

## Werk

**Titel:** Vorträge und Abhandlungen

**Ort:** Berlin

**Jahr:** 1914

**PURL:** [https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?391365657\\_1914|LOG\\_0128](https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?391365657_1914|LOG_0128)

## Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)  
SUB Göttingen  
Platz der Göttinger Sieben 1  
37073 Göttingen

✉ [info@digizeitschriften.de](mailto:info@digizeitschriften.de)

## Morphologische Forschungen im östlichen Altai.

Von Dr. J. G. Granö, z. Z. Omsk, Sibirien.

Im verflossenen Sommer (1913) hatte ich Gelegenheit, geomorphologische Untersuchungen im östlichen Teile des Russischen Altai zu treiben und somit speziell zur Beleuchtung der Eiszeit des fraglichen Gebiets einen Beitrag zu leisten. Die Ergebnisse, die im folgenden dargelegt werden, sind in einer Gegend gewonnen, wo früher den glazialgeologischen Fragen nur wenig Aufmerksamkeit geschenkt worden ist. Deshalb dürften sie auch eine nötige Ergänzung zu den Angaben sein, die ich früher über die westlicher gelegenen Teile des Gebirges mitgeteilt habe.

Der Hauptgegenstand meiner Forschungen war der größte Gebirgssee des Altai, der Telezkojese (Teletzk'scher See, Altyn-kul) mit seiner nächsten Umgebung. Hier wurden auch, um größere Klarheit über die Topographie zu gewinnen, während der geomorphologischen und geologischen Feldarbeiten photogrammetrische Messungen ausgeführt. Die Hin- und Rückreise boten Gelegenheit, lehrreiche Beobachtungen im Tale der Bija auf der ganzen Strecke Telezkoje—Bijsk sowie am Unterlaufe des Katun zu machen.

Als Ziel meiner Untersuchungen hatte ich die Feststellung der unteren Grenze der eiszeitlichen Gletscher in den Tälern der Bija und des Katun aufgestellt. Insbesondere interessierte es mich, die 400—600 m hoch gelegenen Teile dieser Täler zu sehen, weil ich auf Grund meiner früheren Forschungen zu der Annahme gekommen war, daß hier die äußersten Endmoränen-Anhäufungen der großen eiszeitlichen Talgletscher in einer Meereshöhe von etwa 400 m zu suchen wären, also einige hundert Meter tiefer, als man früher angenommen hatte. Daß meine Vermutung richtig und somit auch die Marschroute recht gewählt war, dürfte aus dem Nachstehenden hervorgehen.

Die Telezkoje-Gegend ist von mehreren Forschern bereist worden<sup>1)</sup>, von denen in diesem Zusammenhang v. Helmersen, Kulibin, Ignatoff und Jakowleff zu erwähnen sind. Der erstgenannte hat auf Grund seiner 1834 ausgeführten Reise eine geologische Beschreibung der nächsten Umgebung des Sees nebst einer Karte herausgegeben<sup>2)</sup>. Kulibins Forschungen zwei Jahrzehnte später verfolgten dasselbe Ziel<sup>3)</sup>, Ignatoff wiederum hat 1901 mit anerkannter Gewissenhaftigkeit den See ausgelotet und das Kartenbild desselben erheblich berichtigt<sup>4)</sup>. Von Jakowleff haben wir einige wertvolle Mitteilungen über die quartäre Vereisung in der Gegend südlich vom Telezkoje-See<sup>5)</sup>. Die übrigen Forschungsreisenden, die dieses Gebiet besucht haben, haben ihre Aufmerksamkeit anderen Fragen, der Ethnographie, der Flora, der ausgezeichneten Naturschönheit der Gegend sowie den Reiseerlebnissen, zugewandt.

Der Telezkoje-See (Vgl. Tafel 1 und Abbild. 35) liegt in einem Becken, das einem vertieften und ausgeweiteten Flußtale gleich die Bija mit ihrem Quellflusse, dem Tschulyschman, verbindet. Der Wasserspiegel des Sees liegt 450 m hoch<sup>6)</sup>. Das Seebecken zerfällt in zwei Teile (siehe Kartenbeilage): der südliche Teil, eine ausgeprägte Felswanne, zieht sich,  $2\frac{1}{2}$ — $5\frac{1}{2}$  km breit und 50 km lang, von der Mündung des Tschulyschman nach Norden; fast in rechtem Winkel schließt sich hier, beim Vorgebirge Kugan (Kulgan), der nördliche Teil an; dieser reicht 33 km weit nach Westen bis zum Ausflusse der Bija, ist im Durchschnitt 2 km breit und läuft keilförmig aus. Das Areal des Sees beträgt nach meinen Messungen 250 qkm, d. h. mehr als zweimal den Flächeninhalt des Vierwaldstättersees<sup>7)</sup>. Der größere südliche Teil ist 175 qkm groß. Über die Bodenkonfiguration des Seebeckens geben Ignatoffs Messungen Auskunft. Der südliche Teil weist beträchtliche Tiefen auf. Jäh senken sich hier beiderseits die Uferabhänge 200 m unter den Wasserspiegel; der Boden ist dagegen ziemlich eben. Eigentlich besteht der meri-

<sup>1)</sup> Bunge (1826), v. Helmersen (1834), Kulibin (1855), Radloff (1861), Jadrinzeff (1880), Adrianoff (1881), Saposhnikoff (1893) und Ignatoff (1901), Jakowleff (1908).

<sup>2)</sup> G. v. Helmersen, Reise nach dem Altai im J. 1834. Beitr. z. Kenntn. d. Russ. Reiches, XIV. St. Petersburg 1848.

<sup>3)</sup> Kulibin, Mitteilungen im „Berg-Journal“, 1856 (russ.).

<sup>4)</sup> P. Ignatoff, Erforschung des Telezkojesees im Altai im Sommer 1901 (russ.). Mitt. d. K. Russ. Geogr. Ges., B. XXXVIII, No. 2. 1902.

<sup>5)</sup> S. Jakowleff, Sur la question de la période glaciaire à l'Altai. Comptes-rendus des séances de la Société Imp. des Naturalistes de St. Pétersbourg, XL, 1. 1909.

<sup>6)</sup> Die älteren Messungen von v. Helmersen, Kalning, Saposhnikoff und Ignatoff geben als Durchschnittswert 480 m.

<sup>7)</sup> Nach Ignatoff ist das Areal 228 qkm (a. a. O., S. 174).

dional laufende Teil des Sees aus zwei Wannern, die durch eine flache, in 265 m Tiefe gelegene Schwelle voneinander getrennt sind. Die südlichere von diesen besitzt eine Maximaltiefe von 289 m, die nördlichere aber eine solche von 311 m, welche letztere, die größte Tiefe des Genfersees kaum übertreffend, zugleich die tiefste Senke des Seebodens ist (siehe Tafel 1). Der nördliche von ESE nach WNW laufende Teil des Telezkoje-Sees ist erheblich seichter. Im Osten senkt sich freilich der Boden unter 200 m, aber westlicher werden Tiefen von mehr als 30 m selten angetroffen. Hier ist auch die Bodengestaltung abwechslungsreicher. Die lockeren Bildungen, die hier auf den Ufern vorherrschen, bedecken aller Wahrscheinlichkeit nach auch den Seeboden.

