前情况下,砂土仅可作为牧場的基地。

碱化的和輕度盐化的棕鈣土 这类土壤在戈壁中也分布很广泛。它們常呈大面积或小地段分布在其他土壤之間。按地形条件来說,这类土壤分布在平原或緩坡上。从緩坡到低地通常具有一个广闊的过渡带,土壤由未盐化的土壤过渡到碱土,再向下过渡到盐土中。但是,它們的分布并非决定于附近有无碱土或盐土存在,在很多情况下,甚至可分布到陡坡的頂部。根据植被的特征,这类土壤的变种十分多样化。但是在这里也常常可看到其它的、*Stipa-Allium-Salsola* 植物羣聚 (*Stipa capillata*, *S. gobica*, *Salsola passerina*, *Allium*

表 63 戈壁砂土全量分析資料(占絕對干燥土壤的%)

剖面 号数	深度 (厘米)	烧失	腐殖質	SiO ₂	Al ₂ O ₃ (按差 数算 待)	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Mn ₂ O ₃	SO ₂	P ₂ O ₅	总 的		CO ₂	总计	分 子 比 率	
											CaO	MgO			SiO ₂	CaO+MgO Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃ K ₂ O+Na ₂ O
占 絕 对 干 土 的 (%)																
129	0-5	1.48	0.36	74.47	10.44	5.31	0.33	0.09	0.53	0.01	1.25	0.85	0.01	—	—	—
	10-15	3.76	0.85	72.50	9.31	7.67	0.21	0.09	0.42	0.04	2.26	1.58	0.01	—	—	—
	20-25	3.41	0.60	70.64	10.19	6.44	0.36	0.08	0.47	0.03	2.69	1.34	1.12	—	—	—
	45-50	3.11	—	76.88	8.54	4.22	0.36	0.06	0.19	0.18	2.55	1.73	1.35	—	—	—
	95-100	1.84	—	80.39	7.69	3.91	0.34	0.05	0.36	0.14	2.25	0.95	0.79	—	—	—
占 粮 烧 过 的 无 碳 酸 盐 土 壤 的 (%)																
硅 酸 盐 的																
CaO MgO																
129	0-5	—	—	75.95	10.65	5.42	0.34	0.09	0.54	0.01	1.27	0.87	—	100.49	9.77	0.50
	10-15	—	—	75.40	9.68	7.98	0.22	0.09	0.44	0.04	2.35	1.64	—	100.09	9.00	2.67
	20-25	—	—	74.17	10.70	6.76	0.38	0.08	0.49	0.03	1.32	1.41	—	99.91	8.85	0.91
	45-50	—	—	80.72	8.97	4.43	0.38	0.06	0.20	0.19	0.87	1.82	—	99.93	11.16	2.00
	95-100	—	—	81.92	8.80	4.03	0.35	0.05	0.37	0.14	1.28	0.98	—	99.62	11.42	2.00

* 在計算 CaO+MgO 的比率时,是有条件采用 K₂O:Na₂O=1:1在 0—5 厘米一层中 K₂O:Na₂O=1:2在其余各层中 K₂O+Na₂O

polyrhinum) 和瑣瑣等植物。

按形态特征來說，碱化棕鈣土与輕度砾質化棕鈣土是有所区别的。碱化棕鈣土最显著的形态特征是結構。这种土壤的表层通常为层状，但是，其下部却具有不甚明显的稜状或块状結構，某些結構体常常具有微显光泽的表面。这种土壤的紧实度一般都比未盐化的棕鈣土变种为強。

在形态特征上，盐化棕鈣土与未盐化棕鈣土的区别很少。它与未盐渍化土壤的区别是：在土层中通常含有易溶盐类，而且常常在60—80厘米深处具有石膏层。这种土壤也和其他土壤一样，从表层

表 64 戈壁碱化和輕度鹽化棕鈣土腐殖質和碳酸鹽中 CO₂ 的測定資料

分析者：M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	深度(厘米)	腐殖質(%) (按丘林法)	CO ₂ (%)
18	0—2	0.47	0.85
	3—11	0.58	0.81
	15—20	0.85	2.2
	40—45	0.32	2.1
218K*	0—5	0.60	—
	8—18	0.72	—
	35—45	0.48	—
	80—90	—	—
12	0—5	0.89	4.09
	10—15	1.39	8.36
	20—25	0.93	4.27
	35—40	0.50	—
	50—55	0.58	—
	70—75	—	14.26
142	95—100	—	1.36
	0—5	0.50	0.86
	10—15	0.40	2.50
	30—35	0.30	2.30
	55—60	—	2.30
	75—80	—	1.88
	95—100	—	1.25

* 剖面 218 K 为 H. A. 卡史帕洛夫所采集和分析的(引自割草放牧考查队的著作)。

起或从4—6厘米深处起就有泡沫反应。碱化棕钙土的腐殖质含量比壤质棕钙土稍低,而与砾质棕钙土大致相同。其表层(0—5厘米)的腐殖质含量约为0.47—0.60%,在10—18厘米深处,腐殖质含量增高到0.58—0.72%(表64,剖面18,218K)。在轻度盐化的土壤中,土壤剖面也具有双层性,有时也可遇到这样的土壤剖面,其中腐殖质的含量随深度而逐渐减少(表66,剖面142)。

在剖面12的10—15厘米深处,腐殖质含量有些增高。在这一深度中约为1.39%,超过戈壁棕钙土一般的含量。这显然是因为这一剖面是位在达兰扎达加特河谷中并具有较密的植物群落所致。在碱化或轻度盐化的棕钙土中,分析发现碳酸盐含量为0.85—4%;在表层中(10—15厘米)CO₂为2—8%,在70—75厘米深处,CO₂可达14%。

根据机械组成,这些土壤都接近轻壤土,其下层有砂壤或砂-砾石层(表65)。

表 65 戈壁轻度盐化棕钙土的机械分析资料(%)

分析者:尼日·保德卡尔

剖面 号数	深度 (厘米)	粗 骨(毫米)			粗骨粒 数总数	细 土 粒(毫米)			全部粒 数总数	<0.01 毫米
		>6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.10		
12	0—5	1.12	0.84	1.68	3.64	14.45	43.36	15.42	76.87	23.1
	20—25	2.74	3.94	5.68	12.36	24.54	30.67	25.41	92.98	7.0
	95—100	13.00	4.44	4.86	22.30	48.76	20.17	4.38	95.61	4.3
142	0—5	3.66	1.61	2.80	8.07	18.85	37.23	35.85	100.00	—
	30—35	7.52	2.38	1.45	11.35	48.31	35.90	1.33	96.89	3.1
	75—80	10.20	6.70	3.10	20.00	36.00	34.00	—	90.00	10.0
	95—100	—	—	—	—	—	32.00	—	100.00	—

碱化的和轻度盐渍化的土壤和未盐渍化的棕钙土变种一样,常常具有某种程度的砾质化。在表层中,石块和碎石含量为3.5—10%,在砂-砾石层中,粗骨部分的含量可达20—40%,但在个别的情况下,在深80—100厘米处,砾质化的程度可达50—60%或稍多。在上述土壤中,砾石在剖面中的分布与以前描述的砾质和轻砾质棕

鈣土一样是不均匀的,但在有些剖面中表层的砾质化程度较下层为大,而在另外一些剖面中则相反。在 80—100 厘米深处,所有这类土壤照例都是强度砾质化或砂质化的。

根据水溶性盐类的含量,这种土壤应属于碱化和轻度盐渍化的棕钙土。在全剖面中盐分的总含量不超过 0.75%。

在表层中,Cl' 的含量约为 0.003—0.041%,在深 35—45 厘米处(即在碱化层之下),Cl' 的含量显著增加,在某些剖面中可达 0.080

表 66 戈壁轻度强化和碱化棕钙土水提取液的分析资料(%)

分析者: 彼斯帕洛娃

剖面 号数	深度 (厘米)	干 残 余 物	碱 度		Cl'	SO ₄ '	Ca''	Mg''	Na' (按差数)
			CO ₃ '	HCO ₃ '					
12	0—5	0.052	无	0.046	0.003	0.004	0.013	0.003	—
	10—15	0.083	无	0.051	0.004	0.004	0.010	0.004	—
	20—25	0.133	无	0.054	0.006	0.007	0.007	0.004	—
	35—40	0.094	无	0.051	0.013	0.009	0.004	0.004	—
	50—55	0.224	无	0.050	0.047	0.064	0.012	0.017	—
	70—75	0.715	无	0.037	0.069	0.335	0.054	0.014	—
	95—100	0.450	无	0.042	0.017	0.229	0.047	0.006	—
142	0—5	0.203	无	0.026	0.041	0.043	0.024	0.015	0.002
	10—15	0.127	无	0.018	0.026	0.020	0.026	0.015	0.002
	30—35	0.534	无	0.018	0.080	0.225	0.092	0.024	0.015
	55—60	0.153	无	0.030	0.043	0.013	0.022	0.016	0.005
	75—80	0.190	无	0.019	0.060	0.026	0.022	0.017	0.001
	95—100	0.080	无	0.017	0.031	0.009	0.010	0.010	0.005
18	0—2	0.050	无	0.051	0.004	无	0.006	无	0.002
	3—11	0.133	无	0.098	0.015	0.006	0.004	0.003	0.002
	15—20	0.200	无	0.093	0.031	0.010	0.004	0.008	0.002
	40—45	0.759	无	0.088	0.307	0.122	0.005	0.005	0.026
41010	0—8	0.048	无	0.032	0.002	—	—	—	—
	10—20	0.050	无	0.029	0.001	—	—	—	—
	25—30	0.110	0.001	0.052	0.008	—	—	—	—
	40—50	0.199	0.003	0.061	0.033	—	—	—	—
	60—70	0.266	0.005	0.066	0.033	—	—	—	—

* 剖面 41010 为 A. A. 尤纳托夫所采集,为 H. A. 卡史帕洛夫分析(引自割草放牧考察队的著作)。

-0.081%。SO₄^{''} 从表层起，其含量在十万分之几和万分之几的范围内变化。从35—70厘米深处起，SO₄^{''} 含量可增到0.229—0.335% (表66)。

碱化棕钙土的特征是碱度增高。在深10—20厘米处，HCO₃['] 为0.054—0.098%，在表层和下层其含量皆低。虽然在形态上土壤的碱度也有所表现，但根据对CO₃^{''} 的测定，在大多数的剖面中是无苏打存在的。在某些剖面中，在25—70厘米深处，在分析上发现有苏打(CO₃^{''})存在；其含量在各层中的变化范围为0.001—0.005% (表66, 剖面410 IO)。

H. A. 卡史帕洛夫曾测定过戈壁碱化土壤中的吸收性钠。在剖面169K中，在深0—5厘米处在分析上发现钠约为3.65%，在深35—45厘米处可占整个土壤的6.5%以上。根据水分上升的特性也可以发现这种土壤有显著的碱度。这种土壤的表层水分上升高度等于30厘米/小时，其下层仅为10厘米/小时。

因此，戈壁棕钙土的特征是：土壤剖面有成层性、较大的砾石性和砂性，腐殖质含量低，表层或不深的地方即有泡沫反应，最后存在有紧实层。所有这些特征是使戈壁土壤与苏联中亚细亚共和国的很多区域、亦即与斋桑湖盆地、饥饿草原、乌斯秋尔特的土壤、部分地还与Л. И. 普拉索洛夫(1926)、С. С. 涅乌斯特鲁耶夫和А. И. 彼松诺夫(1909)、Н. А. 季莫和Б. А. 凯勒尔(1907)、В. П. 布辛斯基(1929)、И. П. 格拉西莫夫(1924)、А. Н. 罗赞诺夫(1935)、И. Л. 谢格洛夫(1926)等所描述的阿斯特拉罕草原的土壤很相近。

但是，应当指出，现在，棕钙土的名称被许多土壤学家所否定。早在1926年，А. И. 彼松诺夫在这一问题上已采取了最坚决的态度。根据他本人的研究建议取消棕钙土这一名称(1926)，并把这个地带北部的土壤划归淡栗钙土，南部划归灰钙土。这种观点为很多土壤学家所接受。因此在土壤图上就出现了代替棕钙土的灰钙土(在西部从斯大林格勒起到东部蒙古边境止)。但是关于棕钙土的争论一直继续到现在；这个问题一直到最近(1949和1950年)的苏联土壤分类会议尚未得到最后解决。从我们的观点来看，没有必要把在自

自然界中实际存在的这种土壤的名称加以改变。

作为地带类型的棕钙土，早在 1898—1900 年就首先为 В. В. 道庫恰耶夫分了出来。在那时的分类图式中，这种土壤被作为是第五綱——荒漠草原带与栗钙土并列，而把它与第六綱——干风荒漠带的土壤——分了开来。Н. М. 席比尔泽夫 (Сибирцев)、П. С. 考索維寄 (Коссовиц)、К. Д. 格林卡等对棕钙土也持有相近似的观点。无疑地，棕钙土按形态和化学特征来说，一方面接近于栗钙土的成土类型，而另一方面又接近灰钙土的成土类型。腐殖质层的分异性 (虽然在棕钙土中这种分异常常表现很弱)，碳酸盐层的存在 (诚然，在棕钙土中碳酸盐层的位置较在栗钙土中为高)，总碱度的增高和紧实层的存在等却与栗钙土相近似。

棕钙土的成土过程是在特殊的气候条件中进行的，因此它与栗钙土的成土过程有根本的区别。在棕钙土中，成土过程是在温度增高、全年大气降雨量相对减少 (与栗钙土带比较) 的情况下进行的。因此，在棕钙土带中空气和土壤的干燥度增加。这就在其中创造了荒漠草原的特殊条件，而且，这里的植物群落与栗钙土带的植物群落也有基本的差别。

在棕钙土带中，仅仅生长着能迅速利用土壤水分的稀疏植物群落和具有强大根系的多年生灌木，它们可从深处和较大的面积上利用少量的土壤储存的水分。

在棕钙土带中，每年落在土壤表面的有机残余物的命运与草原地区也不相同。大家知道，在草甸-草原的条件下，几乎所有的残余物都滞留在原地而成为腐殖质积累的源泉。在荒漠草原的条件中，在植被极端稀疏、温度很高以及在经常刮大风的情况下，一方面发生了植物残余物在地表上的重新分配，另一方面这些有机残余物发生充分的矿质化。因此，使棕钙土表层富含有机质的源泉是贫乏的，在棕钙土带中，土壤腐殖质的含量，在大多数情况下，通常不超过 1%。

由此可得出结论：作为棕钙土特征的这种内部过程与在栗钙土中所发生的过程是不同的。这种区别几乎涉及到成土过程的各个方

面,并且反映在形态上、有机质的含量上和化学成分上。棕鈣土也与灰鈣土有所不同,这二个不同的土壤类型在其中进行的土壤过程也具有不同的方向。

根据 A. H. 罗贊諾夫的資料,灰鈣土成土过程的特征首先是明显地取决于二个季相。这二个季相是决定于沒有寒冷的冬天,而春天湿润和温暖,夏季极端干燥和炎热。在棕鈣土带中,可看到它自己特殊的、土壤过程的状况,因为由冬季(当时土壤冻结)向夏季的过渡很明显,而且,全部的土壤过程主要是在夏季(主要成土过程的季相)完成的。

灰鈣土带的特征是土壤过程有高度的生物发生性,这是由于在春季的季相中动物和植物羣落积极活动的結果,其腐殖质层厚度(扩散性)较大,但其含量较小。在棕鈣土带中則相反,生物发生性的过程表现弱,况且在这一地带中,也无春季短命植物存在。

在灰鈣土中可看到易移动元素升降的迁移类型,其表现是:在冬季和春季发生淋溶,在夏季則发生土壤表层和土壤内部的蒸发。在棕鈣土带中,特別在石质化和砂化的土种中,以下降的迁

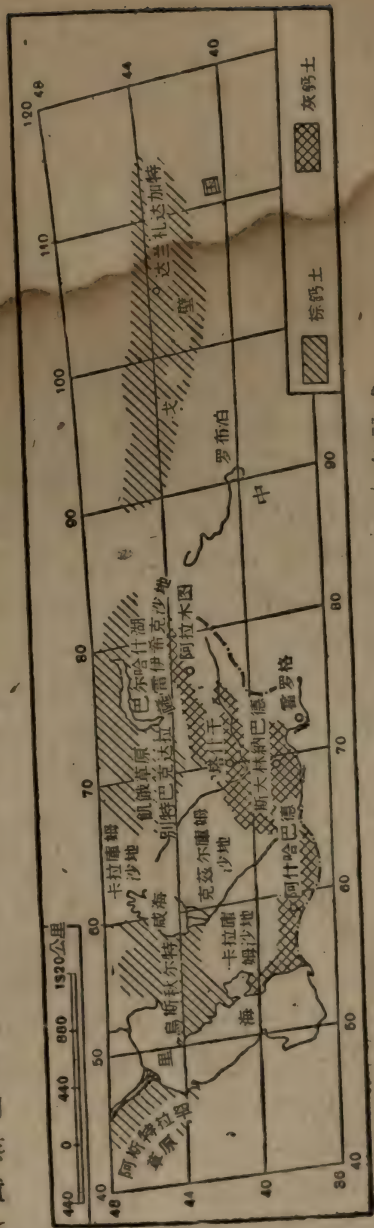


图 54 棕鈣土和灰鈣土的分布图式

移类型为主,这种情况主要是取决于夏季的大气降雨;但是,由寒冷的冬季向春天过渡时,显然,就緩慢地进行着相反的循环。在棕鈣土中,表层的碳酸盐性較灰鈣土为低,但是在棕鈣土的成土过程中石灰的聚积是比較明显的。而最后,灰鈣土带的特征是土質的高度黃土性、細粒性、粘粒性和粉砂性。在棕鈣土带中,主要是粗砂和砂質的物质,风化的泥粒产物貧乏。

我們从上述发生学以及形态学的特征中可以看出棕鈣土和灰鈣土是不同的地带性的土壤形成物。灰鈣土位在較南部地区如:中国、中亚細亚和前高加索(阿塞拜疆)。棕鈣土則相反,它傾向于栗鈣土,但是,它是統一的成土过程中的一个独立环节,属于干燥的草原气候的土壤系統(图 54)。

但是,無論是棕鈣土或者是灰鈣土都是温暖地区的土壤形成物,因此,它們也具有很多共同的特性(少腐殖質性,表层或不深处有泡沫反应和胶体比較貧乏等)。但是,在任何情况下都不能說所有这些特征的內部过程是相同的,这方面已为在化学和农业利用上的不同所証实。

戈壁棕鈣土在其本身的結持、結構和土壤剖面較大的石質性或沙性以及表面或不深处有泡沫反应,在紧实层的特征上、腐殖質的含量上以及其組成上,它与斋桑湖盆地、飢餓草原、烏斯秋尔特等地的棕鈣土有很多共同点。因此,Л. И. 普拉索洛夫标示在土耳其斯坦土壤图上的“棕鈣土带”連續向东方伸延很远,亦即伸延到蒙古人民共和国的領域上。

根据 В. П. 布辛斯基 (Бушинский, 1929)、И. Л. 謝格洛夫 (Щеглов, 1926)、Л. И. 普拉索洛夫(1921)、В. В. 彼特洛夫斯基 (1946) 等人对伏尔加河下游和阿斯特拉罕草原的棕鈣土的記載,我們发现它与戈壁棕鈣土有許多形态和化学特征上的共同点。但是,戈壁棕鈣土也具有它自己的特征,并以此与中亚和伏尔加河下游的棕鈣土相区别。这种特征首先是表现在土壤剖面的双层性、无石膏层、二氧化硅含量增高以及在某些地方表现有錳的累积。

土壤剖面的双层性是表现在腐殖質含量較高的一层中(即在一

定深度內),并不是在表层。B. B. 波雷諾夫曾以地区的地质条件来解释这种情况。他推测在过去蒙古領域上曾有过一个气候比現在較湿潤的时期,在那个时期发生了土壤中有機質的积累。以后,相当迟,所形成的腐殖質层才被埋藏。

在戈壁中我們也曾发现过埋藏土,这种土壤主要位在古河流的阶地上。埋藏土层的腐殖質含量較表层高1—2%。在戈壁棕鈣土中常常在10—25厘米深处发现腐殖質有少量的增高(0.2—0.3%),我們不同意B. B. 波雷諾夫(表56,59)所持的观点,不应把它作为一个埋藏层看待。在10—25厘米深处上述腐殖質的增高很可能是与这里所存在的根系有关,当根系死亡时便残留在原地,与表层所发生的情形不同,在此处遭受不到牲畜践踏和风吹。显然,这里腐殖質的不大的增高同样也与碱化的过程有关。总碱度的增高和腐殖質层顏色較暗,特别是位在这一深度內碳酸盐的染色可証实这种情况,現代腐殖質淋溶过程也可証实这一点。

我們还应当指出戈壁棕鈣土无石膏层这一特征,B. B. 波雷諾夫并没有解释过这种现象,而他仅仅指出:“在戈壁棕鈣土中沒有明显的石膏层,而石膏层表現不明显是土耳其斯坦甚至是亚洲西部土壤的特征”。他又指出,这种特性不仅扩及到戈壁,而也扩及到蒙古甚至前貝加尔湖的草原土壤中。B. B. 波雷諾夫的意见是完全正确的。在戈壁棕鈣土中,我們也沒看到硫酸鈣的积累,然而在伏尔加河下游和中亚細亚的棕鈣土(涅烏斯特魯耶夫、普拉索洛夫、格拉西莫夫、罗贊諾夫等)中却有石膏的累积。我們仅在盐土中、有时在典型的碱土中看得到有虫状的、微量或大块状的晶形石膏新生体。

可以这样推测,虽然我們把土坑都掘到3—3.5米深,但在有些地方我們仍沒有掘到位于較深层中的石膏层,在这种深度中,可看到了具有明显的2—3个石灰-碳酸盐层的完整土壤剖面,但却完全无硫酸盐层。但是,如果这样推测,即在較深的层次中可能发现石膏层,那么这样深的位置,根据B. B. 波雷諾夫的正确意见,也应当作为戈壁棕鈣土特殊的特征。在戈壁棕鈣土中无石膏层,H. A. 卡史帕洛夫(刈草-放牧考查队的同事)用母岩年龄古老、土壤的石質性大

和透水性高作解释。

毫无疑问，地区的年龄起着很大的作用。在千百年的过程中，由风化过程释放出的盐类部分地聚积在低地，部分地淋洗到較深的砂砾石层中，部分地被帶到我們所研究以外的地区。在这种情况下，土壤的石质性，显然是通过气体交换的加强和土壤溶液的碳酸周期性地聚积在砾石下面而起作用，因此，硫酸鈣都变成了碳酸鈣，而碳酸鈣則呈薄膜的形式沉积在砾石上，硫酸根离子則和其他阳离子化合被淋洗掉。

有些地方不能形成石膏；显然是由于在土层中或在地下水中存在有苏打。我們看到了这种情况，即在土层中含碳酸鈣的百分比很高时和地下水位較浅(1.2—1.5米)并在其成分中含有 Na_2SO_4 达 1—2% 时，即使在土层中有 0.005% 的 CO_2 存在，石膏也不能形成。

还必须指出戈壁棕鈣土的一些其他特征，例如：在表层含有高量的游离硅酸。如所周知，游离硅酸的存在一方面与脱碱化过程(K. K. 盖德洛伊茨)有关，而另一方面也是荒漠成土类型的特点(A. E. 費尔斯曼, 1926; Б. Б. 波雷諾夫, 1926)。无论这种过程的第一种或第二种情况，都是由碱性环境所引起的。因此，小丘状(坟状)砂地和砾岩的胶結作用以及玉髓、酸性頁岩的形成等都与这种过程有紧密的联系。Б. Б. 波雷諾夫也曾注意到在戈壁棕鈣土中含有高量的錳，而根据全量分析資料，它在埋藏腐殖质层中含量特別高(参看表 59)。我們也曾指出过在某些剖面中錳的含量增高的現象(参看上列各表)。但是，显然这种現象只具有局部的意义，因为在很多棕鈣土剖面的全量分析中并未发现其中錳的含量增高。

无疑地，关于荒漠和前期荒漠土壤中錳的問題是值得注意的。但是，在这方面，我們的資料还很少，还不能作出最后的結論。在任何情况下，錳的高含量增高不仅在戈壁棕鈣土中，而且在斋桑湖盆地(Л. И. 普拉索洛夫, 1926)和伏尔加河下游(И. Л. 謝格洛夫, 1926)的棕鈣土中都有所表现，錳的高含量增高也常常表现在高山黑土和山地草甸土中。

下边我們离开本題(不描述土壤特征)来簡要地談一下戈壁地区

的一些特点。这是一个广大的、有趣的、而且还是一个很少被人研究过的区域。

如上所述，在蒙古人民共和国境内仅包括着戈壁的北部，它的主要部分位在内蒙古和新疆省。B. B. 波雷諾夫(1926)十分正确地指出：蒙古这样一个广大的戈壁地区过去很少被人们所研究过。当地居民普通把戈壁一詞理解为盐分和灼热的固定的牧场，以此与杭爱山优良的牧场和大片的砂地相对立。因此，在上述蒙古人民共和国领域上各个不同的部分，我們都可听到戈壁一詞：如戈尔巴因戈壁、烏兰戈壁、塔史特汪戈壁、沙尔金戈壁等。

当地居民把这些复合的名称当作为与一定牧场相联系的小地形单位。它多少具有一致的地貌特征，即是“构造盆地”(B. B. 波雷諾夫)或侵蝕盆地。

荒漠“砂漠”(或戈壁)的名称是从中国的“沙海”譯来的，但这并不符合該区上述部分的实际情况。这里經常分布有大面积的砂地，但它总是呈零星的小地段分布在各处并且只有次要的意义。在被我們所描述的戈壁范围内，砂地仅占 2.5%。該区其余的主要部分是壤土、石質壤土和粘土，这些土壤都分布在平原、低地、低山和小丘陵上。

商人和传教士以及俄国著名的旅行家——帕尔日瓦里斯基、波坦宁、柯茲洛夫等人都对戈壁某些地区进行了描述，并为我們提供了不少有价值的資料。但是，这些資料常常是相矛盾的。例如：一个写道：“戈壁是貧瘠的荒漠”，另一个指出：“决不能把巨大沙質草原认为是荒凉的”。誠然，戈壁以及其他的許多荒漠，按其特征來說，乃是一个地理上的神秘地区，无雨的烏云(B. B. 波雷諾夫)、无口的河流、无水的湖泊、干燥的河谷、风化作用強烈和面积广闊而又几乎没有植物，所有这些便导致了矛盾的解释。

B. A. 奥布鲁切夫和 B. B. 波雷諾夫根据自己的研究肯定地指出很多研究者把戈壁視作荒漠的概念是不正确的。B. A. 奥布鲁切夫写道：它的商队，仅在戈壁中部(由烏尔吉到卡尔干納的途中)穿过荒漠。由伊海-图胡穆湖南部到翁金河地区，B. B. 波雷諾夫肯

定地认为是半荒漠。B. Л. 考馬洛夫在世时基于帕尔日瓦里斯基考察队所收集的植物标本也得出了相同的結論。

在蒙古境內，我們可把位在北緯 46° 以南的地区划归戈壁区域。在蒙古境內这个地区的大部分是属于半荒漠，仅仅在蒙古人民共和国南部边境（戈尔巴因戈壁和部分地前阿尔泰戈壁）可列在荒漠中。在确定戈壁地区时，我們遵循这种見解，即在北緯 46° 一綫以南的地区，其景观特征多少具有一致性，这种一致性与地形形式和土壤以及植被有密切的联系。

戈壁荒漠和半荒漠的气候特征是不会引起疑惑的。这里大气降雨量不大（110—130 毫米），最大降雨量是在夏季，冬季最小（4—7 毫米），春季一般也很少降雨，因此在春季草本植被不发育。照例仅到 6 月，有时到 7 月，亦即在第一次降雨之后才有草本植物生长，在 9 月上半月——第一次冰冻之后——結束生长。

根据气候条件，戈壁与飢餓草原、烏斯秋尔特和伏尔加河下游的部分地区的草原很接近。我們在中亞細亚的其他荒漠地区（即在灰鈣土帶，那里冬季較温暖，夏季較长）沒有发现它的相似者。戈壁的气候是明显的大陆性气候，其特征是有比較严酷的水热状况。大家都知道气候能給予成土过程以巨大影响，現在我們来討論一下水热状况的某些特性（这是非常有趣的事）。例如，強风常常在春季变为风暴，在沒有植被固着的情况下，大量的粉沙和粘粒就被从土壤表面吹走。因此，表层的石質度增大。由于粘粒的风蝕作用，戈壁土壤的表层普通是裸露的，常常为石砾和小石块所覆盖。

B. Б. 波雷諾夫指出：現代在戈壁中的石質甲壳可防止土壤中粉粒的风蝕。我們也同意这种观点，但是，当风力很強时，有保护作用的石質甲壳在这里就不能阻止大量粉粒的上升。除強风和风暴外，在戈壁中的无数旋风也能把大量粉粒吹至大气中，因此，甚至在平靜和清朗的日子里，接近山地和平地也常常是处在霧中。我們經常看到的海市蜃楼之景，显然与这种現象以及与很高的气温有关。

常常覆盖有褐色保护壳的石質甲壳或荒漠漆也与气候有关，亦即与大气降雨量小、空气的干燥度高和蒸发度大有关。根据 B. A.

奥布鲁切夫、A. E. 费尔斯曼(1926)、Л. И. 普拉索洛夫(1926)、Л. С. 贝尔格(1911)、И. 瓦里傑尔(1911)等人的資料，荒漠漆广泛地发育在飢餓草原、烏斯秋尔特、楚斯克草原、非洲、北美和其他荒漠地区。

夏季戈壁中周期性下降的暴雨造成了很多侵蝕沟，很多浅湖形低地也充滿水分。在干旱的年份，广闊的河谷常常沒有水份，但是在雷雨时則充滿水份，这种雨水有时給居民带来很大灾难。有一些干谷是过去遗留下来的老河床，在暴雨較多或經常受到河流的影响时，这些干谷有时可切开荒漠。在杭爱山山前阶地上所看到的側谷(这些側谷証明过去有比較高的侵蝕基面)也可部分地証实这一点。

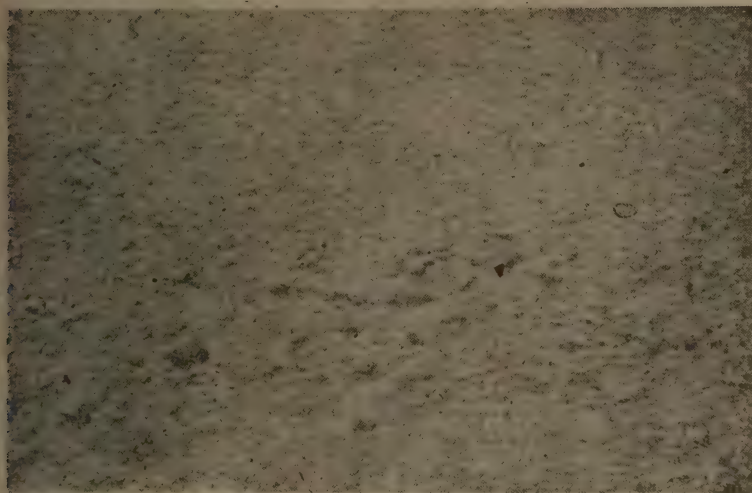


图55 复盖着石砾和小石块(正确一点說为石质甲壳)的戈壁草原，这种地段常常可延伸数十公里

由于临时性暴雨和經常的蒸发，在戈壁无流低地中的湖泊时而出現，时而消失。今天平静的水面可使你高兴，过二个礼拜之后，你就可在这里发现盐滩，而再过几个礼拜就成了象柏油路一样，汽車可通过的平滑的粘質或龟裂状的表面。但是，在戈壁的某些封閉的盆地中富含化学溶液，其中盐分的含量有时很高，例如：别盖尔湖(在谷

地湖中)具有很大的集水面积,但其水分的盐分浓度可达160克/升。其他干涸的封闭低地,无论是在谷地湖中(察干湖、塔金察干湖)或是较小的、广泛分布在戈壁平原上的湖泊,有些地方也聚集着大量盐分。

因此,苏联的很多河流把风化的盐分带入里海,而中亚细亚的一些大河把盐分带入咸海,则与戈壁封闭的湖状盆地所发生的盐分积累情况相同,只是规模较小。此外,在海水中,易溶盐分的成分大体是相接近的。在戈壁封闭的低地中,沉积的盐分发生了分异,并在质量上具有不同的特性。在海水中,芒硝和苏打通常起很小的作用,相反地,它对无流的戈壁盆地来说却极为典型。除盐分的累积和细土物质的沉积外,在戈壁封闭的低地中,也常常发现化石的动物区系——海狸、白犀、鸵鸟等骨骼,因此,研究戈壁低地的沉积可以提供很多认识该区历史的资料。

这里的成土母质是残积的花岗岩、頁岩、玄武岩、石灰岩和戈壁变质(砂-砾岩)岩层。在大多数的情况下,戈壁平原是变质岩层和复盖在变质岩层上的坡积沉积物。在接近山地的地区则主要为不同年龄的崩积-坡积物。在广阔平坦的低地和无流的山间盆地中则沉积了大量的细土物质。在戈壁的西北部或在谷地湖中,则主要为湖泊和河流沉积物。降雨量小、吸热和冷却变化大,强烈地影响着戈壁岩石的物理风化。在风化壳中是以粗粒物质为主,而细粒含量不大可证实这个事实。

周期性的暴雨把风化物从高地带走,而把它分散到缓坡和平原上。在多少平坦的斜坡上看到砾石沉积物的歪斜或水平的成层性可证实上述情况。所有这种沉积物的形成和它的构造,可说明该区早期的和现代的这类沉积物的发生。除基岩的风化外,与杭爱海沉积有关的戈壁的变质(砂-砾岩的)岩层在风化时,同样地也产生了很多砂-砾质物质。

在母岩的机械组成中差别不大,它们几乎都全部累积在粗骨沉积物的系列中。在机械组成上最粗的母岩都分布在山前部分和小丘陵地区。在平原和缓坡上主要是砾质的轻壤土、砂壤土和砂土。在低地形上的母岩则为由轻砾质的壤土和砂土到粘土的变种。

戈壁地形具有十分多样的景观(参看上述),由于该区的地质史与外因作用(水与风的活动),戈壁现代的地形是十分复杂的。在这里几乎处处都可看到有十分复杂的、景观复区的存在。如无特殊的研究,有时就很难发觉在这些景观单元之间有发生上的相互联系。在戈壁中平原分布很广阔,但是,地表构造常常是很复杂的,它有时直接与许多高地的缓坡相连接,有时则被封闭的平缓低地(托里木)所破坏。



图 56 戈壁的山前部分,在这里的棕钙土上通常生长着贫乏的植物群落

戈壁景观的总轮廓是由平原、无流低地、干河谷、低山和小丘陵所组成(图 56)。因此,为了说明整个戈壁景观的起源,我们首先应当选择最典型的个别地区加以解释;如能成功地说明它的基本形式,那么就能掌握整个的戈壁地表。我们所掌握的、分布在翁金河和沙音乌苏地区中的一些地段(曾为 Б. Б. 波雷诺夫十分详尽地研究过),就是这样的地区或关键。这些地区按其特征来说,与位在蒙古人民共和国领域最南部的地区很相近。

戈壁的植被有很多独特的特征。这里我们打算再来论述戈壁的植被的特征(关于这一点我们在上边已经谈到,参看植物群落一节),我们仅仅指出:戈壁植被的一般特性是草层的强烈稀疏和低矮。

照例，这里的草层什么时候也不会郁闭。在戈壁的北部，植物的草丛和草株复盖土壤表面不超过20—30%。在戈壁南部气候的干旱性更强，草层也更加稀疏，在荒漠羣聚中其盖度不超过10—15%。盖有褐色的石块表面和盖有碎石的干涸盐湖的耀目光泽和几乎无生命的黄灰色的裸露山岭，仅在第一次落雨之后才有生意。

在里海和阿姆达拉河之间的平原上，在乌斯秋尔特和饥饿草原中、在苏联中亚细亚的各共和国中的一些地区都可看到大致相同的情况[Л. И. 普拉索洛夫, 1926; А. И. 彼松诺夫, 1910, 1912; С. С. 涅乌斯特鲁耶夫, 1913; А. В. 古尔斯基(Гурский), 1945; И. П. 格拉西莫夫, 1924; А. Н. 罗赞诺夫, 1935等]。

戈壁的草层与中亚荒漠草原和伏尔加河下游比较其收获量低2—3倍，这就强烈地影响到土壤中腐殖质的形成。

在戈壁中，几乎无木本植物羣落存在(除在砂土上的琐琐丛林、前阿尔泰戈壁稀疏的杨树绿洲和干河床或老河谷的边缘有个别榆树外)。戈壁所有的木本植物大概都局限于这些地方。但是，在这里有时发现硅化的树木化石，其树干直径可达30厘米¹⁾以上。这种典型的荒漠形成物在非洲、美洲、澳洲也有发现。

树木的硅化，象在土壤表面复盖的石块中间发现有玉髓和蛋白石一样，可十分有力地说明戈壁气候的干旱。在复盖石块中间有玉髓存在，可证明风化过程的变化。

因此，戈壁的母岩、气候条件、植被和地貌特征决定着土壤形成的方向，也决定着现代的土壤的形成。

蒙古南部与北部不同，其南部是一十分特殊的地区，研究这个地区可提供很多有价值的资料，这些资料对认识荒漠特征对地表和土壤形成物特殊现象的影响是有帮助的。

研究戈壁地区的土壤和形成问题是极其多样而复杂的。但是，很明显，关于栗钙土和棕钙土的概念是在研究中亚细亚(饥饿草原、乌斯秋尔特)和阿斯特拉罕草原土壤复区的广阔地带的基础上建立

1) 硅化树干的化石标本保存在乌兰巴托市科学委员会地质博物馆中。

起来的，这一概念也能成功地扩展到戈壁地区。但是，在此应当说明：假如戈壁棕钙土与斋桑湖盆地、饥饿草原、乌斯秋尔特等地的棕钙土有很多共同特征的话，那么这种特征仅仅是表面相似、其较深刻的内部过程有极大的区别。二氧化硅含量的增高、无石膏层的存在、锰的含量增高等等（对戈壁棕钙土来说），都可证实这一点。

在较深入的研究戈壁棕钙土时，就有可能把这一地带作为一个独立的土壤-地理省而分出。我们当时并未作出这样的划分。但是，为了把这种土壤与其他干旱地区的棕钙土加以区别，我们特别强调了戈壁地方性的特征——不是简单的称它为棕钙土，而是叫作戈壁棕钙土。

最后，我们指出：无论是蒙古的草原区，或者是戈壁的荒漠外貌，不仅是被自然条件所创造，而且也被历史文化条件所创造。蒙古的农业历史很久远，但从未得到广泛地发展，然而发展农业的道路是相当广阔的（从戈壁小面积的绿洲到杭爱山草原区的国营农场）。除农作物之外，蒙古人民生活的经济形式（牧民与大量的家畜和野生动物）对土壤和植被也产生巨大的影响。

戈壁现代的农业意义很小。但是，不能说这完全是由于不利的自然历史和土壤条件所致，而将来只能是发展牧畜业的地区。戈壁在栽培农作物方面的可能性并不比很多其他荒漠与前期荒漠为小。因为在绿洲上可建造蓄水池，开凿渠道（克鲁伦河东部，翁金河西部）以及在绿洲上存在有地方性的水源等。

戈壁农业最主要的任务当然在于在饲料危机时期供给牲畜以饲料，并以农产品供应居民。这一任务组成机器割草站就能胜利完成。为了组织这样的农业系统，亦即建立饲料-草田轮作的机器割草站，在戈壁中是有足够的地段的。在苏联开垦类似土地的良好结果，已证实了在这个广大地区上开垦耕作的可能性。关于为了增加牧场的生产率来改良牧场问题，有必要作为一特别问题提出来。

11. 盐 渍 土

在蒙古，盐渍土的分布十分广泛。它约占 162,000 平方公里，或

占蒙古人民共和国总面积的 10.5% 强。盐渍土在各地貌区域中的分布是很不均等的。例如，在戈壁中，盐渍土约占戈壁总面积的 19%。在西部的大湖盆地中盐渍土约占 17.9%。在东部占东蒙古平原总面积的 11.5%。在肯特山，它占 4% 以上。在杭爱山约占 3%，在蒙古阿尔泰山占 2.5%¹⁾ 以上。在蒙古，盐渍土不仅分布在无流的低地中，而且也分布在杭爱山和肯特山山地以南的、起伏丘陵地区之间，而且它也分布在上述山区中，在蒙古阿尔泰山，它常常分布在 2,000—2,500 米以上的高度上。

干旱地区的无流低地通常都进行着盐渍化的过程。在蒙古，现代的氯化物和硫酸盐的聚积都是与干旱地区的低地相联系的，大家知道，在自然界中，这种聚积作用可能都是以大规模(海、洋)或小规模地进行的。

在蒙古的草原范围内，特别是在戈壁中分布着很多无流的、小的封闭盆地，它的大小常常不超过 70—100 平方公里，在每一个盆地的中心，我们照例可发现经常的或周期性的干涸的盐湖或含有氯化物或硫酸盐盐泥的冲积物，因此，在杭爱山和肯特山以南的干旱地带和在戈壁中，几乎所有的低地都为盐土(蒙古称古德热尔)所占据。

正如以上所述，在蒙古人民共和国的领域中，大面积的盐渍土不仅与风化和成土作用相联系，而且，地质因素、古代盐分的沉积、气候和地区的无流性在这方面也起相当大的作用。

无疑地，土壤的盐渍化部分地是由于在风化过程中释放出的盐分和为暴雨洪流从周围高地带到低地中的盐分所造成。淋洗着在山地和山前聚积的疏松沉积物的洪流富含易溶性盐分。在这里，这些易溶性盐分从淋洗开始和把它转运到一定距离的(视盐分的溶解度而定)无流侵蚀盆地或构造盆地²⁾为止，是经过转化和移动的复杂过程的。

但是，很难想象，土壤盐渍化的强大泉源仅仅是来源于在风化过

1) 面积的测定是根据 1:3,000,000 的土壤图用求积仪算出的。

2) 在上边我们已经指出，在蒙古境内盐分的空间分布是以其溶解度而定的，所以我们将不再讨论它(参看水文学一节)。

程中所釋放出來的那些鹽分。此外，從土壤的化學特性和成土母質中可以看出：在相當大的地區上，在母質的組成中易溶鹽分的含量很少。因此，鹽土分布的特點、其鹽化程度的不一致性和鹽化過程的強度等因素，就不能僅僅從成土過程的觀點來解釋，而要尋找其他的、比風化和植物更強大的鹽分來源來解釋。

低地和許多湖泊豐富的鹽漬化現象顯然是與這些地方所聚積的、分布在整個地質系統（從寒武紀開始到第三紀為止）沉積物中的那些鹽分有關，也包括現代的沉積物和部分的土被。在蒙古領域上，在干涸封閉的湖形盆地中也常常分布有很厚的鹽分沉積物（伊海察達穆湖、沙拉布爾迪因湖），在這些盆地中，鹽分的儲藏量常以數百萬噸計，況且還有鹽丘以及鹽湖（別蓋爾湖、伊海圖胡木湖等）的存在。在鹽湖中，水分的礦化度達 156—160 克/升。所有這些總合起來就當然成為土壤和地下水鹽漬化的強大源泉。

在西部（在大湖盆地中）、在杭愛山（在山原湖中）、在戈壁（在谷地湖中）等地區，鹽漬化現象在某種程度內可能與鹽化的構造有關。例如，蒙古最大的湖泊——烏布蘇湖——其水分的礦化度，顯然是與鹽丘（圖茲塔格山）的沖刷有關；察布丹湖（杭愛山）富含鹽分是由於與二迭紀的含鹽沉積物有關，在東蒙古平原和某些其他地區（沙拉布爾迪因湖、蘇明湖）中，蘇打鹽漬化現象顯然是與土壤鹽漬化有聯系的，即與從圍繞着這些低地的、廣大鹹土地區的蘇打淋洗有關。

因此，在蒙古領域中，必須把土壤地質條件和古代鹽分的聚積看作為鹽分積累的重要因素，地下水富含鹽分也是由這種條件所決定的。地下水的鹽分不僅可使土壤鹽漬化，而且还供養着湖泊。關於供養阿格希克湖、察布丹湖、扎林湖、別蓋爾湖、伊海圖胡木湖的鹽分，一部分是靠從高的地方帶來的、在風化過程中釋放出來的鹽分，一部分是靠不同鹽化程度的礦質地下水所引起的。這種聯系可在滲出的泉水和鹽湖周圍的水塘，或者在戈壁的很多水井中都可發現。地下水礦化的程度在表 5 和表 6 中可得到證明。從表 5 和表 6 中可以看出：除氯化物和硫酸鹽外，還分布有二種形式的蘇打。

阿普歇倫半島的鹽湖 [С. И. 丘列木諾夫 (Тюремнов), 1928]、埃

尔塘、巴斯昆恰克湖 [В. И. 尼科拉耶夫 (Николаев, 1931); В. А. 柯夫达, 1946]、巴拉巴和庫倫达湖 [К. Д. 格林卡, 1926; А. И. 哈因斯基 (Хаинский, 1915); И. Д. 格拉西莫夫, Е. Н. 伊万諾夫, 1937; 等] 都是为地下水所供养的。同时, 后二个地区象蒙古一样, 分布着十分复杂的盐湖、苏打湖和具有苦味的盐湖和淡水湖, 这些湖泊的发生是与生物学和土壤地质学的条件相联系的。梭頗 (1936) 曾指出过中国北部的平原和东北的广大地区的盐渍土的起源, 显然也是与这种原因有关的。

其次, 在盐分的循环中, 特别是在荒漠和无流地区, 风运也起着一定的作用。但是, 为地质和土壤历史因素所制约的、土壤和母岩中易溶盐分的丰富储藏量是出现上述因素的主要泉源 (В. В. 道庫恰耶夫, 1899; Б. Б. 波雷諾夫, 1934; А. Н. 索科洛夫斯基, 1941 等)。同时盐渍化的源泉、盐渍化的特性和盐渍化的阶段对不同的地区来说可能是不同的。例如, 按其来源和特性来说, 蒙古土壤盐渍化的特征与阿塞拜疆或中亚某些其他地区的土壤的盐渍化是不同的。在自然界中, 盐渍化的类型和不同的阶段是取决于很多原因和因素。而最后, 土壤盐渍化的不同来源和阶段, 不仅对于大的地区而且对于各个小地区来说都是不相同的。

在这种情况下 (特别是在干旱和无流地区), 气候在促进土壤表层盐分的集中起着巨大的作用。在这方面, 气候的作用不仅能防止盐分淋洗过深, 而且也有加强最新沉积物次生盐渍化的可能性。因此, 在干旱地带和炎热地区不仅在地下水中, 而且也在广大的盐渍土的分布地区中, 盐分有较高集中的这种现象是无须奇怪的。在不同的气候区域中 (在北方和南方), 很多调查者都曾发现出现盐分的现象。但是, 在温暖 (干燥的) 地区, 特别是在无流地区, 表现得就比较强烈。

在蒙古领域上可把盐渍土分为: 盐土、碱土、和盐化-碱化土的复区。

在蒙古盐土可分为:

a) 疏松的苏打氯化物-硫酸盐盐土和硫酸盐-氯化物盐土;

6) 氯化物-硫酸盐石膏盐土。

碱土可划分为：

a) 苏打盐化碱土；

6) 氯化物-硫酸盐盐化碱土；

a) “草原化”(脱盐化)碱土。

鹽 土

在蒙古境内，盐土和强盐化土在杭爱山和肯特山以南分布很广泛，在那里它们占据着广阔低地的最低部位。在东蒙古平原上，它们也是分布在达希包拉包尔旗以南的古德瑞尔敖包地区、乌胡尔迪因湖、乌古穆尔迪因希德景区内以及湖泊的周围和乌尔扎河、克鲁伦河、苏赫林河的河谷中。在西部的大湖盆地中，盐土和强盐化土广泛地分布在沙尔金戈壁和乌布苏湖、希尔吉斯湖、扎林湖、都尔盖湖和哈拉湖等的周围(图 57)。在戈壁中，盐土复区占据着霍洛伊、巴伦胡赖景区的列格斯基低地的广大地区和察干傑里斯胡尔西南、达兰扎达加特西北、沙音山达以西以及一些湖泊(别盖尔湖、察干湖、鄂罗克湖和塔金察干湖)的周围和翁金河、里金河、包达木奇河、乌依奇河的

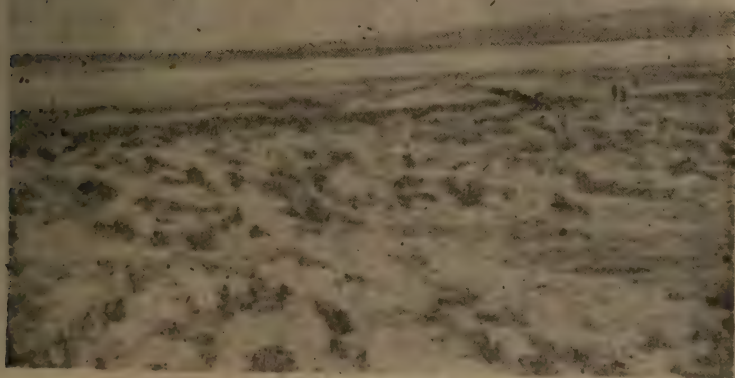


图 57 盐化半荒漠(在戈壁西北部的谷地湖中)

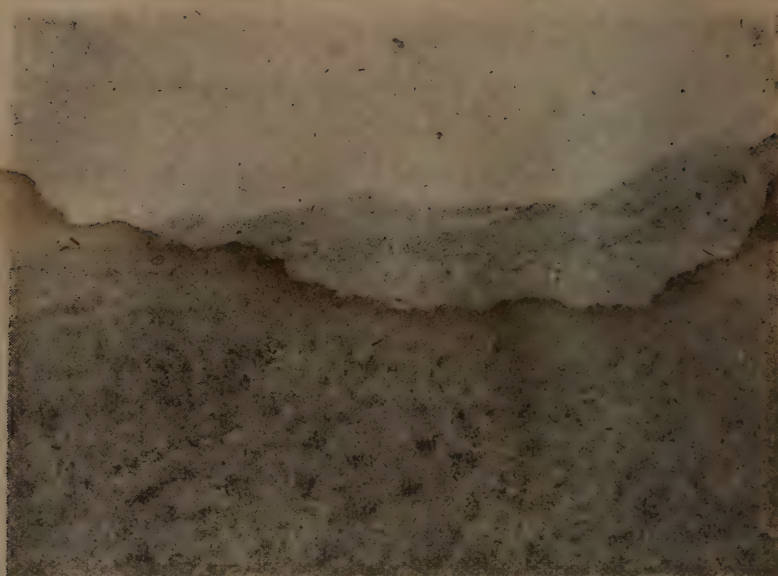


图 58 盐化半灌木牧场(前阿尔泰戈壁, 察干傑里斯胡尔)

河谷以及很多大大小小的封闭盆地(图 58)。

在干草原和荒漠条件中, 低地和盆地是盐渍化最有利的环境。这里盐分的累集是靠盐分和雨水一起从高的地区所带来以及靠矿质的地下水。

盐土和强盐化土在其组成中主要含有碳酸盐、硫酸盐和氯化物。其中的碳酸盐主要是 CaCO_3 , 一小部分是 Na_2CO_3 和 NaHCO_3 。硫酸盐类绝大部分是 Na_2SO_4 , MgSO_4 和一小部分 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 。氯化物主要是食盐(NaCl), 在大多数情况下没有氯化钙和氯化镁。在盐化土的发生上, 在上列所有的盐类中, 氯化钠、硫酸钠和部分的碳酸钠起最主要的作用。在所述土壤中含有上列的盐分是蒙古盐渍土最典型和最一般的特征。

根据盐土土层盐渍化的特征, 其特点是盐土盐分的主要部分都集中在表层, 或者这些盐分沿垂直剖面下降至一定深度。在盐土中, 盐分的这种分布可表明这类土壤的盐分状况, 是与地下水的季节性变化以及与土层中的溶液状况有密切联系的。

由于临近地下水位，在许多地方，盐土的下层都有象我們所想象的、呈现青色和蓝灰色的潜育痕迹。这种现象的发生是由于水分在过饱和的影响下由还原过程所造成的结果，并且也导致了氧化亚铁在土层中的累积。

在一些盐土的变种中（特别是在湖泊的外围和大而深的无流盆地中），盐分在每年的一定时期积累的数量相当大，并且在这里常常形成疏松的盐土以及盐结皮和小凸起。在强盐化的土壤和盐土中，普通是硫酸盐多于氯化物。如果认为在蒙古领域中，湖水和地下水在大多数的情况下是为硫酸盐所盐渍化，而氯化物盐渍化的程度较小，那么这种情况则是十分自然的。

苏打氯化物-硫酸盐盐土和硫酸盐-氯化物盐土表层为片状结构，弱团块构造，常常在开始干涸时，在它的土壤剖面上复盖一层薄的盐霜，有时在20—25厘米深处发现有石膏层。在大多数的情况下从表层起有泡沫反应。根据机械组成，盐土是属于壤土。特别是在蓬松的盐土上是无植被存在的，这里有时仅仅分布有个别的猪毛菜属的代表植物，这种植物常常具有肥厚多汁的茎和退化的叶子。

位在别盖尔湖东南的第一级和第二级阶地上的蓬松盐土（剖面140和141）可作为苏打-氯化物硫酸盐盐土的特征。

根据形态上的特点，这二个剖面具有很近似的特征。剖面141与140的区别仅仅是蓬松层的厚度较薄，成土母质的机械组成较轻和冻层的位置较深（90—100厘米）。

位在别盖尔湖同一盆地第三级阶地上的剖面139，在形态特征上完全为另一种情况。它的母质是厚层的黄土状壤土，按其组成和特征来说，很接近于中亚细亚的黄土。这种土壤表层的颜色为淡棕色，在深10—20厘米处，颜色稍为变棕，再沿土壤剖面向下，约从20—40厘米起，又重新变为灰色和灰棕色。这种土壤表层为层状，其土层多孔隙，通常在其组成中含有大量石灰。

但是，由于过去矿质化的地下水位较浅，因此，通常为硫酸钠和石膏所强度盐渍化。由于黄土状沉积物有很高的盐渍度，因此，在有地下水渗出的地方以及在流经这种沉积物表层的小河周围，我们可

看到巨大的裂隙和塌陷。

在小河两岸和在有地下水渗出的地方，塌陷的形成是与土层的多孔結持和其中易溶盐分的淋洗有关的。

在盐土和強盐化的土壤中，腐殖質的含量是与一定的土壤带密切相联系的。在栗鈣土带中，盐土的腐殖質含量一般为 1.5—2%。在棕鈣土带中，強盐化土和盐土腐殖質的含量照例小于 1%。在所描述的土壤中，在分析上可发现碳酸盐中的 CO_2 在表层中的含量为 2.5—5.4%。沿土壤剖面向下， CO_2 的含量有些增高，而在 85—100 厘米深处可增高至 5.9—6.28% (表 67)。

表 67 鹽土中的腐殖質和碳酸鹽中的 CO_2 的分析資料

化学分析者：M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	位 置	深 度 (厘米)	腐 殖 質 (按丘林法)	CO_2 (%)
139	戈壁(谷地湖), 別盖尔湖的第三級阶地	0—5	1.5	5.40
		25—30	0.9	6.10
		70—75	—	7.15
		95—100	—	6.28
141	同一地点, 別盖尔湖的第二級阶地	0—5	1.8	2.5
		10—15	1.7	2.5
		20—25	1.4	2.4
		45—50	—	2.9
352	东蒙古平原(在馬塔特旗以西 35—40 公里)	85—90	—	5.9
		0—3	0.67	2.90
		3—8	0.25	4.23
		25—30	0.33	2.21
		45—50	—	2.24
		70—75	—	0.24
		120—125	—	0.49

根据机械組成, 盐土和強盐漬土是較粘的, 这是由于这种土壤是位于低地, 所以不仅有盐分, 而且还有細土物質被帶到这里来。表 68 的資料可証明这种情况。在表 68 中我們可看出: 剖面 141 和 153 的表层物理性粘粒 (< 0.01 毫米) 是很丰富的, 可是, 它的母質則是較輕

的粒級。

位在別盖尔湖盆地中的第三級阶地上的剖面 139 (为这类組合的土坑)則为另一种情况。在这一剖面中,从表层起到 100 厘米深的土层是粘質的成分,而且直径小于 0.001 毫米的土粒逐层变化的范围,較直径由 0.005—0.001 毫米的粒級为小(按百分比)。这說明它的形成具有另外一些特征,在用盐酸处理时的損失較大,这就証明了它的盐漬化。水提取液的分析也証实了这一点。在这种情况下,盐土在土层中是含有大量盐分的,在盐土中除蓬松层外,盐分可达 8—12%。在盐土中盐分的組成是以硫酸盐为主,其土层为氯化物盐漬化的程度較輕,但是,根据大部分盐土的盐分特征,可能都属于混合的氯化物-硫酸盐盐漬化。在混合的氯化物-硫酸盐的組成中常常含有苏打。在所述盐土的阳离子中以鈉为主,鈣和鎂通常占第二位。

剖面 140 是弱苏打氯化物-硫酸盐盐土。这一剖面位在別盖尔湖的第一級阶地上。在表层(0—5 厘米)中,其干残余物达 12%,在 10—15 厘米深处約为 2.37%,沿土壤剖面向下盐分的含量可下降至 0.4—0.6%。在表层(0—5 厘米)中,Cl' 約为 1.7%,在 45—50 厘米以下,Cl' 的含量下降到万分之几(0.073%)。在表层中,SO₄' 的含

表 68 苏打氯化物-硫酸鹽鹽土的机械分析資料(%)

化学分析者: H. И. 高切林納;机械分析者: 尼日·保德卡尔

剖面 号数	深度 (厘米)	盐酸处理 后的損失	土 粒 直 徑 (毫米)						
			0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01	0.01— 0.005	0.005— 0.001	<0.001	<0.01
139	0—5	18.03	0.27	2.05	25.44	14.82	25.92	13.47	54.21
	25—30	19.49	0.17	3.72	19.85	11.67	23.42	21.68	56.77
	70—75	21.00	0.12	1.15	19.69	13.68	24.11	20.25	58.04
	95—100	17.03	0.21	8.64	23.67	10.25	19.62	20.58	50.45
141	0—5	—	5.00	25.00	10.00	—	—	—	60.00
	20—25	—	9.27	29.91	12.55	—	—	—	48.27
	85—90	—	12.50	26.50	43.24	—	—	—	17.76
153	0—5	—	15.14	36.65	6.84	—	—	—	41.37
	20—25	—	35.14	32.71	9.76	—	—	—	22.39
	65—70	—	38.16	34.34	4.77	—	—	—	22.73

量在 5.7% 以上,沿垂直剖面向下, SO_4^{2-} 的含量也显著降低。在这一剖面中,整个垂直剖面的总碱度和正常的碳酸盐碱度(0.002—0.005%)都相当高(0.034—0.054%)。在土壤盐渍化过程中也可看到,正碳酸盐和重碳酸盐碱性反应的增高。大家知道,在所有含有 CaCO_3 的土壤和底土中都具有由重碳酸盐所形成的碱度。但是在碳酸钙与氯化钠、镁和硫酸钠、镁相互作用时,显然可在正在进行盐渍化的土壤中得到一定数量的正碳酸盐。

K. K. 盖得洛伊茨(1935)曾十分明确地解释过苏打的形成可能是由碳酸钙对为钠所饱和的吸收性复合体的作用所产生的,也可能是对溶解在水中的碳酸的作用所产生的。在所述的盐土中,阳离子以钠占第一位,镁占第二位。在盐分剖面中(图 59,剖面 140),为镁-钠苏打氯化物-硫酸盐盐渍化。

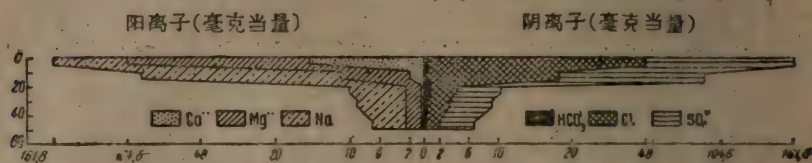


图 59 镁-钠氯化物-硫酸盐盐土的盐分剖面(别盖尔湖的第一级阶地;剖面 140)

位在别盖尔湖第二级阶地上的剖面 141,其土层的盐渍化则为另一种情况。在这一剖面的水提取液中,几乎整个剖面都可发现苏打。因此,在 45—50 厘米深处,碱度显著增高,沿土壤剖面向下,碱度渐渐下降。在表层中氯离子的含量约为 2%,沿土壤剖面向下,氯离子的含量明显下降,刚开始为千分之几而后降到十万分之几。

硫酸盐在剖面中有二处含量最大:第一是在表层(SO_4 约为 2.8%),第二是在 20—25 厘米深处(SO_4 约为 1%);在 25 厘米以下,硫酸盐含量同样下降,在 85—90 厘米深处, SO_4 的含量不超过 0.012%。根据所描述的盐土,阴离子组成同样也具有混合的、苏打氯化物-硫酸盐盐分。但是,根据阳离子的组成,剖面 140 和剖面 141 有显著的区别。在第一种情况下(即剖面 140),具有镁、钠的盐分,钠占第一位,

鎂次之；在剖面 141 中則相反，鎂次于鈣，而土层的特征是为鈣、鈉所鹽漬化(表 69, 剖面 141, 图 60)。

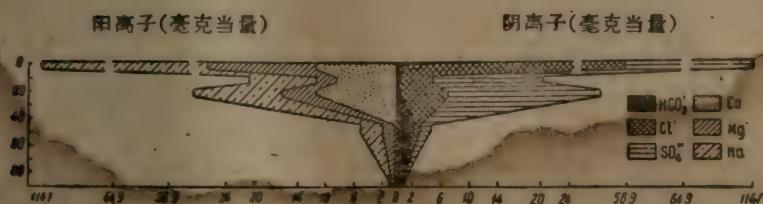


图 60 鈣-鈉蘇打氯化物-硫酸鹽鹽土的鹽分剖面
(別蓋爾湖的第二級階地:剖面141)

剖面 140 和 141 的鹽分剖面十分清楚地表明了土壤在繼續進行鹽漬化。富含氯化物和硫酸鹽的地下水是鹽漬化的因素。在這二種情況下，地下水是与別蓋爾湖直接相聯的，湖水礦化度可達 156 克/公升，其中氯離子占 19.4 克/升， SO_4 占 83.35 克/升。鹽分的最大累積量是在土壤表層。我們曾指出過這一點，即累積鹽分的地區是与土壤溶液沿毛管上升到表面而蒸發的地區相符合，並進一步在土壤表面上形成厚的蓬鬆層，顯然，這樣可防止水分的蒸發，因此，以後鹽分的累積便終止，或累積十分緩慢。

在這種情況下，我們具有湖濱鹽漬化的典型例子，在蒙古領域中，大多數情況下是为氯化物-硫酸鹽所鹽漬化，为硫酸鹽-氯化物鹽漬化者較少(這就是說，氯化物多于硫酸鹽)，後一情況，顯然是与季節變化有關係。

但是，湖泊和地下水鹽分的質的組成(特別是陽離子)，在有些地方具有很大的差別。例如，阿奇梅克湖的水分含有鎂 1.73 克/公升，鈣 0.32 克/升。在察干湖(谷地湖)邊的一個水池中，其地下水含鎂為 2.37 克/升，鈣為 1.3 克/升(表 13)。在這種情況下反映了鎂鹽也對土壤鹽漬化有所影響。

位在別蓋爾湖第三級階地的老灌溉地段上的剖面 139，證明了它的土层也象剖面 153 一樣是为氯化物-硫酸鹽所鹽漬化的。

全量分析和鹽酸提取液的資料都証實与土壤的機械組成有密切

表 69 苏打氯化物-硫酸鹽鹽土和氯化物-硫酸鹽鹽土的水提液的分析資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	深度 (厘米)	干殘 余物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''	Na' (按差数)
			CO ₃ ''	HCO ₃ '					
139	0—5	2.316	0.002	0.037	0.032	1.078	0.050	0.102	0.048
	25—30	0.108	0.004	0.056	0.006	0.045	0.007	0.007	0.020
	70—75	0.065	0.001	0.051	0.004	0.013	0.009	0.008	0.002
	95—100	0.058	0.001	0.054	0.006	0.016	0.010	0.017	0.010
140	0—5	12.160	0.004	0.044	1.680	5.709	0.315	1.081	1.430
	10—15	2.376	0.002	0.034	0.642	0.978	0.040	0.116	0.631
	20—25	0.596	0.005	0.054	0.133	0.288	0.010	0.028	0.180
	30—35	0.592	0.002	0.047	0.110	0.287	0.008	0.029	0.163
	45—50	0.440	0.001	0.084	0.073	0.215	0.010	0.024	0.100
141	0—5	8.884	0.004	0.063	1.980	2.803	0.230	0.180	2.040
	10—15	1.496	无	0.019	0.171	0.758	0.192	0.031	0.200
	20—25	2.008	0.001	0.032	0.240	1.008	0.231	0.052	0.280
	45—50	0.271	0.015	0.146	0.035	0.066	0.006	0.016	0.070
	85—90	0.077	0.001	0.029	0.005	0.012	0.007	0.005	—
184K*	0—2	2.962	0.039	0.025	1.735	0.232	未测	未测	未测
	2—10	1.578	0.013	”	0.823	1.002	”	”	”
	20—30	3.700	—	”	1.238	1.002	”	”	”
	34—44	2.132	0.001	0.024	0.689	0.757	”	”	”
153	0—5	6.172	痕 迹	0.066	1.330	2.700	0.60	未测	未测
	10—15	0.368	”	0.098	0.060	0.100	0.010	”	”
	20—25	0.365	无	0.054	0.070	0.080	0.100	”	”
	45—50	0.083	”	0.059	0.007	0.030	0.025	”	”
	65—70	0.110	”	0.056	0.013	0.030	0.080	”	”

* 剖面 184K 为卡史帕洛夫所采集和分析的。

联系。在化学性质方面应当指出的重要特征是：矿物物质沿土壤剖面的分布比较均匀。

表 70 的资料证明：在氯化物-硫酸盐盐土剖面中，表层与位在 95—100 厘米深处的母岩之间，在全量化学成分上几乎看不出差别。只能說在剖面中部二、三氧化物有明显累积的趋势。在同一深度内还发现(与表层“0—5 厘米”和与母岩比较) SiO₂ 比较贫乏,而二、三氧

表 70 氯化物硫酸鹽土的总量分析資料

剖面 深度 号数 (厘米)	水分 烧失	SiO ₂	Al ₂ O ₃ (按差 数)	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Mn ₂ O ₃	SO ₂	P ₂ O ₅	总的		CO ₂	总计	Na ₂ O + K ₂ O (按 丘林法)	分子比		
									CaO	MgO				SiO ₂	R ₂ O ₃	CaO + MgO
139 \ 0-5	0.83	36.75	11.28	6.05	0.25	0.11	1.55	0.13	6.50	2.60	5.71	97.30	2.70	—	—	—
25-30	1.04	53.96	12.35	6.16	0.23	0.10	0.41	0.12	7.13	4.00	6.28	96.05	3.95	—	—	—
70-75	0.85	53.67	12.23	5.95	0.57	0.10	0.19	0.11	8.57	3.14	7.24	96.49	3.51	—	—	—
95-100	0.78	57.25	11.61	5.93	0.22	0.08	0.37	0.12	7.69	2.66	6.38	96.82	3.18	—	—	—

占 絕 对 干 土 的 (%)																
剖面 深度 号数	水分 烧失	SiO ₂	Al ₂ O ₃ (按差 数)	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Mn ₂ O ₃	SO ₂	P ₂ O ₅	总的		CO ₂	总计	Na ₂ O + K ₂ O (按 丘林法)	分子比		
									CaO	MgO				SiO ₂	R ₂ O ₃	CaO + MgO
139 \ 0-5	—	70.37	13.99	7.50	0.31	0.14	1.92	0.16	—	2.55	—	100.29	3.35	6.37	1.45	—
25-30	—	66.91	15.31	7.64	0.28	0.12	0.51	0.15	—	4.20	—	100.02	4.90	5.63	1.64	—
70-75	—	68.16	15.53	7.56	0.72	0.13	0.24	0.14	—	3.40	—	100.34	4.46	5.72	1.46	—
95-100	—	70.42	14.28	7.29	0.27	0.10	0.45	0.15	—	2.89	—	99.76	3.91	6.34	1.41	—

占 煨 烧 过 的 无 碳 酸 盐 土 壤 的 (%)

化物(主要是 Al_2O_3)比較丰富。 $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ 比值的减小也证明了这一点。

在碱土金属方面,也表明有某些分异现象;在剖面中部(深度 25—75 厘米), CaO 和 MgO 的含量有些增高,可是在剖面的表层和下部 CaO 和 MgO 是贫乏的,在表层(0—5 厘米)可看到 P_2O_5 、 SO_3 和 Mn_2O_3 的含量有些增高。

另一些土壤剖面(在大湖盆地和东蒙古平原上)在土层盐渍化量上的比值具有相同的情况,但形态不够显著。苏打氯化物-硫酸盐盐渍化是戈壁北部、大湖盆地和东蒙古平原西北部低地最广泛分布的、盐渍化的形式。在这些区域的南部除苏打氯化物-硫酸盐盐渍土外,还有苏打硫酸盐-氯化物盐土。

位在邻近哈因涅奇胡拉尔(约距乌鲁木齐东北 40 公里)丘陵间的窄峡谷中、为 H. A. 卡史帕洛夫所采集的剖面 184 K 可作为这种盐渍化类型的特征。在这里,表层具有盐结皮(0—2 厘米),在分析上发现的 $\text{CO}_3^{''}$ 约为 0.039%, Cl' 为 1.7% 强, $\text{SO}_4^{''}$ 为 0.23%。沿土壤剖面向下, Cl' 几乎总是多于 $\text{SO}_4^{''}$ (表 69, 剖面 184 K) 的。

氯化物-硫酸盐(石膏)盐土,它与苏打氯化物-硫酸盐盐渍土的区别是有明显的石膏层,照例,没有正碳酸盐。

大家知道,在地质构造运动时,发生了侵蚀基面的上升或下降,而与此同时,盐渍基面也发生转移。在现代干涸的湖泊中(伊海察达

表 71 用 20% 的鹽酸從氯化物-硫酸鹽鹽土(佔風干土壤%)的提取液的分析資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	深度 (厘米)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	SO_3	P_2O_5	CaO	MgO
139	0—5	0.042	2.32	4.06	0.82	0.095	4.96	1.84
	25—30	0.052	3.85	3.80	0.09	0.085	4.41	2.44
	70—75	0.161	3.15	3.35	0.08	0.096	6.56	1.66
	95—100	0.077	2.90	4.06	0.30	0.042	4.21	2.57

穆湖、沙拉布尔迪因湖等),现在在某种深度中还埋着大量盐分,显然这就是过去盐分积累的原始基地,它也是现代蒙古土壤和地下水盐渍化的源泉。

在近湖地区的、周期性受水淹没的低地和河谷中,盐渍化程度常常有显著的不同,同样是在一个地点,但在一年不同的季节中盐渍化程度也是不同的。

土壤中的石膏层主要是在地下水的季节性变化时形成的,地下水周期的上升和下降,可引起硫酸钙在某一层中不断的累积。但是,当地下水下降时(随侵蚀基面而降低),易溶盐类开始依次淋洗,这就导致了石膏残留在盐土的成分中。

在蒙古(杭爱山和肯特山以南),石膏盐土通常发育在地下水位不深的条件下,它分布在河谷或周期性受到水淹低地的某些高起部分。因此,它经受着土壤剖面周期性的盐渍化和脱盐化作用。这种盐土的表层为层状结构,弱团块构造,而当土壤剖面逐渐变干时常常为薄层盐霜所复盖。

其中石膏层在35—50或60—70厘米深处表现最明显,有时石膏与碳酸盐层出现在同一深度内。在大多数的情况下,从表层起,少

表 72 石膏氯化物-硫酸盐土的机械分析资料

分析者: 尼日·保德卡尔

剖面 号数	深度 (厘米)	粗骨(毫米)*			粗骨粒 级总数	细土粒(毫米)			>0.01 毫米的 全部粒 级总数	<0.01 毫 米
		>6.25	6.25—2.50			1.00—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01		
			2.50	1.00						
132	0—5	2.83	4.22	9.40	16.45	19.77	43.40	2.79	82.51	17.49
	25—30	12.41	11.90	8.40	32.71	20.23	37.72	—	90.66	9.34
	45—50	27.34	12.58	1.23	41.15	18.62	26.33	—	86.10	13.90
	80—85	—	—	0.59	0.59	13.49	76.93	—	91.01	8.99
29	0—2	—	—	—	—	25.00	60.00	9.00	94.00	6.00
	12—17	—	—	—	—	26.00	44.00	10.00	80.00	20.00
	40—45	—	—	—	—	15.00	30.00	19.00	64.00	36.00
	70—75	—	—	—	—	21.00	31.00	12.00	64.00	36.00
	95—100	—	—	—	—	20.00	56.00	—	76.00	24.00

* 比较大的石砾没有在标本中挑出,剖面 29 的粗骨部分未测定。

数从 10—20 厘米深处起就开始有泡沫反应。按机械组成,上述盐土是属于壤土或轻壤土,在其组成中含有大量的硫酸盐和少量的氯化物。

位在察干湖(谷地湖)西北 3—4 公里的微度起伏平原上,植被为具有 *Salsola Passerina*, *Reaumuria soongorica*, 和少量禾本科和多种草类 (*Stipa capillata*, *Diplachne squarrosa*, *Statice aurea* 等) 的猪毛菜草原的剖面 132 和位在曹赫察杜曼旗西北 10—11 公里广闊盆地中的第二个剖面 29 可作为氯化物-硫酸盐(石膏)盐土的特征。

根据形态特征,剖面 29 与剖面 132 的区别是:剖面 29 在 30—35 厘米深处仅具有一层石膏层,而且,在机械组成方面也是比较一致的。

表 72 (剖面 132) 的资料证明:表层(0—5 厘米)石砾和碎石约为 16.5%,在 25—30 厘米深处,约为 33%,在 45—50 厘米深处,粗骨部分达 41%。沿土壤剖面向下砂-砾石的间层为砂层所代替。从表层到 50 厘米深处中砂和细砂部分为 45—63%,其余部分(9—17%)为物理性粘粒(<0.01 毫米)。在 50 厘米以下,即在砂质间层中,中砂和细砂部分约为 91%,仅有 9% 为物理性粘粒。

正如以上我们所指出的,这种盐渍化类型的其他剖面其特征是:机械组成略有不同,实际上,在这些剖面中,从表层(0—2 厘米)起就有强度的砂化层。在砂化层中,中砂和细砂只占 94%。但是,沿剖

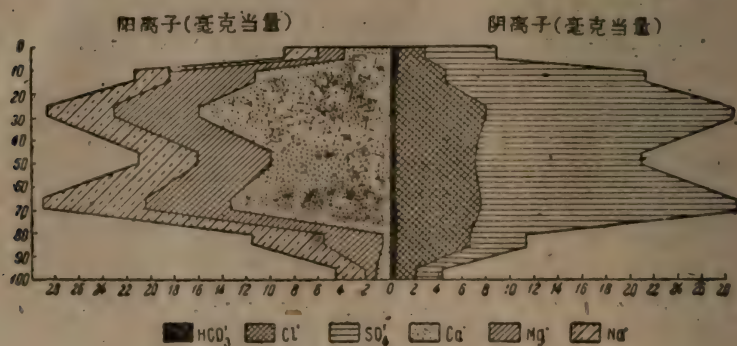


图 61 镁-钙氯化物-硫酸盐土的盐分剖面(剖面132)

面向下,中砂和細砂的含量下降,从40—100厘米深处起它的含量在64—76%的范围内变动。其余部分为物理性粘粒(20—36%)(表72,剖面29)。

石膏盐土的水提取液含有大量硫酸盐,氯化物較少,因此,在含石膏百分比很高的层次中,碱度一般不高。由于地下水位浅,在上述盐土中,盐分的主体部分是集中在半米以內的土层中。沿土壤剖面面向下,亦即半米以下的土层中,有时可发现第二个最大盐分层,但是在大多数的情况下,其含量是向下而降低。

表 73 石膏氯化物-硫酸鹽鹽土(佔風干土%)的水提取液的分析資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	深度 (厘米)	干殘 余物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''	Na' (按差数)	石 膏 (SO ₄ '')
			CO ₃ ''	HCO ₃ '						
132	0—5	0.440	无	0.031	0.070	0.264	0.081	0.024	0.045	0.066
	10—15	1.180	”	0.031	0.150	0.802	0.233	0.085	0.067	1.128
	25—30	1.996	”	0.012	0.290	0.950	0.320	0.085	0.012	3.810
	45—50	1.216	”	0.027	0.240	0.670	0.204	0.074	0.012	0.590
	65—70	1.924	”	0.024	0.260	1.032	0.270	0.085	0.199	3.848
	80—85	0.680	”	0.037	0.220	0.222	0.014	0.070	0.110	0.008
	100—105	0.278	0.006	0.034	0.070	0.101	0.023	0.013	0.050	0.049
29	0—2	0.039	无	0.015	0.003	0.012	0.006	0.006	无	未测
	5—10	0.044	”	0.015	0.012	0.004	0.008	0.006	”	”
	12—17	0.118	”	0.029	0.045	0.061	0.008	0.008	0.039	”
	20—25	0.480	”	0.041	0.069	0.204	0.018	0.019	0.093	”
	30—35	1.588	”	0.024	0.095	1.020	0.244	0.051	0.177	”
	40—45	1.777	”	0.024	0.101	1.019	0.243	0.054	0.176	”
	50—55	1.663	”	0.020	0.067	0.978	0.243	0.040	0.160	”
	70—75	0.842	”	0.026	0.073	0.153	0.032	0.033	0.170	”
	95—100	0.354	”	0.032	0.041	0.198	0.014	0.018	—	”

从表 73 (剖面 132) 的資料中可以看出: 在分析上发现干殘余物的最大数量(1—2%)是在 10—15、25—30 和 65—70 厘米深处。在这一深度中,具有很高的硫酸盐(0.8—1% SO₄'')、石膏(1—3.8% SO₄'')和鈣(0.2—0.32%)。氯化物从表层到 100 厘米深处逐层的变化为

0.070—0.29%。因此,从分析的材料中可以看出:該剖面的特征是土层的盐渍度很高。同时,在阴离子中 SO_4^{2-} 占首位,而阳离子以 Ca^{2+} 为主。

在盐分割面中(图 61,剖面 132),我們可看出十分明显的为氯化物-硫酸盐所盐渍化的土层。

在土层的盐分分布和盐渍化质量方面,同一盐化类型的另一剖面(29)則具有另外一些不同的情况。从表层到 17 厘米深处,土层很少为氯化物和硫酸盐所盐渍化。沿土壤剖面向下,盐分的含量增长很快,在 30—55 厘米深处(按干残余物)可达 2.58—2.78%。在 55 厘米以下,干残余物显著下降,就在 90—100 厘米深处干残余物的含量不超过 0.35%。在这一剖面中,从表层到 25 厘米深处,氯化物含量在 0.003—0.069% 的范围内变动,30—45 厘米深度以下,氯化物增高到千分之几(0.095—0.10%),再向下又重新降低到 0.041—0.073%;如同氯化物一样,硫酸盐从表层起到 25 厘米深处,其含量不大,但是,在 30—55 厘米深处的石膏层中它的含量为最大(0.98—1.02%);向下,也同样降低。

总碱度低是由于土层为石膏盐渍化的程度較高的緣故。

从表 73 的資料中也可以看出,在上述的石膏盐土中,盐分中阳离子的比例具有某些差别。例如,在剖面 132 中,我們可看到有鎂-鈣氯化物-硫酸盐所盐渍化的土层,在剖面 29 中,土壤的特征是为鈉