Die Uferentwicklung ist gering. Größere Einbuchtungen gibt es nur zwei: im Südosten die kurze, verhältnismäßig tiefe Kygy-Bucht, im Nordosten aber der längere und seichtere Kamga-Busen. Das einzige Eiland des Telezkoje-Sees ist ein Schwemmlandinselchen an der Mündung des Tschulyschman. Die größten von den in den See sich ergießenden Flüssen, in erster Linie der Tschulyschman, aber auch der Tschulysch und die Kokscha am Ostufer sowie der Jän-tschilē, Kuldur und Samysch am Westufer haben in jüngster geologischer Vergangenheit bedeutende Deltas an ihren Mündungen aufgebaut und somit nicht nur den Lauf der Uferlinie sondern auch das Bodenrelief einigermaßen verändert.

Der meridional laufende Teil des Telezkoje-Beckens folgt, was schon v. H e l m e r s e n bemerkte, dem Schichtstreichen und ist somit ein Längstal (siehe Tafel 1). Ganz im Süden ist zwar Granit vorherrschend, aber nördlicher, bis zum Vorgebirge Kugan, sieht man überall auf den Ufern steilgestellte Schichten von teilweise kalkhaltigen Ton- und Chlorit-schiefern, deren Streichrichtung nicht in erwähnenswertem Maße von der nord-südlichen abweicht. Der nördliche Teil des Sees wie auch der Oberlauf der Bija liegen aber in einem Quertal, wo die NE—SW-Richtung im Streichen vorwaltet. Die sich nach Nordosten abzweigende Kamga-Bucht sowie das von Südwesten kommende Kuldur-Tal sind dagegen Längstäler. — Der Telezkoje-See liegt somit im Vereinigungs- oder Kreuzungspunkte zweier Streichungsrichtungen.

Die telezkischen Schiefer sind wahrscheinlich prädevonisch. Näheres über ihr Alter wissen wir nicht, da man in ihnen keine Fossilien gefunden hat und da ferner die stratigraphischen Verhältnisse mangelhaft bekannt sind. Die Eruptivgesteine der Gegend sind jünger als die Schiefer, was aus den Kontakterscheinungen hervorgeht.

Die Abhänge des Seebeckens sind hoch und steigen schroff an. Am Ausflusse der Bija erheben sich die Anhöhen 300—400 m über dem See mit einem Gefällswinkel von höchstens 30°. Im südlichsten Teile dagegen

erreichen der Kara-Korum und Tuolok oder Üjök-baschi über 2000 m absolute Höhe, ja der Altyn-tu am SW-Ufer sogar 2450 m. Der obere Teil der Seewanne ist auch steilwandiger; Böschungen von über 50° sind hier nicht selten. Wenn man die Deltas der größeren Flüsse nicht in Betracht zieht, so gibt es in diesem Teil nur zwei niedrigere, bewohnbare Uferstreifen, nämlich Jailau am Nordufer und Belē im Süden der Mündung des Tschulysch. — Mehr als vierzig Bäche eilen von schwindligen Höhen in engen Klammern dem See zu. Auch die größeren Flüsse haben durchgehends Stufenmündungen, obgleich ihr Lauf im allgemeinen ruhiger ist. Dasselbe ist der Fall mit den Nebenflüssen der oberen Bija. Alle diese Zuflüsse durchströmen in ihrem oberen Laufe ein Hochland mit sanft gewellten Formen.

Die Form der Seewanne ist eine solche, daß man vor sich einen tiefen Spalt im Grundgebirge oder eine großartige spätentstandene Grabenversenkung zu sehen glaubt. Alle Forschungsreisenden, die hier waren, sind auch einstimmig der Meinung, daß die Wanne auf tektonischem Wege entstanden ist. Wenn ich im folgenden eine von der herrschenden abweichende Ansicht darzustellen wage, tue ich es, weil ich eine natürlichere und beweisbare Erklärung der Entstehung des Seebeckens gefunden zu haben glaube.

Während meiner Reise machte ich Beobachtungen, auf Grund derer ich überzeugt wurde, daß das Tschulyschman-Bija-Tal in der Eiszeit von einem mächtigen Eisstrome bedeckt gewesen ist und daß der Telezkoje-See das Zungenbecken des ehemaligen Gletschers einnimmt. Die Bildung des Sees fällt somit in die Quartärzeit. Ein präglaziales Flußtal, dessen Form im einzelnen wir noch nicht kennen, ist hier durch glaziale Erosion und Akkumulation — nicht also durch irgendeinen tektonischen Vorgang — zu einer Seewanne umgestaltet worden.

Will man in diesem Seebecken eine Grabenversenkung sehen, muß man nachweisen können, daß hier in jüngster geologischer Vergangenheit Verwerfungen faktisch stattgefunden haben. In der Tat aber ist bis jetzt kein diesbezügliches Beweismaterial entdeckt worden. Die Risse und Brüche, die man an den Schiefen des Gebiets bisweilen beobachtet, sind durchaus unbedeutend und überdies so alt, daß man sie kaum in Verbindung mit der Bildung der Seewanne setzen kann, — weisen doch übersteile Böschungen, Bergstürze und frische Schutthalden auf eine späte Entstehung derselben hin. Das Becken scheint von der geologischen Struktur unabhängig zu sein, erinnert auch seiner Form nach nicht an eine Grabensenke. Wir müssen uns vergegenwärtigen, daß der Telezkoje-See nur den nördlichsten Teil eines annähernd 200 km langen, ganz schmalen Tales einnimmt, dessen Sohle, längs welcher der Tschulyschman dem See zustrebt, mehrere hundert Meter tiefer als die Mündungen der meisten seiner Nebentäler liegt.

Wenn ich es nun unternehme die Frage zu beantworten, inwieweit die Seewanne und deren südliche Fortsetzung als ein Resultat glazialer Übertiefung zu deuten ist, habe ich vor allem nachzuweisen, daß in dem erwähnten Tale tatsächlich ein Gletscher gewesen ist, denn bisher ist man, wie schon angedeutet, der Ansicht gewesen, daß die eiszeitliche Gletschergrenze bedeutend höher zu suchen wäre, so daß der steilwandige Teil des Tales damals in seinem unteren Teile außerhalb der unmittelbaren Gletscherbeeinflussung zu liegen kam.