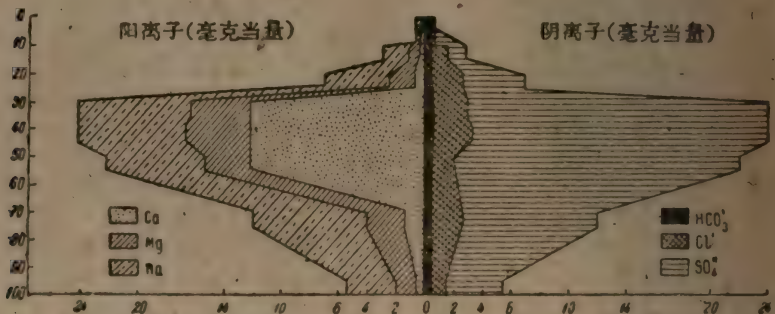


图 62 鈉-鈣氯化物-硫酸盐盐渍化的盐分割面
(翁金河的阶地,剖面 29)

—鈣氯化物-硫酸盐所盐渍化 而且,在这二种情况下,都是以硫酸盐
和鈣为主,氯化物、鈉和鎂次之。

我們把鈉-鈣氯化物-硫酸盐盐渍化的土层的盐分割面(图62,剖
面 29) 提供出来。

剖面 132 和 29 的盐分割面証明土壤剖面具有总的脫盐現象。
但是,这二个剖面都經受着周期性盐渍化和脫盐化的交替过程。土
壤剖面盐渍化的程度比較高也証实了这一点。显然,当土层脫盐程
度較大时,易移动的氯化物和部分硫酸盐可能淋洗較深,但是,如果
考虑到这一剖面是位在周期性受到水淹低地的平緩平原上,这里土
壤每年都經受季节性盐渍化和脫盐化作用,那么,这种过程就变得十
分清楚了。盐分割面同样証明了氯化物大大少于硫酸盐。硫酸盐丰
富显然是由于前期盐渍化以及硫酸盐呈硫酸鈣的形式积累的结果所
形成的,因此,这些盐分割面表明具有周期性的盐渍化現象。如从分
析資料中所看到的,这种土壤的土层具有很高的盐渍化,由于盐渍化
的结果使得不能栽培任何一种作物,因此,在农业方面強盐渍土和盐
土如不进行相应的土壤改良措施是不会有很大用处的。

碱 土

与碱化土成复区的碱土在戈壁中分布最广,在东蒙古平原分布
較少,在西部大湖盆地中分布更少。在戈壁区大面积的盐土集中在
曼达尔戈壁以南和东南部的巴彥敖包旗地区和沙音山达的西南部。
在前阿尔泰戈壁,碱化土复区呈一很宽的带状沿国境綫延伸,它在巴
倫霍洛伊和戈尔巴因地区占据着很广闊的地带。在东蒙古平原上,
碱土占据着古尔巴曹卡倫旗以南、乔巴山城以北、馬塔特旗以南和以
东的苏海巴托(扎普哈兰特沙尔加)地区的广大的地方。在西部的大
湖盆地中,这种土壤占据着烏布苏湖东南的广大地区以及沿很多湖
泊的外围和高于盐土的边緣(图 63,64)分布。

在碱土和碱化盐土复区的植被与盐化土的植被有根本上的区
別。在碱土上最典型的植物羣聚为 *Salsola passerina* 和 *Anabasis bre-*
vifolia 羣丛,在这种羣丛中普通混有 *Stipa gobica*, *Allium polyrrhi-*

zum, *Statice aurea* 等植物。

碱土和碱化土主要分布在高于盐土边缘的广阔的斜坡上以及平原和微度起伏的地区中,这些地区常常具有砾质的母质。Л. И. 普拉斯洛夫(1927)在前貝加尔湖,К. Д. 格林卡(1926)在民努辛斯基盆地 И. П. 格拉西莫夫(1924)在烏斯丘尔特,А. Н. 罗贊諾夫(1935)在飢餓草原等,都曾指出过碱土和碱化土分布的同样现象。

碱土的发育主要是取决于土壤剖面中钠和苏打的累积。富含吸收性钠的碱化层使土壤物理性质变坏,并使其透水困难。大家知道,碱土的碱性反应能促进土壤胶体的分散,胶体的分散使水流不能下渗。因此,在周期性受到淹水的低地,大部水分都消耗在蒸发上;而不能形成使盐分带入地下水中的下渗水流和加速土壤的脱盐化和脱碱化过程。

蒙古人民共和国的碱土,如同其他区域一样,也是发育在与地下水隔断或相联系地区中。第一情况,亦即已经失去了与地下水的联系,其特征是整个土壤剖面具有脱盐化现象。但是,根据形态的特征,其中还保留着柱状或稜柱状构造,甚至常常还具有破坏的柱状构



图 63 构造碱土(在戈壁中的乌兰湖的湖滨)



图64 碱化草原(在乔巴山城以南东蒙古平原上)

造特征。根据 B. A. 柯夫达的术语,可把这种碱土称为“草原化碱土”。我们把它列在淡(脱盐的)碱土中,因为这种土壤的植被已有改变,其特征是有许多在非盐化土壤上也可看到的、同样的种。

大家知道:所谓脱碱土的形成(K. K. 盖德洛伊茨)是碱土进一步演化的有兴趣的事件之一。其化学特征是在被破坏的碱化层中富含二氧化硅,并且具有疏松性和与泰加森林带灰化层相似的白颜色,但是,我们还未在蒙古境内发现有脱碱土,显然,这与大气降水量较小有关;其次,在浅低地或微域低地中常常无淋洗现象,相反地,却易为易溶盐分所丰富,最后,碱土的脱碱化显然是在脱碱阶段后才变为淡土的。

未失去与地下水联系或周期性地下水联系的碱土,通常含有大量的易溶盐类(特别是在碱化层之下)。在这种情况下,土壤的盐渍化是在地下水位不深的地方进行的。在这种条件下,土壤与地下水表层的联系在干涸时期也不终止,它把地下水或土层中的盐分累积在自己的剖面中,这好象是发生了表层周期性(季节性的)盐渍化和脱盐化的现象。这种地段的特点是常常存在着苏打盐化碱土或氯化物-硫酸盐碱土。

苏打盐化碱土 分布在平緩的、稍深些的低地和緩坡以及干涸的河流下游。它在碱化的土壤复区之間分布位置較低,这使我們想到,苏打在表层中的积累不仅是靠地下水,而且也是靠从周围碱土冲积而来的苏打所造成。

根据形态和化学特征,苏打盐化碱土与其他类型的碱土是有一些区别的。其区别在于:苏打盐化碱土通常是潛育化的,而且,在表层中含有易溶盐类。在湿润的状态下,无结构,胶結,粘着;在微干时,常常复盖着薄层盐霜。在干燥状况下,这种碱土从表层起就复盖上了一层薄的(1—1.5 厘米)、灰白色或灰褐色的結皮。

位在塔什巴拉包尔旗古德瑞尔鎮 30—35 公里的广寬閉封低地中的剖面 374,可作为这种盐漬化的类型。这一广寬的低地是从西南向东北延伸的,其上复盖着稀疏的 *Artemisia anethifolia*, *Nitraria sibirica*, *Atriplex sibirica*, *Statice*, *Carex* 等植物。在这种羣落中混有受到抑制的、微成草丘状的芨芨草和某些其他的喜盐植物。

但是在平原中間也有不少平緩的淺封閉低地,低地的緩坡仅周期性受到雨水的浸湿,雨水沿着它的緩坡流到低地的最底部,斜坡上部的土层通常是粘質机械成分的岩层,其下垫有輕壤土或砂土。

由于地形的位置高和砂質母岩,地下水下降很深(2.5—3 米),因此它对表层沒有影响或影响很微。在这种緩坡上,表层(粘質的)盐分的积累仅仅是靠位在斜坡上部的碱土的脫碱化进行。

无疑地,由于这类土壤所在的地形条件不同,不仅影响到它的形态而且也影响到它的化学营养元素的不同。例如,在剖面 374 中,表层和土层富含易溶盐类主要是靠地下水,而我們在下边描述的剖面 352 在表层和土层中富含易溶盐分,主要是由于从位置高的地区冲积下来的盐分所造成。处在周期性受地下水和地表水影响下的苏打盐化碱土几乎失去其柱状构造。照例,柱状构造破坏愈甚,則土壤剖面潛育化愈強,并且也愈湿润、愈疏松。相反地,位在低地緩坡上的苏打盐化碱土,由于它的表面为水分冲刷而丧失了表层的細土层,由于这种原因,碱土的柱状层便裸露出来(表面碱土),或复盖有 2—4 厘米的薄层細土結皮,在結皮之下分布着密实的(干燥的)柱状体,位于

馬达特旗以西 35—40 公里的剖面 352 可明显地証实这种情况。

按机械組成來說,苏打鹽化碱土从表层到 55—60 厘米深处为壤土或粘质的岩层。此层之下,机械組成一般都比較疏松。在这种土壤的表层(0—5 厘米)中,粗骨为 5—10%,但是在 100—125 厘米深处,即在砂砾岩层中,粗骨的数量有时可增至 25—30% 强(表 74)。

表 74 苏打鹽化-碱土的机械分析材料(%)

分析者: 馬季·杜高尔孔布

剖面 号数	深度 (厘米)	粗骨(毫米)			粗骨粒 級总数	細土粒(毫米)			>0.01毫米的 全部 粒級总数	<0.01 毫米
		>6.25	6.25—2.50			1.00—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01		
			2.50	1.00						
352	0—5	0.56	1.04	2.03	3.63	19.27	28.91	9.64	61.45	38.55
	10—15	0.07	0.15	0.65	0.87	19.83	29.74	—	50.44	49.56
	25—30	—	0.08	0.51	0.59	29.82	39.76	—	70.17	29.83
	55—60	0.17	0.61	2.87	3.65	38.54	19.27	4.82	66.28	33.72
	95—100	—	0.12	0.31	0.43	59.74	34.85	—	95.02	4.98
	120—125	2.59	5.47	13.05	25.11	65.40	4.74	—	95.25	4.75
374	0—5	0.18	3.74	6.45	10.37	41.46	19.53	9.26	79.62	20.38
	10—15	0.51	1.52	3.04	5.07	42.72	18.99	4.75	71.53	28.47
	35—40	—	—	0.46	0.46	61.71	19.91	7.96	90.04	9.96
	75—80	0.21	1.44	2.19	3.84	55.77	9.62	11.54	80.77	19.23

苏打鹽化碱土的水提取液証明表层有很高的盐渍化指标。在其組成中硫酸鈉、重碳酸鈉和碳酸鈉所占的百分比很高。上述盐分的最大含量是累积在土层或最表层中,为碳酸鈉、重碳酸鈉和硫酸鈉所高度盐渍化的地下水对土层的盐渍化发生影响。我們可以看出,沿整个土壤剖面都具有很高的正碳酸盐碱度(0.010—0.187%)和极高的重碳酸盐碱度(0.112—0.608%)。在表层中,Cl' 的含量約为 0.069%,在土层的下部,Cl' 不超过十万分之几。在土层中 SO₄' 的含量为万分之几,可是,在地下水中,SO₄' 的含量很大(SO₄'——0.622克/公升,表 75,剖面 374)。

如同在上面所指出的,同一种盐渍化系列的另一剖面(352)是在另一种条件下形成的,但是,根据化学的特征它也是这种盐渍化类型(表 75)。

表 75 苏打鹽化-碱土水提取液的分析資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	深度 (厘米)	干 殘 余 物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''	Na' (按差数)
			CO ₃ ''	HCO ₃ ''					
352	0—3	0.625	0.010	0.127	0.105	0.134	0.012	0.001	0.128
	3—8	0.776	0.022	0.132	0.094	0.150	0.011	0.002	0.147
	25—30	0.612	0.027	0.148	0.060	0.140	0.013	0.001	0.155
	40—45	0.483	0.030	0.142	0.025	0.115	0.008	0.002	0.123
	55—60	0.385	0.028	0.129	0.039	0.030	0.009	0.005	0.079
	70—75	0.327	0.009	0.099	0.021	0.016	0.007	0.001	0.054
	95—100	0.267	0.004	0.088	0.005	0.018	0.012	0.005	0.024
	120—125	0.165	0.004	0.043	0.002	0.016	0.013	0.002	0.008
374	0—5	1.260	0.187	0.608	0.069	0.118	0.009	0.006	0.379
	10—15	0.345	0.036	0.209	0.007	0.020	0.008	0.004	0.090
	20—25	0.262	0.007	0.144	0.004	0.064	0.013	0.007	0.064
	35—40	0.235	0.010	0.146	0.003	0.036	0.013	0.006	0.051
	60—65	0.177	0.010	0.112	0.003	0.008	0.014	0.006	0.024
	75—80	0.497	0.011	0.404	0.005	0.015	0.012	0.007	0.062
	85—88	2.866	0.048	1.872	0.123	0.622	0.004	0.013	1.110

凡是地下水位較深而土壤表层具有密实的柱状結構的地方,那里的易溶盐类通常聚积在柱状层之下。凡是在地下水位不深的地方,有时碱土会失去其柱状結構(虽然还保持着粘結性和密实性),在这种条件下,盐分在表层中的积累也可能是經過粘結的密实体。

在地下水长期的影响下,这种土壤的柱状結構消失,土壤就漸漸地变为盐土(表 75,剖面 374)。

氯化物-硫酸盐或硫酸盐-氯化物盐化碱土 (在第一种情况下以硫酸盐为主,在第二种情况下以氯化物为主)主要也是发育在地下水位不深的条件中。土壤剖面在形态上表現較明显,这种土壤在薄层的灰棕色密实生草层(2—3 厘米)之下普通有一层厚 5—6 厘米的柱状或圓柱状形的密实层,其下分布有粘层或砂层(在后一情况下的碱土无石膏层)。在粘質或壤質土壤中,石膏层在 35—60 或 85—90 厘米深处呈菌絲体或小品簇的形式分布,个别的結核开始轉变为碳酸

表 76 氯化物-硫酸鹽鹽化碱土和碱土的腐殖質、碳酸鹽中的 CO₂ 的分析資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	位 置	深 度 (厘米)	腐 殖 質 (按丘林法)	CO ₂ (%)
374	达希包拉包尔旗(古德热尔放包)30—35 公里的东蒙古平原(北部)	0—5	0.96	2.34
		10—15	1.37	4.10
		20—25	0.17	2.20
		35—40	—	1.54
		75—80	—	2.30
352	阿拉准尔加兰特-霍雷旗西北20—25公里 的东蒙古平原(乔巴山城东南)	0—5	0.67	2.9
		10—15	0.25	4.23
		25—30	0.33	2.21
		40—45	—	2.24
		70—75	—	0.24
354	同一地区,以哈尔胡林霍洛伊为自然界綫	0—5	2.7	—
		10—15	0.26	—
		25—30	0.72	2.72
		45—50	0.40	3.56
		105—110	—	0.60
20	戈壁中央,烏兰湖的第二級阶地	0—2	0.67	—
		2—8	0.78	0.33
		10—15	0.88	0.83
		25—30	0.62	1.65
		45—50	—	1.25
110*	戈耳巴因戈壁,蒙古人民共和国的南部边 緣,距中华人民共和国25—30公里	2—5	0.85	2.28
		7—17	0.26	2.73
		20—30	0.23	2.19
		50—60	—	1.12
		105—115	—	2.13

* 剖面 110 为 A. A. 尤納托夫記載, H. A. 卡史帕洛夫分析。

鈣。在分析上发现易溶盐类在这些层次中的积聚数量最大。在上述碱土中碳酸盐层一般不明显或完全没有。在盐分組成中,硫酸鈉起主要作用,氯盐次之。

我們在阿拉准尔加兰特旗(在哈尔胡林霍洛伊景区内)西北20—

25 公里, 乔巴山城东南低地的緩坡上所采集的剖面 354 可代表这种类型的碱土。在低地的周围生长着 *Reaumuria soongorica* 和稀疏的芨芨草草丛以及 *Stipa capillata*, *Stipa gobica* 等植物。

无论是盐土或碱土, 腐殖质的含量都与它们的分布地带密切相关。只有在这种情况下, 即当其中的氯离子增加(表 78, 剖面 110) 时, 才发现表层中的腐殖质含量降低。但是, 不管碱土分布的地带如何, 照例, 在多数情况下, 腐殖质在密实层中的含量总是增高的(表 76)。

位在负地形和緩坡上的氯化物-硫酸盐碱土, 在多数情况下机械成分是粘质的(表 77, 剖面 354)。在斜坡上的碱土常常具有强度砾质化的表层。表层的高度砾质化, 一方面是由于在成土过程中細土粒級从表层转移到下层, 另一方面是由于表层的冲刷和风蚀, 所以在土层的組成中常常含有一定数量的砾石和碎石。

氯化物-硫酸盐碱土的水提取液与他种碱土比較总碱度是稍低的。但是, 在柱状层之下照例是含有大量的易溶盐类。易溶盐类在

表 77 氯化物-硫酸盐碱土的机械分析資料(%)

机械分析者: 尼日·保德卡尔和馬季·杜卡尔札布

剖面 号数	深度 (厘米)	粗骨(毫米)			粗骨粒 級总数	細土粒(毫米)			>0.01毫 米的全部 粒級总数	<0.01 毫米
		>6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
20	2—8	—	—	—	—	36.00	34.00	9.00	79.00	21.00
	10—15	—	—	—	—	41.00	17.00	14.00	72.00	28.00
	70—75	—	—	—	—	46.00	19.00	1.00	66.00	34.00
110	2—5	2.73	3.55	4.37	10.65	27.70	41.99	—	80.34	19.66
	7—17	1.07	2.28	3.97	7.32	37.07	38.00	—	82.39	17.61
	20—30	1.22	2.58	3.88	7.68	32.31	43.39	—	83.38	16.62
	50—60	0.87	1.84	3.38	6.09	32.87	42.26	—	81.22	18.78
354	105—115	—	0.04	0.60	0.64	14.90	54.65	—	70.19	29.81
	0—3	1.35	0.49	1.36	3.20	19.36	48.40	9.68	80.64	19.36
	3—8	0.17	0.44	3.31	3.92	19.22	28.82	9.61	61.57	38.43
	45—50	—	0.68	3.09	3.77	19.25	28.87	9.62	61.51	38.49
	85—90	—	—	0.47	0.47	14.93	24.88	9.95	50.23	49.77
	105—110	—	—	3.54	3.54	9.65	19.29	9.65	42.13	57.87

表层也有少量累积，显而易见，这是由于薄膜-毛管溶液上升的结果（表 78，剖面 20，图 65）所造成的。为 A. A. 尤纳托夫在戈尔巴因戈壁（在蒙古南部边境上）所采得的剖面 1 IO 可说明它的土层是为硫酸盐-氯化物所盐渍化的。在剖面 1 IO 中，从表层（2—5 厘米）起即有氯离子约 0.286%，在 7—17 厘米深处，即在碱化层中，氯离子含量有一些下降（0.145%），以后，沿剖面向下，在 20—115 厘米深处氯的含量又重新增高；其逐层的变化范围为 0.302—0.281%。

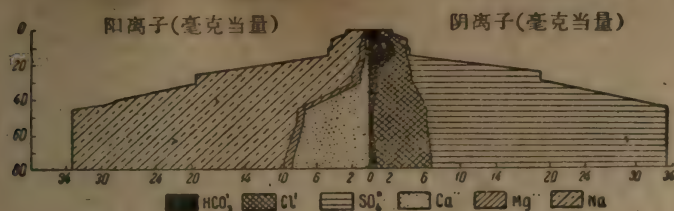


图 65 钙-钠氯化物-硫酸盐盐渍化碱土的盐分剖面
（戈壁南部，乌兰湖周围，碱土，剖面 20）

从表层到 7—17 厘米深度内，硫酸盐的含量逐层的变化范围为万分之几（0.063—0.043% SO_4^{2-} ），向下硫酸盐的含量显著增高，在 105—115 厘米深处含量最高——0.867% SO_4^{2-} 。在这一深度中，在分析上发现有正碳酸盐，在深度为 7—17 厘米的碱化层中，其含量约为 0.014% CO_3 ，在 50—60 厘米约为 0.002% CO_3 （表 78）。

因此，根据土层盐渍化的特征，上述碱土与剖面 354 有相当大的区别。剖面 1 IO 的特征是：土层为硫酸盐-氯化物所盐渍化，而剖面 354 则相反，其特征是为氯化物-硫酸盐所盐渍化的。

硫酸盐-氯化物碱土的全量分析和盐酸提取液的资料表明，虽然地下水还在周期性的供养，但仍有脱碱化作用（表 79 和 80）。

这里首先惹人注目的是：由于它的脱碱化作用引起 SiO_2 在碱化层中累积和 Al_2O_3 及 Fe_2O_3 的减少（与母岩比较）。 $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ 的分子比率也证实了这一点。例如，假若在母岩和表层中这种比率为 10—12，那么，在碱化层中其比率可大于 17（表 79）。在这里 CaO 和 MgO 的减少，是由于在脱盐和脱碱化作用时 CaO 和 MgO 损失的结果。

表 78 氯化物-硫酸鹽鹽化碱土和碱土的机械分析資料(佔風干土壤的%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	深度 (厘米)	干 殘 余 物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''	Na' (按差数)
			CO ₃ ''	HCO ₃ ''					
20	0—2	0.143	0.002	0.076	0.038	0.015	0.003	0.003	0.036
	2—8	0.275	0.002	0.154	0.048	0.027	0.006	0.004	0.057
	10—15	0.305	0.002	0.173	0.054	0.022	0.011	0.004	0.056
	25—30	1.362	无	0.059	0.137	0.700	0.023	0.009	0.390
	45—50	2.397	”	0.020	0.212	1.323	0.150	0.007	0.580
	70—75	2.304	”	0.054	0.218	1.273	0.172	0.010	0.540
18	0—2	0.050	”	0.051	0.004	无	0.006	无	0.002
	3—11	0.133	”	0.098	0.015	0.006	0.004	0.003	0.002
	15—20	0.200	”	0.093	0.031	0.010	0.004	0.008	0.002
	40—45	0.759	”	0.088	0.307	0.122	0.005	0.005	0.260
10	2—5	0.608	”	0.027	0.286	0.068	—	—	—
	7—17	0.332	0.014	0.029	0.145	0.043	—	—	—
	20—30	1.472	无	0.013	0.302	0.063	—	—	—
	50—60	0.876	0.002	0.016	0.351	0.271	—	—	—
	105—115	1.768	无	0.012	0.281	0.867	—	—	—
354	0—3	0.084	”	0.061	0.004	0.016	0.004	0.004	0.004
	3—8	0.200	”	0.054	0.069	0.020	0.040	0.002	0.058
	25—30	0.362	”	0.051	0.137	0.064	0.020	0.007	0.114
	45—50	0.962	”	0.031	0.168	0.416	0.031	0.025	0.285
	60—65	0.723	”	0.042	0.182	0.256	0.014	0.011	0.220
	85—90	1.586	”	0.024	0.172	0.660	0.069	0.043	0.276
	105—110	1.028	”	0.044	0.205	0.375	0.020	0.017	0.274

因此,从分析資料中可以看出,碱土进一步脱盐化,仅仅在与地下水断絕时才可能发生。假如碱土沒有与地下水失去联系,那么,在其中还可看到土层季节性的盐渍化。

土层的脱盐化作用与地下水位的深度、地下水的矿化度和地区的排水情况有密切的关系(参看表77和78,剖面18和20)。

草原化(脱盐化的)碱土,通常是沿宽广低地斜坡的最上部和微度切割的、微起伏的平原分布。由于失去地下水的影响和土层的淡化,这种土壤就轉变为草原化碱土。在土壤剖面中含有少量的易溶

表79 碱土的全量分析资料

剖面 号数	深度 (厘米)	水分	烧失	SiO ₂	Al ₂ O ₃ (按差 数)	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Mn ₂ O ₃	SO ₃	P ₂ O ₅	总的		硅酸盐的		CO ₂	总计	Na ₂ O+ K ₂ O(按 差数)	分子比例	
											CaO	MgO	CaO	MgO				SiO ₂	K ₂ O+
110	2—5	0.84	5.23	74.81	6.75	5.01	0.32	0.17	1.19	0.12	3.85	1.48	1.09	1.48	2.17	97.61	2.89	—	—
	7—17	0.75	4.89	78.83	5.25	4.11	0.28	0.12	0.10	0.04	4.21	0.92	0.92	0.92	2.58	98.47	1.50	—	—
	20—30	0.76	4.02	80.29	5.96	4.00	0.20	0.10	0.84	0.01	3.86	0.72	1.25	0.72	2.05	99.80	0.20	—	—
	50—60	0.68	2.87	76.48	9.67	4.24	0.26	0.13	0.26	0.12	3.40	0.83	2.15	0.83	0.98	98.00	2.00	—	—
	105—115	1.88	5.91	74.40	9.93	2.22	0.26	0.02	1.51	0.02	4.91	0.55	2.27	0.55	2.07	99.45	0.55	—	—
110	2—5	—	—	81.32	7.34	5.45	0.35	0.18	0.20	0.12	—	—	1.18	1.61	—	100.35	2.60	12.78	1.79
	7—17	—	—	85.92	5.72	4.48	0.31	0.12	0.10	0.04	—	—	1.00	1.00	—	100.36	1.67	17.05	1.95
	20—30	—	—	85.91	6.38	4.28	0.21	0.10	0.90	0.01	—	—	1.34	0.77	—	100.11	0.21	16.27	14.33
	50—60	—	—	79.77	10.09	4.42	0.27	0.10	0.27	0.12	—	—	2.24	0.87	—	100.27	2.09	10.54	2.30
	105—115	—	—	81.39	10.86	2.43	0.27	0.02	1.65	0.02	—	—	2.48	0.60	—	100.32	0.60	11.21	7.37

占煅烧过的无碳酸盐土壤的%

表 80 硫酸鹽-氯化物碱土的鹽酸提取液(%)

剖面号数	深 度 (厘米)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SO ₂	CaO	MgO
110	2—5	0.22	4.62	3.88	0.11	3.81	1.44
	7—17	0.35	3.26	3.39	0.10	3.98	0.87
	20—30	0.31	2.08	2.96	0.62	3.60	0.65
	50—60	0.33	2.32	2.86	0.24	2.80	0.81
	105—115	0.23	2.07	1.43	1.43	4.42	0.56

盐类,但是,碳酸鈣的含量却相当大。

根据形态特征,草原化碱土具有柱状或稜柱状构造。其表层具有脫碱化特征(灰白色)和鱗片-层状构造。其稜柱状构造在多数情况下丧失其密实性,用手压之即碎裂为团块-稜柱体。

在草原化的碱土中,从 18—22 厘米开始即有泡沫反应。在 25—40 厘米深处有碳酸盐新生体层。

按植物羣落种的組成來說,它与碱土型土壤的植物羣落已經有一些差别,在这种土壤上,混杂有大量的喜盐植物和非盐渍土的其他植物。

我們采集的剖面 375 可說明草原化碱土的特征,該剖面位在巴彥敖包地区(乔巴山以北 80—85 公里的平原上),植被为冰草-蒿属草原。

但是,在草原化碱土組合的某些剖面中也具有这样的变种,即当其表层強烈复杂化时,柱状构造就失去其密实性(疏松),虽然地下水位很深(8—10米),但土层的盐渍度仍很大。土层中盐分的存在是由于盐分向較深的层次中淋洗弱,聚集在表层中的盐分与生物作用有联系(B. P. 威廉斯1936; B. П. 布辛斯基, 1922等)。在表 38 中的剖面 380,可作为这种类型的、碱土脫盐化的特征。

在草原化的碱土中,腐殖质的含量同样与它分布的地带有关。在栗鈣土带中,草原化碱土的表层含腐殖质为 1.5—2%,向下(深度为 12—17 厘米),即在密实层中,腐殖质的含量可增至 3% 以上。在戈

壁区域即在棕鈣土分布的地带，表层腐殖质含量通常为 0.7—0.8%。但是，在碱化层中，腐殖质的含量普通可升高百分之十几，同时应当指出：在草原化碱土中显然是由于定居了禾本科植物羣落，所以普通其表层含腐殖质的百分数较苏打碱土或氯化物-硫酸盐碱土为高（参看表 81，剖面 380, 381 和表 76，剖面 1HO, 20 和 352）。

根据机械组成，上述的碱土是壤土、重壤土和粘土。在这种情况下，沿低地分布的碱土的砾质度是不大的，但是在平原和微起伏地段上分布的碱土，砾质度就相当大。

表 81 草原化(脱盐化)碱土的腐殖质和碳酸盐中的 CO₂ 的分析资料

分析者：M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号 数	位 置	深 度 (厘米)	腐 殖 质 (按丘林法)	CO ₂ (%)
375	东蒙古平原，乔巴山城以西80—85公里的 巴彦敦格敦包	0—5	2.23	—
		12—17	3.04	—
		20—25	1.71	1.05
		35—40	1.06	5.41
		85—90	—	2.35
380	戈壁东部，沙音山达东北 120—130 公里	0—5	0.8	—
		10—15	1.11	—
		20—25	0.55	2.77
		35—40	0.44	1.44
		55—60	0.36	0.59
381	戈壁东部，沙音山达东北 65—70 公里	75—80	—	0.65
		0—5	0.77	—
		10—15	0.78	—
		20—25	0.89	1.69
		30—35	0.62	1.25
175	大湖盆地西部，乌兰固木西北 130—135 公里	45—50	0.31	0.83
		65—70	—	0.33
		0—5	0.8	—
		10—15	0.4	—
		45—50	0.7	2.31
		65—70	—	—
		95—100	—	—

从表 82 中(剖面 381) 可看出:在表层(0—5 厘米)中,粗骨約为 3%,在 45—50 厘米深处則在 14% 以上,在土壤剖面的下部(110—115 厘米)、即在砂砾岩层中,粗骨含量达 26% 以上。虽然土层的砾质度很大,但这种碱土的表层仍为壤土和重壤土,表层之下为粘粒。另外的一些剖面也常常具有大約相同的机械組成,或在其中具有相互交替的、壤质的和較輕的砂-砾岩間层(表 82,剖面 375)。

表 82 蒙古草原化(脫鹽化的)碱土的机械分析資料(%)

分析者: 尼日·保德卡尔,馬季·杜卡尔札布

剖面 号数	深度 (厘米)	粗骨(毫米)			粗骨粒 級总数	細土粒			>0.01毫 米的全部 粒級总数	<0.01 (毫米)
		>6.25	6.25— 2.50	2.50— 1.00		1.00— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01		
381	0—5	0.69	1.09	1.20	2.98	29.11	33.96	9.70	75.75	24.25
	20—25	0.53	1.35	2.60	4.52	28.64	19.10	9.55	61.81	38.19
	45—50	1.00	3.00	10.02	14.02	30.79	18.40	9.20	72.41	27.59
	95—100	—	0.38	10.88	11.26	21.06	17.23	—	49.55	50.45
	110—115	—	0.46	25.80	26.26	9.37	4.69	4.69	45.01	54.99
375	0—5	—	—	—	—	30.00	40.00	15.00	85.00	15.00
	12—17	—	—	—	—	40.00	30.00	10.00	80.00	20.00
	35—40	—	—	—	—	40.00	30.00	20.00	90.00	10.00
	65—70	—	—	—	—	20.00	40.00	10.00	70.00	30.00
	85—90	—	—	—	—	30.00	35.00	15.00	80.00	20.00

草原化碱土的水提取液証明剖面是較淡的。这种碱土与上边所描述的、土层中易溶盐类淋洗較多的和表层中无苏打的土壤有所区别。当然,这种土壤还不具有非盐渍土壤的剖面。按盐渍化的特征来說,其中有些还是殘余-盐化碱土。但是根据形态的特征,在这种土壤中表层的脫碱化作用非常明显,深位柱状构造和稜柱状构造通常具有破坏的特征。这种土壤泡沫反应的位置降低,在多数情况下,在 35—40 厘米深处有大块的碳酸盐新生体。

根据化学組成,草原化碱土的土壤剖面的盐分已大部淋洗掉。在殘余盐分中,硫酸盐显著地多于氯化物。在这种碱土中,还保留着很高的碱性反应,但是,其中土层的脫碱化和脫盐化作用具有一定的表現。从 K. K. 盖得洛伊茨(1927)、И. Н. 安提頗夫-卡拉塔耶夫

表 83 蒙古草原化(脫碱化的)碱土的水提取液資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	深度 (厘米)	干 殘 余 物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca'''	Mg''	Na (按差数)
			CO ₃ ''	HCO ₃ '					
375	0—5	0.046	无	0.015	0.001	0.006	0.001	0.005	—
	12—17	0.101	”	0.041	0.009	0.003	0.001	0.001	0.016
	20—25	0.095	”	0.076	0.001	0.005	0.005	0.005	0.015
	35—40	0.117	0.006	0.090	0.001	0.007	0.005	0.005	0.022
	50—55	0.154	0.005	0.115	0.004	0.001	0.005	0.006	0.031
	65—70	0.177	0.014	0.134	0.004	0.001	0.005	0.003	0.040
	85—90	0.201	0.020	0.161	0.005	0.001	0.001	0.005	0.050
	380	0—5	0.162	无	0.039	0.014	0.014	0.001	0.006
10—15	0.228	”	0.044	0.059	0.010	0.001	0.007	0.045	
20—25	0.436	0.006	0.139	0.106	0.070	0.006	0.013	0.125	
35—40	0.368	无	0.051	0.050	0.171	0.009	0.003	0.117	
55—60	0.273	0.008	0.081	0.059	0.037	0.001	0.001	0.086	
75—80	0.224	0.007	0.083	0.056	0.025	0.001	0.003	0.074	
381	0—5	0.081	无	0.024	0.004	0.011	0.001	0.003	0.009
	10—15	0.159	0.001	0.068	0.013	0.020	0.001	0.008	0.025
	20—25	0.257	0.007	0.112	0.045	0.028	0.008	0.001	0.066
	30—35	0.254	0.004	0.109	0.050	0.021	0.008	0.001	0.013
	45—50	0.563	无	0.031	0.056	0.291	0.018	0.010	0.147
	65—70	0.421	”	0.027	0.041	0.213	0.014	0.010	0.104
	90—95	2.118	”	0.034	0.119	1.254	0.141	0.035	0.460
110—115	0.950	”	0.057	0.111	0.487	0.009	0.015	0.280	

(1935)、B. A. 柯夫达和 C. B. 柏斯特洛夫(1936)、Д. Г. 威林斯基(1942)等人的試驗工作中得知这种碱土的碱度可能与古敏酸、硅酸与鋁酸碱金属盐类的水解有关。

草原化碱土的全量分析和盐酸提取液的材料証明这种土壤的成分有相当大的变化(表84和85)。首先惹人注目的是:在这种土壤中脫碱作用引起了 SiO₂、Al₂O₃ 和 Fe₂O₃ 在表层中聚集,而且,碱化层与母岩比較表明它含 Al₂O₃ 和 Fe₂O₃ 为最多。富含鉄、鋁化合物的碱化层不仅与失去鈣、鎂有关,而且也与鉄、鋁从上边淋溶层中的淋失有关。

因此,草原化碱土演化的总方向是朝与地下水联系的停止或完

表84 草原化碱土的全量分析资料

剖面 号数	深度 (厘米)	水分	烧失	腐殖质	SiO ₂	Al ₂ O ₃ + SiO ₂ + O ₂ + P ₂ O ₆ (按差数)	Fe ₂ O ₃	SO ₃	总的		硅酸盐的		CO ₂	总计	Na ₂ O + K ₂ O (按差数)
									CaO	MgO	CaO	MgO			
381	0-5	2.65	5.84	0.77	68.06	16.88	3.64	0.23	2.03	2.04	2.03	2.04		98.52	1.48
	10-15	4.70	7.58	0.78	64.49	17.97	4.97	0.33	1.57	1.47	1.57	1.47		98.38	1.62
	20-25	4.17	8.77	0.89	62.26	14.43	5.98	0.03	3.45	2.90	1.30	2.90	1.69	97.82	2.18
	30-35	3.12	7.52	0.62	67.76	13.83	4.75	0.02	2.55	1.66	0.96	1.66	1.25	98.09	1.91
	65-70	1.13	2.95		75.74	12.38	3.25	0.17	1.57	2.38	0.51	2.38	0.83	98.44	1.56
	110-115	4.48	6.40		66.70	15.79	4.10	0.54	1.25	3.54	0.80	3.54	0.85	98.32	1.68
381	0-5				72.14	17.89	3.86	0.24			2.15	2.16		100.01	1.57
	10-15				69.65	19.41	5.37	0.36			1.70	1.59		99.83	1.75
	20-25				69.65	16.16	6.70	0.03			1.46	3.25		99.77	2.44
	30-35				74.54	15.21	5.22	0.02			1.06	1.83		99.98	2.10
	65-70				78.77	12.87	3.38	0.17			0.53	2.47		99.81	1.62
	110-115				70.37	16.89	4.39	0.58			0.86	3.79		99.68	1.80

占粗对干土壤的%

占火烧过的无碳酸盐土壤的%

全与地下水断絕的方面进行。因此,草原化碱土的特征是:表层脱碱化,柱状构造破坏,泡沫反应降低,土壤剖面的易溶盐类淋失較大,以及这种土壤已为大量的禾本科-多种草类植物羣落定居。碱土的脱碱作用,無論在其盐分組成上或者在形态特征上都起了深刻的变化。

碱化-盐化土复区

蒙古碱化-盐化土复区也是很广泛的,它占据着古尔巴曹卡倫旗的南和东部,达穆察克布拉克地区和戈壁的中部和东部以及貝尔湖、烏兰湖、烏布苏湖、希尔吉斯湖周围的广大地区;在前阿尔泰戈壁(参看土壤图,土壤界綫 10),它也占据相当大的面积。这种土壤分布在湖泊的外围和浅低地中(有周期性的雪水或雨水流到这里来)或分布在干涸的河流地区。在这种复区的土壤中,分布有盐化的变种和几乎没有易溶盐分的碱化土,这种土壤的表层常常为喜盐的植物所复盖,有些地方是裸露的,或具有盐霜。从表层起有泡沫反应,但是其碳酸盐层通常表现不明显。按机械組成,这种复区是从輕壤土到重壤土(視所在的地形部位而定)。

位在烏布苏湖盆地(在盐土带之上)、植被为盐生植物草原(*Anabasis brevifolia*, *Kalidium foliatum*)或荒漠結皮的剖面 175 可代表碱化-盐化土复区的土壤。

盐化土的水提取液常常可証明土层有很高的盐化度。表 86 (剖面 175)的材料証明,在表层(0—5 厘米)中干殘余物約为 0.524%,在 10—15 厘米深处为 0.765%;在这一剖面中,在 45—70 厘米深处盐分的聚集量最大,其含量在 1% 以上。在 95—100 厘米深处,干殘余物显著下降。在表层(0—5 厘米)中,Cl' 約为 0.032%,在 10—15 厘米深处,約为 0.170%,但是,在 45—100 厘米深处,它沿土壤剖面的含量仅为万分之几(0.042—0.060% Cl')。在土层中累积的 SO₄' 与 Cl' 比較,其量較大。正碳酸盐无碱度,表层重碳酸盐碱度表现很明显。

因此,盐化土壤的化学特征証明土层有很高的盐漬度,相反地,碱化土与盐化土的区别在于:在碱化土中,干殘余物的变化范围通常

表 85 用 20% 的鹽酸提取的草原化(脫碱化)碱土提取液的分析資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号 数	深 度 (厘米)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	• SO ₄	CaO	MgO
381	0—5	0.072	3.43	2.14	0.07	0.72	0.73
	10—15	0.103	5.61	3.17	0.08	0.96	0.71
	30—35	0.131	3.14	2.50	0.09	0.74	0.68
	45—50	0.154	2.06	1.68	0.05	0.73	0.54
	95—100	0.161	1.32	0.77	0.14	1.19	0.32
	110—115	0.194	3.06	0.51	0.31	0.58	0.59