Als eines der sichersten Zeugnisse der Gletschertätigkeit gelten ja überhaupt die Moränen. In der Umgebung und an den Ufern des Telezkojesees findet man erratisches Material auf so charakteristische Weise angehäuft und in solchem Umfange, daß es außer allem Zweifel ist, daß hier früher ein Riesengletscher gelegen hat. Es ist nur zu verwundern, daß man dieser Tatsache nicht früher gewahr geworden ist. Das Nordwestende des Sees ist von einem deutlichen Moränenkranz aufgedämmt, den die Bija bei ihrem Ausflusse durchbricht (siehe Abbild. 35). Die Höhe der Moränenterrasse über dem See beträgt am Innenrande 55—70, weiter nach außen aber bis 100 m. Auf der Oberfläche der Terrasse, die von einem dichten Walde bedeckt ist, liegen grubenartige, rundliche Vertiefungen, deren Boden bisweilen versumpft ist. Beim Ausflusse der Bija erheben sich drumlinartige Inselchen über der Wasserfläche. — Erratische Anhäufungen sieht man ferner an den Ufern der meisten Buchten des Sees. Jailau, der schon erwähnte beliebte Sommeraufenthaltsort der Nomaden am Nordufer, liegt auf Moränengrund. Desselben Ursprungs ist die südlicher gelegene, 40—100 m hohe Terrasse Belē. Am Hang der letzteren sieht man schöne Erdpyramiden, die schon v. Helmersens Aufmerksamkeit auf sich zogen, und deutliche Aufschlüsse der losen Bodenarten, aus denen die Terrasse aufgebaut ist, bieten: Grundmoräne mit eingebetteten Blöcken, Bänderton und Sand in Wechsellagerung. Ignatoff ist der einzige, der die Entstehungsart dieser Bildungen zu deuten versucht hat. Da er ebensolches lockeres Konglomerat im Tale des Tschulyschman gesehen hatte, war er zu der Ansicht gekommen, daß das fragliche Gebilde fluvio-glazialen Ursprungs sei und zwar aus der Zeit, da das Tschulyschman-Plateau an der mongolischen Grenze von Eis bedeckt war<sup>1)</sup>.

Zur Zeit seiner größten Ausdehnung erstreckte sich der Tschulyschman-Gletscher etwa 35—40 km über das nördliche Seeende hinaus nach Norden, dem Bija-Tal entlang. Der Fluß wird von mehreren Moränenzügen durchquert, die Schnellen verursachen. Es sind jedoch nicht alle Stromschnellen der Bija von der glazialen Akkumulation bedingt, auch

---

<sup>1)</sup> Ignatoff, a. a. O., S. 198—9.

die wechselnde Härte des Felsengerüsts hat Unebenheiten im Talboden veranlaßt, denn, wie gesagt, das obere Bija-Tal läuft quer zum Streichen. Die äußersten Endmoränen scheinen in 400 m Höhe zu liegen; der Fluß durchbricht sie in einer Schnelle, die Kusnezki-porog genannt wird. Im allgemeinen sind die Moränen im oberen Tale der Bija schwer von den fluvioglazialen Bildungen zu unterscheiden. Dem Gebiete sind vielmehr die Züge eines Übergangskegels eigen, der, während die Gletscherzunge das Seebecken einnahm, gebildet worden ist. — Wie weit das Eis sich vom See nordwärts in die östlich von der Bija gelegene Gegend ausbreitete, kann ich noch nicht sagen. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist das Kamga-Tal ein Zweigbecken, längs welchem ein Teil des Gletschers nordöstlich zog, während die Hauptmasse des Eises sich dem Bijatale zuwandte.

Die Seewanne hat alle Eigenschaften eines typischen Zungenbeckens. Die Uferlinie ist ausgeprägt einfach, die vorspringenden Talsporne sind abgeschnitten, die Nebentäler haben durchweg Stufenmündungen. Die Felswände erheben sich übersteil über der fast ebenen Sohle, welche die tiefste Stelle nicht nur des Russischen Altai, sondern sogar des südlichen Teils der Westsibirischen Ebene enthält, — liegen ja sowohl Barnaul am Ob als auch Semipalatinsk am Irtysh höher (siehe das Längsprofil auf Tafel 1). Dies spricht meines Erachtens auch dafür, daß die Wanne nur teilweise durch Abdämmung entstanden ist; der See ist nur im geringen Maße durch Moränen und fluvioglaziale Ablagerungen gestaut.

Der ehemalige Gletscher, dessen Zungenbecken der Telezkoje-See jetzt erfüllt, bedeckte das Tschulyschman-Bija-Tal von dem Tschulyschman-Plateau, dessen größter See Dshüilü-kul in 2365 m Höhe liegt<sup>1)</sup>, bis zum Kusnezki-porog, auf einer Länge von etwa 320 km.

In gleicher Weise wie das Telezkoje-Becken ist auch, wie es zu erwarten ist, das Tal des Tschulyschman übertieft. Steil erheben sich auch hier die Bergwände über einer ebenen Talsohle, nicht nur in der Nähe des Sees, sondern auch, was wir aus den Mitteilungen Saposhnikoffs und Ignatoffs entnehmen, weiter nach Süden, wo das Schluchttal des Flusses schwer zugänglich ist. Die Gehänge sind so steil, daß Teile der Talflanken öfters abrutschen und so zu Bergstürzen Veranlassung geben.

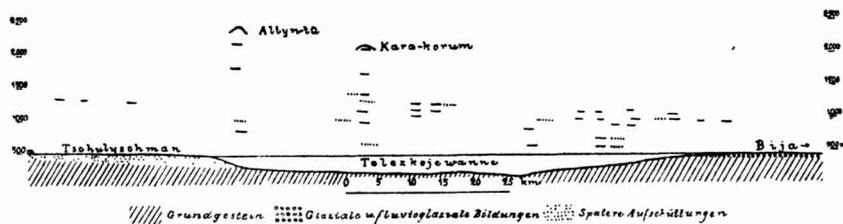
In der Eiszeit waren die meisten Seitentäler des Tschulyschman von Gletschern eingenommen, deren Tröge hoch über der Talsohle des Hauptflusses münden. Dies ist einigermäßen auch der Fall mit dem Baschkaus, einem Nebenfluß, der fast ebenso groß wie der Tschulyschman ist. Das Tal des Baschkaus habe ich allerdings nicht gesehen, aber die Beschreibungen über den Mündungsteil desselben, die Adrianoff, Saposh-

<sup>1)</sup> Durchschnittswert aus den Messungen Miroschnitschenkos und Kalnings.

nikoff und Ignatoff gegeben haben, berechtigen zu einer solchen Annahme<sup>1)</sup>. Eine Ausnahme von der Regel scheint das Kygy-Tal zu bilden, das, wie erwähnt, von Südosten her in den Telezkoje-See mündet. In Anbetracht der Tatsache, daß der Berg Üjü-baschi am Südufer des Sees ebenso steil über dem Kygy-Tal als über dem Tschulyschman sich erhebt und daß ferner der Kygy-Busen verhältnismäßig tief ist, haben wir Veranlassung zu vermuten, daß in dem fraglichen Tale ein bedeutender Gletscher gelegen hat, — dies umsomehr, weil der Kygy in einem hochalpinen Berglande entspringt. Es wird mir hoffentlich während meiner zukünftigen Reisen, die ich in der Umgebung des Telezkoje-Sees zu machen beabsichtige, möglich sein, dieser Frage näher zu treten. Künftigen Forschungen ist es auch vorbehalten, das Verhältnis der eiszeitlichen Seitengletscher zum Hauptgletscher sowie auch die Anzahl der Rückzugsstadien klarzustellen.

Offen muß auch die Frage nach der Zahl der Eiszeiten im Altai bleiben. Bis auf weiteres können wir nur von einer solchen sprechen, die wir auf

Abbild. 38.