为万分之几,千分之几的比較少。氯化物和硫酸盐的含量极微,但是,其水提取液常常証明有正碳酸盐存在(表 86,剖面 407,448)。所述的复区常常是位在相同的低地上,但是,其特征是,时而是这一种盐渍化类型,时而是另一种盐渍化类型。

在結束碱化-盐化土复区的描述时,还应当論述一下龟裂土和龟裂型土壤¹⁾。

龟裂土和龟裂型土壤 主要分布在戈壁中。这个地区的特征是具有极多的龟裂洼地和封閉的低地。雨季,在龟裂洼地平浅的底部,常常充滿水分,与此同时,还带来了泥粒。汇集在低地中的水分一部分渗透到土层中,而大部分則被蒸发掉。

因此,在周期性受到水浸的低地和龟裂洼地上就創造了发育龟裂型盐化土或碱化-盐化土的有利条件,这种土壤完全占据着低地的中央部分。

龟裂土和龟裂型土壤通常是粘質的、具有坚实而平滑的表面,在其表面上为一些浅裂縫分成許多多角形的个体(图 66 和 67)。在龟裂土上普通沒有植被,有时在其表面上分布有稀疏的一年生的猪毛菜植株。这种土壤在戈壁中分布并不广泛,約占戈壁面积的 0.7%。

1) 在土壤图上以土壤界綫 12 所标示的。

表 86 碱化-鹽化土复区土壤的水提取液的分析資料(佔風干土壤的%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	深度 (厘米)	干 殘 余 物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''	Na' (按差数)
			CO ₃ ''	HCO ₃ '					
175	0—5	0.524	痕 迹	0.063	0.032	0.141	0.038	0.011	0.04
	10—15	0.765	无	0.078	0.170	0.347	0.048	0.028	0.24
	45—50	1.143	”	0.054	0.042	0.625	0.155	0.030	0.12
	65—70	1.045	”	0.049	0.060	0.593	0.081	0.039	0.17
	95—100	0.432	”	0.046	0.059	0.247	0.011	0.031	0.10
407	0—5	0.061	”	0.020	0.003	0.003	0.005	—	—
	10—15	0.043	”	0.010	0.003	0.003	0.005	—	—
	25—30	0.112	0.024	0.079	0.003	0.003	0.005	—	—
	50—55	0.104	无	0.032	0.005	0.004	0.005	—	—
	75—80	0.084	0.012	0.051	0.030	—	0.005	—	—
448	0—5	0.039	无	0.021	0.001	0.001	0.010	—	—
	15—20	0.036	”	0.015	0.001	0.001	0.010	—	—
	40—45	0.022	”	0.044	0.004	0.001	0.020	—	—
	65—70	0.054	0.003	0.074	0.004	0.001	0.005	—	—
	90—95	0.067	0.012	0.059	0.004	0.001	0.005	—	—



图 66 奇什希迪因的龟裂洼地(总的外貌)

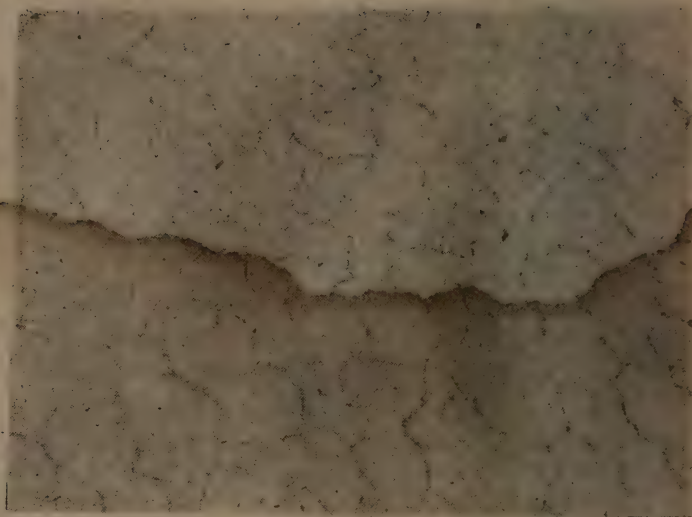


图 67 奇什希迪因的龟裂洼地的龟裂状表面

这种成土类型常常分布在中戈壁盟、沙音山达的西和西南部和戈尔巴音戈壁中,在前阿尔泰戈壁中它占据的地段并不大。

龟裂土的剖面分异性弱,结皮的厚度为3—5厘米,通常是紧实的、具有鳞片状构造。沿剖面向下,则具有团粒状-块状构造,颜色为灰黄和红色。从表层起开始有泡沫反应,但是在剖面中,碳酸盐层不是经常都很明显的。在开始半米深的土层中,盐分含量比较高,这表明了它的盐化度和总碱度很高,有时苏打的含量可决定龟裂土碱化的性质。

我们在别盖尔旗(戈壁-阿尔泰盟)西北约50—55公里、裸露广阔的洼地(奇什希迪因龟裂洼地)上所采的剖面144可代表这种龟裂土的特征。

同一种成土类型的另一些剖面(13,158)在形态特征上具有与剖面144大约相同的情况。它们与剖面144的区别是:在这些土壤的剖面中无石膏层,但是,其中却有比较明显的碳酸盐层。

在龟裂型土壤中,在分析上发现腐殖质的含量约为0.5—1%。在整个剖面中(除25—30厘米的一层外)碳酸盐的分布比较均匀

(表 87)。

表 87 龜裂型碱化-鹽化土(龜裂低地)腐殖質和 CO₂ 的分析資料

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	位 置	深 度 (厘米)	腐 殖 質 (按丘林法)	CO ₂ (%)
144	奇什希迪因龟裂洼地, 戈壁-阿尔太盟	0—5	0.5	1.4
		10—15	0.7	2.8
		20—25	—	3.2
		30—35	—	3.10
		45—50	—	3.10
		95—100	—	3.00
158	蒙古阿尔泰, 托勒伯湖东南 15—18 公里	0—5	1.1	
		10—15	0.5	2.8
		25—30	0.6	6.7
		45—50	—	3.1
		65—70	—	2.4
		95—100	—	2.3

表 88 龜裂型碱化-鹽化土(龜裂洼地)的機械分析資料(%)

分析者: 尼日·保德卡尔

剖面 号 数	深 度 (厘米)	粒 級 (毫 米)			三級粒級 的总数	<0.01毫米
		1.00—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01		
144	0—3	2.00	16.00		18.00	82.00
	10—15	2.00	18.00	2.00	22.00	78.00
	30—35	—	—	—	—	100.00
	65—70	—	—	—	—	100.00
	95—100	—	—	—	—	100.00
158	0—5	1.00	11.00	2.50	15.00	85.00
	10—15	1.00	12.50	2.50	16.00	84.00
	45—50	20.00	19.50	1.00	40.50	59.00
	65—70	10.00	10.00	—	20.00	80.00

根据机械組成, 龟裂土和龟裂型土壤是粘質的和重壤質的成分, 但是, 在剖面中有时也有砂質間层。

表 88(剖面 144)資料証明: 結皮(0—3 厘米)含有 82% 的物理粘

粒(<0.01 毫米), 仅仅有 18% 为中砂和細砂。在 10—15 厘米深处, 中砂和細砂的含量有些增高(22%), 但是, 在这里它象在表层一样, 粘粒和砂的比率几乎沒有改变。沿剖面向下, 从 30 厘米到 100 厘米深处起, 象在分析的材料中所看到的一样, 土层几乎完全为粘粒所組成。同一类型的另一剖面(158), 在机械組成方面則为另外一种情况, 但是也完全可把它列入粘質变种中。

龟裂土水提取液的分析証明: 在这种土壤的表层带有盐化或显著地碱化特征。

在盐化的結皮中, 碱度在形态上表現明显, 但是总碱度則下降。从分析的材料中可以看出, 龟裂型土壤的表层大都是盐化的。

其中盐分的总含量(按干殘余物)約为 0.815%, 在 45—50 厘米

表 89 龜裂型碱化-鹽化土(龜裂低地)水提取液的分析資料(佔風干土壤的%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	深度 (厘米)	干 殘 余 物	碱 度		Cl'	SO ₄ "	Ca"
			CO ₃ "	HCO ₃ '			
144	0—3	0.815	无	0.034	0.150	0.288	0.030
	10—15	0.706	„	0.032	0.123	0.150	0.050
	20—25	0.452	„	0.032	0.165	0.100	0.020
	30—35	1.430	„	0.029	0.174	0.530	0.080
	45—50	1.836	„	0.037	0.073	0.810	0.214
	65—70	0.062	„	0.081	0.002	0.005	0.005
	95—100	0.070	„	0.076	0.004	0.001	0.005
13	0—3	0.148	0.003	0.070	0.018	0.002	—
	9—20	0.219	0.002	0.188	0.010	0.001	—
	30—35	0.329	0.001	0.160	0.012	0.005	—
	40—45	0.208	0.001	0.140	0.014	0.010	—
	65—70	0.073	无	0.065	0.005	0.001	—
158	0—5	0.555	无	0.039	0.007	0.300	0.085
	10—15	0.520	„	0.044	0.014	0.306	0.019
	25—30	0.250	„	0.056	0.013	0.127	0.011
	45—50	0.146	„	0.056	0.008	0.058	0.009
	65—70	0.085	„	0.063	0.005	0.020	0.008
	95—100	0.080	„	0.061	0.003	0.015	0.010

深处, 盐分含量为最大(1.8%), 沿土壤剖面向下盐分含量显著降低。(表 89, 剖面 144)。从表层到 35 厘米深处, 氯化物含量逐层的变化为千分之几, 沿土壤剖面向下, Cl^- 不超过十万分之几 (0.002—0.004%)。表层(在 0—3 厘米的結皮中) 在分析上发现硫酸盐约为 0.3% SO_4^{2-} , 在 20—25 厘米深处约为 0.1%。但是, 在 30—50 厘米深度石膏层中, SO_4^{2-} 的含量可增至 0.80%, 以后沿土壤剖面向下, SO_4^{2-} 的含量便显著降低, 大约象 Cl^- 一样降至十万分之几。

位在蒙古阿尔泰(距托勒伯湖不远)同一成土类型的剖面 158, 在盐分分布的特征上, 与剖面 144 大致相同。象第一种情况一样, 盐分都集中在开始半米深的土层和結皮中。但是, 其盐分的绝对含量相当低, 而且其中无石膏层。但是, 在这一剖面中, 硫酸盐同样是多于氯化物的, 而且集中在表层。

剖面 13 在化学方面完全为另一种情况。这一剖面位在南戈壁盟的达兰扎达加特南戈壁盟西北约 35—36 公里, 具有裸露龟裂状表面的不大的龟裂洼地上。根据干残余物判断, 在这一剖面中盐分的主要部分也集中在上半米的土层中, 但在性质方面与上述的剖面不同。在这里, 在上半米的土层中, 具有很高的正碳酸盐的总碱度, 干残余物在这一剖面的結皮中(0—3 厘米) 含量最大, 沿土壤剖面向下, 其含量则逐渐下降; 重碳酸盐碱度随深度而增加。与上述剖面的区别是硫酸盐和氯化物在这一剖面中的含量极微(表 89, 剖面 13)。

剖面 144(表 90 和 91)的全量分析和盐酸提取液的资料证明: CaO 和 MgO 由表层淋失, 聚积在 30—35 厘米深处。由于表层(特别是結皮)的碱化作用, 所以使碱土元素的含量降低。在 30—35 厘米一层中, 无论是根据全量分析或是根据盐酸提取液的资料, 皆可看到 Al_2O_3 , SiO_2 和 P_2O_5 的显著累积。

表层中锰的含量增高, 显然是很多戈壁土壤的特点, 因为在很多全量分析中(剖面 129, 139, 144, 110 等)都发现了锰的累积。正象以上所指出的, 早在 1925 年, Б. Б. 波雷諾夫在戈壁北部地区作踏查时就注意到在戈壁地区的土壤中锰的含量的增高。我们的全量分析材料在很多地方也证实了曾为 Б. Б. 波雷諾夫所指出的、在戈壁土

表90 藍型土全量分析資料

剖面 号数	深度 (厘米)	水分	烧失	SiO ₂	Al ₂ O ₃ (按差数)	Fe ₂ O ₃	Mn ₂ O ₃	SO ₃	P ₂ O ₅	总的			硅酸盐的		CO ₂	总計	Na ₂ O+ K ₂ O (按差数)
										CaO	MgO	CaO	MgO				
144	10—15	2.72	9.37	51.48	17.21	8.53	0.19	0.51	0.02	4.61	3.74	1.69	3.74	2.29	95.65	4.34	
	30—35	3.44	9.89	52.64	17.60	8.60	0.16	0.04	0.29	5.82	3.93	2.65	3.93	2.49	98.97	1.08	
	65—70	3.41	9.29	51.69	18.78	8.92	0.17	0.07	0.17	5.48	2.90	1.81	2.90	2.88	97.47	2.53	
	95—100	3.04	9.34	51.33	18.31	8.56	0.13	0.45	0.16	5.20	2.76	1.67	2.76	2.77	96.24	3.76	
占 絕 对 于 主 的 %																	
144	10—15	—	—	58.69	19.62	9.72	0.22	0.58	0.02	—	—	1.93	2.26	—	99.99	4.95	
	30—35	—	—	60.54	20.24	9.39	0.18	0.04	0.33	—	—	3.05	4.52	—	99.97	1.18	
	65—70	—	—	59.44	21.60	10.26	0.20	0.08	0.20	—	—	2.08	3.34	—	100.11	2.91	
	95—100	—	—	58.93	21.02	9.83	0.15	0.52	0.18	—	—	1.92	3.17	—	100.04	4.32	
占 煨 烧 过 的 无 碳 酸 盐 土 壤 的 %																	

壤中关于錳的累集的理论。诚然,錳的含量的增高,并不是到处都可看得到的。

从上述的化学特性中可以看出:龟裂土盐渍化的程度具有极不相同的特性。大都在上半米的土层中含有高量的盐分,盐分含量随深度而显著减少。虽然表层存在盐分,但结皮中很高的总碱度毕竟可表明它的碱化性质。在下半米的土层中总碱度比表层较高是由于碳酸钙的含量高和在这一深度中几乎完全无硫酸钙的缘故。

从化学的特性中可以看出龟裂土的成土过程表现在:腐殖质有些聚集,碳酸盐、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 和 SiO_2 由淋溶层转移到淀积层中,碱性反应较高和结皮的碱化-盐化性质上。

因此,分析的材料证明:在蒙古,龟裂土和龟裂型土与碱化-盐化过程有密切联系。至于谈到 Y. V. 烏斯帕諾夫 (Успанов, 1940) 对庫尼雅达尔因斯基平原(吐尔明尼亚)的龟裂土所作的结论,并没有被我們材料所证实。Y. V. 烏斯帕諾夫认为:龟裂土的形成一般与盐化的性质无关,虽然碱化-盐化过程与龟裂土的形成是相伴而生的。根据烏斯帕諾夫的说法,在龟裂土中这一过程不是决定的因素;它把龟裂土全部的外部特征仅仅归结为粘重的机械组成。

无疑地,如果仅仅把分裂成独立的多角形的粘土表面理解为龟裂土,那么,这样的龟裂土可能在任何淡水沉淀物上或在淡水变干后

表 91 用 20% 的鹽酸提取的龜裂狀碱化-鹽化土壤(龜裂洼地)的提取液的分析資料(占風干土的%)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	深度(厘米)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	SO_3	P_2O_5	CaO	MgO
144	0—3	0.13	8.63	4.28	0.32	0.006	1.220	1.88
	10—15	0.15	9.24	5.76	0.40	0.008	3.460	3.34
	30—35	0.22	13.07	5.40	0.05	0.048	3.640	3.63
	65—70	0.08	7.41	6.72	0.06	0.062	3.610	2.84
	95—100	0.11	8.21	2.80	0.26	0.033	2.660	2.05

的地区都可能形成。但是大家知道,龟裂土和龟裂型土壤的特征是不仅具有粘质的机械成分,而也具有碱化-盐化的特性和碱性反应。但是,如果考虑到龟裂土是发育在荒漠地区的无流平缓的聚积低地中,那么这就更明显了。在周期性受到水浸的低地中,雨水从周围高地上不仅带来粘土物质,同时,也带来在风化过程中所释放出来的盐类。

荒漠地表水的碱度是普遍的而且是极特殊的现象。土壤的龟裂化过程即紧密结构的结皮的形成是在变干后的低地形中受到水淹的、碱性的、地表水的影响下形成的。由于具有紧密粘质的表层和碱化-盐化的性质,龟裂土照例是没有植被的。

由此可以看出:我们有关戈壁的资料与 V. V. 乌斯帕诺夫的见解是有所分歧的,而完全证实了很早就为 И. П. 格拉西莫夫(1931)和 E. H. 伊万诺娃(未刊稿 1935)所指出的龟裂土成土过程的理论。

在蒙古,龟裂土和龟裂型土在农业方面是没有多大价值的。加之龟裂土的改良如同碱土的改良一样,直到现在还没有很好地研究。

诚然, V. V. 乌斯帕洛夫根据自己的田间试验证明,龟裂土的改良主要应当改善龟裂土的物理性质。他认为:在灌溉下,加沙与施用有机和矿质肥料相结合是对改善龟裂土水分和养分状况的较好方法。但是,这种方法只能在这种条件下,即当龟裂土中吸收性钠的含量甚微时,以及在其成分中不含大量水溶性盐分时方能应用。

我们所看到的龟裂土和龟裂状土具有较高的碱度,而表层中盐分的含量也很高(0.55—0.80%),因而,用 V. V. 乌斯帕洛夫介绍的方法改良我们所描述的龟裂土是不够的。此外,在戈壁中,龟裂土和龟裂型土占据着最低的低地或干涸的湖底;在春夏之交(降雨时期)低地充满水分,使播种不能进行。

基于所记载的龟裂土和龟裂状土的化学特性,在农业方面现在还应列入不能利用的土地范畴。

* * *

在结束盐渍土的总讨论时,应当指出:利用盐渍土栽培作物还需要特别的研究和各种土壤改良措施。

利用強度盐漬土和盐土进行农业栽培，需要把在根际层中的盐分浓度减少到为害最小的数值。大家知道，灌溉洗盐后接着播种牧草是最简单的方法。在盐漬土灌溉的实践中，这种方法主要是借高灌溉定额和在盐土区用长期的漫灌（一次或多次）来实现。但是在蒙古地区（特别是戈壁和部分的东蒙古平原应用这种方法有相当大的困难，而且需要巨大的投资。困难在于：相当大的一部分盐土分布在无水流和不能排水的封闭低地中。其次是对适于灌溉的淡水的水源距土壤改良的地段相当远。而最后，延续到改良土壤地区的灌溉渠道通常要经过砂-砾岩层，这就大大的降低了灌溉水分的利用率（如无相应装备的话）并要大大提高这项工作费用。

由于矿质化的地下水位较高和土层的強度盐渍化（在表层中盐分的含量达5—10%），显然，用种植牧草来改良盐土在此不会得到良好效果。

开垦碱土的方法研究得还很少，此外，碱土的变种具有如此不同的水分状况和盐分割面以及土层中阳离子的比率，以致每一碱土组合除采用盐渍土的一般改良方法外，还应当采取一些补助方法（厩肥、泥炭、砂、石膏以及利用土壤的石灰-石膏层）。

我们认为：在现在开垦盐渍土是不适当的，最好是留着作为牧场，在蒙古尚有巨大的未开垦的非盐渍土的地区，这些土地可利用从事灌溉农业，也利用从事旱作农业。

12. 草甸沼泽土和沼泽土

这类土壤主要发育在蒙古北部（杭爱山、肯特山和庫苏古尔湖地区）。草甸-沼泽土和沼泽土沿很多河流（帖斯河、色楞格河、哈拉河、克魯倫河、烏尔扎河和鄂嫩河等）的谷地和沿塔尔巴哈台山以东，布尔根西南，庫苏古尔湖以东和以西的山間盆地也有很广泛的分布。最后，这类土壤在蒙古人民共和国的东北部、即沿山間低地（与栗钙土和盐渍土成复区）和烏尔扎河左右二岸分布很广（参看土壤图，土壤界线13）。在戈壁区域中几乎无草甸-沼泽土存在，在这里，草甸-沼泽土仅在低的地区代替了盐化土复区。

这类土壤形成的最主要特征是水分充足。草甸-沼泽土和沼泽土之间的差别是：草甸-沼泽土常常在夏季干涸，其地下水可下降到70—90厘米以上。此外，草甸-沼泽土的表面无泥炭层。在沼泽土壤中，通常在表面即有水分，在它变干时，地下水下降不深于20—40厘米，沼泽土的表面具有弱泥炭层。

草甸-沼泽土为草甸禾本科或莎草科植物羣落所占据。其腐殖质层的一般厚度约为35—40厘米。它从表层到6—8厘米深处生草十分良好，再向下则潜育化，土壤剖面分异很明显。

沼泽土是在地表水和地下水充足的条件下形成的。地下水对有机质分解的特征和速度具有强烈的影响。由于有机质分解的缓慢（无空气存在），沼泽土不仅积累了大量的腐殖质，而且也积累了尚未失去有机体痕迹的、半分解的有机残余物。沼泽土从表层起就具有薄的泥炭层。其腐殖质层的一般厚度（到水层以上）约为30—35厘米，颜色为黑色，再向下则为深灰色。在土层中还很好的保留着根的残体。这种土壤普通是强度潜育化的，并常常散发出一种轻微的硫化氢气味。

位在哈拉河泛滥地（在新辟公路前面约3—3.5公里）中，植物羣落为莎草科多种草类的剖面223可代表这种类型的草甸沼泽土。

位在巴彦乌拉旗以西30—35公里、乌尔扎河河谷中的苔草沼泽（剖面360）在形态特征上完全为另一种情况（参看表92和93）。

在草甸沼泽土中腐殖质的含量很高。其表层（0—5厘米）含量可达8%（表92，剖面223）。沿剖面向下，腐殖质的含量逐渐下降。但是，分析发现在30—35厘米深处腐殖质高于4.5%（表92）。

在沼泽土中，腐殖质的总含量几乎高于草甸沼泽土2倍以上（表92，剖面360）。沼泽土大约是我们上述全部土壤中腐殖质含量最丰富的土壤。但是，在沼泽土中由于氧气难于进入土层中以及水分过度饱和，其所含腐殖质是粗糙的，由于这种原因，未腐殖化的、有机残体的最小颗粒也参加到腐殖质中，这类未腐殖化的小颗粒也能部分地提高腐殖质含量的百分比。

草甸-沼泽土或沼泽土的机械组成是形形色色的——由轻壤土

到重壤土。

表 92 草甸土和沼澤土的腐殖質分析資料(蒙古北部的草原帶)

化学分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	位 置	深度(厘米)	腐殖質(%) (按丘林法)
223	鄂尔浑和色楞格河流域, 哈拉河的第一级泛滥阶地	0—5	8.04
		15—20	6.4
		30—35	4.6
360	东部地区, 烏尔扎河的第一级泛滥阶地	0—5	21.9
		15—20	8.33
		30—35	4.12

表 93 蒙古北方草原帶的草甸土和沼澤土水提取液的分析資料

化学分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	深度(厘米)	干 殘 余 物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''	Mg''
			CO ₃ ''	HCO ₃ '				
223	0—5	0.120	无	0.031	0.001	无	0.020	0.006
	15—20	0.102	无	0.090	0.001	无	0.016	0.007
	30—35	0.040	无	0.040	0.001	0.001	0.015	0.005
	45—50	0.039	无	0.040	0.001	无	0.006	0.007
	65—70	0.038	无	0.044	0.001	无	0.007	0.007
360	0—5	0.146	无	0.132	0.005	无	0.037	—
	15—20	0.073	无	0.020	0.001	0.014	0.010	—
	30—35	0.071	无	0.012	0.001	0.027	0.010	—

草甸-沼澤土和沼澤土水提取液为碱性反应并表现出含有少量的易溶盐分。在沼澤土的表层(0—5 厘米)中,干残余物的含量约为 0.15%,干残余物含量的稍为增高主要是靠重碳酸盐的碱性所造成。沿土壤剖面向下由分析資料中可以看出干残余物不超过万分之几,而总碱度沿土层的变化为 0.012—0.132% HCO₃。从表层到 35 厘米的深度内,氯化物的含量沿土层的变化为十万分之几。表层无硫酸

盐，沿土层向下也不超过万分之几(表 93, 剖面 360)。在剖面 223 中(即草甸-沼泽土中) 易溶盐分含量和碱度增高方面大约具有同样的情况(表 93)。

因此,形态和化学的特征证明,这类土壤的成土过程是在水分充足的条件下进行的,因此,在沼泽土中,其表层便积累了大量的、半分解的有机残余物,这些有机残余物甚至常常还未失去其原来组织的痕迹。在腐殖质聚积层中,有机物质的积累通常是沼泽土的典型特征。

在农业上,这种形式的草甸-沼泽土和沼泽土还不能利用,需要采用一定的农业技术和土壤改良措施(A. H. 考斯亚柯夫,1931),这些措施首先在于降低地下水位(开渠排水),以后再采用农业技术措施,借助这种措施才能按着耕种者的愿望加速巨大藏量的、有机物质的分解过程。

13. 松 林 砂

在蒙古松林砂分布并不广泛,它约占 2334 平方公里或约当蒙古人民共和国总面积的 1.13%。

松林砂(与砂壤土成复区)主要分布在肯特山区中:阿尔丹-布拉克以南和以西,伊罗河和哈拉河的下游,以及鄂尔浑河和沙拉河二岸。当时 Л. И. 普拉索洛夫(1927)在这里曾经记载过这种土壤。在东部,这种土壤在鄂嫩河、乌尔扎河的河谷中和沿河流的分水岭分布。

在森林草原带,松林砂与砂壤土和砂土成复区分布。松林砂的淋溶较强,其碳酸盐层可降至 65—100 厘米深处,其中性或微酸性反应($\text{pH}=7-6.5$)。腐殖质的含量小于位在同一地带栗钙土的半倍到二倍。易溶盐类通常是不存在的。

位在距苏海巴托尔(莫卡) 13—15 公里的平原上,植被为羽茅-蒿属草原的剖面 302 可作为松林砂的特征。

同一成土类型的另一剖面(367)位在东部即与肯特山主脉相反的方向上。

正如从表 94 的资料中所看到的、在砂壤土和松材砂中,腐殖质

的含量随深度而显著下降。显然,对这种土壤来说,腐殖质的最高数值为 1.5—2.5%,可是,壤质和粘质栗钙土表层含腐殖质却在 3—4% 以上。

表 94 肯特山区松林砂和砂壤土的腐殖质分析资料

化学分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面号数	位 置	深度(厘米)	腐殖质(%) (按丘林法)
223	东部, 乌尔扎河(巴彦乌拉旗)的第二阶地	0—5	1.67
		10—15	0.85
		25—30	0.54
		40—45	0.43
367	东部, 鄂嫩河(阿拉林地区)的第三阶地	0—5	1.6
		10—15	0.5
		25—30	0.6
		45—50	0.3
358	鄂嫩河和乌尔扎河的分水岭	0—5	1.8
		10—15	1.5
		25—30	0.5
		45—50	0.2
302	苏海巴托尔(莫卡)东南15公里的肯特山西坡	0—5	2.6
		15—20	1.8
		55—60	0.6

松林沙的机械组成也象砂壤土一样从表层起,有时在全土壤剖面中具有少量的、主要呈碎石形式的粗骨部分。在已生草的土壤中,照例从表面到 45—50 厘米深度内显现粉砂粒的增加。在这些土层中,粉砂粒级与沙的比率为 1:8、1:10,因此,其全部粒级都属于沙的变种,45—50 厘米以下普通是沙层,常常是由分选很好的沙所组成(表 95,剖面 367、350)。

在山前部分,砂壤土与上述的土壤稍有区别。在这一地区中,它们有时随不同的深度垫有砾石层,因此,其中粗骨部分可增加到 10—20 和 30%。在这种情况下,其中细土部分的中砂和细砂只占 70—90%(表 95,剖面 358)。

松林砂和砂壤土的水溶性物质不丰富,它淋溶很显著。其干残余物从表层到 80—115 厘米深处,逐层的变化为 0.020 到 0.126%。正碳酸盐的碱度不存在。在分析上重碳酸盐的碱度其量极微(0.007—0.020%)。在 1 米深的层次中(沿各个土层),氯化物的含量不超过十万分之几。硫酸盐也在这一范围内变化,而氧化物仅间或可增至万分之几(表 95)。

表 95 肯特山区砂壤土和松林砂的机械分析资料
机械分析者: M. M. 彼斯帕洛娃和 M. Д. 格文治里雅

剖面 号数	深度 (厘米)	粗骨(毫米)			粗骨粒 级总数	细土粒(毫米)			全 部 >0.01 毫米的粒 级总数	<0.01 (毫米)
		>6.25	6.25—2.50— 2.50	2.50—1.00		1.00—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01		
350	0—5	—	—	—	—	80.00	20.00	0	100.00	—
	10—15	—	—	—	—	80.00	20.00	0	100.00	—
	20—25	—	—	—	—	70.00	20.00	10.00	100.00	—
	55—60	—	—	—	—	70.00	20.00	—	90.00	10.00
	70—75	—	—	—	—	60.00	30.00	—	90.00	10.00
358	0—5	0.09	0.12	1.19	1.40	29.50	63.02	6.08	100.00	—
	35—40	6.05	3.44	1.77	11.26	44.37	26.62	7.00	89.25	10.75
	80—85	5.35	2.60	2.17	10.12	62.92	22.47	4.49	100.00	—
367	0—5	0.11	0.07	0.58	0.76	50.50	39.70	9.04	100.00	—
	10—15	—	—	0.49	0.49	49.75	44.78	4.97	100.00	—
	45—50	—	—	0.19	0.19	49.90	35.92	4.00	90.00	10.00
	110—115	—	—	0.18	0.18	69.87	29.95	—	100.00	—
302	0—5	1.58	—	1.58	3.16	19.37	58.10	19.37	100.00	—
	15—20	—	—	0.54	0.54	29.84	39.78	29.84	100.00	—
	55—60	2.73	7.50	6.85	17.08	49.75	24.88	—	91.71	8.29

在结束这一节时应当指出:松林砂是不适于种植作物的。至于砂质生草土,由于盐渍度小和易于耕作,有些地方是适于种植作物的,特别是在湿润的地方、即阶地和地下水位较浅的地方,这类土壤已良好地为植物羣落所固定了。

在哈拉河和鄂尔浑河之间的下游地区所发育的大片砂地以及在乌尔扎和鄂嫩河河谷中发育的小块砂地则完全为另一种情况。由于总的水分不足,植被发育微弱,因此,它们的根系也未能很好地固定

土壤的表层。在开垦这种砂地时,就破坏了固定土壤表层和防止风蚀的稀疏草层。由于水分缺乏和生草层的破坏(耕作),砂地很快地变干,于是就失去结持力而变成散砂,这些散砂就开始很容易被带到占统治地位的风向方面去。

在自然的森林草原的条件下,上述砂地的移动现象发展很弱。凡是在自然植物群落被破坏的地方(由于灌木的砍伐,强度的放牧,耕作),那里砂的移动现象就很明显。这种现象我们曾在鄂嫩河河谷的一个大农场中,在巴彦乌拉旗和其他地区都曾看到过。这里当播种之后,暴风把土壤表层吹走4—5厘米,埋藏较浅的种子与砂一起

表 96 在肯特山区松林砂上的砂壤土的水提液资料(占风干土壤的百分比)

分析者: M. M. 彼斯帕洛娃

剖面 号数	深度 (厘米)	干 残 余 物	碱 度		Cl'	SO ₄ ''	Ca''
			CO ₃ ''	HCO ₃ '			
350	0—5	0.045	无	0.020	0.001	0.002	0.005
	10—15	0.041	无	0.009	0.001	0.004	0.002
	25—30	0.040	无	0.009	0.001	0.003	0.002
	40—45	0.047	无	0.009	0.001	0.003	0.001
	55—60	0.045	无	0.009	0.001	0.004	0.002
	70—75	0.044	无	0.009	0.001	0.003	0.001
367	0—5	0.020	无	0.010		0.001	0.003
	10—15	0.032	无	0.007	0.001	0.001	0.002
	25—30	0.029	无	0.009	0.001	0.003	0.002
	45—50	0.025	无	0.007	0.001	0.006	0.006
	75—80	0.041	无	0.005	0.001	0.010	0.006
	110—115	0.025	无	0.005	0.001	0.010	0.006
358	0—5	0.126	无	0.020	0.001	0.006	0.004
	10—15	0.065	无	0.012	0.001	0.003	0.003
	25—30	0.031	无	0.007	0.002	无	0.003
	45—50	0.050	无	0.007	0.001	0.002	0.003
	75—80	0.040	无	0.007	0.001	无	0.003
302	0—5	0.044	无	0.012	0.003	0.001	0.005
	15—20	0.024	无	0.007	0.004	0.001	0.002
	55—60	0.029	无	0.009	0.002	0.001	0.001
	75—80	0.045	无	0.028	0.004	0.001	0.002

被吹到耕地之外或停留在裸露的土表上(成为鳥的食物),而还遗留在土壤中的种子也遭到死亡。因为风蝕的結果,土壤表层变干,在幼芽已生出的地段上由于风吹使其根系裸露,植物倒在灼热的砂上便行死亡。在微域的低地上可看到相反的现象:被风吹来的,很厚的砂层阻碍了植物幼芽生出土壤表层。

为了防止流砂,已有各种固砂的方法(設置防护板,植草固砂,营造防护林带,噴洒瀝青乳剂等)(P. И. 阿布林和 H. H. 巴納席維奇, 1933; E. A. 烏雷金, 1935; C. M. 康德拉齐耶娃, 1933; H. H. 巴納席維奇和 H. Г. 查哈洛夫, 1935等)。

在灌溉农业的条件下,砂壤土毕竟是一个不良的农业地段。

14. 蒙古人民共和国領域的自然地理区域

蒙古人民共和国的牧畜业是比其他一切經濟部門都占优势的。但是,在現在,宜耕地已开始广泛地为农业所利用。因此,对蒙古領域自然地理区域的划分,特别是在这个地区进行合理规划农业和放牧基地的配合时,会有很大的帮助。

很早以前,有人就把这个地区划分为二部分:杭爱山区和戈壁区,它們把“戈壁”一詞理解为具有一定质量的牧业基地,把它与优良的杭爱山区的牧场对立起来。把蒙古分为杭爱山和戈壁二个区是取决于地带性的特征,而不是其发生学的特征。因此,很多調查者就产生了把蒙古人民共和国划分为具有自己特殊地理特性的区域的思想。

Э. М. 穆尔扎耶夫(1948)根据自然地理条件把蒙古人民共和国的整个領域划分为5个区域:1)阿尔泰山区,2)大湖盆地区,3)杭爱-肯特山区,4)微上升的东蒙古平原和5)起伏平坦的和 small 丘陵的戈壁荒漠区。在上述区域的范围内又划分出28个亚区。

Э. М. 穆尔扎耶夫在划分这些区域时遵循着下列一些原則,为了明显地突出地区的特征,对最初的基本区域的划分应当很少,視每个基本区域的大小和地理上的多样性再分为許多亚区。最后,在蒙古的山区条件中也是如此,这种地貌学上的特性,而不是地带性的緯



图 68 在蒙古人民共和国疆域上所划分的地貌区简图 (H. П. 彼斯帕洛夫编)

度特性,就必然是地理分区的主要特征。

我們在划分地貌区域时,也是遵循着Э. М. 穆尔扎耶夫的自然地理学的資料,和这个地区的农业利益来考虑的。因此,我們划分出7个地貌区(图68)以代替上述的5个区域:1)杭爱山区,2)肯特山区,3)蒙古和戈壁山地阿尔泰区,4)鄂尔浑和色楞格二河流域的山間盆地区,5)山間大湖盆地区,6)东蒙古平原区和7)戈壁大高原区。

如所週知,大多数为我們所划分出的地貌区是与Э. М. 穆尔扎耶夫所划分的区域相符合的。这里唯一的差别就是根据我的意見所划分出的三个完全不同的地貌区,而Э. М. 穆尔扎耶夫把它归併于杭爱-肯特山区一个区域中。而我們則把杭爱-肯特山区域划分为三个地貌区(按Э. М. 穆尔扎耶夫的意見或称区域):1)杭爱山区,2)肯特山区和3)鄂尔浑和色楞格二河流域的山間盆地区。被我們所划分出的这三个区具有不同的绝对高度和不同的地質构造,最后,它們在农业利用方面也有极显著的差别。无论是杭爱山或肯特山区决不能与鄂尔浑和色楞格二河盆地相比拟的,同时,前二个地区彼此之間也有差别。鄂尔浑和色楞格二河流域将是蒙古人民共和国富饒的粮产区。

无疑地,在我們所划分的每一区中,还可以进一步分为几个地貌区域和亚区域,因为缺乏充分的資料而没有这样作。現在我們按所划分的地貌区依次加以評述。

杭 爱 山 區¹⁾

杭爱山区的北界应划在苏联和蒙古人民共和国的国界綫上(沿薩彥岭),它的西部与大湖盆地、南部与谷成湖(谷成湖在戈壁西北部)相接,杭爱山区的东北部与鄂尔浑和色楞格二河流域的盆地相連,在这里,它的这一边界是十分曲折的一綫——察察尔来格、布尔根、穆稜——約在东經106°进抵苏联国界,它最西部的边界鎮是阿尔丹-布拉克(参看地貌区分类图,图68)。

1) 杭爱山区的范围也包括庫苏古尔湖地区,因为該区与杭爱山区具有很多共同之处(参看前述)。

这一地区面积约占 296,700 平方公里,其地质构造十分复杂:绝对高度较高,与此同时,还可明显地划分为几个台阶,超出台阶范围即进入较低的山间盆地和平原中。

在杭爱山区的西北部(布尔纳衣和塔尔巴加台山脉之间)的干草原中间散布着所谓湖泊大高原,这里绝对高度为 1,700—2,000 米,沿个别的低地分布有许多淡水湖和微盐化的湖泊(台尔明湖、鄂伊贡湖、布斯湖、桑金达赖湖等)。

杭爱山脉从西北向东南延伸。它的山脊是北冰洋和中部亚洲内陆流域之间的世界分水岭。

杭爱山区分布的绝对高度为 1,300—4,000 米。这个区域的绝大部分是属于森林草原和草原,这里草原的分布大于森林。杭爱山区在山川志方面十分复杂,因为这里山脉极多,支脉分支很广,水系网发育良好,因而地形的类型极为多样化。在杭爱山脉的中部,地形崎岖,这种崎岖的地形被强烈分割,因此具有很多陡峭险峻的斜坡和深的闭锁的泰加峡谷。但是,这里也有不少平顶山峰常常具有丰富的碎石堆或沼泽化的地方。

杭爱山的地貌学特征是在其上部地带分布有古代冰川的痕迹。冰川的痕迹明显地表现在平展的和圆形的残余山峰上,表现在有极多典型的冰斗、冰碛石和河流上游有冰川状的谷地等。

杭爱山山地是由喷出岩和沉积岩构成的。因而它的地质构造和地形形式也十分多样化。在杭爱山,为很难崩解的结晶岩所构成的那些地方,现代地形的轮廓极为明显,在那些地方还广泛分布着无林的裸区,它的山峰和山坡被大片的碎石堆和岩屑所复盖。

在结晶岩露头的地方,不仅地形的形式复杂,而且它的绝对高度也最高。由沉积岩构成的那些地方,岩石易遭受破坏,因此,山脉较低,其山峰都是平缓的丘陵,地形形式松弛。一般在这种山脉和它的斜坡上分布有较厚的疏松的、大部分为壤质的、轻石质的残积物或坡积物,只有在陡坡才露出基岩。

在所有的山地中,现代土壤的分布都具有垂直的地带性。但在南坡垂直地带性表现不明显,正如以上所述,南坡的土壤具有自己的

特性。杭爱山的最高点为无林的裸区带。无林裸区带的下部界线视地形形式和坡度而定，一般在2,000—2,500米的范围内变动。在高度为2,000米或2,000米以上的广宽平缓的山峰上，山地寒原常常沼泽化(由于有永久冰层的原因)。有时为碎石堆或岩屑所复盖，这是由于在干旱的山地气候条件下进行物理风化的结果。在这种情况下，就一般意义来说，是不存土壤的。但是，在杭爱山北坡的无林裸区(高山)带(森林的上限)中，我们常发现有山地草甸泥炭土，这种土壤面积不大，并多少呈孤立地斑点状散布在陡峭的山峰和碎石堆中间。

成土过程的总方向和高山带的风化作用导致了在这类土壤中积累大量的、未分解的植物残体和强烈潜育化。土被一般很薄，石质化，仅在个别不大的地段上有薄层的细土层分布。

黑土型山地草甸土从属于亚高山地带，在北坡是在高山带之下分布，那里参加了灌木植物群落(森林的上限)。但是，这种土壤主要是从属于南向坡，在杭爱山这一地带的北坡则为森林所占据。亚高山黑土型(山地草甸土)土壤一般特征是：它发育在较分布在这种土壤下部的草原更为湿润的条件中，也发育在干燥和温暖的山间谷地中。这种情况明显地表现在草层很密、发育繁茂、种类成分丰富，也表现在这种土壤腐殖层的厚度上。

杭爱山北坡，在绝对高度为1,600—1,800—2,000米的高山带以下为灰色森林土。在蒙古，这种土壤的分布象森林的分布一样是星散的，常常中断，在没有森林分布的地段上则为黑土所占据。蒙古的森林通常是透光的、干燥的森林，无下木层，但在有些地方植被很密，几乎不易通过。在这种森林下，土壤是湿润的暗灰色土(有时为灰化土)。

在森林界线以下(绝对高度为1,400—1,600米)分布着山地黑土。在蒙古，这种成土类型也是与垂直地带性有关的，它在森林草原和山地草原带中获得了广泛发育。蒙古的黑土，在杭爱山的北坡和西北坡以及库苏古尔湖地区发育很广。它在蒙古人民共和国北部的山区部分具有孤立的分布区，但有些地方为广大的森林草原地带，那里分布有良好的、腐殖质化土壤。这种土壤是具有不同特性的、黑土

类型的变型(肥沃黑土、普通黑土和南方黑土)。

在黑土下部(绝对高度1,400—1,300米)广泛分布着暗栗钙土、栗钙土和草甸沼泽土的变种。在北部草原带中,这种土壤在有些地方可沿山间谷地和河流阶地侵入到森林草原带中。在内杭爱山山系的南坡一般没有森林植物群落。沿这一山坡(自下而上)栗钙土为黑土(南方黑土)所代替,在1,600—1,800米处,黑土又为亚高山草甸土所代替。

在杭爱山主脉以南向戈壁的一面,北坡和南坡间的景观对照显著增加。在南坡栗钙土的成土类型可升至1,800—1,900米。即达到在北坡为黑土和森林土壤所占据的高度。仅在直接邻近分水岭的地方栗钙土才让位于亚高山山地草甸土。因此,在二个十分接近的地区中,却具有二种极不同的景观:一为南部——几乎是半荒漠,一为北部——森林草原(参看土壤随高度分布的图式,图69)。

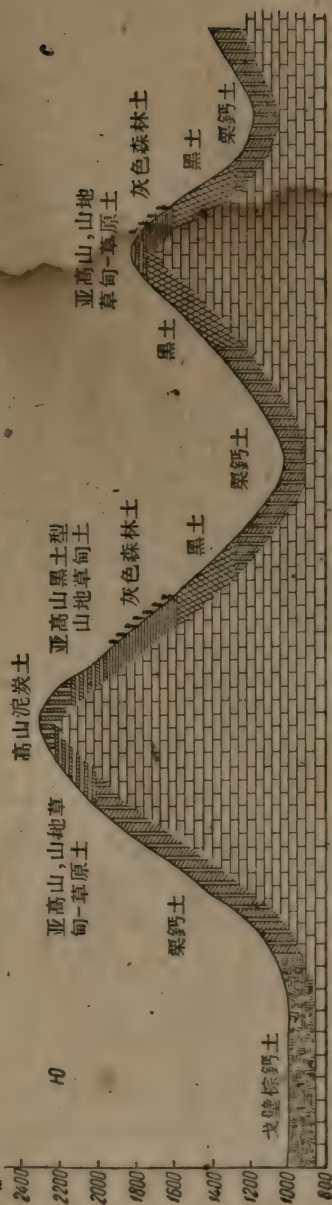


图 69 在蒙古人民共和国领域(杭爱山)的不同高度上垂直地带性和土壤分布的图式
I 在杭爱山主脉山坡上分布的土壤; II 在杭爱山山系内部山坡上分布的土壤

在杭爱山区总耕地面积和各种土类分布的概念，我們列在表 97 中。

从农业方面来说，在黑土和栗钙土中具有很多优良的适耕的土地，可充分利用从事农业栽培。但是，绝对高度较高(1,300—1,600 米)、坡度陡、地面破碎和生长期短的地方限制着农业生产。为了利用这些土地从事农业栽培，就需要选择抗寒的和生长期较短的作物。在这一地带内所发现的个别的耕种地段(察察尔来格、台尔明湖、庫苏古尔湖地区等)是在平缓的分水岭表面或宽广的河谷中。重点选择宜耕土地的面积还可大大扩大。这里的主要农业类型是高山作物。

表 97 杭爱山区各种土类耕地面积的分布*

号 数	土 壤 名 称	面 积 (平方公里)	占杭爱山区 的总面积(%)
1	山地草甸土，部分为泥炭土(高山带)	17545.0	5.91
2	黑土型土壤(山地草甸土)与生草泥炭土(有时为灰化土)	18653.8	6.29
3	灰色森林土和山地黑土	63938.2	21.55
4	暗栗钙土，栗钙土和低地暗色土	88690.0	29.89
5	栗钙土和淡栗钙土	76407.0	25.75
6	盐土和盐化土	5845.0	1.97
7	草甸土和草甸沼泽土	20398.8	6.87
8	沙	5222.6	1.77
总 計		296700.4	100

* 总面积和每类土壤的面积是根据 1:3,000,000 的土壤图用求积仪测定的。

沿河谷、森林空地和林边也有不少的优良刈草場和繁茂的牧場。

肯 特 山 區

肯特山区的北界经过苏联和蒙古人民共和国的国境线。它的西部与鄂尔浑和巴楞格二河流域的山间盆地相接，南部从杭爱山开始呈微弯曲的、平行和略低于北纬 46° 一线而过。东部与东蒙古平原相接(参看地貌区域图)。这个区域也象杭爱山一样，在地表结构、土

壤和植被应属于森林草原区。在这里，北坡也为森林复盖，南坡为草原复盖。肯特山是西伯利亚泰加森林的南缘，泰加森林到这里以后逐渐地为山地草原所代替。

肯特山和杭爱山的区别是：首先，在肯特山分布有真正的针叶泰加林。其次，肯特山远较杭爱山为低，肯特山的最大高度为 2,751 米，平均高度为 1,800—2,000 米。但在肯特山脉的中央部分，地形非常崎岖，因此，遭到强烈的分割，具有很多陡峭的山坡，深狭闭锁的泰加峡谷和局部的裸露的陡坡。但这里也象杭爱山一样，保留有很完整的平缓山峯。这种山峯通常为圆形(圆房顶状)或柱状，常常有丰富的碎石堆、砾石或沼泽化地区。

肯特山的水系网发育良好。肯特山的山脊是第二个世界性的分水岭。从它西坡和西北坡发源的河流(土拉河、哈拉河、伊罗河—色楞格河的支流)，其水流都流向北冰洋，而从东坡和东南坡发源的河流(鄂嫩河、克鲁伦河)都流向太平洋(经黑龙江)。

这个地区占据着辽阔的空间，但它还稍小于上述的杭爱山区。肯特山是从东北向西南延伸的，肯特山山系本身的构造十分多样化，这个地区是由喷出岩和沉积岩所构成的。由沉积岩构成的那些地区，地形形式一般是松弛的，而地表的形成物是疏松的，细土沉积物在地表上有显著的地形形式时，照例则露出基岩或基岩的砾石物质。

肯特山区的主要土壤大约同我们在上面所指出的杭爱山区的土壤相同。在北坡(绝对高度 1,300—1,400 米)分布着栗钙土和暗栗钙土，沿此坡向上即由 1,400—1,600 米处，则为山地黑土，由 1,600 到 1,800—1,900 米处为灰色森林土，在平缓的山峯上灰色森林土为在高山短草草甸之下所发育的薄层山地草甸土所代替。内肯特山山系的南坡也象杭爱山一样，没有森林植被。在这一坡向上(从下向上)，栗钙土为少腐殖质黑土(南方黑土)所代替；大约在与杭爱山相同的高度(1,600—1,700 米)上，少腐殖质黑土又为亚高山山地草甸土所代替。在肯特山南坡朝向戈壁的一面，也可看到相同的情况，即栗钙土几乎一直上升到分水岭上。

在这一地区中,草甸土和草甸沼泽土在山間谷地中,在山坡上和
 在平緩的分水岭上分布很广,在这里沼泽土获得广泛发育,显然是由
 于永冰层的緣故。在肯特山山原以南,即在于旱地带的区域中,盐土
 和盐化土有很大发展。松林砂主要分布在色楞格和鄂尔浑二河右岸
 的森林下,这二条河流几乎都是由蒙古境内流向苏联領域的。

以上就是我們对这类土壤比較詳細的評述。

肯特山山区各种土类的总农地面积我們列举在表 98 中。

表 98 肯特山区各种土类的耕地的分布

号 数	土 壤 名 称	面 积	占肯特山区的 总面积(%)
1	山地草甸土,部分为泥炭土	5,478.4	2.79
2	黑土型土壤(山地草甸土)和生草泥炭土(有时 为灰化土)	11,299.2	5.75
3	灰色森林土和山地黑土	30,216.8	15.38
4	暗栗鈣土,栗鈣土和低地暗色土	62,991.8	32.07
5	栗鈣土和淡栗鈣土	71,989.0	36.65
6	盐土和盐化土	7,389.0	3.76
7	草甸和草甸沼泽土	4,708.0	2.40
8	松林砂	2,334.0	1.20
	总 計	196,406.2	100

在农业方面,黑土和栗鈣土是完全适于从事农业的,利用这种土壤
 也具有很大的可能性,但是也象杭爱山一样,利用它們絕大部分要
 取决于地形。在肯特山主脉以东和以南,由于水分不足,限制了栗鈣
 土和淡栗鈣土的开发。但这种土壤的本身,除砾质土壤外,是完全适
 于耕作的。在山間谷地、河流谷地、森林边缘以及亚高山地带的草甸
 土和草甸沼泽土中間具有优良的刈草場。其他地区在目前仅适于作
 为放牧場。

蒙古和戈壁的山地阿尔泰區

在蒙古人民共和国的西北部,从雄伟的达板-博格达-烏拉山地
 中心呈輻射状分散出許多山鏈。蒙古阿尔泰也就是从这里起源的。

蒙古和戈壁阿尔泰的界綫，可以在分层設色图和地貌区域图上很明显地划分出来。蒙古阿尔泰在东經 101° （大約在鄂罗克湖地区）过渡到戈壁阿尔泰中。从戈壁阿尔泰进一步向东走則已不是連續的山地，而是間断的山地，它在南戈壁盟东部的达兰扎达加特显著降低而变为小丘陵。蒙古阿尔泰和由蒙古阿尔泰延續出的戈壁阿尔泰是从西北向东南延伸的，长达 1,500 公里以上。

高山阿尔泰的地形非常复杂，其高度的变化也非常显著。蒙古阿尔泰的平均绝对高度約为 3,000—3,500 米。戈壁阿尔泰的高度在 1,500—3,000 米的范围内变动。

水系网在高山阿尔泰中发育良好。在蒙古阿尔泰的中央部分以及在戈壁阿尔泰中几乎是不存在的。在山区中河谷一般很狹窄，几乎是高峭壁的峡谷、巨大的石块，常完全堵塞水流。在蒙古阿尔泰的中部和戈壁阿尔泰中，在大多数情况下这些谷地的河床是干燥的，只有滑下来的石头和碎石平鋪在它的底部。上述地区在地质方面是很复杂的，有沉积岩和噴出岩参与其构造中。

在蒙古阿尔泰和哈尔希林地区具有垂直地带性。在戈壁阿尔泰中，由于戈壁荒漠气候的影响，垂直地带性具有某些独特的特征。大家知道，戈壁阿尔泰主要是草原和半荒漠的成土类型。仅仅在戈壁阿尔泰的最高峯（伊海博格达——3,700 米）栗鈣土才轉变为亚高山山地草甸土。整个蒙古阿尔泰的特征是山地草原占优势。其他的垂直景观类型——高山、亚高山、森林——只有从属意义。

蒙古阿尔泰和戈壁阿尔泰的主要土壤是薄层山地栗鈣土和棕鈣土。棕鈣土主要分布在戈壁阿尔泰。在戈壁阿尔泰，山地草甸土、暗栗鈣土和灰色森林土分布面积比較小。分布在陡坡上的栗鈣土在常常冲刷細土土体的条件下，所以土层很薄。与此相反，发育在平緩傾斜地形形式上的栗鈣土和暗栗鈣土則有阻留基岩风化所形成的細土粒的充分可能，在这些地方常可看到良好形成的土壤剖面。在山区的高山地带中——在低的支脉上，在高度約 3,000 米的高原状山峯上——到处都可遇到栗鈣土。但是，在这些土壤中間主要是粗砾质机械成分的土壤，剖面的发育常很微弱。

在最西部,蒙古阿尔泰、薩留吉姆和哈尔布林山地中間具有一些寬广的山間盆地,在其最低部位分布許多湖泊(察干湖、阿奇特湖、烏留湖),这些湖泊的外围为草甸土或盐土所占据。在这些盆地中最有趣的是具有栗鈣土和暗栗鈣土的阿奇特盆地。这个盆地的表面完全为各种大小的砾石所复盖,其特征是具有石質草原的景观。

蒙古阿尔泰和戈壁阿尔泰的总面积以及各种土壤类型的分布,我們列举在表 99 中。

正象上面所叙述的,在蒙古阿尔泰和戈壁阿尔泰所分布的絕大多数土壤,由于高度,气候条件和由于土壤砾石、碎石的堆积,是不适于从事农业的,但是这里却具有很大从事牧业的可能性。

在这一地区中,宜耕地段仅沿河谷(科布多河、布彥图河、布海穆稜河、里金果勒河、布尔干河)、山間盆地和緩坡分布。緩坡常常为疏松的冲积物所构成,但并不妨碍耕种。但是,水分不足、地区太高、生长期短限制着对它的开发。在多数情况下,在这个地区适于从事农业的地段,为沿河谷和山麓呈狹窄带状延伸的、星散分布的小块土地。斜坡下部,高度降低,而且地形也变得比較平緩,宜于耕种的面积增加,但是水分不足也常是开发它的困难所在。

表 99 蒙古和戈壁阿尔泰山区各种土类的耕地面积的分布

号 数	土 壤 名 称	面 积 (平方公里)	占蒙古和戈壁 阿尔泰的总面 积(%)
1	山地草甸土,部分地为泥炭土	2,3112.0	12.75
2	灰色森林土和山地黑土	1,369.6	0.75
3	暗栗鈣土,栗鈣土和低地暗色土	8,388.0	4.63
4	栗鈣土和暗栗鈣土(西部的石質草原)	3,190.0	1.76
5	山地栗鈣土和棕鈣土(蒙古和戈壁阿尔泰以及小丘陵)	127,973.0	70.57
6	戈壁棕鈣土	10,015.2	5.52
7	盐土和盐化土	1,883.2	1.04
8	碱土和碱化土	2,739.2	1.52
9	草甸土和草甸沼泽土	2,140.0	1.18
10	砂土	513.6	0.23
	总 計	181,323.6	100

鄂尔浑和色楞格二河流域的山間盆地區

鄂尔浑和色楞格二河流域的北界应划在苏联和蒙古的国境綫上,这个地区的西部和西南部与杭爱山山原、东部和东南部与肯特山区相接。因此,鄂尔浑和色楞格二河流域是一个巨大的、三面为雄伟高山所环绕的山間盆地。这一盆地具有二个开闢的、横过山脉的深峡谷:第一个是在东南部,穿过这一深峡谷使盆地与戈壁北部相接;第二个是在北部,在那里色楞格河切穿了山地褶皱带流到貝加尔湖中,这样就把这一盆地与貝加尔的达烏里最紧密的接連起来(参看地貌区域分布图)。

鄂尔浑和色楞格二河流域盆地占据面积在125,000平方公里以上。它的特征是:以中等高度的山脉为主,存在有許多广寬的山間谷地和十分松弛的地形(准平原)。盆地的绝对高度在650—2,000米的范围内变动(图70),总的来說,地形也十分多样化——由其最低部分、平緩的准平原到其最高部分、強烈被切割的地形。接近山脉和鄂尔浑河及色楞格河的分水岭是盆地外围部分最高的地方。整个低地是一个很独特的森林草原区,但是綠化程度是不同的。这里的森林是沿鄂尔浑河和色楞格河的分水岭以及沿降入盆地的杭爱山、肯特山和东薩彥岭的北部和西部的支脉分布。森林星散,常常在北坡呈不大的島状分布。

鄂尔浑和色楞格二河流域有发育良好的水系网(鄂尔浑河、哈图塔米尔河、楚里特河、傑勒吉尔穆稜河、土拉河、伊罗河和很多鄂尔浑河和色楞格河的支流),有少数淡水和鹹水湖(烏盖依湖、察干湖、阿奇梅克湖等等),广大的河流谷地具有草鹹外貌(除河流的泛滥地部分之外)和3—4級明显表现的阶地。河谷为冲积的細土物质所构成,照例,在細土层之下有砂砾石层。

鄂尔浑和色楞格二河流域的山間盆地主要是栗鈣土和暗栗鈣土。在栗鈣土中間分布有碱化的和盐化的变种,但是由于地形破碎、非輕机械成分(表层或母质)和有很多河流存在,所以这里盐化土区却常少。



图70 鄂尔渾和色楞格二河流域的分层设色图

在大河谷地中的土壤可分为以下几种类型。

受到泛滥的第一级阶地普通是一个不很广宽的地带，高出标限水位^{*} 50—60 厘米，这一阶地为砂-砾石结持的冲积沉积物所构成，分布不广，无农业价值。

第二级阶地高出标限水位 1—1.5 米，在洪水较大时也能被淹没。有些地方，它为弯曲的牛轭湖、河套和其他类型的低地所切割。在这一地区中，有一些为河套所形成的、中等大小的岛屿。这种地区也有为乔木-灌木植物群落所组成的（柳树、杨树、白桦）河滨阔叶林。第二级阶地的土壤是冲积的、砂-砾石质的和壤质的层状沉积物。在比较平坦的地方大部分是草甸土和栗钙土的复区。在浅低地中发育着半沼泽的和盐化的变种，在比较低的地方则为沼泽土所占据。在沼泽和半沼泽的土壤中有泥炭形成的趋势，但在大多数的情况下，这里生草过程发育比较好。

第三级阶地平均高出第二级阶地约 2 米，占据谷地的大部分面积。在这一级阶地上，强烈地发育着浅谷地、牛轭湖以及各种低地和高地形式的微域地形。第三级阶地的土壤母质是黄土状的壤土，下垫有混杂大量粉粒和砂（鄂尔浑河和色楞格河下游的右岸）的砂-砾石质碳酸盐层。在这一阶地上的主要土壤是低地栗钙土和暗栗钙土。栗钙土分布在平原和微高起的地方，暗栗钙土分布在洼地和低地中。在不大的斜坡（近级阶地的低地）上常常占据着壤土和重壤质的盐化和碱化土的变种。

第四级阶地在谷地中占据面积比较小，是平坦的或微倾斜的、具有少数明显丘陵和残遗山脊的草原。这一级阶地高出第三级阶地一般基面约 3—4 米，直接和山坡相啣接。

第四级阶地的成土母质是黄土状壤土，随不同深度垫有砂-砾石层或砂层。在大多数的情况下，这里冲积的沉积物为坡积的壤土所复盖，在坡积的壤土之上主要发育着暗栗钙土。

在鄂尔浑和色楞格二河流域的分水岭、山地支脉和山间谷地，也

* 平时水位，非泛滥时水位。——译者

象杭爱山的主脉一样，可发现垂直的地带性。山间低地的最低地点为栗钙土或草甸土，稀少为沼泽土所占据。在山坡之上(绝对高度为1,300—1,400米)栗钙土则为黑土所代替。在北坡更高一些的地方，黑土为灰色森林土所代替，在南坡它则为黑土型的地草甸土和其变种所代替。

分布在鄂尔浑和色楞格二河流域盆地中的主要土壤类型的面积，我们列在表100中。

表 100 在鄂尔浑和色楞格二河流域的山间盆地中，各种土壤的耕地面积的分布

号 数	土 壤 名 称	面 积 (平方公里)	占鄂尔浑和色 楞格二河流域 的总面积(%)
1	黑土状土壤(山地草甸土)	4,220.0	3.39
2	灰色森林土和山地黑土	6,250.0	4.99
3	暗栗钙土、栗钙土和低地暗色土	72,200.0	57.66
4	栗钙土和淡栗钙土	25,536.0	20.39
5	盐土和碱化土	4,500.0	3.59
6	草甸土和草甸沼泽土	12,500.0	9.98
	总 計	125,206.0	100

在农业方面，如果考虑到鄂尔浑和色楞格二河流域存在河流数量多和绝对高度比较低(650—1,400米)的话，那么，这个地区土壤的价值是比较大的。这一广阔的山间盆地，其面积在125,000平方公里以上，可以发展旱作和灌溉农业。关于在河谷中农业灌溉方面(沿鄂尔浑河、色楞格河、哈拉河、伊罗河、巴勒果勒河和其他河流)，在很多地方直到现在仍保留着灌溉渠道，鄂尔浑和色楞格二河流域是蒙古发展农业最好的地区之一。

山麓大湖盆地区

大湖盆地位在蒙古人民共和国的西部。它象鄂尔浑和色楞格二河流域一样，也是为山脉所围绕的。这二个地区之间的区别是：鄂尔浑和色楞格二河流域绝对高度较低，而且是有开口的，而大湖盆地绝对高度较高，而是封闭(无流)的。

大湖盆地的北界經過苏联和蒙古之間的国境綫，其南部和西南部与蒙古阿尔泰、西部和西北部与哈尔希拉山脉、东部与杭爱山山原相接(參看地貌区域图)。

大湖盆地的建造(一部分为現代形成)也象鄂尔浑和色楞格二河流域一样，是属于第三紀。大家知道，这一时期在地球上的各部分出现了強大的造山作用(高山断层作用)，这一作用普及到阿尔泰山、杭爱山、薩留吉姆山和其他一些雄伟的山脉，并在这些山脉中間形成了广闊的盆地。

在第四紀，阿尔泰山、杭爱山、薩留吉姆山和其他一些山系經受了冰川作用。在这些山脉中，現在还有成冰斗、冰磧石、冰川谷等形式的以前冰川的痕迹。大湖盆地在冰川以前和冰川期中，显然水位比現在高，在現代湖泊的外围所保留的阶地状低地和自然堤可証实这个事实。随着冰川退却，中部亚洲的气候就向很干燥方向变化，这就使盆地的水位降低，可能就在那个时候把一个单一的、广闊的大湖分为許多个别的儲水池(參看分层設色图)。

在現代，在大湖盆地中只有四个大湖(哈拉烏斯湖、哈拉湖、希尔吉斯湖和烏布苏湖)和許許多小湖(艾拉克湖、扎林湖、哈里湖等)。这些湖泊靠几条大河的水流供养(科布多河、匝盆河、鴻貴河、帖斯河)，在多数情况下，較小的河流(哈尔布拉河、昆迭倫河、巴倫-土倫河)不能到达湖泊中，因为这些河流的水分被引出灌溉田地或潛入砂-砾石层中，而以后尖灭在湖泊外围。

大湖盆地是一个无流区，它与其他盆地有一些区别。这些区别是：大湖盆地的中央部分有些隆起(1,200米)，由此向南北下降。北部最低点(烏布苏湖)絕對高度降至743米，南部的沙尔金戈壁絕對高度在1,000米以下。因此使北部的烏布苏盆地与罕胡海伊山脉中部的盆地分离开来，其間仅有一个不甚寬广的低地(这一低地位在盆地中央的西北部)把它們联接起来(參看分层設色图)。大湖盆地的平原景观和在这种景观上散布的丘陵和蝕余山是这一地区的典型特征。沿大湖盆地边缘分布着中等高度的山脉，这些山脉是雄伟的阿尔泰山、哈尔希拉山和杭爱山山系的外层。大湖盆地就是为这些雄

伟的山脉所围绕,在地质方面大湖盆地也与这些山脉有密切的联系。这里除喷出岩和沉积岩外,还广泛分布着冲积的、坡积的和湖积的沉积物,这些沉积物是由卵石、砾石和砂以及壤质和粘质的物质所组成。所述的大湖盆地是砂-砾石质的干草原。仅沿接近湖泊的河谷才是一个五光十色的绿色带,这里的其余部分望去十分贫瘠。

盆地的土壤主要是栗钙土。这种土壤在这里占据相当大的面积,并可沿山坡上升到 1,000—1,200 米的高度。随高度、地形构造和各种地形形式的相互关系的不同,干草原的栗钙土(1,200—1,300 米以上)可为暗栗钙土的变种所代替。在盆地的南部(沙尔金-戈壁)土被是棕钙土和盐土。在湖泊(乌布苏湖、希尔吉斯湖、哈拉湖)的外围和宽广的低地中(沙尔金-戈壁和扎林湖以及其他低地)广泛发育着盐土、碱土以及草甸沼泽土。

在盐渍土中,土壤的形成过程是在有大量易溶盐分的情况下进行的,这就是形成这种土壤特性的原因。在湖泊外围,盐分在土壤表层的累积是为接近矿质地下水的水表所引起的。在已干涸的低地(沙尔金-戈壁等)中,盐分在土壤表层的积累是为雨水从高地运送盐分以及盐分从地下水中上升的结果。

沿湖泊(乌布苏湖、哈拉乌斯湖、都尔盖湖)的外围分布有草甸土和草甸沼泽土,沿河谷(帖中斯河、纳林河、科布多河)和有地下水渗出的低地形部位(乌兰固木-白桦丛林下)也有草甸土和草甸沼泽土的分布。湖泊(乌布苏湖、希尔吉斯湖、哈拉湖)外围的东部为砂丘景观,这是蒙古最大的一块砂地。

所有上述盆地的土壤都为粗骨的或强烈砂化的机械成分。在山前部分和河谷中分布着在疏松的壤质和砂壤质母质上发育的,较厚的轻石质化栗钙土。这里象在戈壁一样,广泛地复盖着砾石、卵石和砂。

大湖盆地主要土类的面积我们列在表 101 中。

大湖盆地仅次于鄂尔浑和色楞格二河流域,为蒙古第二个农业区。这里的缓坡和从山上流来的可资灌溉的河流和小溪的谷地,有可能使蒙古的牧区变为农业的绿色洲。在哈尔希拉河、昆迭伦河和巴

表 101 在大湖盆地中(蒙古西部)各种土类的耕地面积的分布

号 数	土 壤 名 称	面 积 (平方公里)	占大湖盆地 总面积(%)
1	栗钙土和暗栗钙土	9,629.6	9.60
2	栗钙土和淡栗钙土	45,245.0	45.09
3	戈壁棕钙土	9,159.0	9.13
4	盐土和盐化土	15,670.0	15.61
5	碱土和碱化土	2,311.0	2.30
6	草甸土和草甸沼泽土	4,195.0	4.18
7	砂和砂土	14,143.0	14.09
	总 计	100,352.6	100

倫士倫河谷地中的烏兰固木盟、在布彥图河三角洲上的科布多盟和在青格里、扎尔金等河谷中,都可遇到这样的綠洲。沿这些河流谷地广泛地发展着农业,栽培有谷物、蔬菜、瓜类等农作物。除了現在在大湖低地中早已为居民所利用的某些灌溉地区外,还有相当大的地区可开辟为农地,同时这些地方对发展畜牧业也有很大的可能。

東蒙古平原區

东蒙古平原区的北界,經過苏联和蒙古之間的国境綫,平原的西部与肯特山区、南部和东南部与中华人民共和国(首先与察哈尔省,其次与中国东北)相接(参看地貌分区图)。

东蒙古平原是一个平緩的丘陵草原,其特征是有比較一致的地形条件,其绝对高度在南部不超过 1,500 米,向北和东北部逐渐下降。其东部的最低点——貝尔湖地区——下降到 592 米,东北部个别地也下降到 600 米左右。整个平原为較低的曼崗所籠照并刻划出許多平緩的浅洼地。低山和曼崗时而在有些地方聚集成羣形简单的高地系統,时而向四方扩散形成象桌面一样的、开闊平坦的、一致的表面。仅在西北部接近肯特山附近和在东南部接近大兴安岭附近,才对这一地区的升高发生強烈影响,在这些地方,高地的范围相当大,并具有各种不同的形式,有些地方甚至还保留有多林的特征,这些特征可把这种高地与环繞着它的开闊草原区别开来。

根据地表构造,这个地区的东南部、即在大兴安岭的范围内和这个地区的西北部、即在肯特山附近为明显的丘陵地,有些地方甚至为多山地区。较南部的苏海巴托地方属低山区(猶哥季尔)和丘状砂区域,丘状砂区域在希宁-达里崗夏以南获得了广寬的发展。亚洲中部的荒漠对这个地区的西南部发生了強烈的影响,因此,这里大部分地区为干草原所占据,甚至有些地段具有半荒漠的景观。在乔巴山城的北部和东北部,則主要为广闊的平緩丘陵平原和数目很多的盐土低地。在乔巴山城东南部向貝尔湖的一面和西南部向苏海巴托城的一面主要为平原,在平原中間,間或分布有蝕余山、小块的砂化土壤和盐土化的低地。

东蒙古平原为噴出岩和沉积岩所构成。沉积岩层是由杂砂、砾岩的片岩、杂砂砂岩、砾岩和石灰岩所构成。因此成土母岩具有不同的起源和不同的成分。在成土母岩中砂-砾石层占显著地位。东蒙古平原絕大部分的土壤具有強砂質性和弱石質性的特征,是完全与其母質相适应的。

东蒙古平原的土被主要是栗鈣土,这种成土类型到处(在平原上、微升起高原上和平緩丘陵的斜坡上)都有分布。在这里,栗鈣土的形成过程一般是在水分不足、温度比較高和在有稀疏草原植物羣落参加的情况下进行的。在这个地区中,栗鈣土和暗栗鈣土的复区在西北部分布在肯特山的山前地带,在东南部分布在猶哥季尔地区,在东部分布在大兴安岭地区。在大兴安岭地区(蒙古范围内)沿山坡向上栗鈣土还可过渡为黑土。

在巴兴图西南与戈壁区域相連接的地区分布着淡栗鈣土与暗棕鈣土的复区。必須指出,該区的这一部分是一个华丽的碱化干草原,并从这里呈寬广的舌状楔入广闊的、戈壁成分的低地中去。

在这个区域的北部(北部为草原,南部为干草原和半荒漠),盐土和碱土分布很广。易溶盐分在低地中的积累是与风化和盐分从高地的搬运具有密切关系的,苏打在這些低地的积累与碱土的脫盐作用有关。

在上述地区中，无流低地对多数薩伊尔¹⁾（週期性的受河流影响）来说，是一个局部的水蚀基地，在雨季，由风化作用释放出来的盐分和水流一起流到这里来，因此，低地的最低部位为盐土和盐化土所占据。但是这些土壤也可分布在湖泊外围和河流（克鲁倫河、烏尔扎河、哈尔順河）谷地中。碱化-盐化土复区主要分布在週期性受水淹没的、平緩的低地中或分布在土壤表层与地下水还未失去联系的地区。

在該区北部，沿山間低地的底部和河谷，广泛发育着草甸-沼泽土和沼泽土。在这种土壤上，常常为草甸禾本科或莎草科植物羣落所复盖。为这类土壤所占据的地段是繁茂的刈草場和放牧場。

东蒙古平原的耕地总面积和各种土类的分布面积我們列举在表 102 中。

表 102 东蒙古平原各种土类耕地面积的分布

号 数	土 壤 名 称	面 积 (平方公里)	占东蒙古平原 的总面积(%)
1	灰色森林土和山地黑土	3,081.6	1.58
2	暗栗鈣土, 栗鈣土和低地暗色土	74,200.0	38.00
3	栗鈣土和淡栗鈣土	92,581.0	47.14
4	盐土和盐化土	2,302.0	1.18
5	碱化-盐化土复区	10,852.0	5.56
6	碱土和碱化土	9,416.0	4.82
7	草甸土和草甸沼泽土	2,568.0	1.32
8	砂	256.0	0.13
	总 計	195,256.6	100

栗鈣土具有巨大的农业价值。在这类土壤中有相当大的地区适宜从事农业。但是，水分不足是限制栗鈣土开发的重要因素，除了局部可进行灌溉的那些地段外，在很大的程度上还可用合理耕作和保雪来减低栗鈣土中水分的不足。

除了利用土壤来从事农业栽培外，这里还是一个繁茂的刈草場

1) 薩伊尔 (саир) 为蒙古名，意指干河床。——譯者

(在山間低地的北部和东部和烏尔扎河、哈尔順河的河谷)和广闊的放牧区。

戈壁大高原區

戈壁区的北部与肯特山区相联接，这个区域的界綫是低于和平行北緯 46° 的弯曲綫。这个地区的西北部与杭爱山的山原、西部与大湖盆地相连接，南部經蒙古和中华人民共和国(新疆維吾尔自治区)的国境綫，这一界綫相当长，但并不是一条自然的界綫(参看分层設色图)。

在蒙古人民共和国境内仅包括戈壁的北部，戈壁的基本地区是在中华人民共和国內蒙古自治区-新疆維吾尔自治区中。

整个中部亚洲的大高原区，包括着上述的戈壁部分在內，分布位置相当高，而为高山系統把它与海洋区域分別开来；在北部有杭爱山和肯特山，南部有南山¹⁾，西部有天山和帕米尔，东部有大兴安岭。

在蒙古人民共和国境内，戈壁大高原区位在这个地区的最南部，它是中部亚洲山原的北部边緣。所述的戈壁部分分布相当高，其平均绝对高度約为 1,000—1,200 米。低地的最低地段可下降到 750—800 米，最高点是戈壁阿尔泰，但戈壁阿尔泰可划分为一个独立的区域(参看上述)。

所述的戈壁部分根据地形的特征可在东經 106° 处分为二部分：西部和东部。

西部戈壁 由西北部的蒙古阿尔泰开始，繼之为許多与之平行的山脉楔入戈壁阿尔泰中。因此，戈壁的西半部具有明显的多山特征。进一步向东南部和东部，約在东經 106° 处，戈壁阿尔泰山脉逐渐下降，而过渡为小丘陵。因此，根据地形特征来說，戈壁的东半部屬丘陵平原。在戈壁中平原具有广闊的分布，其中主要是微起伏的和起伏的丘陵平原。在这种平原中，我們常常遇到平緩的、盐化低地(托依里木²⁾)和湖泊状的洼地。所有这些低地和洼地照例仅在雨季

1) 南山即祁連山。——譯者

2) 托依里木(Топрим)为蒙古名，意指具有龟裂表面的粘質低地。

才充滿水分。

在一般的概念中，几乎是沒有戈壁水文网一詞的。但是这里广泛发育着受現代小河影响的河流网，它們的河床仅在融雪和降雨时期才会充滿水分。从杭爱山脉(翁金河、图音河、拜达里格河)和从戈壁阿尔泰(里金河)流出的少数小河是属于中部亚洲內陆湖系統，因此，供給拜蔡干湖、鄂罗克湖、烏兰湖等全部的上述河流都分布在戈壁的西北部。在戈壁的中央部分和其东南部以及在前阿尔泰戈壁中是沒有大河和湖泊存在的。

戈壁植被的一般特征是草层強烈稀疏和短小，这里的草层照例什么时候也不会郁閉。在戈壁的北部，草丛和植株复盖土壤表面不超过 20—30%。随着向南土壤干燥程度的增长，与此同时，也就使荒漠中植物生存的条件变得更加干燥，因此，在戈壁的这一部分草层更加稀疏，荒漠植物羣聚草层的复盖度一般不超过 10—15%。

戈壁的成土母岩为各色各样的、十分复杂的物質。在这里的基岩中，杂砂砾质的砂-砾岩(变质的)岩层、第三紀的紅色砂岩、戈壁紅色粘土、石灰质的砾岩和板状砾岩分布很广；这里至少还分布有結晶岩，因此，这里絕大多数的母岩在发生上是与砂质-板状的杂砂砾岩层、戈壁粘土和第三紀紅色砂有关。母岩的机械成分也极为复杂-由分散的砂到粘土粒級。但就总体來說，普通以輕壤土为主，但有一定程度的石质化。

这个地区的土被主要是戈壁棕鈣土。这种土壤的表层(除低地外)由于风吹走了細土部分，所以普通为小石块和石砾所复盖，正确一点來說是为荒漠甲壳所复盖。戈壁棕鈣土占据 230,000 平方公里以上，其中有很大的地区为新月形砂或丘状砂所占据。丘状砂在戈壁中并不常見，它只具有从屬的意义。在壤土和輕壤土的起伏地形、蝕余山和小丘上发育着淡栗鈣土和棕鈣土。在戈壁北部这种土壤也分布在平原上。

凡是具有显示盐分作用条件的低地(棕鈣土带中)，那里都发育着盐土和碱化-盐化土的变种。在干燥的戈壁气候条件下，低地和盆地是适于盐分积累的有利环境。盐分在低地中的聚积是由于雨水和

盐分一起从高地上搬运下来的结果,是由于这些地方(低地和湖泊外围)地下水位较浅的结果。

盐土和碱土分布很广,它们在戈壁中所占面积累计在 100,000 平方公里以上。在阿尔拜海雷东南部,曼达尔戈壁的北部和西部,沙音山达的西部和南部广阔低地都为这种土壤所占据。在前戈壁阿尔泰中,察干吉利斯海雷西南部,哈赖、巴伦海赖等景区中,盐化土的复区也占据广阔的地方。总之,在戈壁中全部低地都为盐土和碱化-盐化土复区所占据,在棕钙土中,它们也常常占据很大的面积。在低地的最低地方和湖泊外围普遍为盐土所占据,趋向盐化的低地则为碱土或碱化盐土的复区所占据。

耕地总面积和各种土类的分布我们一併列在表 103 中。

表 103 戈壁区域各种土类耕地面积的分布

号 数	土 壤 名 称	面 积 (平方公里)	占戈壁区域的 总面积 (%)
1	山地栗钙土和棕钙土(在低山、钹余山和小丘陵上)	114,951.2	24.88
2	戈壁棕钙土	230,520.0	49.90
3	盐土和盐化土	13,782.0	2.98
4	碱化-盐化土复区	24,942.4	5.40
5	碱土和碱化土	60,044.0	13.0
6	龟裂状土壤	3,949.0	0.85
7	草甸土和草甸-沼泽土	342.0	0.09
8	砂	13,396.4	2.90
	总 计	461,927.0	100

开发戈壁棕钙土从事于农业栽培需要灌溉,现代戈壁的农业意义不大,但是这并不是说在将来戈壁只能成为发展牧畜的区域。戈壁并不比很多其他荒漠和准荒漠从事农业栽培的可能性为小,但修水库和从蒙古北部开掘渠道是可以建立这样的农业绿洲的。但在现在,广阔的戈壁区域只可利用作为牧场。