Terrassen und Längsprofil des Telezkojebeckens.

Die ausgezogenen Striche bedeuten Terrassenkanten am Westgehänge, die punktierten Striche bedeuten Terrassenkanten am Ostgehänge des Beckens.

Grund der Jugendlichkeit und Frische ihrer Ablagerungen der Würmzeit der Alpen zur Seite stellen können. Nirgends habe ich im Altai Bildungen gesehen, die sicher interglazialen Ursprungs wären, oder Moränen deutlich verschiedenen Alters. Die erwähnten Moränen, Bändertone und Sande von Belē können gut als Zeugnis nur einer Eiszeit gedeutet werden. Ebenso können die Terrassenkanten und Gesimse, die den See in verschiedenen Höhen umgeben und die ich zum Teil photogrammetrisch aufgenommen habe, während eines glazialen Zyklus entstanden sein (siehe Tafel I und Abbild. 38). Wenigstens scheint es gewagt zu sein, hier die H e s s'sche

<sup>1)</sup> Nach J a k o w l e f f war das Tal der Tschultscha, eines oberhalb Baschkau mündenden Nebenflusses des Tschulyschman, von einem mächtigen Gletscher eingenommen, der in etwa 600 m Höhe, d. h. 50 km südlich vom Telezkoje-See endete (a. a. O., S. 34).

Hypothese zu verwerten, die nicht allgemeine Anerkennung gefunden hat. Wir wissen auch noch nicht, inwieweit die höher liegenden, teilweise unzugänglichen Gesimse von petrographischen Verschiedenheiten im Felsenuntergrunde herrühren.

Der Betrag der nacheiszeitlichen Erosion im Tschulyschman-Bija-Tale ist verhältnismäßig gering. Am größten ist die fluviatile Ausnagung und Ausräumung in den unteren Teilen der Hangetäler sowie im Bereiche der Endmoränen des ehemaligen Hauptgletschers gewesen. Doch kann man auch in tieferen Niveaus des Bija-Tals fluvioglaziale Schotter 40—60 m über der gegenwärtigen Talsohle beobachten.

\* \* \*

Von dem Tale des Tschulyschman aus machte ich eine Exkursion nach dem auf dem Südwest-Ufer des Sees sich erhebenden Berge Altyn-tu, um über die präglaziale Oberflächengestaltung der Telezkoje-Gegend und den Betrag der Übertiefung einige Auskunft zu erhalten. Da der Berg von der Seeseite nicht zugänglich ist, muß man, um ihn zu ersteigen, einen langen Umweg machen. Zuerst fährt man eine Strecke von 8 km das Tschulyschman-Tal aufwärts bis zum Nebenflusse Atschelman, dessen Tal hängend an der Westflanke des tiefen Haupttals mündet. Dann folgt man entweder dem Tale des Boshō, der sich in den Atschelman am Rande des Tschulyschman-Tals von links ergießt, — einem Weg, den J a d r i n z e f f und S a p o s h n i k o f f benutzten, oder dem Atschelman bis zu seinen Quellflüssen, um danach über einen Rücken in dem Tal des Korumdu, eines am Nordwestgehänge des Altyn-tu entspringenden Nebenflusses, des Jān-tschilē, zu gelangen. Ich wählte diesen letzterwähnten, etwas längeren Weg und hatte somit Gelegenheit, die nördliche Umgebung des Berges zu studieren.

Der Atschelman fließt hauptsächlich in westöstlicher Richtung in einem Tale, dessen Gefälle oberhalb der Mündungsschlucht nur 25—30 ‰ beträgt und in welchem nur unbedeutende Spuren von Gletschertätigkeit nachweisbar sind. Die Mündung dieses breiten, schwach trogförmigen Tals hängt 850 m hoch über dem Tschulyschman (siehe Tafel 1). Weil das Atschelman-Tal seit Beginn der Eiszeit sich nur unbedeutend verändert hat, kann man mit Hilfe desselben das präglaziale Talprofil des Tschulyschman rekonstruieren und somit auch einen approximativen Wert des Betrages der Übertiefung ermitteln. An der Mündung des Atschelman liegt der von nacheiszeitlichen Bildungen bedeckte Talboden des Hauptflusses in 480 m Höhe, die geschätzte Meereshöhe der präglazialen Talsohle ist aber wenigstens 1200 m, woraus wir als Minimalbetrag der Übertiefung 750 m erhalten (siehe das Querprofil L—S auf Tafel 1).

Den oberen Lauf der unmittelbar dem See zuströmenden Flüsse habe ich noch nicht untersucht und kann folglich keine genauen Zahlen über den Grad der Übertiefung der Seewanne anführen. Wir besitzen ja auch keine hypsographische Karte des Gebiets, auf Grund derer man Vermutungen äußern könnte. Ziemlich sicher dürfte es sein, daß der fragliche Übertiefungsbetrag wenigstens um 100—150 m den des unteren Tschulyschman-Tals übertrifft. Über die Mächtigkeit der ehemaligen Eisdecke stehen auch keine direkten Messungen zu meiner Verfügung. Es sei nur erwähnt, daß das Atschelman-Tal eine Zeit lang von dem riesigen Hauptgletscher versperrt gewesen ist.

Der Altyn-tu ist von einem wenig abwechslungsreichen Gebirgslande mit vollreifen Formen umgeben, dessen Kammhöhe etwa 2000 m ist. Schon der Sprachforscher Radloff wurde des schroffen Gegensatzes gewahr, der zwischen den steilen Abhängen des Tschulyschman-Tals und den ruhigen Formen der westlicher gelegenen Landschaft herrscht: „Südlich vom Flübchen Atschelman erstiegen wir das linke Ufergebirge des Tschulyschman. Der Fels erhebt sich hier fast senkrecht, und an den Klüften steigt ein wenige Fuß breiter Pfad in vielen Windungen und Krümmungen empor. Der Weg wird so steil, daß die Pferde, dicht an die Felswand gedrängt, nur mit Mühe an den Steinplatten emporklimmen können.“ Am Oberlaufe des Atschelman aber „sind die Berggipfel meist wellenförmig abgerundet, und nirgends ragen zackige Spitzen hervor“<sup>1)</sup>. Der Gefällswinkel übersteigt nur in den obersten Teilen der Abhänge 20°. Steilere Böschungen sieht man nur im Bereiche der glazialen Erosion. Der Felsen- grund besteht aus Granit und kristallinischem Schiefer.

Auf der Nordseite des Altyn-tu haben wir einige Trogtäler und Kare, die eine Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze ermöglichen. Als Wasserscheide zwischen dem Atschelman und dem Jän-Tschilē erhebt sich ein 2100 m hoher Rücken mit ausgeglichenen Gehängen, in denen keine Karbildungen zu beobachten sind. Erst nördlicher, in der Quell- gegend des nach Nordwesten und Norden strömenden Korumdu begegnet man solchen (siehe Tafel 1). Im Trogtale des letzterwähnten Flusses liegt, 1840 m hoch, eine felsige Schwelle, unterhalb derer das Tal eine Stufe bildet und sich verbreitet. Weiter flußab erheben sich Endmoränenwälle in 1500—1550 m Höhe. Oberhalb des Riegels breitet sich eine von einem See eingenommene Niederung aus. Höher im Tale beobachtet man ein schön ausgebildetes Treppenkar mit Stufen in 1920, 2060 und 2100 m Höhe. Auf den Stufen liegt eine Reihe von Felsbecken mit Teichen und sumpfigen

---

1) W. Radloff, Aus Sibirien. Leipzig 1893. S. 98—9.

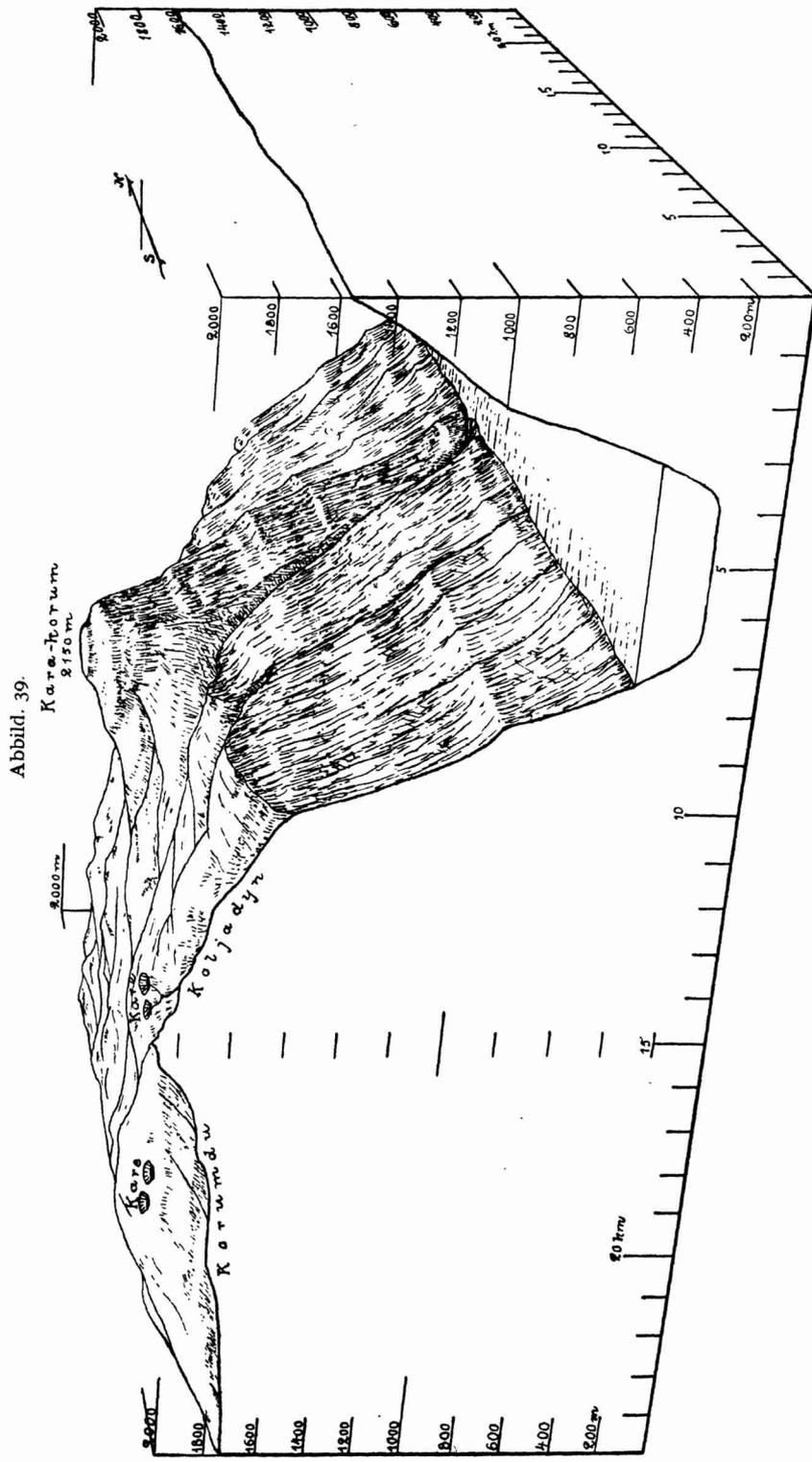
Wiesen. Der Fluß stürzt in Wasserfällen von Stufe zu Stufe (siehe Abbild. 39). Im Osten ist der Talschluß von einem Rücken, der zugleich die Wasserscheide gegen den dem See zufließenden Koljadyn bildet, begrenzt. Auf gleiche Weise strömt der linke Quellfluß des Korumdu aus einem Treppenkarr in einen Trog, um sich weiter unten mit dem Hauptflusse in einem breiten glazial ausgestalteten Tale zu vereinigen.

Das östlicher gelegene Tal des Koljadyn erinnert in hohem Grade an die oben beschriebenen Täler. Es ist von gerundeten Gipfeln umrahmt, in deren Gehänge Kare eingesenkt sind. An den nördlichen Quellen des Flusses liegen zwei Karnischen oberhalb der Waldgrenze in einer Höhe von 2100 m, bei südlicher Exposition (siehe Abbild. 39). Unterhalb desselben findet man drei größere Kare in einer Reihe dem Tale entlang. Das unterste von diesen, das am Nordfuße des höchsten Gipfels des Altyn-tu, in 1940 m Höhe gelegen ist, steht zugleich im Zusammenhange mit einem westlicher gelegenen Treppenkare, das im östlichen Abhang des erwähnten wasserteilenden Rückens gebildet worden ist. Das letztgenannte Treppenkarr besteht ebenfalls aus drei Stufen; oberhalb seines untersten Riegels liegt ein See.

Von den Treppenkaren setzt der Koljadyn seinen Weg nach Osten fort, zuerst in einem Trogtale, dessen Sohle anfänglich 1890 m hoch liegt. Von dem nördlichen Abhänge des Altyn-tu aus kann man sehen, wie der Fluß weiter im Osten dem tief unten liegenden Telezkoje-See zueilt. Von der Seeseite her betrachtet ist auch der Koljadyn ein weiß schäumender Wildbach, der sich in einer engen Schlucht in den See von 1500 m Höhe herabstürzt (siehe Abbild. 39).

Außer den erwähnten, im dauernden hydrographischen Zusammenhange mit dem Korumdu und dem Koljadyn stehenden Karen haben die Höhen um den Altyn-tu herum in ihren Gehängen noch mehrere andere aufzuweisen. Auf der nördlichen Talseite des Korumdu liegen Karnischen in 2100 m Höhe, auf dem Nord- und Westabhänge des vom Flusse nach Süden gelegenen Rückens aber in einer Meereshöhe von 1900—2000 m. Im allgemeinen ist die Höhe der obersten deutlich ausgebildeten Kare 1900—2100 m.