最后我们归纳一张总表,在这张总表中我们提供出蒙古人民共和国农业面积和各种土类的分布的一个总概念(表 104)。

表 104 蒙古人民共和国各种土壤和自然地理区域的耕地面积分布表

号数	土壤名称	杭爱山区	肯特山区	蒙古和戈壁阿尔泰山区	鄂尔浑和色楞格河流域盆地	山间大盆地	东蒙古平原区	戈壁大高山区	各种土壤的农地总数 (平方公里)
1	山地草甸土, 部分地泥炭土	17,545.0	5,478.4	23,112.0	—	—	—	—	46,135.4
2	栗土状土壤(山地草甸土)和生草泥炭土(有时为灰化土)	18,653.8	11,299.2	—	4,220.0	—	—	—	34,173.0
3	灰色森林土和山地黑土	63,938.2	30,216.8	1,369.6	6,250.0	—	3,081.6	—	104,856.2
4	暗栗钙土, 栗钙土和低地暗色土	88,690.0	62,991.8	8,388.0	72,200.0	9,629.6	74,200.0	—	316,099.4
5	栗钙土和淡栗钙土	76,407.0	71,989.0	—	25,536.0	45,245.0	92,581.0	—	311,758.0
6	栗钙土和暗栗钙土(西部的石质草原)	—	—	3,190.0	—	—	—	—	3,190.0
7	山地栗钙土和棕钙土(蒙古和戈壁阿尔泰山以及小丘陵)	—	—	127,973.0	—	—	—	114,951.2	242,924.2
8	戈壁棕钙土	—	—	10,015.2	—	9,159.0	—	230,520.0	249,694.0
9	盐土和盐化土	5,845.0	7,389.0	1,883.2	4,500.0	15,670.0	2,302.0	13,782.0	51,371.2
10	碱土和碱土复区	—	—	2,739.2	—	—	10,852.0	24,942.4	38,533.6
11	碱土和碱化土	—	—	—	—	2,311.0	9,416.0	60,044.0	71,771.0
12	龟裂状土壤	—	—	—	—	—	—	3,949.0	3,949.0
13	草甸土和草甸沼泽土	20,398.8	4,708.0	2,140.0	12,500.0	4,195.0	2,568.0	342.0	46,851.8
14	砂土	5,222.6	—	513.6	—	14,143.0	256.0	13,396.4	33,531.6
15	松林下的松林砂	—	2,334.0	—	—	—	—	—	2,334.0
	总 计	296,700.4	196,406.2	181,323.6	125,206.0	100,352.6	195,256.6	927.0	1,557,173.0

第三章

蒙古人民共和国发展农业的条件 和适于耕种的地区

1. 关于蒙古农业的历史问题

关于蒙古人民共和国农业发展的問題很多調查者都不公正地把它遺忘了,过去曾經流传过这样一种理論,即认为蒙古現在和今后应当是一个畜牧业的国家,但是,根据历史記載和农业資料,我們說蒙古的农业也具有重要的意义 [B. A. 卡扎凱維奇 (Казакевич), 1934]。

蒙古的农业历史和它整个的历史一样,不能把与它相隣国家的历史、特别是西伯利亚和中国划分开来,从历史文献(B. A. 卡扎凱維奇, 1934)和农业資料中得知蒙古从事农业很早,而且其发展的历史也很悠久¹⁾。

例如,中国的旅行家张捷*在1259年曾訪問过蒙古,在他的遊記中不止一次地提到在蒙古各地种植有小麦、燕麦和黍子。

以后很迟,恩海阿馬加兰汗** (1662—1722年)为了建立长久定居的条件而頒布了居民必須从事农业的法令,在法令中列举了很多农业地区,并对鄂尔渾河、色楞格河和科布多河予以特別注意。

大約从那时起,在以后200多年的時間内,蒙古农业遍及全国(我們在里金河、图音河、拜达里格河、沙尔果勒初特河、在鄂尔渾-塔米尔草甸、在哈达桑尼都曾发现有农业的遺迹),最后,达到鄂尔渾河和色楞格河盆地,并沿河流的泛滥地建立有很多人工灌溉的川地(巴拉

1) 可惜,关于蒙古古代农业的問題我們沒有任何研究,而研究蒙古古代的农业問題是具有很大价值的。

* 此为音譯,原文为 Чанг-те。——譯者

** 此为音譯,原文为 Энхе-Амагалан-хан。——譯者

湖、巴彥河、沙林河)。

在历史資料中很清楚地記載着在鄂爾渾和色楞格河的河谷中很久以前已有相当大的一部分面积是种植作物的，而在个别年份获得了較高的收获量。

在1896年乾隆皇帝賜于科布多城的沙拉苏木庙、彫刻在石碑上的古代讚詞和詩篇可証明这个地区的收成是較好的。下面就是这些讚詞中的一些記載：“……我想說一說关于这个城附近的一些建設事件。这里的播种地和耕地是肥沃的，可能是老耕地的开垦所产生的結果……”，“春天这里开遍了野花，秋季得到美好的收获”等。

我們將不再討論这里的其他农业地区，那时在里金河、拜达里格河、克魯倫河等地还保留着农业的遺迹，在鄂爾渾和色楞格河的河谷中保留有灌溉系統以及破坏了的水磨和分散在河谷中的很多磨坊和水車。

毫无疑问，灌溉农业需要农民付出很大的劳动代价来修建灌溉网、建筑堤坝和开凿排水渠等。这不是个别的封建主和个体农业經濟所能胜任的，而他們是不能担負起灌溉农业的，因此蒙古的农业就逐渐地衰落。仅仅在1921年革命以后，即在國內的封建政权被推翻，蒙古人民羣众掌握了自己命运的时候，国民經濟的各个部門，包括农业在內，才开始迅速地发展起来。

国民經濟的进一步发展和引导这种經濟过渡到較完善的形式以及更合理的使用土地，便迫切需要進行國內土地資源的詳細調查，只有基于农业基地的研究，才能作出整个蒙古粮食和飼料基地的利用計劃。

現在不仅要對蒙古人民共和国北部的合作社、国营农場和机器刈草站，而且也要对最遙远和最荒僻的戈壁地区(烏伊音奇、包达木奇、里金河等)进行伟大的建設工作，蒙古人民利用上述新的劳动組織形式就能够战胜上述巨大的困难，并能引导国民經濟走上农业經濟的形式上去。

根据我們的調查和試驗站的研究，以及国营农場和合作社种植作物所积累的經驗，我們可得出結論說：蒙古大規模地发展农业，在

粮食方面能够满足本国的需要，而面积广大的饲料基地可满足牧畜业的需要。为此目的，在农业轮作上首先应当把黑土、暗栗钙土、栗钙土和部分的戈壁棕钙土包括在内。高山土壤和灰色森林土现在其主要部分仅仅可作为牧场和刈草场。

2. 黑土及其农业利用

黑土型的土壤广泛分布在杭爱山、肯特山和蒙古阿尔泰山的斜坡和大兴安岭的山前地区（参看土壤图，图例3）。这种土壤表层有很好的生草层，其特征是没有象在干草原和戈壁地区（杭爱山和肯特山以南）中栗钙土和棕钙土上所常常见到的那种裸露的斑块和植被很稀疏的地段。在这个地带中，每年死亡的大量植物残体丰富了黑土的腐殖质，并且在黑土中创造了很稳固的结构。正如 B. P. 威廉斯(1935)所指出的，这种结构是保证水分和空气易于进入土壤和促进积累在耕作层中的水分稳定的保存，并在其中创造了对于农作物生长和发育有利的物理-化学和生物状况，而且还可保证获得作物高额而稳定的产量。我们在上面已经指出，黑土具有很大的潜在能力，并在农业方面有很大的价值。

毫无疑问，在开垦山地黑土种植作物时，不仅应该考虑到这种土壤的良好特性，而且也应当考虑到与良好特性伴随而来的缺点，特别是需要防止土壤的侵蚀。

显然，黑土所分布的地区位置很高(1,400—1,600米)，但不应该是栽培作物的障碍。苏联把春播作物向北推进很远已取得丰富的经验，П. A. 巴兰诺夫在帕米尔2,500米以上的高度上栽培蔬菜和谷物作物已取得成就；在蒙古气候条件下，合理的栽培作物是完全可能的。但是地形分割和坡度常常很陡，无疑地限制着农业地段。引起土壤温度降低的冻层位置较浅对土壤的物理-化学的和生物过程也有不利的影响。为了更好的利用这种地区从事农业，就应当在这里建立试验站。摆在试验站面前的任务应当是：规定播种期，确定耕作深度和种子盖土的深度，选择各种最好的草田轮作制，确定春化的时期和全苗时期的最适宜的温度，考虑气候因素以防止侵蚀，选择(或

者自己培育)早熟作物或与高山和高地相联系的其他任务。

在黑土地带内,适宜农业的地段有:杭爱山、罕胡海伊山、包勒纳山、塔尔巴加台山和哈尔希尔山的北坡、南坡和西南坡、以及台尔明湖、布斯湖地区的山原和庫苏古尔湖地区的东北坡和西南坡、鄂尔浑河和色楞格河的分水岭、翁都尔汗的北部和西部、大兴安岭地区的鄂嫩河和烏尔扎河之間的分水岭。

3. 暗栗鈣土

与栗鈣土成复区的暗栗鈣土广泛地分布在蒙古人民共和国平行于烏兰巴托緯綫以北,即是和黑土在同一个地区。这种土壤在蒙古北部的山地从西到东呈广阔的带状(从蒙古阿尔泰到乔巴山城)延伸(参看土壤图,图例4)。

在地形上暗栗鈣土分布在黑土之下,这种土壤在农业方面具有相当大的价值。为暗栗鈣土所占据的地区,在改良耕作方法、保蓄土壤水分和选择耐寒和早熟作物的条件下,基本上可从事旱作农业。

根据植物所需要的矿质营养元素的儲存量来看,这种土壤可列在肥沃土壤的范畴中。从分析的材料中我們得知,在这种土壤50厘米的层次中含腐殖质平均为3%,氮——0.15%, SO_3 ——0.24%,磷酸——为0.16%。但是由于土壤的高度碳酸盐性,絕大部分的磷酸处在难溶状态,当在这种土壤中施入磷肥时也不会产生良好的效果。

无论是位在山坡上或者是位在杭爱山和肯特山山区第四级阶地上的暗栗鈣土均有良好的腐殖质层,并具有一定厚度的細土层(在砾岩层上)和团块-核状结构。所以在雨季水分渗透得相当深,但是它不能渗入到砂-砾层中,而是被阻留在团块-核状的細土层中。某些为暗栗鈣土所占据的地方也可从由高处流下的雨水、特别是分布在第四级阶地上部的冲积錐的周围获得充足的水分。因此暗栗鈣土在某种程度上可保証足够的水分,而照例是不需要灌溉的。在多数情况下应用单纯的、旨在保蓄土壤水分的农业措施对这种土壤来说已足够了,仅仅在非常干旱的年份才需要灌溉。在山前部分建筑不大的堤坝就能实现,在必要时(植物最需要水分的时候)可利用栏蓄水

分来灌溉农田。为了灌溉第四级阶地在河流上建筑堤坝暂时还是不适当的,因为它需要复杂的建筑和巨大的物质消耗。

农业工作者应该很好地考虑水分在土壤中积蓄和保存的方法,同时也应该考虑到当地的特点。首先应该指出,在蒙古境内降水量最大的时期是在7月和8月,耕翻土壤的任务是在保证种植的作物所需要的水分和易溶的矿物养料。为了获得高额而稳定的产量,就必须在植物生长和发育的整个时期中,保证为植物所需要的、上述的元素得到不间断的和足够的数量的供应。因此一切土壤耕作的农业技术措施和作物的管理,首先应当是在全年过程中使大气降雨充分为土壤耕作层所吸收。有结构的土壤才完全具备这种条件,在土壤的结构单位中,直径大小在1—10毫米的团粒才具有防止雨水冲刷的稳固特性(B. P. 威廉斯,1936)。草田轮作制是维持土壤结构的最好方法。

蒙古人民共和国的牧畜部和农业部,在农业生产方面应当采用草田轮作制的方法。为了明确这一制度的各个环节,就必须从地带性的观点来建立试验站以适合蒙古的特点。

在农地上进行草田轮作制是轮换混播多年生草本植物(禾本科和豆科植物混播),这样就能比熟荒地更快地恢复土壤的结构和肥力。

在农业方面,暗栗钙土和山地黑土是蒙古北部(杭爱山、肯特山、库苏古尔湖地区)最好的土壤。但是在这里谷物播种面积不大,直到现在其主要地区仍为荒地。

当在这里扩大播种面积时,首先应该对位在第四级河流阶地上以及位在杭爱山、肯特山、库苏古尔湖地区、罕胡海伊山、包勒纳山和塔尔巴加台山缓坡上的暗栗钙土予以严重的注意。从分析材料中可以看出,这种土壤不仅在理化性质上与其他栗钙土有显著差别,而且,如果根据自然植被的繁茂发育来判断,也可看出它有较好的水分保证的。最后,大部分的暗栗钙土是未盐渍化的,发育在深厚的黄土状壤土上,并富含有机矿物质;这种土壤占据很大的面积,在这种土壤上可进行旱作农业。

4. 蒙古北部的栗鈣土

在蒙古的北部，栗鈣土分布在暗栗鈣土之下，即沿山坡、山間低地、杭愛山、肯特山和庫蘇古爾地區很多河流的第三級階地，以及大湖盆地和東蒙古平原分布。這種土壤所在的地形條件和分布在杭愛山和肯特山以南的栗鈣土有些不同，而部分地與分布在東蒙古平原的土壤（喬巴山城以南的地區除外）有些相似。

在蒙古北部，栗鈣土通常是與暗栗鈣土和黑土成復區。在其下部的河谷和山間低地分布着草甸土和草甸沼澤土，僅僅在蒙古西部一些湖泊周圍（如烏布蘇湖、哈拉湖等），可看到它與鹽漬土成復區分布。相反地，在杭愛山和肯特山以南，即在干草原地區，栗鈣土主要是與鹽土、碱土和戈壁棕鈣土成復區分布的（參看土壤圖，圖例5）。

在蒙古這兩部分所看到的栗鈣土，春季幾乎是沒有植物的，僅僅在第一次降雨以後，即在5月的下半月（常常在6月）植物才開始復甦，但常常是稀疏的短命植物復被。在深夏時，栗鈣土上的植被更加稀疏，而且主要是由深根系的蒿子、錦雞兒、紫雲英等植物所組成，這些植物一直可生長到深秋。

由於春季雨水缺乏，照例在2—3星期左右妨礙作物的幼苗生長；而初秋就開始凍結，谷物常常來不及成熟。應該指出，這裡一般的降水量也是不大的（200—300毫米），加之大部分的雨水（125—150毫米）是在夏季降落到灼熱的土壤上，在氣溫很高的情況下，由於這些水分迅速地被蒸發掉，所以幾乎不能濕潤土壤。有些地方，在其表面上形成深裂隙可明顯地証實這種土壤是相當乾燥的。

這種土壤不穩固的結構促進了降雨的迅速蒸發。而輕的機械組成使得水分易於滲入砂—礫層中，但它不能從砂—礫層中再上升到地表。

根據為栗鈣土所佔據的廣大地區的特性看來，是十分適於種植作物的，它含有約2—3%的有機質和豐富的礦質營養物質。

所舉的不良的土壤—氣候條件強烈地影響着所有農作物的收成，在個別年份收成的變幅相當大——從顆粒不收到每公頃20公担以上。

但是,如果采用草田輪作制,当可能的話,并結合进行人工灌溉土地,那么这些条件是可以被改变的。在蒙古北部,为栗鈣土所占据的广大地区是位在河谷中(土壤图,图例4),因此,在这个地区进行灌溉农业是不需要消耗大量的物质财富的。在这个地带中,沿杭爱山与肯特山的山間低地,即在捷尔、杜姆杜尔特、阿尔斯津-阿姆景区内,在扎达加兰特地区,在沙莫尔、科尔拉科夫卡、曼德尔鎮、以及东蒙古平原的乔巴山城西北的栗鈣土,采用保持土壤水分的农业技术措施,不进行灌溉也可以获得稳定的收获。

在杭爱山和肯特山以南以及在东蒙古平原(乔巴山城以南)上所分布的栗鈣土在大多数情况下,只有灌溉农业才可保証有高的收获量。这是由于杭爱山脉以南和东蒙古平原的土壤为輕壤土、砾质化或砂化程度較大的緣故。除此以外,这种土壤照例在表面不深处就垫有砂-砾层。

当在这里进行灌溉农业时,具有不深的砂-砾层,无疑地是有利的現象,但在目前的条件下这种現象却起着不利的作用,因为它可大大促进土壤的变干,并使谷物或其他作物的收成在很大程度上取决于偶然的降雨。关于栗鈣土的水分处于极低限度,可根据植被的发育(特别是在春天)判断出来。在这个季节中,有时甚至到6月还看不到植物幼苗的发育,在黄色的草原上仅可見到去年的枯萎的草本复被。在这里,縱使是一場不大的降雨,在山坡和平原上,就很快地現出生机而为綠色植物的地毯所复盖。

这类土壤的水分状况处于相类似的条件,作物的收成主要决定于4月和5月的降雨頻率,然而在这个季节,降雨并不是那样密。冬季的降水在大多数情况下均从土表吹到沟渠和比較低的地方。殘留在草原上的雪,由于土壤強烈地冻结和空气极端干燥,在春季解冻时,其大部水分直接蒸发入大气中,因此浸湿土壤很微弱。

这样一来,無論是分布在河谷中的或是分布在距河谷很远的栗鈣土,其水分状况与暗栗鈣土的水分状况比較起来是不利的,所以农民們在过去对栗鈣土的灌溉予以很大注意并不是偶然的,由于这种原因沿河谷(鄂尔渾河、色楞格河、科布多河等)建立了很多伟大的灌

溉渠道,有些地方一直保留到現在。

秋季或早春的灌溉(到播种)可保証在栗鈣土上春季幼苗的齐全,而在草田輪作制的基础上,应用良好的农业技术也具有使农地获得高额而稳定的收成的可能。因此,在大多数情况下只要在播种前进行数次灌溉即可,仅在干旱年分,在机械成分較輕的土壤上才需要在生长期中增加几次灌溉。关于灌水定額的問題,应根据具体的情况——土壤机械組成、地下水位的深度等——来决定。同时必須考虑到灌水定額应该是:当灌水时水分不渗透到砾石层中和避免营养物质从細土层中流失为原則。

在栗鈣土(特别是在河谷中)上灌溉时,不需耽心它的盐漬化。这是由于地区排水良好,砂砾层位置較浅和用来灌溉的河水(如科布多河、鄂尔渾河、色楞格河、克魯倫河、鄂嫩河等)品質良好所証实。盐化的或碱化的土壤則可例外,前者可遭受到进一步的盐漬化,后者則可加强其碱性。显然,在第一种情况下,需要在盐漬化最厉害的地段进行洗盐,在第二种情况下,可应用农业措施以降低根际层的碱度。然而在大多数情况下,上述盐化和碱化土壤的变种其易溶盐分的含量是不大的。为了排除盐分,就需要进行一次播种前的滿灌。

在农业措施上应着重防止莠草。

在种植的谷物中分布最多的莠草是:扁蓐(*Polygonum aviculare*),白藜(*Chenopodium album*),旋花(*Convolvulus sagittaeifolius*),叉明棵(*Salsola collina*),羊草(*Agropyrum pseudoagropyrum*),地肤(*Kochia sieversiana*),乳苣(*Mulgedium sibiricum*),虫实(*Corispermum declinatum*),唐松草(*Thalictrum squarrosum*),紅蒿(*Artemisia scoparia*)等。

除了野生植物損害蒙古的农业以外,在很多地方,还发现有小麦散黑穗菌(*Ustilago tritici*)和腥黑粉菌(*Tilletia tritici*)为害。

H. A. 傑夏特金(Десяткин)在1936年曾經詳細地研究过莠草的种类成分和非灌溉及灌溉播种的混杂度(在色楞格河中游和鄂尔渾河下游)。H. A. 傑夏特金在非灌溉的小麦、燕麦、大麦和春黑麦田中記載莠草达70种,他認為其中最坏的莠草有:羊草、叉明棵、虫实、女囊菜、田旋花、披針叶野决明、景天、狗尾草、紅蒿等。在鄂尔渾

河河谷的灌溉田野中，H. A. 傑夏特金共記載了22種，其中最壞的莠草是：羊草、蓼、苦蕒菜、山萵苣、田旋花、野豌豆、披針形野決明、草木樨、白藜等。為 H. A. 傑夏特金所查明和記載的100種莠草中有86種是在谷物田中發現的，10種是在蔬菜的田中發現的，僅有4種是在牧場和荒地上發現的。

田間混雜莠草可降低農作物的收成，而黑粉菌不單是降低收成，而且還降低谷物的質量。實行草田輪作制並執行這一制度所規定的全部農業技術措施，毫無疑問，所有這些不良的影響將會消除，農作物的收成不論在數量或質量方面都會顯著地提高。

在蒙古的田野上實行草田輪作制，在混播草類中豆科植物可採用土爾克斯坦苜蓿、本地黃花苜蓿和草木樨，而禾本科植物可採用无芒雀麥和鵝冠草，它們的種子可以就地採集（特別是在鄂爾渾河和色楞格河河谷中），同時必須從本地的野生植物區系中研究出產量最高的種，並對它們進行試驗，以運用到栽培中去。

很多土壤都需要施氮肥和磷肥，但是在蒙古，在生長期較短的條件下，使用氮素肥料必須慎重，因為它能延長植物的生長期。在蒙古的土壤上播種牧草和部分地施用厩肥可增加氮素的來源，厩肥在這種條件下無疑是良好的肥料。它不僅可供給植物所必需的营养物質，而且還可改良土壤的物理化學過程、特別是生物過程。但是，只有在機器刈草站和國營農場附近的牧畜基地大大擴大的基礎上，才有可能保證廣大耕地有厩肥使用。此外，在播種谷物時，不應該象現在那樣把稻草燒掉，應當把它運到比較低的地方，壓實、澆上水而作為堆肥施用。最後，分布在杭愛山和肯特山的很多河流的第二級階地和山間低地上的泥炭土，也可作為有機肥料而加以利用。

磷肥是不同於氮肥的，它可以縮短作物的生長期，顯然，在蒙古的條件下，它在提高產量方面具有良好的功效。

現在，鉀肥及部分磷肥可以應用草木灰，但是必須將它和厩肥混合起來施用，如果單獨施用草木灰分可能增高土壤的鹼度，而引起收成的下降。

在蒙古，由於無凍期短（117—125天），和生長期內溫度總量比較

少(1,800—2,000°),在一定程度上对作物品种的选择受到限制。显然,由于这种气候条件,在过去这里的春播地段上只能选择下述几种作物:春小麦、春黑麦、大麦、燕麦、粟、荞麦、豌豆,除几种蔬菜和一些瓜类及烟草外,这就是蒙古人民共和国播种的全部作物。

分布在鄂尔浑河和色楞格河流域的栗钙土,特别是在河谷中的栗钙土,有着巨大的农业利用价值。在利用草田轮作制、灌溉以及选择本地谷类和蔬菜作物的相互配合下,可以获得高额而稳定的收成。

在进行灌溉农业时,了解灌溉水的质量和河流状况是很重要的。为此要评述一下蒙古最大的河流——鄂尔浑河和色楞格河——的水分特性,其它的河流在这方面大致上是和这两条河流相类似的。

蒙古所有的河流的特点是夏季涨水,这刚好和需要灌溉农田的时期相吻合。在大多数情况下,蒙古河流的结冰是在低水位的时期;这是由于冬季降雪少和极端干旱的气候所造成。河流的最低水位恰巧是在10—11月,而最高水位是在6—7月,也就是在植物非常需要浇灌的时期(特别是在干旱年份)。

A. K. 斯塔利茨基工程师(1931年)曾对鄂尔浑河和色楞格河夏季洪水的增长状况进行过记载:在2—3天内河水增长很快;在达到最高限度(1—1.5米)后,落水很慢。显然,这种情况是由于:首先是鄂尔浑河和色楞格河以及它的支流的水文地质条件的本身所造成,这些河流具有阻拦溢水的地区;其次是由于河谷结构的特点、岩层的透水,造成了底土积水的可能性,因此,它的水分消耗得极缓慢。

正如分析的材料所表明的,鄂尔浑河及色楞格河的河水是淡的,完全适于灌溉(表1),鄂尔浑河河水的矿化度较色楞格河稍高,但是,总共每公升不超过百分之一克。

根据很粗略的计算,鄂尔浑河可灌溉50—55千公顷土地,色楞格河可灌溉75—78千公顷土地。

在广大的灌溉地区,调整鄂尔浑河和色楞格河的河水使其有利于渔业和航行,是具有充分的可能性的。这可借助在河流的狭窄部分建筑可放水堤坝的人工水库(穆稜河、埃傑尔河、楚里特河、埃金河、霍伊特-塔米尔河、土拉河和哈拉河等),当需要灌溉田野时可用保存

在水庫中的水分来进行。

鄂尔浑河和色楞格河河谷中的播种面积(国营农場、机器刈草站和农业生产合作社),包括旱作和灌溉农业在内,总共只占1%。然而在这里除了广阔的、适于旱作农业的耕地外,还有很多灌溉网保存很好的荒废地段。在这些地段修复灌溉网不需要化費很大代价就可从事农业灌溉。

在栗鈣土带中,具有荒废灌溉网的地段,不仅为鄂尔浑和色楞格河河谷所独有,它們很多的支流、如在伊罗河、哈拉河、巴彦河的河谷中也有分布。在杭爱山脉以南的拜达里格河、图音河、沙尔果勒朱特河;在蒙古西部的科布多河、布彦图河、巴倫土倫河、哈尔希尔河以及在东蒙古平原的克鲁倫河、鄂嫩河和烏尔扎河的河谷中,都可发现这样的地段。

在蒙古人民共和国如果没有人工灌溉和农业技术措施来保证土壤水分的积蓄,則收成是不会稳定的。但是,在这里如采用草田輪作制,获得丰产而稳定的收成是有很大的可能(实行草田輪作制,合理的耕作土壤,施肥,选择和栽培适于本地条件的高产作物,在水分不足的地区进行灌溉)。这样的农业地段在鄂尔浑和色楞格河河谷中

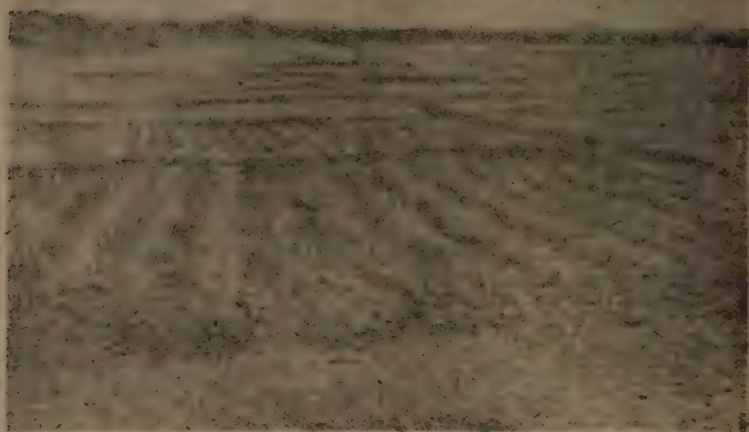


图71 在哈尔希尔河谷中荒废的灌溉地段(烏兰固木)

分布很广。上述河谷适于灌溉和旱作农业的主要地区利用以后,可以进一步利用这二条河流的支流——埃金河、埃傑尔河、摩稜河、罕納河、哈拉河、伊罗河、土拉河等,因为那里适于农业的面积也是很多的。在实行草田輪作制后这些地区将变为蒙古的粮产区。

在水文网的多度和灌溉农业的便利方面,次于鄂尔渾河和色楞格河流域而占第二位,无疑地应属于大湖盆地。在这里扩大灌溉面积和建立新的灌溉网时,应当考虑到現有的老的荒废灌溉网。我們在科布多河下游的河谷中发现了长达150公里的巨大的灌溉渠。

在烏布苏湖盆地,在昆哲倫河和哈尔希尔河的河谷,以及在烏兰固木东北40—45公里的地方看見具有古老灌溉网的荒地,其总面积共計約2,000公頃。在巴倫土倫河的河谷中,在現在的机器刈草站的播种地之下,沿河谷的右岸也有大面积的、具有灌溉渠的老荒地(約1,500—2,000公頃)。在巴倫土倫河对面也有相类似的荒地,其面积約为1,000—1,500公頃。在它的北部为生荒地,以后过渡到砂地中。

在灌溉的水分品質优良和下垫有砂-砾石层的土壤上,也象在鄂尔渾河和色楞格河流域一样,灌溉是不会引起土壤盐渍化的,即使有些盐渍化,但作物发育仍是正常的。这种情况在大湖盆地中可得到証实。虽然在那里进行灌溉已有几世紀,但灌溉的地段是无盐渍化現象的。有利的土壤条件、地下水位很深和灌溉水分的品質优良,是在这里順利发展灌溉农业的先决条件。



图72 在乔巴山城地区克魯倫河上的水車(汲水車)

在大湖盆地中存在的巨大水系可保證相当大地区有灌溉用水。例如这里最小的河流——巴倫土倫河，其最低流量每昼夜为 10—12 万立方米，如果不計算早春和秋季当时河水还可灌溉和在其他地区积蓄在土壤中的水分能有效利用外，这样多的水分在生长期內可灌溉約 3—4 公頃土地。哈尔希尔河流量經測定每昼夜为 300,000—350,000 立方米。此外，納林河、薩格里河、昆哲倫河、布彥图河、科布多河等也具有很大的流量。而后两条河流的流量和儲水量比哈尔希尔河大 1 倍以上。在哈拉烏苏河河谷(哈尔希尔河的支流)中也具有很大的、广泛发展灌溉农业的可能性。無論地形条件或河谷的寬广度，以及土壤等条件都是有利于灌溉的。

在大湖盆地中，不仅可把現有的和荒廢的耕地(根据 В. И. 巴兰諾夫的材料总計約 30,000—35,000 公頃)，而且也可把那些所有現在尚未开垦、但是經過土壤調查証明是非常适于农业的地段列入宜耕土地的范畴中。最后必須考虑到在杭愛山南坡，在拜达里格河、图音河、沙尔果勒朱特河等河谷中所分布的、具有灌溉网的老荒地。这种荒地在东蒙古平原、在克魯倫河河谷中也有分布，显然，在这些地区停止农业灌溉并不很早，荒廢的灌溉渠道和水車可証实这种情况(图 71 和 72)。

在实行草田輪作制、建筑灌溉网、合理的土壤耕作和作物品种的选择以及合理用水的情况下，播种面积几乎到处都可大大增加。在河谷中有很多地方，播种面积还可扩大(有些地区可加以設計，有些地方可进行沼泽排水、掘除植物根、捡去碎石)。但是为了提高农田的收获量，除了利用当地居民的实际經驗外，还需要在这些地区累积在科学上有根据的农业試驗和利用一切最新的科学成果。

在蒙古北部的栗鈣土中間还分布有不少低地暗色土，这种土壤是完全可以进行旱作农业的。低地暗色土象草甸土(分布在河流的第二級阶地和山間低地中)一样，普通是有較厚的細土层和良好的腐殖質，靠地表的湿度即能保證水分的供应，因此，在大多数情况下这种土壤是不需要灌溉的。

分布在河流(鄂尔渾、色楞格、哈尔河、哈尔希尔河、科布多河、拜

达里格河、克魯倫河、鄂嫩河、烏尔扎河等)的第二級阶地和广闊的山間低地(杭愛山、肯特山、庫苏古尔湖地区及鄂嫩河和烏尔扎河之間的分水岭)上的草甸土有充足的底土水和局部的地表水,因此不用灌溉也可种植作物,但是这并不是說,所有这个地区的第二級阶地仅仅應該从事旱作农业,相反地,这里有不少地方,甚至是种植相同的作物,是需要灌溉的。因此,第二級阶地的土壤,有些地方可以相互配合,也就是說,灌溉和旱作兼施。

在开垦第二級阶地种植作物时,应当注意到它的某些不利方面。首先是在个别年分(洪水时期),第二級阶地上的最低的地方显然可能遭到淹沒,这将使农作物受到損害。在开垦較低的地方种植作物时,應該考虑到这种情况,最好是不利用这个地区,以免受到淹沒之虞。其次在地下水位接近地表的地方(第二級阶地和山間低地),位在它上边的高地的灌溉可能引起低地土壤的沼泽化。所以在灌溉时應該謹慎,并且要考虑到不会引起低地的变坏为原則。

当灌溉也包括有盐漬土的情况下,那么應該把盐漬土用冲洗的方法加以冲淡,并使这些土壤的自然排水能保証冲洗水的流失和不引起地下水的升高。最后,應該指出,那第二級阶地的土壤占据着河谷的最低地段;众所周知,这种情况也起有利的作用,也起不利的作用,特别是在山区。其有利方面是它比其他地区的水分丰富,比其他地区更能防御风(由于山地的保护),因此,它占据着这个地区的最温暖地方。但是在天气寒冷时,低地的作物遭受寒冷的影响要比分布在它上边山坡上的播种地为早,这是因为下降到山原上的冷空气首先充斥在較低的地方所致。由于这种原因,不應該在第二級阶地的土壤上灌溉太多,因为这样可引起作物无性部分的陡长,并延迟它的成熟期。

分布在平行于烏兰巴托城一綫以北和在东蒙古平原上平行于乔巴山城一綫以北以及距河流主干距离較远的栗鈣土,由于地区的地形、坡向、机械成分等条件,仅可有选择地利用。这是因为那里夏季降雨量不大,冬季少雪和土壤机械組成的复杂(常常是強砾質化或砂化的)所造成。

上面已經指出，蒙古的夏季降雨具有暴雨的特征，所以它不能完全被植物利用，尤其是在沒有結構的土壤上。由于这种原因，甚至在降雨的时期植物仍完全处在总的干旱条件的影响之下。相对的大气湿度低(40—50%)更加深了这种缺点(特别是在春天的几个月中)，并且也造成了空气和土壤的普遍干燥。

夏季气温高和这个地区大部分土壤机械組成較輕，以及經常刮暴风，所以就引起了土壤和植物水分的高度蒸发。为了在这种土壤上获得稳定的收成，就必须采取完整的綜合农业技术措施，以便把水分保存在土壤中，并节省它的消耗。

只要采用把水分积蓄在土壤中的措施，并在有些地方应用人工灌溉，那么就可在这些地区的土壤上获得高額而稳定的收成。在把水分积蓄在土壤中的措施中間，尽管冬季的降雪量不大，但也不应忽視积雪，首先应当在将要播种的地区上积雪。雪被可保持土壤中的热度，减少它的冻结和增加水分，毫无疑问，这对提高作物的收获量是有很大作用的。

为了在土壤中积蓄和保存水分以及全面地防止莠草，就必须要在秋耕地上广泛地进行耕翻。

在蒙古，春季耕翻荒地种植春化作物，在大多数情况下会产生不良的结果。在翻耕秋耕的地段上可获得整齐的春季幼苗和完全成熟的谷物。但是，当土壤強烈砂化时，翻耕就必须慎重，并要考虑到生草层的厚度，因为在这种土壤的耕作层上常常可看到风蚀的情况，在有些地方(在巴彥烏拉旗地区、在鄂嫩河和烏尔扎河的河谷中等)甚至損害谷物。

在距河谷很远的栗鈣土地区具有很多干涸的干河床，它仅在融雪和暴雨时期才沿河床流来大量的水分，并把这些水运送到湖泊低地或河谷中。当在这种地区开垦土地时就必須从在干河床上能否建筑水庫的观点来考虑，干河床可大大增加个别地区的水利資源和保証邻近地区的灌溉用水。

我們不能认为：为栗鈣土所占据的全部巨大的地方都需要进行农业灌溉。不，这里具有很大的、非灌溉旱作农业的可能性，但是，在

这里沒有适当的农业技术措施是不可能获得高額而稳定的收成的。

在栗鈣土帶中，除了缺乏水分以外，还有其他的不利因素（特別是在蒙古的北部）。这些不利的因素是：存在有开闊的、不能掩遮风的地区和土层冻结不易解冻以及晚春和早秋有霜冻等。所有这些因素在某种程度上也影响到农作物的发育和成熟。当利用栗鈣土进行农业栽培时也应注意到选择早熟品种。

我們已經再三指出：农业生产在草田輪作制的基础上合理經營就能获得最好的效果。

B. P. 威廉斯(1935)曾經指出，草田輪作制的基本要素之一是：“在农地上輪換混播多年生禾本科和多年生豆科植物”。播种多年生禾本科和豆科植物的主要目的是使耕作层具有稳固的团粒結構。

B. P. 威廉斯写道：“具有团粒土壤的特性是：在这种土壤上，而且只能在这种土壤上，才能使植物栽培的一切措施——灌溉、施肥、选种、春化等——表现出积极的效用，即表现出等于这种效用的潜在效用，或者換句話說，在植物栽培中所耗費的全部劳动和資金使生产率达到了100%”。其次，B. P. 威廉斯还指出：“获得这样一种特性，即年降雨量或全部的灌溉水分能100%的渗透到土体中，85%渗入到土壤中則就可使水分获得稳定儲存的特性，也就是說仅仅能为植物所利用，沒有除植物利用外的被蒸发掉的水分”。

无結構的分散土壤(栗鈣土也属于这样的土壤)沒有这种特性。B. P. 威廉斯指出：“在无結構的土壤中，整个毛细管空隙及其中所儲存的重力水仅仅只在毛细管現象的影响下移动，而不受重力和液体压力的影响”。B. P. 威廉斯又指出：仅有不到30%的降水可渗透到这样的土壤中，而雪水全部(100%)从它的表面流失。渗透到无結構土壤中的有限雨水也不具有很稳固的特性，而很易蒸发入大气中。由此可以清楚地看出，要想获得高額而稳定的产量，就必须增加这类土壤的团粒結構。在有結構的土壤的耕作层中，水和空气不是相互矛盾的，而空气条件对創造作物的正常营养状况是特別重要的。

土壤的这些良好特性只有在实行草田輪作制的結果中才能获得。播种多年生草本植物(禾本科和豆科植物混播)不仅可改良土壤

結構,并可巩固为畜牧业所必需的飼料基地,而且也是防止混雜在蒙古田野中的杂草的良好手段。

随着蒙古人民共和国国民經济的发展和人民文化水平的普遍提高,在农业方面就需要有显著地变革。这种变革也應該是保証从管理农业和畜牧业的旧的原始的形式轉变为以农业輪作制为基础的更加精耕的形式。

但是,在蒙古人民共和国的条件下草田輪作制的很多环节應該被修正和适合这个国家特殊的情况。蒙古应当有試驗站,这些試驗站應該使草田輪作制中的各个具体环节适合于当地的条件。这些环节是:土壤耕作制、施肥、农业技术和选择最适于蒙古条件的作物和品种。

当然,也不能說我們对于蒙古人民共和国的栗鈣土和其他土壤的生产特性絲毫不知道。我們可以根据在苏联境内很早就掌握的与其相类似的材料来理解它的概念。但毫无疑問,我們对分布在苏联境内的栗鈣土的知識和概念,并不能反映分布在蒙古人民共和国境内的許多特殊的和在生产上有重大意义的土壤肥力問題。所以研究这些問題應該提到蒙古試驗机构的議程上来,特别是当把栗鈣土列入灌溉农业的时候。

适合于旱地耕作的地区,广泛地分布在緩坡、洼地以及鄂尔渾和色楞格河的第二級和第四級阶地上。分布在这些河流的第三級阶地上的也是栗鈣土,由于它大的分割和干旱,在这种土壤上获得較高額而稳定的产量就需要进行农业灌溉。除上述地区以外,从鄂尔渾河和色楞格河分水岭上流出的許多小河(托勒伯河、西包奇河、塔雷卡河、霍勒特格-道林納河、沙兰納河、薩穆加尔扎河、蒙哈台河、奇德河等)的河谷中,也分布有很多适于耕种的地段。在鄂尔渾河的左岸沒有大的支流,但多少有一些长期存在的小溪和小河(井-水泉:因兴河、烏松河、伊宾河、鍾金阿木河、布尔古勒台河、汉河、欽吉里河等)。在埃金河(在这一河流流入色楞格河以前)和温努納河、傑納吉尔穆稜河、伊罗河、哈拉河、巴彥河的河谷中以及在土拉河口以上,也分布有很多优良的农业地段。

畜牧部和农业部应当把开发鄂尔浑河上游(該河的右岸、埃尔迪因扎地区、烏里彦图河和察察尔来格地区等)、布尔根以东的有利用价值的土地列在計劃之內。

所有这些地方的景观都是草原(無論在河谷中或山坡上),而南坡为蒿属植物所复盖,北坡是多种草类草原,有时为樺树羣丛。

目前在鄂尔浑河和色楞格河流域中有大面积的国营播种地(色楞格、庫苏古尔、布尔干、因希塔尔、阿拉罕加等机器刈草站)以及大的国营农場(扎尔加兰特)和哈林农庄(在哈拉河河谷中)。