Auf Grund des Gesagten können wir annehmen, daß die eiszeitliche Schneegrenze auf der Nordseite des Altyn-tu etwa 1700 m über dem Meeresspiegel lag. Obgleich diese Angabe sich auf Beobachtungen in einem sehr beschränkten Gebiete stützt, dürfte sie doch einigen Wert haben, zumal da sie die erste ihrer Art aus dem Russischen Altai ist. Über die rezente Schneegrenze haben wir keine Angaben. Die Beobachtungen, die über die untere Grenze der heutigen Gletscher im östlichen Altai gemacht worden sind, machen es wahrscheinlich, daß sie ungefähr in 3000 m Höhe zu suchen



Querprofil durch die Täler des Korumdu und Koljadyn und einen Teil des Telezkojebeckens in fünffacher Überhöhung.

ist. Die Depression der Schneegrenze in der Eiszeit wäre also 1200—1300 m. — Die jetzige Waldgrenze liegt auf den Gehängen des Altyn-tu in einer Höhe von 1950—2000 m.

Unsere Betrachtungen haben zu Ergebnissen geführt, die im Einklange mit dem stehen, was ich früher über die Morphologie des zentralen und südlichen Altai sowie der angrenzenden Teile der Mongolei berichtet habe<sup>1)</sup>. Eine alte Rumpffläche, die wahrscheinlich während des Mesozoikums gebildet worden ist, tritt in der heutigen Landschaft ziemlich deutlich hervor. In der Umgebung des Altyn-tu liegt sie in etwa 2000 m Höhe und bildet hier die gleich hohen Kämmen der Gebirgsrücken. Einige, aus widerstandsfähigeren Gesteinen aufgebaute Gipfel, wie der Altyn-tu, der Kara-korum und andere ragen über der alten Peneplain hervor. In der Tertiärzeit setzte ein neuer, von tektonischen Vorgängen veranlaßter Zyklus ein. Die Talsysteme dieses Zyklus hatten ein vollreifes Stadium erreicht, als die Eiszeit kam. Die glaziale Einebnungsperiode hat die höchsten Gebirge sowie die großen Täler erheblich umgestaltet. Das tiefe Becken des Telezkoje-Sees ist ein schönes Beispiel von den frühreifen Formen dieser Periode. Der gegenwärtige normale Zyklus schließlich hat im großen und ganzen nur unbedeutende Veränderungen bewirkt. Das Landschaftsbild wird von den Formen der tertiärzeitlichen Einebnungsperiode beherrscht. In dieser Hinsicht unterscheidet sich unser Gebiet von den westlicher und südlicher gelegenen Teilen des Altai und vor allem von der Mongolei, wo infolge eines trockneren Klimas der tertiärzeitliche Zyklus nicht ein so reifes Stadium erreicht hat und wo die Peneplain der früheren Periode in der Landschaft in größerem Umfange zur Geltung kommt. Die Telezkoje-Gegend gleicht in dieser Beziehung mehr den Alpen Europas.

Während meiner Reise von Bijsk nach dem Telezkoje-See machte ich am Unterlaufe des Katun einige flüchtige Beobachtungen, die als Ergänzung zu dem oben Ausgeführten erwähnt seien. In dem fraglichen Flußtale fand ich Endmoränen des diluvialen Katun-Gletschers in einer Meereshöhe von 300—350 m. Am Außenrande des glazialen Übergangskügels liegt der Ort Schulgin-log an der von Bijsk führenden Fahrstraße. Die eigentlichen Moränenanhäufungen treten überaus deutlich in der Umgebung der Dörfer Tschergatschak und Naimá (Maima) hervor. Südlich von dem letztgenannten erhebt sich ein 50—70 m hoher Moränenwall, dem die Fahrstraße eine lange Strecke folgt. Der Wall, dessen Oberfläche mit einer Menge großer, erratischer Blöcke übersät ist, versperrt das Tal der Naimá, eines rechts mündenden Nebenflusses des Katun. Hinter dem

<sup>1)</sup> Beiträge zur Kenntnis der Eiszeit in der nordwestlichen Mongolei und einigen ihrer südsibirischen Grenzgebirge. Fennia 28, Helsingfors 1910.

Moränenrücken scheint im Tale der Naimá früher ein See gewesen zu sein, der in dem Maße, wie der genannte Nebenfluß sein Erosionstal durch die quer über ihre Mündung liegenden glazialen Anhäufungen vertiefte, ausgezapft worden ist.

Im Tale des Katun erstreckte sich somit in der Eiszeit ein Riesengletscher annähernd bis in das gleiche Niveau wie im Bija-Tale.

Unsere Ausführungen können wir in folgenden Schlußergebnissen zusammenfassen:

Die gegenwärtige Oberflächengestaltung des östlichsten Altai im Flußgebiete des Ob ist von den vollreifen Formen eines tertiärzeitlichen Zyklus beherrscht. Eine mesozoische Rumpffläche tritt in der Landschaft nur im bescheidenen Maße zutage. Während der Eiszeit wurden die höchsten Erhebungen sowie besonders die großen Täler der Tschulyschman-Bija und des Katun bedeutend umgestaltet.

Der diluviale Tschulyschman-Bija-Gletscher endigte bei seiner größten Ausdehnung in 400 m Höhe, der Katun-Gletscher in 350 m Höhe. Im Gebiete des ersteren lag die Schneegrenze in einer Höhe von etwa 1700 m, wenigstens 1200 m tiefer als gegenwärtig.

Bei seiner größten Ausdehnung war der Tschulyschman-Bija-Gletscher etwa 320 km lang. Das Zungenbecken desselben ist von dem Telezkoje-See eingenommen. Die Seewanne ist nicht durch tektonische Vorgänge sondern durch glaziale Vertiefung und Erweiterung entstanden. Der Betrag der Übertiefung ist 800—1000 m.

---

## Die Gewässer Russisch-Turkestans und die Zukunft der Bodenkultur des Landes.

Von Prof. Dr. Woeikof, Petersburg.

Bis zum Ende des 19. Jahrhunderts wurde keine systematische Erforschung der Gewässer Turkestans vorgenommen. Durch die Einnahme von Khiva im Jahre 1873 wurde die Aufmerksamkeit der Russen auf die Amu-Darja gelenkt, und es wurde auch die Möglichkeit erwogen, ihr ihre vermutete alte Mündung in den Kaspi wiederzugeben.

Es wurden einige Expeditionen dorthin geschickt, welche viele Arbeiten ausführten. Davon muß besonders das große Nivellement zwischen Kaspi und Aral erwähnt werden. Aber eine systematische Erforschung der Gewässer wurde nicht eingeleitet, gab es doch nicht einmal Pegel auf dem Aral, und für viele Jahre wissen wir eigentlich nichts Sicheres über die Wasser-

standsschwankungen dieses großen Sees, in den die bedeutendsten Flüsse Turkestans münden.

Doch in den letzten Jahren ist eine systematische Erforschung der Gewässer Turkestans und zwar in einem sehr großartigen Maßstab begonnen worden. Es wurden nicht nur Expeditionen ausgeschickt, um verschiedene Flußgebiete zu erforschen, sondern es sind beständige Pegelbeobachtungen, ebenso auch Bestimmungen der Wassermenge, des Schlamm- und Salgehaltes der Flüsse angestellt worden. Das Zentrum dieser Forschungen ist in Taschkent, wo große Laboratorien dafür tätig sind. An der Spitze stand ein sehr tüchtiger und kenntnisreicher Ingenieur, W. G. Glauschkof, und es sind schon drei Berichte der turkestanischen hydrometrischen Abteilung erschienen<sup>1)</sup>.

Die Berichte enthalten eine Menge der interessantesten Tatsachen in ihren Zahlen und graphischen Tabellen, Profilen usw., sehr gut beleuchtet durch einen ausführlichen Text; ich bedaure sehr, hier nur wenig davon erwähnen zu können.

Das General-Gouvernement Turkestan besteht aus dem eigentlichen Turkestan, d. h. den drei Provinzen Syr-Darja, Ferghanna und Samarkand und den Vasallen-Chanaten Kiwa und Buchara; sie liegen in dem Gebiet des Aral und seiner großen Zuflüsse Amu und Syr-Darja. Im Nordosten ist die Provinz Semiretchensk, d. h. Siebenstromland, hauptsächlich im Gebiete des Iliflusses, des Zuflusses des großen Balkaschsee und ein kleiner Teil in dem hydrographischen Gebiete des großen Gebirgsees Issykkul. Die südwestliche Provinz, die transkaspische, ist bis jetzt noch nicht einbezogen in die Forschungen der Abteilung. Der größte Fluß Turkestans ist der Amu-Darja, der aber diesen Namen erst von der Vereinigung des Wachs und des Pandsch trägt. Gegenüber erhält der Fluß seinen letzten linken Zufluß, die Kundus-Darja, weiter unterhalb sind am linken Ufer nur Flüsse, welche den Amu nicht erreichen, weil ihr Wasser ganz zur Bewässerung benutzt wird. Der Balchfluß ist der letzte derselben; unterhalb ist kein früherer Nebenfluß vorhanden.

Rechts erhält der Amu drei bedeutende Zuflüsse auf bucharischem Territorium, den Wachs, den Kafirnagan und den Surchan. Unterhalb gibt es rechts nur zwei frühere Zuflüsse, welche ganz zur Bewässerung benutzt werden; es sind der Kaschka-Darja und der berühmte Zarafschan, der Polymetes der Alten.

Der Syr-Darja erhält seinen Namen von der Vereinigung der zwei Flüsse Naryn und Kara-Darja, der erstere ist der Hauptfluß und erhält den

---

<sup>1)</sup> 1910: 850 S. 8°; 1911: 710 S.; 1912: 1055 S. (R) mit vielen Karten, Profilen, graphischen Tabellen.

größten Teil seines Wassers aus dem Tian-schan. Nach der Vereinigung der beiden Flüsse erhält der Syr-Darja keine linken Zuflüsse. Die Flüsse, welche früher den großen Fluß erreichten, die Flüsse des Ferghanabeckens, erreichen ihn jetzt nicht, nicht einmal die größten, der Soch und der Isfara. Rechts erhält der Syr-Darja bedeutende Zuflüsse, weil der Tian-schan weit nach Nordosten reicht. So erhält er hier als hauptsächlichliche Zuflüsse den Angren, den Tschirtschik und den Arys, von welchen der zweite ein bedeutender Fluß ist. Der Hauptzufluß des Balkasch ist der Ili.

Die folgende Tabelle gibt einen Vergleich der Wassermenge der zwei größten Flüsse Turkestans mit der Wolga und dem Nil. Man sieht, daß die Wassermengen dieser Flüsse zwar kleiner sind als die der beiden anderen, doch führt auch der Amu-Darja eine bedeutende Wassermenge. Sie ist sehr bedeutenden Jahresschwankungen unterworfen, so daß das Verhältnis des Hoch- zum Niedrigwasser 9 : 1 ist. Das gleiche Verhältnis hat die Wolga, der Syr-Darja ein kleineres, und der Nil ein viel größeres.

Fluß	Kubikmeter per Sek. Jahr	Min.	Max.	Verhältnis	
				Max.	Min.
Syr-Darja <sup>1)</sup>	671	324 I	1 154 VI	3,6	: 1
Amu-Darja <sup>2)</sup>	1613	508 II	4 500 VII	9	: 1
Nil <sup>3)</sup>	2944	450 VI	10 000 IX	22	: 1
Wolga <sup>4)</sup>	6723	2610 XI	23 860 V	9	: 1

Turkestan gehört zu den Ländern, wo die Regen des Winterhalbjahrs viel größer sind als diejenigen des Sommerhalbjahrs, und auf der Ebene ist der Sommer nahezu ganz regenlos und die Regenmenge ist überhaupt sehr unbedeutend, nicht über 170 mm im Jahr.

Eine größere Menge findet sich in der Nähe der Gebirge. In den Gebirgen selbst ist die Menge bis jetzt noch nicht bestimmt worden, weil es keine eigentlichen Gebirgstationen gibt. Jedenfalls ist der Niederschlag bedeutend größer als in der Ebene.

Die große Trockenheit nicht nur der Ebene, sondern auch der größeren Täler, wie namentlich Ferghana, die fast vollständige Regenlosigkeit in der Vegetationsperiode, hat jedenfalls die künstliche Bewässerung nötig gemacht, seitdem überhaupt Ackerbauer in der Gegend sich ansiedelten.

Die Verhältnisse Turkestans sind solche, daß die Flüsse hauptsächlich Wasser von der Schneeschmelze im Gebirge führen, und daher dann wasserreich sind, wenn fast kein Regen fällt. Wir können im ganzen sehen, — und das bestätigen die Erhebung der turkestanischen hydrometrischen

<sup>1)</sup> Bei dem Kanale in der Hungersteppe (Golodnaja Step.). <sup>2)</sup> Tschardschui.  
<sup>3)</sup> Assuan. <sup>4)</sup> Samara.

Abteilung — daß die Wassermenge der Flüsse von der Schneemenge im Gebirge abhängt. Jedoch die Verteilung der Wassermenge auf die verschiedenen Jahreszeiten hängt hauptsächlich von der Temperatur, nicht aber von den Niederschlägen der betreffenden Monate ab, denn je höher die Temperatur ist, desto mehr Schmelzwasser liefern Schnee und Gletscher. Die Bewohner des Landes wissen es sehr gut, namentlich am Amu-Darja. Als ich im Juli 1912 an diesem Flusse war, fand ich, daß alle davon ganz überzeugt waren, daß einer Hitzeperiode in einigen Tagen ein Hochwasser im Flusse folgen, ebenso daß nach etwas kühlerem Wetter eine Abnahme des Wassers eintreten werde.

In dem Berichte für 1912, Bd. II, S. 20 findet sich eine graphische Tabelle, welche den Einfluß der Temperatur auf dem Pamir auf die Wassermenge des Amu sehr schön illustriert. Im Hochsommer ist der Parallelismus der beiden Kurven ganz auffallend. Ich gebe einige Zahlen. Die Lufttemperaturen sind Mittel aus  $\frac{7a + 1p + 9p}{3}$  ohne Korrektion. Die Niederschläge sind in Millimeter für das Jahr, in Prozenten der Jahresmenge für den Frühling und die Monate Juni bis September angegeben.