在杭爱山和肯特山区还有很多良好的农业地段,适于旱作农业。它局部可以立刻开垦,但其大部分現在还不能利用。这种农业地段分布在烏盖伊湖地区(洼地中),其次分布在察察尔来格城以东 12 公里,阿尔蔡迪因阿木洼地、烏兰阿拉、霍洛伊、穆胡尔巴倫、布頓景区内以及图倫旗以北和西北的察霍舒地区和台尔明湖东北的罕胡海伊山坡上及图倫旗、埃尔迪因旗、塔尔良旗等很多地方。

在肯特山区中,适于旱作农业的良好耕地,我們在沙莫尔鎮、高尔納科夫卡、在察干盐湖西南 15—18 公里的曼达尔地区,在沿烏兰巴托至阿尔丹布拉克的公路上,在鄂尔浑河和哈拉河之間的分水岭之下,其次在扎尔加兰特国营农場以西 25—30 公里的烏罕金-昆得尔地区,在傑尔吉尔旗西南 15—17 公里,在巴彦旗(首先在金吉尔河、其次在烏尔迪因苏地区)以南 5—7 公里和 30—32 公里的地方都可遇到它的分布。在翁都尔汗以北和以西以及在克魯倫河和烏尔扎河、烏尔扎河和鄂嫩河之間的分水岭洼地中也有大面积的宜耕地。

在蒙古人民共和国的西部,即在大湖盆地中,也有大面积的适耕地和許多农业地区。在 1932 年,В. И. 巴兰諾夫根据自己的調查,把分布在大湖盆地中的农业地区分为四个組合,其中二个組合分布在流入哈拉烏苏湖中的一些河流(布彦图河和丘古留克河)的河谷中。另外二个地区分布在蒙古阿尔泰山的南坡:第一个地区是分布在一些小河(布杜木奇河、烏因奇河、捷尔金河、扎尔加兰特河)的河谷中,第二个地区是分布在布尔根河的寬广河谷中和哈拉烏苏河、捷尔吉河、昆哲倫河、巴伊尔河、扎尔加林河的河谷中。

关于后两个地区，我们在下面阐述戈壁地区的农业特征时再加以讨论。这里仅讨论一下分布在大湖盆地中的前两个农业地区。其中第一个是分布在布彦图河的三角洲上，已为机器刈草站和牧民合作社所播种的面积不超过700公顷。应该指出，这里的播种面积还可大大增加，使其达到2,000—2,500公顷。

为B. И. 巴兰诺夫所划分的第一个农业地区，分布在一些小河——丘古留克河、顿都河、青吉尔河、扎林河、巴特兴阿木河、察干希尔古苏河等——的河谷中。在这个地区中总播种面积不超过60—65公顷（根据B. И. 巴兰诺夫的材料）。可是，根据作者的同类资料，这里耕地总面积可达500公顷。

在大湖盆地和在乌布苏湖盆地中都有可耕种的土地。这里也象科布多盟一样，从事农业很早。但是这里耕地面积不大，主要是在河谷（哈尔希尔河、纳林河、巴伦土伦河等）中，其实就在这些河谷中尚有相当大的可耕地直到现在还没有利用。在这些农业地区，特别是在帖斯河宽广的河谷中，以及在科布多河的下游，有良好的刈草地和繁茂的牧场。

牧业经济的农业技术是原始的。在农业轮作中由于用笨重的犁翻耕荒地困难，因此通常不能用来开垦新的耕地，它只能用于疏松的老耕地上。相反地，在国营农场、机器刈草站和大的农业社，则用现代的农业机器——拖拉机、联合收割机——来耕作。

在大湖盆地中的全部耕地都可灌溉。但是这里的灌溉是与鄂尔浑河和色楞格河流域的灌溉制度不相同的。在鄂尔浑河和色楞格河只进行两次最大限度的灌溉，一次是在播种前，一次是在植物的生长期。在大湖盆地通常进行四次，有时甚至五次灌溉。灌溉时期主要是在：第一次灌溉，如同在鄂尔浑和色楞格河流域一样，是在播种前。在未耕的土地上灌溉以后进行撒播，第二次灌溉大约是在5月—6月上半月进行。紧接播种之后进行中耕，但通常不进行耙地（П. 米留琴，1926），第二次灌溉是在播种后经过30—40天进行，第三次灌溉在第二次灌溉后经过10天进行，第四次是在第三次灌溉后经过20—30天进行。在最后一次灌溉之后约经20天即开始收割，因为大麦到

这个时候已普遍成熟了。旱年在生长期內灌溉的次数要增加。

在大湖低地，田鼠常危害农作物，野雁也是谷物和其他作物的很讨厌而有害的害鳥，它們常成羣地聚居在距播种地不远的哈拉烏苏湖濱。雁的胆子很大，甚至在湖濱的蒙古包附近混到綿羊羣中。

在大湖盆地中，分布在河谷和緩坡上的栗鈣土象在鄂尔渾河和色楞格河的河谷中一样，可广泛地利用来从事灌溉农业。当进一步扩大灌溉农业的系統时，就需要一些投資来修复老的和新的灌溉网。但是，这种投資是合算的，因为在这个地区播种面积将可增加到10倍以上，即可能达到45,000—50,000公頃。而当今后进一步开发这个地区从事农业时将会遇到一些困难，例如，距山愈远，灌溉水就愈少，愈靠近湖泊周围，土壤的盐漬化就愈強。山愈高，河谷堆积砾石碎屑就愈多，冻结也愈大，同时冻结的日期也极不固定。

与灌溉相联系的农业地段主要分布在河谷的一、二級阶地上，但是这些阶地的冲积沉积物不尽是都具有很厚的壤土层或砂壤层，常有粗砾石冲积物复盖在它的上面。所以在这里选择农业地段时，則决定于表层壤质的和稀少为砂壤质的沉积物的厚度。由于这种沉积物发育不均匀，所以，有时耕作地段就很零散，并且有相当大面积的、不适于耕作的砂-砾石冲积物与耕地相互交替。

在大湖盆地中，不仅有小块的农业地段(沿帖斯河、丘古尔留格河、青吉里河、扎林河)，而且也有巨大的、大块农业地段。大块的农业地段分布在巴倫土倫河、罕吉尔察格河、哈尔希尔河、薩格勒河、昆哲倫河、捷林河、巴彥图河、科布多河等。

無論是灌溉的水分或者是在湖泊和河谷(除湖泊周围地区外)中的土被，在农业栽培上是不会引起任何不良的后果的。但是必須用正确的輪作制和正确的灌溉制来合理地耕作土壤，換句話說，在这里需要应用适合于当地条件的农业耕作技术。

在东蒙古平原上，适于耕作的农地分布也很广泛，它在有些地方占据了相当大的面积。这种地段分布在鄂嫩河(公路以西)和烏尔扎河的河谷中，例如在达希巴尔巴林旗、古尔班扎加尔旗、巴彥烏拉旗以及在烏尔扎河和鄂嫩河之間分水岭上的洼地和山間低地中，其次

在楚琴机器刈草站,在克魯倫河和烏尔順河的河谷中,在塔木察格布拉克地区,在馬达特旗,在阿拉扎尔加兰特地区都有分布。在苏海巴托(扎布哈兰特沙尔加),在犹哥季尔地区都有大面积的土地可加有选择地利用。

除了适耕的土地外,在杭爱山、肯特山、大湖盆地和在东蒙古平原上也具有很多良好的刈草基地。这种地段在杭爱山中的捷治格、察干湖、欽道曼、埃尔迪因、布尔根、塔尔雅旗、台尔明湖,在埃傑尔河、色楞格河、鄂尔渾河河谷中,在庫苏古尔湖地区的山坡和洼地中和罕胡海伊洼地中,在巴倫土倫机器刈草站地区,在帖斯河、科布多河、匝盆河的河谷中以及其他地区,在肯特山的科尔納科夫克、曼达尔、沙莫尔地区,在伊罗河、哈拉河、土拉河的河谷中,在翁都尔汗的北部和西部,在东蒙古平原的鄂嫩河和烏尔扎河之間的分水岭上的洼地中,在楚琴机器刈草站地区,在鄂嫩河、烏尔扎河、克魯倫河、烏尔順河的河谷中,在大兴安岭的山前地区以及其他很多地方都有分布。

河谷和山間低地的沼泽化地段主要为喜湿的苔草植物羣落所占据。草甸土或周期性湿润的地区则为苔草-多种草类植物羣落所占据。在緩坡、平原和洼地中是可以被利用的、稀疏的禾本科-多种草类地段和豆科-多种草类草甸(有黄花苜蓿、狗尾草、冰草和鵝冠草等)。其次在杭爱山和肯特山許多比較貧瘠的草原地段(为生产量很低的蒿属-羽茅草类)也可加以利用。

5. 栗鈣土和淡栗鈣土

与盐漬土成复区分布的栗鈣土和淡栗鈣土广泛地分布在杭爱山和肯特山以南,即是由草原到半荒漠間的过渡地带。具有上述土壤复区的地带宽度約 800 公里,东西长在 2,500 公里以上(参看土壤图,土壤界綫 5)。

这种土壤复区在发生上兼有草原和半荒漠成土类型的特征。这里的栗鈣土和淡栗鈣土只能在有选择地灌溉农业的条件下方能从事作物栽培。开垦盐漬土,从事农业栽培,特别是在存在有广大的、非盐渍化的土壤地区是不合适的。

这里完全是一个干旱的、水分缺乏的和植被貧瘠的地区。因此，現代在这个广闊的地区进行經營时只能作为牧场。此外，如果在这里建筑一些水庫(在山麓地区建筑水庫的可能性較大)，修筑綜錯的渠道(从克魯倫河、翁金河、图音河等)，并沿渠道和水庫地区造林，那么就应当別論，目前这些地区也有相当大的面积可利用来种植谷物和牧草。

B. И. 巴兰諾夫曾对肯特山、杭爱山和蒙古阿尔泰山山前地区和較高的地方的农作物的分布作过一些說明。他列举了許多关于分布在蒙古阿尔泰山北坡的，即分布在青吉里河、丘古留克河、耶什河等农业地段的有趣的报导。首先，根据谷物的組成他认为山区是一个大麦-小麦、而以大麦为主的地区。除了大麦可以分布在絕对高度較高的高地外，小麦-大麦田只能在地形較低的地点播种，一般來說，小麦的絕对高度不能超过 1,350 米。超过这个高度除了裸麦之外，只能播种大麦。B. И. 巴兰諾夫曾于 9 月 6 日在最高的地点(約 1,900 米)观察所种植的大麦，他看到只有少数的大麦可以成熟或勉强可以成熟。在邻近蒙古阿尔泰山的同一高度上，他也看到了以前播种过大麦的荒废地段。

显然，在杭爱山和肯特山山坡所播种的谷物还可上升得更高一些，因为它和蒙古阿尔泰的山坡是不相同的，它是南向坡。当在山前和山地中开垦这个地区种植作物时必须考虑到 B. И. 巴兰諾夫的意见。

最后，应该指出，在这个地带中，只有进行灌溉才能保証使栗鈣土和淡栗鈣土的一切自然条件的复合因素获得高額而稳定的收成。具有小丘陵的平坦地形(大部地区是如此)，在大多数情况下是可自由地应用現代农具和任何机械牵引的。

在这里进行灌溉常常是所有土壤(栗鈣土、淡栗鈣土、暗栗鈣土，亦即分布在杭爱山和肯特山以南的土壤)获得作物高額而稳定收成的最有效的措施之一。但是这种措施只能在邻近河流(翁金河、图音河、拜达里格河、克魯倫河等)的地区才能实现。但还有相当大的地区現在沒有任何水源(除地下水外)。所以，在土壤中保蓄水分的全

部措施(应用草田輪作制、提早休閑、翻耕、积雪措施、利用临时活动的干河床、选择耐旱作物等),即在上面我們对栗鈣土(分布在平行烏兰巴托一綫以北)所介紹的措施也应该应用到这里来。甚至当在这里建成水庫和完整的渠道系統的情况下这些措施也仍然不能取消。

6. 戈壁土壤

戈壁地区在土壤和植被方面和上述所有的地区有显著的区别。这个地区主要是半荒漠棕鈣土和碱化-盐化土的复区(参看土壤图,土壤界綫8)。

戈壁地区的自然地理条件是多种多样的。在气候方面,仅仅根据現有的两个气象站的資料能把这个复杂而广闊的地区(約50万平方公里)作出任何詳細地描述是困难的。因此,对大部分地区的、与戈壁气候有关的許多問題,現在还不能解释。仅仅知道,戈壁地区在气候方面具有特別显著的大陆性,它表现在季节(或一昼夜)气温剧烈的变动、冬季复雪少、經常有风和大气干燥度方面。

春季的几个月、特別在6月上半月,即恰好是植物开始生长的时期旱象最重。在这个季节中,戈壁干草原是裸露的,这里沒有象中亚細亚各共和国那样繁茂的短命植物。最湿润的月分是夏季(6、7、8月),降雨可达77—89毫米(春季降雨16—19毫米,冬季为5—10毫米)。因此,植物在春季完全处于干旱条件的影响下。

正如我們上面所指出的,戈壁植被的特征是草层的強烈稀疏和矮小。这种貧瘠的植被远看好象使人产生是一片綠色地氈的印象。但是近看起来,草丛与草丛之間还有很大的距离。土被表面的其余部分則为砾石、砂、碎石所复盖。但是,就是这种貧瘠的植被飼养了戈壁大量的家畜和野生动物,它是这里牲畜唯一的食料。无疑地,戈壁中的植被在大多数地区是可以改良的,而且还可扩大种植谷物和其他作物。但是这种措施需要在灌溉地区进行投資。

前面已經指出,在戈壁中,除其西北部(谷地湖)和与准噶尔盆地相邻近的前阿尔泰戈壁外,戈壁水文网一詞是无法直接理解的,在戈壁的中部、南部和东南部(在蒙古人民共和国境内)仅有一些小泉和

一些小的零散的干涸湖泊。所以在戈壁大多数地区的居民必須鑽井以供自己的需要和牲畜的飲用。但是，在戈壁的中部和東南部適當的投資以建築供水設備，則這種情況可大大地改善。例如在戈壁的中部現在仍白白地將其水分流失在烏蘭湖盆地流砂中的翁金河，可完全把它從砂質河床中引出而使其流向戈壁中部，那麼這條河流的水分將可更合理地為居民所利用（灌溉田地、飲用等）。在戈壁東南部（位在曼達爾戈壁和沙音山達之間的地區）的供水，可在較大的克魯河上修築專門的渠道，這種渠道就可大大地改善戈壁東部的供水，而且有相當大的地區還可得到灌溉。

正如同我們已指出的，在戈壁中具有足夠數量的光和熱；只有水分最少。在中部和東部戈壁地區，修築一些渠道這種缺點將會在這個地區的絕大部分中消除。為了供給上述地區用水，在這種高度上修築渠道是完全可能的。同時，在修築渠道時應進行研究，以免水分滲透到在砂-礫層中。

在戈壁中，為了飲畜和改善飼料和糧食基地所必需的供水，這就不僅要擴大修築渠道和開鑿水井，而且還要在特殊的水庫中集蓄雨水、融雪水和泉水¹⁾。在杭愛山和肯特山以南，即在侵蝕殘丘的地形區域以及在戈壁地區的古爾班賽汗、阿爾加蘭特、察干托洛高、巴音圖胡木、汗博格達、烏魯吉希德等很多地方可建立大的水庫，同時，在這裏的農業地段還可用來進行農業生產。

大家知道，現代戈壁的荒漠氣候不僅對蒙古人民共和國領域的中部，並且對全國都發生巨大的影響。從翁金河、克魯倫河修築渠道，在杭愛山和肯特山以南以及在戈壁阿爾泰和蒙古阿爾泰山前地區建立大的人工水庫，就可根本改變戈壁的地理環境，而在每一個渠道岸上和水庫四周種植林帶就可改善氣候，並削弱現在荒漠對蒙古北部所產生的巨大影響。

關於氣候、土壤和植被特徵的資料，在已調查的戈壁部分，毫無

1) 在有水源的地方建築水庫時，建築師必須考慮到防止滲透的措施；此外，應把水庫的水面縮小到最小限度，因為水源的流量不大時，水面大就被完全蒸發入大氣中。

疑問，基本上應屬於半荒漠，它的南部屬於荒漠，僅它的北部地帶可分布到干草原帶中。栽培和選擇作物以及耕作技術的方式，都應當與戈壁這一部分的土壤和氣候密切地聯繫起來。

大家知道，在蘇聯境內非灌溉而具有穩定收穫的耕地大約是與半荒漠相符合的，亦即與栗鈣土向淡栗鈣土的過渡地帶相符合。在淡栗鈣土帶的低地（洼地）中，農業還具有十分穩定的特性。但是，在這個地區的平原上，播種常常受到旱災；只有在有利的年分才有收穫。愈深入半荒漠，即使是在有利的年分獲得收穫的可能也愈小。在棕鈣土帶，旱地農業幾乎全部匿跡。進一步到荒漠中，只有灌溉農業才是栽培作物可靠的、唯一的方法。

在蘇聯，半荒漠和荒漠的情況大致是這樣的。蒙古戈壁地區的情況也是如此。

為了畜牧業和居民能獲得必需的植物性食物，蒙古人民共和國政府對戈壁的經濟和從事農業的問題給予了很大的注意。因此，蒙古人民共和國科學委員會植物栽培部的主要任務之一，是在戈壁中最適宜栽培作物的地段進行試驗（已持續6年——1938—1943年）。在這個時期內，在戈壁地區設立的幾個重點試驗站為：巴音圖胡木、達蘭扎達加特、阿爾加蘭特、罕博格達、沙音山達、烏勒吉希德等。

關於在戈壁地區進一步發展農業的工作方向和遠景，可根據兩個已繼續四年從未間斷工作的試驗站（達蘭扎達加特、沙音山達）得出結論。它們的試驗地分布在易於比較的地方，即在各種不同的地貌區中。在土壤方面，無論是與它們彼此之間或與它們的周圍地區都有顯著的區別。

南戈壁的試驗站位在達蘭扎達加特盟中心東南1—1.5公里的達蘭扎達加特河的河谷中。根據我們的調查，鄰近該河的土壤為壤質成分的、未鹽漬化的草甸土。從表層到250厘米深處，鹽分的總含量不超過0.087—0.052%，表層腐殖質的含量在2—3%的範圍內變動。在斜坡上部（河流第二級階地），土壤轉變為弱鹽化的棕鈣土的變種。從表層到100厘米深處，殘余物在0.062—0.220%的範圍內變動，腐殖質的含量不超過0.78—0.97%。灌溉的來源是達蘭扎達

加特河(可譯为 70 个水井), 流量約为 12 公升/秒。在冬季沿河(在第一級阶地上) 形成薄冰, 并占据着一个十分广寬的地帶(50—60 米), 充分潤湿了土壤。因此, 如果在河滨的这一部分播种不受到水淹的話, 那么, 这里的土壤在春季由于薄冰解冻也是很湿润的。

根据 H. A. 卡史帕洛夫(1942 年)的調查, 戈壁东部的試驗地(沙音山达)的土壤有三种类型, 第一种类型是具有苔草植物羣落的洼地土壤。这种土壤与达兰扎达加特試驗站的土壤非常接近, 但腐殖質較少(1—2%)。第二种类型是具有羽茅植物羣落的棕鈣土, 这种土壤在戈壁分布很广。按机械成分來說, 其中主要是輕壤土, 有些地方从表层开始就砂化了, 但其盐漬度不大, 含腐殖質約 0.5—0.7%。第三种类型是碱化棕鈣土和碱土。这类土壤主要分布在微平緩的低地中和它的斜坡上。在沙音山达进行試驗地的土壤調查时, 沒有发现构造碱土。但是, 这里确分布有強碱化的土壤, 特別是在播种有棉花和馬鈴薯的小区上。这个地段試驗播种地的灌溉水源是碱性的地下水 (CO_3 ——0.002—0.009 克/公升和 HCO_3 ——0.39—0.49 克/公升), 很明显, 用这种水灌溉两年以后, 就引起了灌溉地段土壤的強烈碱化。

因此, 从敘述中可以看出: 第一个地段是分布在达兰扎达加特河谷中, 那里以草甸土和弱盐漬化的棕鈣土为主。第二个地段是分布在低地和緩坡上, 在这个地段的低地中以暗棕鈣土为主, 在緩坡上則以碱化棕鈣土为主。在戈壁中, 这样的地段并不多, 但綠洲的农地首先是在这里发展起来的, 試驗工作使我們对它的发展远景有了一些启发。

四年中的試驗工作得出: 任何一种旱播的(非灌溉的)多年生牧草連 1 公斤的收获都不能得到。凡是在牧草生出幼芽的地方, 它們在幼芽时期就死了, 就是能到冬季它們也不能越冬。在低地中的谷物、块根作物和一些一年生草类(苏丹草)沒有灌溉也能获到一点很低的收获, 但这仅能在雨水較好的年分。在平原上不給灌溉就沒有作物的收获。

在戈壁試驗站的大量試驗資料中提到: 到現在为止还没有能选

择到一种飼料作物，在不需要灌溉的情况下能在戈壁平原上成功地和半靠地种植。因此，这就发生了需要寻找新的牧草和在旱作的条件下引种抗旱作物，并制定相应的、农业技术方法的问题。非常明显，假如試驗站的工作者选择出适应于当地严酷生活条件的牧草时，这个问题便可解决。

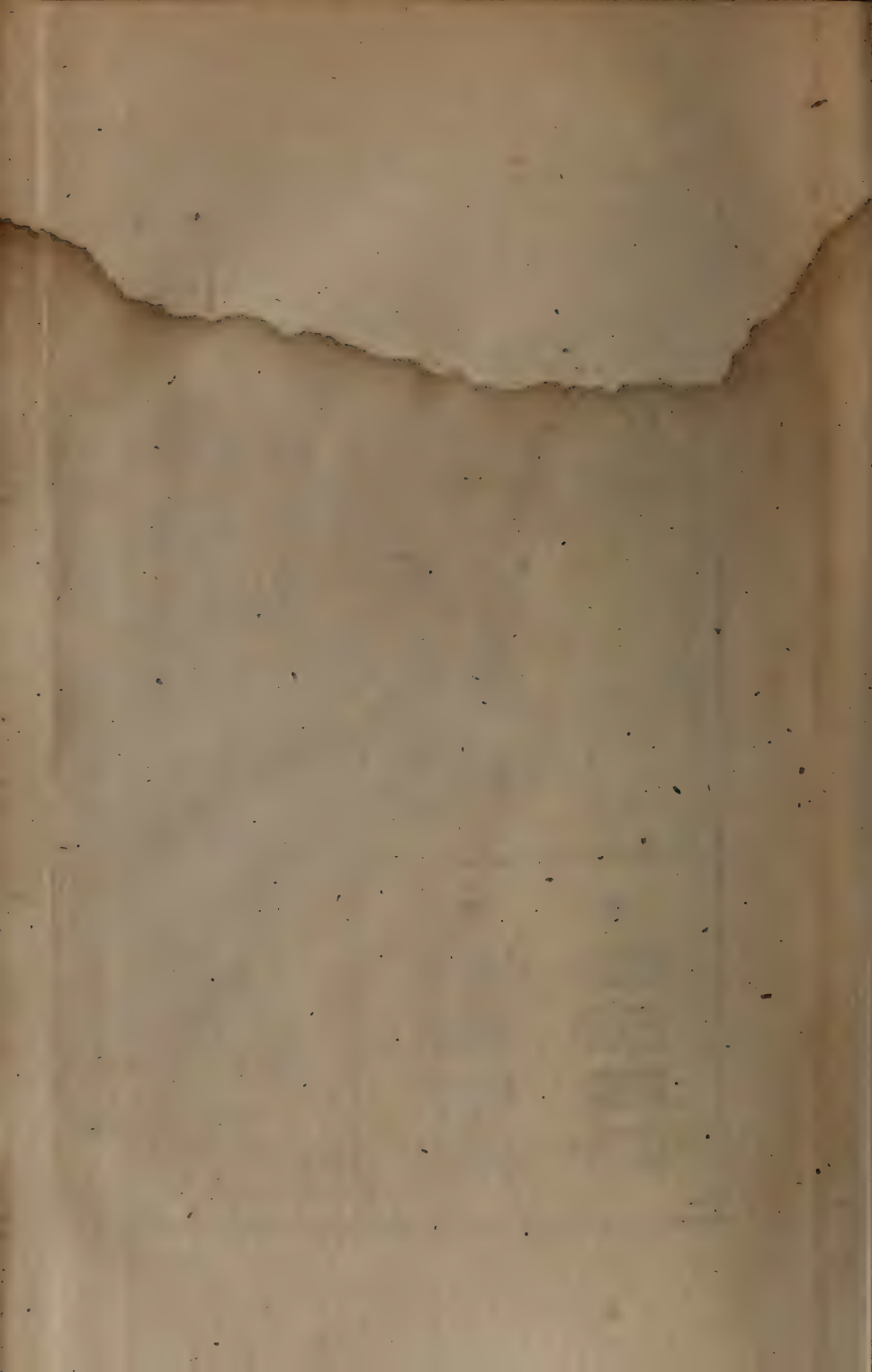
我們引証一些試驗站的資料来証实所述的事实。例如：1940年农学家 В. Ф. 舒宾 (Шубин) 在沙音山达試驗地进行了春季(5月)播种多年生和一年生草本植物和其他的农作物，夏季(6月)播种了多年生和一年生草本植物，秋季(9月)也播种了这些草本植物，所有这些草本植物都不灌溉。在春季用具有二鏟齿的拖拉机犁在这个地段上进行翻耕，翻耕的深度是不相等的，从8厘米到18厘米。苏丹草的播种标准是20公斤/公頃，蓝花苜蓿为12公斤/公頃，黄花苜蓿为16公斤/公頃，鵝冠草为14公斤/公頃。用馬蹄式圆盘播种机播种在极度干燥的土壤上，在6月底和7月初降雨以后(6月22日这一天在14小时内下雨达到59厘米)发出了幼芽。

根据刈草-放牧場考察队工作人員(阿范那斯耶夫、查秦金、卡史帕洛夫)的观察，这个地区9月5日幼芽的一般状况是这样的：苜蓿的幼芽特别稀疏，这些稀疏的幼芽仅在个别的行列中呈小斑块分布；其幼苗的高度为8厘米，根长为9厘米。鵝冠草的幼苗极少，其高度为4—5厘米，根长7—8厘米。苏丹草的幼苗极稀疏，較整齐的幼苗在个别的行列中呈小斑块分布，在9月，苏丹草的高度为9—10厘米，根长7—8厘米，但播种的苏丹草却沒有任何收获。

在2月研究(刈草放牧考查队的工作人員)鵝冠草和苜蓿幼苗的根系时，发现有半枯萎的根并且很易折断。在1941年春天和夏天，沒有看到在1940年播种的多年生牧草的再生现象，甚至在1941年也沒有看到在1940年播种而尚未发芽的种子长出新的幼苗。

1941年，在沙音山达試驗地由科学委员会的工作者与刈草-放牧考查队的农学家 П. А. 阿范那斯耶夫共同进行牧草試驗，牧草在划沟后用手播种，行間宽度为50厘米，在小区的每一行中，量出一定数量的种子，以便較均匀地把它播成行，牧草是5月24—27日播种到





湿润的土壤上的(雨过以后)。試驗小区的面积为 12 平方公尺,二次重复。多年生和一年生草本植物总计播种了 42 个品种,包括在 22 个种中。

1941 年所播种草本植物的发育条件是不利的。这一年的特点是雨量很少,在植物生长期中(从 5 月起至 9 月止)共降雨量仅 50 毫米,这个数量大约相当于在沙音山最近 3—4 年平均雨量的二分之一弱。

在播种的 42 个草本植物的品种中,在 6 月仅发现在低的地段上有无芒雀麦和白花草木樨的个别幼苗。其他的一年生牧草连一个幼苗也没有。在平原地段上,没有一种植物生长,也未看到播种的谷物的幼苗。1942 年在这些播种的地段上一无所获。1941 年长出的幼苗也死了,未发芽的种子也没有长出新苗,也未看到老的植物的再生。

試驗証明:在戈壁条件中,播种多年生草本植物受到了冻害的威胁。这可能是由于分蘖节暴露于土壤外和接着而来的严寒,植物没有被的保护所造成。

在戈壁中,非灌溉不能收获的原因也很明显。首先是由于在春季、秋季和冬季的雨量较少,夏季的降雨常常是以暴雨的形式下降,大部分的降雨都流到低地中,而小部分渗透到无结构的分散土壤中的雨水很快从土壤中蒸发掉。因此甚至在夏季(雨季)由于土壤的无结构性,在土壤耕作层、即在根际层中缺水现象增长很快。

在戈壁中干旱的原因不仅是在于土壤,而且也是与大气有关,也就是与戈壁风的相对湿度极低以及与风沿荒漠无阻碍的流动有关,因此对土壤表层的变干也产生了强烈的影响。

正如 B. P. 威廉斯(1935)所指出的,我們目前还不能改变风向,但是,影响空气的相对的湿度、减低风的强度和分散风的方向则是可能的,而且这已被我們所掌握。这个方法就是营造护田林带。沿从翁金河到戈壁中央部分的渠道和沿克鲁伦河到戈壁东南部的渠道上营造护田林带,这就可使凝聚的气流分散,毫无疑问,也能使分散的气流重新凝聚,以后又重新遇到从克鲁伦河至翁金河(平行于阿尔拜海雷至叻林一线)林带的阻碍。在这一广阔的地带中就大大地削弱

了杭爱山和肯特山以南的栗鈣土中的戈壁干风的影响，并且能改善鄂尔浑河和色楞格河流域的气候和土壤条件，这就能对蒙古人民共和国境内的农业发生最有利的效果。

在东蒙古平原，在西部的大湖盆地以及在蒙古領域上的其他地区都可采用相类似的措施。

蒙古的干旱地带占据很大面积(杭爱山和肯特山以南)，它呈一个很宽的带状由大兴安岭的山前部分向西和西南部延伸，进一步扩展到中华人民共和国和苏联的中央亚細亚各共和国。在这个宽阔的干旱地带中，收获的大小(旱作农业)仅视降雨的頻度而定。收获量的变率很大——由零到30公吨/公顷。因此在戈壁試驗工作失败的主要原因是因为試驗站的重点是放在旱作(非灌溉的)农业上，可是，戈壁棕鈣土正好是在灌溉的情况下才能使谷物、蔬菜和牧草的收成获得較高的指标。例如：1941年农学家 B. Ф. 舒宾在达兰扎达加特几百平方米的試驗区上进行了苏丹草的灌溉試驗，試驗成功了，苏丹草生长得很好。在达兰扎达加特試驗站和在沙音山达的东戈壁試驗站进行的谷物和蔬菜的灌溉試驗也获得了很好的收成。

实际的播种試驗証明：灌溉农业是改造戈壁区最可靠的方法，只有应用灌溉农业的方法才能种植牧草和粮食作物。同时应当記着整个戈壁經濟的基本方針是畜牧业，因此也应当注意到牧草的种植。

戈壁的試驗工作証明：越冬的多年生草本植物第二年不能生长，这是由于沒有雪被植物受冻所致。因此試驗地工作人員今后的任务首先应当是选择当地的牧草品种，这些植物的种子(如：鵝冠草、草木樨、黄花苜蓿、羽茅、草藤等)应在当地采集。能适应蒙古北部干旱气候条件的植物，显然，它們在戈壁地区也将会是稳定的。从苏联南部地区运来的牧草的种子，根据試驗的資料証明，它們是不能渡过干旱和无雪的冬季的。

7. 結 論

我們愿再次地指出，在这个国家发展农业可改善畜牧业的现状，提高牲畜的总头数，并促进国家的經濟、文化和蒙古人民的普遍

繁荣。

在蒙古合理的經營农业是完全有可能获得作物高额而稳定的产量的,当然,也可能为发展畜牧业建立稳固的飼料基地。某些調查者确认:只有蒙古北部才对国民生活具有最大和最为重要的意义。蒙古北部牲畜总头数很多,多数居民已經定居,并在发展牧业和农业的远景方面具有很大潛力。在戈壁地区,由于植被的貧瘠、沒有刈草場以及水分缺乏,所以飼料得不到保証。根据上述的原因,在戈壁地区发展栽培牧草和扩大牲畜总头数的远景似乎是困难的。

我們不能否認,蒙古北部有很大的經濟价值,它在飼料、天然牧場、刈草場和水源方面比戈壁区有更好的保証。但是,誠如某些調查者所指出的,这并不意味着在戈壁地区就不能改良飼料基地和保証这一地区的水源。以蒙古北部地区牲畜总数大大地超过南方(戈壁)地区为借口是毫无根据的。从下列的資料中証明,蒙古北部牲畜的总头数超过南部并不很多。蒙古北部有牲畜約1,350万头,平均每人為15—18头。在戈壁地区(尽管飼料和水源不能充分保証)有牲畜950万头,平均每人為28—30头,因此,对国民經濟来說,就不能認定蒙古北部較戈壁地区更重要。从列举的資料中可以看出,这两个地区在国民經濟上都很重要。

因此,科学研究的任务不应从窄处着眼,而应当寻找改良戈壁飼料基地的方式和方法,以及要找出充分滿足居民和牲畜用水的泉源。在戈壁很多地方,水的問題比飼料問題更为现实,在戈壁盟由于缺水,有20—40%的土地夏季不能为居民利用放牧。在蒙古北部也有一些地区(在杭爱山和肯特山)由于沒有水,在夏季不能放牧,但在北部这样的地方很少。

在戈壁地区有25,000多个水井,这些水井每昼夜总計流出水分在15,000—16,000立方米,而保証居民和牲畜用水每天約需22,000—24,000立方米,因此,就自然得出了必須扩大水井网和在戈壁中部由翁金河、在东戈壁盟由克鲁倫河开凿渠道的結論。在北部的蝕余山—丘陵平原以及在临时受到水流影响的干河床中(在暴雨时期)建筑水庫,这就可使供給戈壁的水分大大地增加。这些水分还可灌溉相当

大的地区。戈壁的飼料基地,靠灌溉还可以大大扩大。

有一些調查者(曾到过戈壁)认为改良戈壁的牧場和刈草場具有次要意义,这种意見我們是决不同意的。他們建議仅在蒙古北部集中准备飼料和干草,以便在最需要的时候(缺乏飼料时期)把这些飼料运到戈壁;这种措施仅仅作为一种临时性的方法是可以采用的。但把在蒙古北部准备干草作为經常性的措施,就是意味着对发展国民經济沒有远見,这种观点是违背蒙古人民共和国发展社会主义畜牧业的原則的。

为了增加牲畜总头数和保証牲畜的飼料,必須在国营农場、机器刈草站和农业合作社中运用和掌握大田和飼料的草田輪作制。这是提高谷物和飼料作物的收成以及滿足畜牧业所需要的牧場、鮮草和干草的最重要的方法之一。为此就必须組織試驗网和机器刈草站网,特別是在戈壁地区。所有的試驗站和机器刈草站都应当在利用水源、扩大供水地区、运用草田輪作制、調查天然牧場和植物生长的生物学特性以及研究不同植物的价值、推广最优良的牧草(特别是当地牧草),确定畜牧的时间 and 日期、設置牲畜飲水处等方面制定出措施。因此,首先需要在蒙古中部和戈壁中的低产自然飼料基地上应用牧草輪作制。

某些調查者确实,根据土壤和气候特点來說,蒙古不能成为农业国,应当是一个牲畜业和粗放耕作的农业国¹⁾,这种論据也是錯誤和沒有根据的。根据我們的調查証明:蒙古的农业应当在滿足国内谷物生产的需要和大大扩展畜牧业飼料基地的范围内加以发展。

为了証明以上所述,下面我們愿談一下适于谷物和飼料作物的地区和个别的地段。首先应当指出:我們对蒙古人民共和国境内自然条件(土壤、植物、气候、水源等等)的研究,找出了首先应该經營农业以及需要有重点地(綠洲的)选择农业的地区和适于作为牧場的区域。

由于这种原因,制定合理的利用土地的措施是非常重要的。同时,在蒙古北部地区扩大农业和保証牲畜飼料并不需要很大的花費。

1) H. И. 邓尼索夫,蒙古人民共和国的畜牧业,烏兰巴托, 1946。

但在中部和戈壁地区則需要有相当大的投資。例如：鄂尔渾河和色楞格河流域是一个古代的广大农业分布区，这个地区有足够的水量灌溉田地，根据初步統計，这个地区适于耕种的良好土地共計約 30 万公頃。現在其中有 3 万公頃已被国营农場、机器刈草站和农业合作社所占有。其余的大部分土地还在荒廢着，直到現在还未利用。这些未利用的农业地段分布在鄂尔渾河和色楞格河谷地中的第二、第三和第四級阶地上。第二和第四級阶地上(前者是草甸土，后者是暗栗鈣土)的土壤常常不需要灌溉即可栽培作物。第三級阶地是栗鈣土，它所占的面积最大，在多数情况下需要进行灌溉。

在鄂尔渾河和色楞格河之間分水岭上的洼地以及在一些較小的河流和小溪的谷地中具有广大的可耕土地(100—1,000 或 2,000 公頃以上)。在下列一些河流(色楞格河的支流)——艾格因河、塔雷克河、烏尔特河、紹龙河、薩加尔扎河、蒙加河、楚琴河、哈因河、西巴特河、托勒布河等——的河谷中也有很多良好的适耕地；其次在一些小河和小溪(鄂尔渾河的支流)——沙莫尔河、伊罗河、哈拉河、巴格河、巴彥河、沙拉河、因欣河、土拉河、烏松河、布尔古勒台河、罕加勒河、青河、朱欽河、布尔金汗河等——的谷地中也有分布。最后，在鄂尔渾河和色楞格河流域的很多洼地和扎尔加兰特、捷里、杜木布尔特、沙拉馬丹、阿拉布尔勒台、伊别尔加勒、奥尔戈哈、察琴胡雷、霍龙捷、安达拉克奇、霍洛伊、穆胡尔布頓、巴倫布頓等景区和沙莫尔村、高尔納科夫克等地区也分布有可耕的土地。

西部大湖盆地的良好适耕地約有 50,000 公頃，这些农地分布在巴倫土倫河、納林河、哈尔希尔河、科布多河等的河谷中以及布彥图河、鴻貴河、匝盆河等的三角洲上。在大湖盆地的南部(沙尔金戈壁中)，在从周围高地流下水流的谷地中(莫盖、哈留、哈里穆图等谷地)也分布有良好的适耕地。其次，在蒙古阿尔泰山南坡的布尔根河、布真河、艾欣河、苏治河、察干布拉克河、托罗山达大河、沙拉胡魯松河的河谷中也有这样的适耕地。

在东蒙古平原約有 45,000 公頃的良好适耕地分布在哈尔順河、克魯倫河、烏尔扎河和鄂嫩河的河谷中以及鄂嫩河和烏尔扎河之間

分水岭上的洼地中。

在肯特山区約有 40,000 公頃便于灌溉的良好适耕地分布在一些河流和小支流的谷地中。这些地段分布在鄂尔浑河、克魯倫河、土拉河、烏杜穆克河、巴音河、渾察勒河、巴勒治河、哈拉薩哈勒河、巴拉努拉河、召莫德河、阿兰加图河、苏治克捷河的河谷中以及克魯倫以北和翁都尔汗北部和西北部的广闊洼地中，在鄂嫩河和烏尔扎河之間的分水岭上也分布有許多农业地段。

在杭爱山区約有 40,000 公頃的适耕地分布在洼地和河谷中。这些地区分布在乔鲁图河、烏梁图河、霍图塔米尔河、艾傑尔河、傑勒吉尔穆陵河和艾格因河的河谷中以及台尔明湖地区、塔尔巴哈台、包勒納、罕胡海伊山的山坡上和古苏古尔湖附近。

在戈壁地区总計約有 25,000 公頃以上的良好耕地分布在河谷、小泉和水井附近，在多数情况下，这些耕地是可保証有水分灌溉的。这种地段在拜达里格河、图音河、沙尔古尔朱特河、塔岭河、翁金河、里金河、烏布尔察干河、布尔根河的河谷中，在別盖尔湖盆地中的苏治、薩因布拉克和采胡尔布拉克水井以及在戈壁阿尔泰山前地区的达兰扎达加特、阿尔加兰特、霍普察盖特、达賴、察干托罗戈、胡林、烏兰、塔倫布拉克等地的小泉和水井(在戈壁南部流量为 10—20 公升/秒)附近也有分布。

从翁金河和克魯倫河开凿渠道和修建水庫(戈壁的中部、南部和东部)，谷物、特别是牧草的播种面积还可大大增加。

根据很不完整的資料，蒙古人民共和国境内約有 50 万公頃良好适耕地，这些适耕地在頗大的程度上可保証有水分灌溉或可从事旱作农业。

按照地貌区这些耕地是这样分布的：

鄂尔浑和色楞格河流域	30 万公頃
大湖盆地	5 万公頃
东蒙古平原	45,000 公頃
肯特山区	4 万公頃
杭爱山区	4 万公頃
戈壁地区	25,000 公頃

总 計

50 万公頃

因此，我們可以得出結論說：在蒙古应当在充分滿足国家对谷物和牧草需要的范围内來發展农业。但是，这需要适当的投資（建筑堤坝、开凿渠道、改善农业技术等），也需要掌握提高农业和牧草栽培的农业措施，即 B. P. 威廉斯院士根据俄国最著名的学者——B. B. 道庫恰耶夫，П. А. 柯斯特切夫，А. А. 伊茲馬爾斯基，А. В. 苏維托夫——先进的俄国农业思想的成就所制定的草田輪作制。

在蒙古，实行农业草田輪作制时，应当包括以下几个环节：

1. 合理的組織土地实行大田和飼料草田輪作制与灌溉和合理使用农地相配合。

2. 合理的土壤耕作制（运用秋耕休閒地、翻耕地、粗耕留茬地），以照料播种和积雪。

3. 合理的建立有机和矿質肥料的施肥制度（首先是厩肥和泥炭）。

4. 播种适应当地条件的高产品种，一定要应用春化处理（引种来的，不适应当地气候条件的谷物常常不会成熟，勉强达到乳熟即可刈割，而牧草不能越冬；可是，在当地的谷物和牧草的品种中却有高产品种）。

5. 利用河水和当地的逕流为基础，建筑貯水池和水塘（在戈壁和杭愛山、肯特山以南临时受流水影响的干河床）來發展灌溉业。

6. 沿河岸、渠道、湖泊外围、人造水庫和水塘的周围和田边种植防护林带和固定砂地。在这里种植的树种应当是白楊、榆树、瑣瑣，灌木应当是錦鸡儿、檉柳等。

实行上述的措施就有全面提高国民經济，特别是畜牧业的很大的可能性，并可大大地扩大谷物和飼料作物的播种面积，这也保证了經济商品化的全面增长。

天然牧场分布辽阔，使其在各个地区分布不均衡是戈壁的特征。由于这种原因，在个别地区可看到牧草的收获量很低而且不稳定，天然牧场的植物发育有季节性，植物的飼料价值变化也很显著。最后，一年的各个季节飼料的供应也不平衡。因此在戈壁地区，限制在个别良好的天然地段无限放牧，这样在牧场上播种的多年生和一年生

牧草就可得到周期性的改善,并且也可促进草丛的好轉。

B. P. 威廉斯正确地指出,所种植的谷物的主要特点之一,即是它們仅仅有四分之一的产品适于作人类的食物,而植物生产的四分之三的产品是废物(莖桿、谷壳、根的残余物等)。因此B. P. 威廉斯完全正确指出,植物的全部废物——农业上的基本“产物”——应当复制成畜牧业的宝贵产品。

自然,蒙古国民經济的发展和引导它向較完善的形式过渡,以及向部分地定居和向較合理地使用农地的过渡,就需要坚持不懈地、較完整而詳細地研究分布在这个国家各处的土壤資源。只有在詳細地研究了土地資源的基础上,才能制定出旨在扩大蒙古人民共和国粮食和飼料基地的利用計劃。

在上面我們已經指出,目前在蒙古人民共和国北部不仅有合作社、国营农場和机器刈草站,而且在最遙远的、荒涼的戈壁角落(烏因奇河、包达穆奇河、里金河等)里也进行着伟大的建設工作。首先应当发展牧民的集体劳动形式,以后根据新的劳动組織形式,就可战胜以上所述的、向定居和引导农业向近代化形式过渡所遇到的巨大困难。

在蒙古人民共和国境内所有的土壤,在农业方面可以分为三个組合:(1)适于耕种的,(2)有选择地适于耕种的和(3)不适于耕种的。

适于耕种的土壤范围有:分布在蒙古北部的黑土、暗栗鈣土、栗鈣土和低地暗色土。有选择地适于耕种的土壤在各个地带中都能找到,但是它們多数分布在杭爱山和肯特山以南由草原到半荒漠带的过渡带中,分布在大湖盆地和东蒙古平原的南部以及戈壁的淡栗鈣土和棕鈣土之中。

不适宜耕种土壤范围有:山地石質土、盐土、碱土、龟裂状土、強砾質土、沼泽土和砂土。在这些土壤中想找到适于耕种地段(沒有相适应的土壤改良)几乎是不可能的,仅在个别的情况下,在山地石質土和砂地之間的低地可发现不大的适于开垦的地段。但是,在蒙古領域上大部分适于耕种的土壤都分布在降雨极少的地带中。仅仅在蒙古領域最北部(杭爱山、肯特山、部分在鄂尔渾河和色楞格河流域)

的暗栗鈣土(一部分)和栗鈣土分布的範圍內,從遠景的觀點着眼,可以開墾從事旱作農業。實際上國營農場和機器刈草站已經進行了重點開墾。

但是,經驗明顯證明,旱作農業的特征是具有很大的不穩定性,僅在多雨年分才能獲得很高的收成,而在干旱年分收成十分低。這種情況是由於高度、坡向、土壤的復區性決定着完全不必要大面積的、而是有重點的利用這類土壤從事旱作農業。

利用蒙古人民共和國的栗鈣土從事旱作農業是很難獲得穩定的收成的。在這裡必須堅持實行農業的草田輪作和灌溉相配合。這種措施不僅是促進提高穀物和飼料作物的收穫量以滿足人民需要和解決牧畜業貧困的主要關鍵,而且也是促進整個經濟發展的主要因素之一。

参 考 文 献

- Аболив Р. И. От пустынных степей Прибалхашья до снежных вершин Хая-Тонгри. 1930.
- Аболив Р. И., Бонасевич Н. Н. и др. Почвенно-мелиоративный очерк бассейна р. Терек. «Тр. Ленингр. отд. ВИАУ», 1933.
- Аболив Р. И. и Поплавская Предварительный отчет об организации и исполнении работ по исследованию почв Азиатской России 1911, 1912.
- Аболив Р. И. и Советкина М. М. Горные пастбища Талас-Сусамырского района.
- Айдиния Р. Х. К вопросу о природе химизма солончаков и солонцов Аравийской степи и путях их химической мелиорации. «Почвоведение», 1935, № 3.
- Акимцев В. В. Почвы малой Чечни. Ростов на Дону, 1928.
- Алексейчик С. Н. и Стефаненко А. Я. Пермские отложения Монголии. «Сов. геология», 1947, № 24.
- Андреев С. И. Почвы дельты р. Буянту и Кобдоское аймачное хозяйство. Изд. АН СССР, 1935.
- Антипов-Каратаев И. Н. Физико-химические свойства почв в зависимости от состава и соотношения обменных катионов. «Коллоидный журнал», 1935, т. 1, вып. 3.
- Антипов-Каратаев И. Н. Очередные научно-исследовательские проблемы Вахша в связи с сельскохозяйственным освоением земель под культуру агнетского хлопчатника. «Тр. Таджикской базис АН СССР», т. 12. Изд. АН СССР. М.—Л., 1940.
- Антипов-Каратаев И. Н., Антипова-Каратаева Т. Ф. и Симанкова Л. Т. О горнолуговых и горнолесных почвах района Теберды Сев. Кавказа. «Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева», т. XIII, 1936.
- Антипов-Каратаев И. Н. и Прасолов Л. И. Почвы Крымского государственного заповедника. «Тр. Почв. ин-та АН СССР», т. VII, 1932.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Вып. 2. М.—Л., 1934.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности земли. Т. 1. М.—Л., 1947.
- Банасенин Н. И. и Захаров Н. Г. Новый способ закрепления движущихся песков. Изд. Всес. Академии с.-х. наук имени В. И. Ленина Л., 1935.
- Баранов В. И. К изучению степей юго-восточного Алтая. «Тр. Сибирск. ин-та сельск. хоз.», т. V, Омск, 1925.
- Баранов В. И. Земледельческие районы на юге Кобдоского аймака Западной Монголии. Изд. АН СССР, Л., 1932.
- Баранов В. И. и Шелудякова В. А. К изучению степей юго-восточного Алтая. Изд. Сиб. с.-х. академии. Омск, 1926.
- Бартольд В. В. История изучения Востока в Европе и России. 2-е изд., Л., 1925.
- Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. 1933.
- Берг Л. С. Формы русских пустынь. В кн. «Законы образования пустынь Вальтера». СПб., 1911.
- Берг Л. С. Основы климатологии. Л., 1938.
- Берней Ч. и Морис Ф. Строение котловины Монголии (экспедиция Андрыкса). Пер. с англ. З. А. Лебедевой. 1927.
- Бессонов А. И. Часть Копальского уезда Семипалатинской области. Предварительный отчет по исследованиям почв Азиатской России, 1909. Под ред. К. Д. Глинихи, СПб., 1910.
- Бессонов А. И. О светлостепных почвах. «Почвоведение», 1912, № 2.
- Бессонов А. И. Материалы по систематике горных почв. «Изв. Самарского с.-х. ин-та», т. 1, Самара, 1920.
- Бессонов А. И. О бурой зоне и бурых почвах. «Почвоведение», 1926, № 2.
- Бессонов А. И. и Неуструев С. С. Почвенные условия вдоль проектируемой ж.-д. линии Семипалатинск — Верный. СПб., 1908.
- Богатырев К. П. О некоторых особенностях развития почв горных стран. «Почвоведение», 1946, № 8.
- Богословский И. А. Из наблюдений над почвами Зап. Европы. «Почвоведение», 1902, № 4.
- Бушинский В. П. Солонцы и их улучшение. «О земле». Сб. статей о коренных улучшениях земель. Вып. II, М., 1922.
- Бушинский В. П. Почвы Сталинградского края. 1929.
- Вальтер И. Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время. Пер. с нем. А. Носкова, СПб., 1911.
- Вилевский Д. Г. Засоление почв, их происхождение, состав и способы улучше-

- вия. М., 1924.
- Вилевский Д. Г. Влажность структурообразования почв, ее природа и значение в вопросах обработки почв. «Тр. Конф. по почвоведению и физиологии», т. I, Саратов 1937.
- Вилевский Д. Г. Агрегация почв, ее теория и практическое применение. Изд. АН СССР, М.—Л., 1945.
- Вильямс В. Р. Общее земледелие с основами почвоведения. Изд. «Новый агроном», М., 1931.
- Вильямс В. Р. Травопольная система земледелия на орошаемых землях. Сельхозгиз, 1935.
- Вильямс В. Р. Методы борьбы с засолением почв. «Советский хлебоик», 1936, № 6.
- Вильямс В. Р. Почвоведение. Сельхозгиз, 1936.
- Вильямс В. Р. Почвоведение. Общее земледелие с основами почвоведения. Сельхозгиз, М., 1936.
- Вильямс В. Р. Избранные сочинения в двух томах. Сельхозгиз, М., 1949.
- Виноградов Б. С. Ежегодн. зоологич. муз. АН СССР. Т. XXIII, 1922.
- Воейков А. И. Климатические условия ледниковых явлений. «Зап. СПб. Мин. об-ва», 1871.
- Воейков А. И. Новейшие исследования ледников и причин их изменений. «Зап. Геогр. об-ва», XII, 1882.
- Воейков А. И. Климаты земного шара. СПб., 1884.
- Гедройц К. К. Коллоидальная химия в почвоведении. «Журн. опыт. агр.», 1906, т. IX.
- Гедройц К. К. Коллоидальная химия в вопросах почвоведения. «Журн. опыт. агр.», 1912, т. XIII.
- Гедройц К. К. Почвенный и поглощающий комплекс. Носовка, 1927.
- Гедройц К. К. Почвенный поглощающий комплекс и почвенные поглощенные катионы как основа генетической почвенной классификации. Изд. Носовской с.-х. опыти. станции, 1927.
- Гедройц К. К. Солончи, их происхождение, свойства и мелиорация. Изд. Носовской с.-х. опыти. станции, 1928.
- Гедройц К. К. Почвенный поглощающий комплекс. «Растение и удобрение». Сельхозгиз, 1935.
- Герасимов И. П. Почвенные и ботанико-географические работы на Устурте. «Геофизический вестник», Л., 1924, т. II, вып. 3—4.
- Герасимов И. П. О структурных сероземах Туркестана. «Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева», вып. 5, 1931.
- Герасимов И. П. и Иванова Е. Н. Процессы континентального солеаккумуляции в почвах, породах, подземных водах и озерах Кулундинской степи. Сб. «Памяти акад. К. К. Гедройца», 1934.
- Герасимов И. П., Иванова Е. Н., Лобова Е. В., Колосов Н. А., Подынцева О. А. и Гевельсон Т. А. Почвенно-мелиоративный очерк Кулунды и южной Барабы. «Тр. Ком. по ирригации», вып. 7, 1937.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. Четвертичная геология. Учпедгиз, М., 1939.
- Глявка К. Д. Почвообразование, характеристика почвенных типов и география почв. СПб., 1903.
- Глявка К. Д. Заметка о почвах горных склонов. «Почвоведение», 1910, № 4.
- Глявка К. Д. О нарушении общей зональности почв Евразии в западном Забайкалье и Якутской обл. «Почвоведение», 1912, № 4.
- Глявка К. Д. Почвоведение. 1915.
- Глявка К. Д. Солончи и солончаки Азиатской части СССР (Сибирь и Туркестан). «Новая Деревня», М., 1926.
- Городков Б. И. Тундра и альпийский пояс гор. «Природа», 1929, № 11.
- Горшенни К. П. Почвы Чуйского тракта в Чуйской степи. «Тр. Сиб. с.-х. академии», т. V. Изд. Сибирской с.-х. академии, Омск, 1926.
- Горшенни К. П. География почв Сибири. Омск, 1939.
- Грум-Гржимайло Г. Е. Западная Монголия и Урянхайский край. Т. I. СПб., 1914.
- Гурский А. В. Несколько слов о степях, полупустынях и пустынях. «Ботанич. журн. СССР», т. XXX. Изд. АН СССР, 1945.
- Де-Гезини Михелис. В северной Монголии. «Изв. Восточно-Сибирск. отд. Геогр. об-ва», т. 29, № 3. Иркутск, 1898.
- Десяткин Н. А. Материалы к характеристике сорно-полевой растительности Северной Монголии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1936.
- Димов Н. А. Главнейшие типы засоления почв и грунтов на территории России. «Ежег. отд. земельных улучшений», ч. 1, СПб., 1913.
- Димов Н. А. и Келлер Б. А. В области полупустыни. Почвенные и ботанические

исследования на юго-Паричинского уезда Саратовской губ. Саратов, 1907.

- Дитмар Б. Именитые климаты в бассейне Тарыма в четвертичное время. «Земледельец», т. XXXV, вып. 4, 1933.
- Докучаев В. В. Почвенные вертикальзмы и горизонтальные зоны. Тифлис, 1899.
- Докучаев В. В. Классификация почв (северного полушария).
- Докучаев В. В. К учению о зонах природы. СПб., 1899.
- Домбровский Б. С. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Монгольской Народной Республике в 1925 г. Ч. I. Владивосток, 1926.
- Емельянов Н. Д. Иргизский район. Краткий почвенно-географический отчет. Предварительный отчет по исследованию почв Азиатской России. 1914.
- Журавлев С. Чуйский тракт. «Жизнь Сибири». Новоиколаевск, 1925, № 4.
- Завалишин А. А. Почвы южного берега оз. Севан. Изд. СОПС АН СССР, т. II, вып. 2, 1933.
- Захаров С. А. О почвенных областях и зонах Кавказа. М., 1913.
- Захаров С. А. К характеристике высокогорных почв Кавказа. М., 1914.
- Захаров С. А. и Ковда В. А. Почвенный очерк территории хоз. «Маньчж. «Тр. Сев.-касп. ассоциации», т. I, серия почвенная, Ростов на Дону, 1928.
- Злобин В. И. Чуйский тракт. «Жизнь Сибири». Новоиколаевск, 1925, № 3.
- Зон С. В. и Герасимов И. П. Краткий почвенно-географический очерк Кабардинской АССР. Изд. СОПС АН СССР, 1946.
- Пгнатев П. Исследование Телецкого озера на Алтае летом 1901 г. Изд. РГО, т. 38, № 2, 1902.
- Игумнов В. Опытная работа по кормодобыванию и земледелию в Монголии. «Современная Монголия», Улан-Батор, 1935, № 5 (12).
- Кавказович В. А. Некоторые вопросы истории Монголии в свете археологии. «Современная Монголия», Улан-Батор, 1934, № 4 (7).
- Каленов А. Д. О своеобразных тектонических структурах граувякновой свиты в Восточной Монголии. «Советская геология», 1947, № 24.
- Каленов А. Д. К вопросу о западной границе Тихоокеанского складчатого пояса в пределах МНР. «Советская геология», 1947, № 24.
- Каменский А. А. Некоторые особенности климата северо-западной Монголии. Пг., 1915.
- Качинский Н. А. Замерзание, размораживание и влажность почвы. М., 1927.
- Качинский Н. А. О влажности почвы и методах ее изучения. М.—Л., 1930.
- Качинский Н. А. Опыт агрометеорологической характеристики почв. М., 1934.
- Келлер Б. А. По долинам и горам Алтая. Бот.-географ. исследование, ч. I, СПб., 1914.
- Келлер Б. А. По долинам и горам Алтая. Бот.-географ. исследование, ч. II, СПб., 1914.
- Келлер Б. А. Растительность засоленных почв СССР. Растительность СССР, изд. АН СССР, т. II, М.—Л., 1940.
- Коппен В. К. Основы климатологии. М., 1938.
- Кирсанова А. Т. Инструкции для определения фосфорной кислоты в подзолистых и чернослапых почвах. «Агроприбор», М., 1937.
- Клеменов Д. А. Заметки о потухших вулканах Хангая. «Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО», т. 28, № 2, 1897.
- Ковда В. А. К географии подзолистой стадии почвообразования. «Тр. Почв.-леса», т. X, вып. 2, 1934.
- Ковда В. А. Солончаки и солончи. Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.
- Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Т. I и II. М.—Л., 1946, 47.
- Ковда В. А. и Быстров С. В. К вопросу о природе щелочности солонцов. «Тр. Ком. по прикладн. АН СССР», т. VIII, 1938.
- Ковда В. А. и Селяков С. Н. Салитряные солончаки в Средней Азии. «Природа», 1935, № 5.
- Ковалов П. К. Монголия и Кам или по Монголии до границы Тибета. Т. I, ч. 1. СПб., 1905.
- Ковалов П. К. По Монголии до границы Тибета. Т. II, вып. 1 (Казанов), СПб., 1907.
- Колосов А. М. Фауна млекопитающих Алтая и смежной области Монголии в связи с некоторыми проблемами зоогеографии. «Зоологический журнал», т. 23, вып. 2. Изд. АН СССР, М., 1939.
- Комаров В. Л. Введение к флорам Китая и Монголии. «Тр. Имп. бот. сада», т. 29, вып. 1. СПб., 1903.
- Кондратьева С. М. Мульчирование картофеля как фактор повышения его урожайности. «Раб. Весн. и жел. ш.-та картоф. х-ва», вып. III, 1933.
- Копосов Н. А. и Ивацова Е. Н. Основные моменты почвообразования и поч-

- еинный покров Хибинского массива. «Тр. СОПГ АН СССР», серия Кольская, 1936.
- Коссович П. С. Краткий курс общего почвоведения. Пг., 1916.
- Костиков А. Н. Основы мелиорации. Сельхозгиз, 1931.
- Кравков С. П. Почвоведение. Сельхозгиз, Л., 1937.
- Крылов П. И. Очерк флоры Томской губ. и Алтай. СПб., 1902.
- Кунлетский В. М. Предварительный отчет геологической экспедиции в северную Монголию. Изд. АН СССР, 1929.
- Лавренко Е. М. Степи СССР. «Растительность СССР», т. II. Изд. АН СССР, М.—Л., 1940.
- Лебедева З. А. Геологические исследования восточной окраины Хархиринского массива Сев.-Зап. Монголии. Монгольская комиссия. Изд. АН СССР, Л., 1926.
- Лебедева З. А. К геологии горной группы Гурбан-Сайхан. «Тр. Монгольской комиссии», № 18. Изд. АН СССР, 1934.
- Ливеровский Ю. А. Почвы тундр Северного края. «Тр. Полярной комиссии АН СССР», № 9, 1932.
- Ливеровский Ю. А. Почвы Камчатки. «Камчатский сборник». Изд. АН СССР, 1940.
- Ливеровский Ю. А. К генезису горлоугубных почв. «Почвоведение», 1945, № 2.
- Мазарович А. Н. Курс исторической геологии. М.—Л., 1933.
- Малыгин Е. А. За сельскохозяйственное освоение пустынь. К итогам двухлетней работы Приаральской станции. ВИР, Л., 1935.
- Маринов Н. А. К вопросу о генезисе нижнемеловых вод Восточной Монголии. «Советская геология», 1947, № 24.
- Мастанцев П. Описание пути от гор. Урумчи в Чжунчария, через пустыню Гоби, на серебряный рудник Борчи в Монголию, в связи с заметками о природных богатствах края. «Изв. РГО», т. II, вып. IV—V, СПб., 1906.
- Мелешко А. Надо изучать и побеждать природу. «Современная Монголия». Улан-Батор, 1935, № 5 (12).
- Милютин П. Очерки земледелия в Монголии. «Хозяйство Монголии», Улан-Батор, 1926, № 1 и 2.
- Михайловская О. Н. К вопросу о генезисе высокогорных почв (в канге, посвященной 50-летию научной деятельности Ф. Ю. Левинсон-Лессинга). Изд. АН СССР, М., 1935.
- Михайловская О. Н. Почвы юго-западной части Бабучая-Яйлы. «Тр. Почв.-ин-та им. В. В. Докучаева», вып. 3—4, 1936.
- Маккаев А. А. Основные черты тектоники в геологической истории района Гобийского Алтая. «Проблемы сов. геол.», 1935, т. V, № 1.
- Молодых И. Ф. Краткий отчет о работах Монгольской экспедиции. Вып. 6. Иркутск, 1920.
- Молчанов И. А. Материалы к вопросу о древнем оледенении с.-в. Монголии. Вып. 1, Пг., 1919.
- Мурзаев Э. М. Монгольская Народная Республика (страна, люди, хозяйство). Геогр. об-во СССР. Л., 1947.
- Мурзаев Э. М. О самом северном пропикловении сухих пустынь. «Изв. АН СССР», т. XI, № 6, 1947.
- Мурзаев Э. М. Монго Народная Республика (физико-географическое описание). ОГИЗ, М., 1948.
- Нейбург М. Ф. Предварительный отчет о командировке в северо-западную Монголию в 1924 г. «Тр. Геол.-минерал. музея АН СССР», т. V, вып. 6, М.—Л., 1926.
- Нейбург М. Ф. Геологические исследования в районе хребта Батыр-Хайрхан сев.-зап. Монголии. «Изв. АН СССР», М.—Л., 1929.
- Неуструев С. С. Почвенно-географический очерк Чиментского уезда Сыр-Дарьинской обл. «Тр. Почв. ботан. экспедиции», 1908.
- Неуструев С. С. Из результатов исследований в Сыр-Дарьинской области. «Почвоведение», 1909, № 1.
- Неуструев С. С. О почвах пустынных степей Туркестана. «Почвоведение», 1911, № 1.
- Неуструев С. С. О почвах каменистых пустынь Туркестана. «Почвоведение», 1913, № 1.
- Неуструев С. С. Элементы географии почв. Сельхозгиз, М.—Л., 1930.
- Неуструев С. С. и Бессонов А. И. Новоузенский уезд. Геологический и почвенный очерк, т. III, Самара, 1909.
- Николаев В. И. Соляные проблемы в СССР. АН СССР, 1931.
- Новицкий В. По восточной Монголии. «Изв. РГО», т. X, ч. III, вып. IV, СПб., 1906.
- Обручев В. А. Закаспийская низменность. «Зап. РГО по общей географии», XX, № 3, 1890.

- Обручев В. А. Краткий геологический очерк караванного пути от Кяхты до Калгана. «Изв. РГО», т. 29, 1893.
- Обручев В. А. Алтайские этюды. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. «Землеведение», кн. III, 1914.
- Обручев В. А. Алтайские этюды. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. «Землеведение», кн. IV, 1915.
- Обручев В. А. О тектонике русского Алтая. «Землеведение», кн. 3, 1915.
- Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии. «Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода», № 3, Л., 1931.
- Обручев В. А. Геология Сибири. Т. I. Докембрий и древний палеозой. Изд. АН СССР, М.—Л., 1935.
- Обручев В. А. О некоторых основных вопросах геологии Центральной Азии. «Вопросы геологии Сибири», т. I, 1945.
- Орловский Н. В. Почвенно-мелиоративные особенности Барабы. (Тезисы к докладу, посвященному 100-летию со дня рождения проф. В. В. Докучаева.) Новосибирск, 1946.
- Павлов Н. В. Хагай и Северная Гоби (предварительный отчет). Изв. РГО, т. 57, вып. 1. Л.—М., 1925.
- Павлов Н. В. Введение в растительный покров Хагтайской горной страны. Изд. АН СССР, Л., 1929.
- Панков А. М. Почвы Малой Кабарды. Воронеж, 1926.
- Панков А. М. Почвы Большой Кабарды. Воронеж, 1926.
- Панков А. М. Почвы Таджикистана. Изд. СНК Узб. ССР, Ташкент, 1935.
- Певдов М. В. Очерки северо-западной Монголии. Т. I, СПб., 1881.
- Певдов М. В. Очерки путешествия по Монголии и оазисным провинциям внутреннего Китая. «Зап. Сиб. отд. Геогр. об-ва», т. V, 1883.
- Петров Б. Ф. Почвы Алтайско-Саянской области. Диссертация. Библ. Почв. ин-та АН СССР, М., 1947.
- Петровский В. В. Астраханские степи. Под руководством В. П. Бушннского. «Пробл. сов. почвоведения», сб. 14, Изд. АН СССР, М.—Л., 1946.
- Пилляево П. П. К вопросу о ледниковом периоде на Алтае. «Ежег. по геологии и минер. Россия», XII, 1910.
- Победимова Е. Г. Реногноспировочные ботанические исследования в юго-восточной Монголии. «Тр. Монгольской комиссии», № 9, Изд. АН СССР, Л., 1933.
- Победимова Е. Г. Растительность Центральной части Монгольского Алтая. «Тр. Монгольской комиссии», № 19, Изд. АН СССР, М.—Л., 1935.
- Позднеев Д. Описание Мавьчжурия. Т. I, СПб., 1897.
- Позднеев А. М. Монголия и монголы. Т. I, гл. VI. Кобло. Изд. РГО, 1896.
- Поздняков П. И. Снегзадержание. Новосибирск, 1924.
- Полынов Б. Б. Аллювиальные почвы и их место в классификации. «Почвоведение», 1909, № 1.
- Полынов Б. Б. Почвенно-географический очерк Турминской горной тайги Амурской обл. «Тр. Почв.-бот. экп. по исслед. колониз. районов Азиатской России», ч. 1, вып. 5, СПб., 1911.
- Полынов Б. Б. Процессы засоления и рассоления и солевой профиль почв. «Тр. Ком. по ирригации АН СССР», вып. 1, 1933.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1. Изд. АН СССР, Л., 1934.
- Полынов Б. Б. Выветривание. Состав континентальных отложений. «Тр. Геол. ассоц. АН СССР», вып. 4, М.—Л., 1935.
- Полынов Б. Б. и Крашенинников И. М. Физико-географические и почвенно-ботанические исследования в области бассейна р. Убор-Джаргалант и верховьев Ара-Джаргалант. «Тр. Монгольской комиссии», ч. 1, Изд. АН СССР, Л., 1926.
- Полынов Б. Б. и Лясовский В. И. Реногноспировочные исследования в области Северной Гоби. «Мат. Ком. по исслед. Монгольской и Тувиинской республик», вып. 9, Изд. АН СССР, Л., 1926.
- Попов В. Л. Через Саяны в Монголию. Омск, 1905.
- Попов М. Г. Растительный покров Казахстана. Изд. АН СССР (Казахский филиал, вып. 18), М.—Л., 1940.
- Потанин Г. Н. Очерки северо-западной Монголии. Результаты путешествия 1876—1877 гг. Вып. II. Материалы этнографические. СПб., 1881.
- Потанин Г. Н. Тагуско-Тибетская окраина Китая и Центральной Монголии. Т. I, СПб., 1893.
- Потанин Г. Н. Походка в среднюю часть Большого Жвгана летом 1899 г. «Изв. РГО», т. 37, вып. 5, СПб., 1901.
- Прасолов Л. И. О почвах долины юго-западной части Центрального Тянь-Шаня. «Тр. Почв.-бот. экп.», вып. 5, 1908.
- Прасолов Л. И. К вопросу о вертикальных почвенных зонах Тянь-Шаня. «Почво-

ведение», 1900, № 1.

- П р а с о л о в Л. И. О почвах Лейснинского уезда. «Тр. Почв.-бот. экс. по иссл. колониз. районов Азиатской России», ч. 1, вып. 4. Пг., 1911.
- П р а с о л о в Л. И. Предварительный отчет об организации и исполнении работ по исследованию почв Азиатской России в 1913 г. (Верхнеононский район Забайкальской обл.). СПб., 1914.
- П р а с о л о в Л. И. Астраханский край. Почвы. Т. XII, гл. 5. СПб., 1921.
- П р а с о л о в Л. И. Почвы Туркестана. Л., 1926.
- П р а с о л о в Л. И. Южное Забайкалье. Почвенно-географический очерк. Л., 1927.
- П р а с о л о в Л. И. Вопросы поднятия интенсивности сельского хозяйства на востоке. «Почвоведение», 1942, № 5—6.
- П р а с о л о в Л. И. и А н т о н о в - К а р а т а е в И. Н. Каптановы почвы. «Почвы СССР», т. I, изд. АН СССР, М.—Л., 1939.
- П р а с о л о в Л. И. и С о к о л о в Н. Н. Почвенно-географический очерк Юго-Осетии. «Прозвонительные силы Юго-Осетии». Изд. АН СССР, 1931.
- П р ж е в а л ь с к и й Н. М. От Кяхты на восток Желтой реки. Исследование северной окраины Тибета и путь через Лоб-Нор по бассейну Тарима. СПб., 1888.
- П р ж е в а л ь с к и й Н. М. Метеорологические наблюдения по Центральной Азии. Обработал А. И. Воейков. СПб., 1895.
- П р о з о р о в с к и й А. В. Полупустыни и пустыни СССР. «Растительность СССР», т. II, изд. АН СССР, М.—Л., 1940.
- Р а с т и т е л ь н о с т ь СССР. Т. II (составили: Келлер, Комаров, Лавренко, Прозоровский). Изд. АН СССР, М.—Л., 1940.
- Р а ч к о в с к и й И. П. и Л е б е д е в а З. А. Краткий отчет о результатах работ геологического отряда экспедиции АН СССР, Л., 1932.
- Р е з н и ч е н к о В. В. Очерк почв и растительности северо-восточной части Зайсанского плоскогорья. Изд. Главн. упр. землеустр. и землед., 1911.
- Р е з н и ч е н к о Вл. Южный Алтай и его оледенение. Предварительный очерк. «Изв. РГО», вып. 1, 2, 1914.
- Р о д е А. А. Материалы к изучению почвенного покрова Лисинского уч. леспромхоза. Сб. «Природа и хозяйство уч. Леспромхоза», вып. III. Л., Лесотехн. акад., 1931.
- Р о д е А. А. К вопросу о степени подзолистости. «Тр. ИП АН СССР», т. XIII, М.—Л., 1936.
- Р о д е А. А. Подзолообразовательный процесс. Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.
- Р о ж а н о в М. И. Почвы юго-восточной части Орского уезда Оренбургской губ. Изд. НКЗ, Оренбург, 1926.
- Р о з а н о в А. Н. Почвы Восточной части Бетпак-Дала. Изд. Ср.-Аз. гос. унив. Ташкент, 1935.
- Р о з а н о в А. Н. Сероводы Средней Азии. Диссертация. Библ. Почв. ин-та АН СССР, М., 1948.
- Р о з о в Л. П. Солонцовые процессы в меллиорации. 1932.
- Р о з о в Л. П. Меллиоративное почвоведение. Сельхозгиз, 1936.
- Р о з о в Л. П. Меллиоративное почвоведение. ОГИЗ, М., 1936.
- Россия. Полное географическое описание нашего отечества, под редакцией В. П. Семенова-Тяншанского. СПб., 1913.
- С а п о ж н и к о в В. В. По Алтаю. Изв. Томского ун-та, 1897.
- С а п о ж н и к о в В. В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. Томск, 1914 (путешествия 1905—1909 гг.).
- С а д е л ь н и к о в А. Записки Западно-Сибирского отд. Русск. географ. общества, XXXIII, 1907.
- С ь б и р ц е в Н. Почвоведение (курс лекций, изд. 1900 и 1914 гг.).
- С м и р н о в В. А. Отчет о работах гидрохимич. отряда Монгольской экспедиции 1926 г. Изд. АН СССР, Л., 1932.
- С м и р н о в В. А. Аршаны Монголии. «Тр. Монгольской комиссии», № 5. Изд. АН СССР, Л., 1932.
- С о б о л е в С. С. О методах исследования процессов почвенной эрозии (денудации) в экспедиционных условиях. Изд. Харьк. с.-х. ин-та. Харьков, 1946.
- С о б о л е в с к и й Г. К современному и древнему оледенению в Западном Кузнь-Луле. «Изв. РГО», т. IV, 1918, вып. 1, Пг., 1919.
- С о к о л о в с к и й А. Н. Засоленные почвы как одно из солепроявлений на земной поверхности. «Почвоведение», 1941, № 7—8.
- С т а р ц к и й А. К. Река Селенга в Забайкальской области. СПб., 1913.
- С у ш к и н П. П. Птицы средней Киргизской степи. «Материалы к познанию флоры и фауны Росс. империи». М., 1927.
- Т а н ф и л ь е в Г. И. Доисторические степи Европейской России. «Землеведение», 1896, № 2.
- Т а н ф и л ь е в Г. И. Бараба и Кулундская степь в пределах Алтайского округа.



S0022539

- «Тр. Геолог. кабл., т. V, 1902.
- Толмачев В. Я. Изв. Об-ва научен. Майяжурского края. 1926, № 6.
- Толмачев И. П. К вопросу о ледниковом периоде в Сибири. «Тр. СПб. об-ва люб. естество», Протоколы, XXX, 1899.
- Тугарнинов А. Н. Птицы Восточной Монголии. «Тр. Монгольской комиссии», вып. 4, Изд. АН СССР, Л., 1932.
- Туренин С. И. Почвенно-грунтовыя условия южного участка Джамфарланской омовитной станции в его засоление. Гос. ин-т по науч. аэроупр. обл., вып. 3, М., 1933.
- Уканин Н. В. Курс почвоведения для лесных вузов. Изд. колхозов и совхозов лес. литературы. М.—Л., 1933.
- Тюрин И. Е. Органические вещества почвы Сельхозгиза, 1937.
- Усов М. А. Пограничная Джунгария (описание горных пород) Томск, 1911.
- Усов М. А. Орография и геология Хэнтийского хребта в Монголии. Технол. ин-т, 1915.
- Усманов У. У. Генезис и мелиорация такыров. «Тр. Почв. ин-та АН СССР», т. XIX, вып. 1, Изд. АН СССР, М., 1940.
- Ферсман А. Е. Современные пустыни. «Природа», 1926, № 5—6.
- Ферсман А. Е. Энергетическая характеристика геохимических процессов. «Докл. АН СССР», II, 1935.
- Филатов М. М. География почв СССР. Учпедгиз, 1945.
- Формозов А. Е. Млекопитающие северной Монголии. Предварит. отчет зоол. экспед. в север. Монголии. Изд. АН СССР, 1929.
- Хавинский А. Западная часть Алтайского округа. Почвенно-ботаническая экспедиция, 1913.
- Хавинский А. И. Почвы Барабы. Изд. Переселенч. управл., 1915.
- Хаскин Р. А. Киммерийские граниты восточной Монголии. «Советская геология», 1947, № 24.
- Чернышев В. В. Силурийские брахиоподы Монголии и Тувы. Изд. АН СССР, М., 1937.
- Чернышева Н. Е. О девонских брахиоподах Монголии. Изд. АН СССР, М., 1937.
- Черский И. К вопросу о следах древних ледников Восточной Сибири. «Изв. В.-Сиб. отд. РГО», XII, 1882.
- Шигулиа Ф. И. Основные черты геологического строения Монголии. «Советская геология», 1947, № 24.
- Шубин Е. Ф. Реногнострочные почвы в Восточной Гоби. «Современная Монголия», Улан-Батор, 1940, № 5—6 (42—43).
- Шокальская З. Ю. Почвенно-географический очерк Африки. Изд. АН СССР, М.—Л., 1948.
- Щеглов И. Л. Почвы Калмыцкой области. Ч. I. Б. Дербатовский умус и Ергенинская возвышенность. Саратов, 1926.
- Щукарев С. А. и Андреев. К методике анализа иловых лечебных грязей. «Физико-химия минер. вод и лечеб. грязей», Визмедгиз, 1937.
- Щукарев С. А. и Косман О. М. К теории минеральных солевых озер. «Физико-химия минер. вод и лечеб. грязей», Визмедгиз, 1937.
- Юнатов А. А. Изучение растительности Монголии за 25 лет. «Тр. Ком. Наук Монг. Нар. Респ., юбилейная серия. Улан-Батор, 1946.
- Юнатов А. А. Материалы по географии и экологии главнейших древесных пород Монголии. Монг. ин-т им. маршала Чойбалсанга, Улан-Батор, 1943.
- Якимов В. Д. Возможности земледелия в южной Гоби. «Политико-экономический журн.» Улан-Батор, 1930, № 5 (23) и 6 (24).
- Яковлев С. А. Геологическое описание карты с.-в. части Томской губ. 1903.
- Barthélemy Ch. P. and Morris Er. K. «Natural History», 1926, XXVI, № 5.
- Barthélemy Ch. P. and Morris Er. K. Geology of Mongolia (a reconnaissance report based on the investigations of the years 1922—1923). «Nat. Hist. of Centr. Asia», т. II, 1927.
- Graber I. Y. Beiträge zur Kenntnis der Eiszeit in der Nordwestlichen Mongolei. Geographica, 1910.
- Сенду Нааэ. Статьи в «Handbuch der Bodenlehre herausgegeben von D. E. Blancke», Bd. III, 1930.
- Harris F. S. Soil alkali, its origin nature and treatment. 1920.
- Hilgard E. W. Soils. 1905.
- Pallmann H. Ueber Bodenbildung und Bodenserien in der Schweiz. Ernähr. Pflanzenz., 30, 1934.
- Thorpe I. Geography of the soils of China. Nanking, China, 1936.
- Walther I. Das Gesetz der Wüstenbildung. 1922.
- Wiegner C. Boden und Bodenbildung in Kolloidchemischer Betrachtung. Leipzig, 1931.

65.2641
363

蒙古人民共和国

2749

65.26841

的土壤

290

65.26841

290

65.2641
363

2749



统一书号: 13031·10

定 价: 2.00