## Lufttemperatur.

Monate	Petro <sup>1)</sup> Alexan- drowsk	Tasch- kent <sup>2)</sup>	Na- man- gan <sup>3)</sup>	Sa- mar- kand <sup>4)</sup>	As- scha- bad <sup>5)</sup>	Ker- ki <sup>6)</sup>	Bai- ram- Ali <sup>7)</sup>	Ir- kesch- tam <sup>8)</sup>	Pamir- ski Post <sup>9)</sup>
Januar	-4,7	-1,3	-3,5	-0,7	-0,2	1,0	-0,6	-10,6	-18,1
April	14,7	14,8	16,3	13,3	16,2	18,3	17,3	2,7	0,4
Mai	22,6	21,0	21,7	20,0	23,5	24,8	24,7	7,6	6,7
Juli	28,3	27,7	26,8	25,5	29,3	29,1	30,8	13,7	14,2
Septemb.	19,4	19,6	19,7	18,6	22,4	21,3	23,5	8,9	7,9
Oktober	10,7	12,3	12,2	11,8	14,8	14,8	15,5	1,7	-0,7
Jahr	12,5	13,7	13,5	13,1	15,7	16,4	16,4	2,0	-1,2

## Jahresniederschlag in Millimeter.

Ebene W. von Amu-Darja: Krasnowodsk 119, Merv 127, Baïram-Ali 156.

<sup>1)</sup> 41,5° N. 61,0° E. in der Nähe des Amu-Darja. 112 m ü. N. N.    <sup>2)</sup> 41,3° N. 69,3 E. 478 m.    <sup>3)</sup> 41,0 N. 71,6 E. 436 m, in Ferghana.    <sup>4)</sup> 39,6 N. 66,9 E. 727 m.    <sup>5)</sup> 37,9 N. 58,4 E. 226 m. Transkasp. Prov.    <sup>6)</sup> 37,8 N. 55,1 E. 245 m, Mittellauf des Amu.    <sup>7)</sup> 37,7 N. 62,1 E. 239 m, in der Nähe des Murghab bei Alt-Merv.    <sup>8)</sup> 39,7 N. 73,9 E. 2330 m, in der Nähe der Grenze von Ost-Turkestan.    <sup>9)</sup> 38,2 N. 74,0 E. 3693 m, auf dem Pamir.

Am Amu und in seiner Nähe: Nukus 86, Petro-Alexandrowsk 97, Tschardschui 119, Buchara 105, Kerki 162.

Im Süden der Ebene in der Nähe des Kopet-Dagh: Kuschka 159, Asschabad 278.

Östlich von der Ebene in der Nähe der Gebirge in Höhen von 400—750 m: Samarkand 345, Dschisak 432, Taschkent 355, Aktasch 863 (über 800 m hoch).

Ferghana 400—500 m hoch: Namangan 182, Skobelef 166, Andischan 242.

Ferghana, 1005 m hoch: Osch 334.

Niederschlag in Prozenten.

	Frühling	Juni bis September
Petro Alexandrowsk	47	9
Taschkent	44	6
Samarkand	55	5
Namangan	41	10
Bairam-Ali	38	2
Kerki	45	1

In der Ebene und in den Tälern bis 300 m sind die drei Sommermonate, bis etwa 500 m, der Juli, bedeutend wärmer als irgend ein Monat unter dem Äquator, und fünf Monate haben eine Temperatur über 20°. Daher sind die Verhältnisse günstig für alle einjährigen Pflanzen der Subtropen, — Baumwolle, Reis und Sorgho eingeschlossen, aber bei der großen Trockenheit und der Regenarmut können diese Pflanzen nur mittels künstlicher Bewässerung gezogen werden.

Der für die Breite kalte, meistens schneearme Winter der Ebene läßt aber nur solche Bäume zu, welche auch im mittleren Deutschland gedeihen. Von der Kultur der Orangen, Zitronen, des Ölbaumes kann keine Rede sein, und nur in geschützten Lagen (namentlich in den Gebirgen von Buchara) gedeihen Platanen, Granaten, Feigen.

Nirgends in Turkestan fällt viel Regen, die Gegenden, welche reicher an Niederschlag sind, haben viel Schnee.

Es fragt sich, zu welcher Jahreszeit fällt der Schnee, welcher in einigen Teilen Turkestans so mächtige Firne und Gletscher erzeugt und den Flüssen ihr Sommer-Hochwasser gibt? Nicht im Winter, denn es ist dann in den hohen Lagen zu kalt für großen Schneefall, nicht im Sommer, wenigstens in den südlicheren Gebirgen, auch dort ist der Sommer arm an Niederschlägen. Am meisten fällt er wohl im Frühling, dann im Herbst.

Das Studium des Gebirgschnees ist eine wichtige Aufgabe für die turkestanische hydrometrische Abteilung, ein Anfang wurde mit dem

Herbste 1912 gemacht, und in dem Berichte für 1913 werden wir hoffentlich Nachrichten darüber finden. Der Gebirgsschnee ist das größte Kapital des Landes. Seine Schmelze gibt das Wasser, mittels dessen der fruchtbare Lößboden Hunderte von Millionen der begehrtesten Produkte der Subtropen liefert und Milliarden geben wird bei planmäßiger Benutzung der Gewässer.

In solch einem Klima muß der Mensch darauf trachten, daß das Wasser nicht von dem Boden oder von den Flüssen, sondern von der Oberfläche der für den Menschen nützlichen Pflanzen verdunstet.

Im Sommerhalbjahr sind die Abweichungen des Abflusses des Amu proportional denjenigen der Lufttemperatur. So sind die Differenzen 1912 minus 1911 in Kerki folgende:

Monat	Abfluß-Kubikmeter per Sek.	Lufttemperatur	Monat	Abfluß-Kubikmeter per Sek.	Lufttemperatur
III	+251	+0,7	VII	+1399	+2,6
IV	+324	+2,5	VIII	— 648	—0,2
V	—441	—0,6	IX	— 490	—2,9
VI	—538	—1,9	Jahr	+ 32	+0,11

Folgende Tabelle gibt Jahressummen (vom 14. X. 1911 bis zum 13. X. 1912 inkl.)

Fluß	Ort	Wasserführung cbkm pr.Sek.	Feste Bestandteile in 1000 cbm	Salzgehalt in 1000 cbm
Amu-Darja	Kerki	62,80	346,561	22,462
Syr-Darja	Zaporoschsky	16,67	33,412	6,108
Naryn	Utsch-Kurgan	10,93	15,233	2,816
Kara-Darja	Kuigan-jar	2,17	1,377	618
Tschirtschik	Tschimbailik	7,86	3,386	1,011
Ili	Iliisk	11,76	20,074	2,690

Die mittlere Abflußmenge des Amu-Darja betrug in Kubikmeter per Sekunde 1912: 2010; 1911: 1971 (bei Kerki). Das Maximum erreichte (1912) 6867, das Minimum sank auf 641 herab. In der Vegetationsperiode (IV bis IX) stellen sich die Zahlen folgendermaßen:

	Mitt.	Min.
1910	2943	1134
1911	3137	1144
1912	3099	1068

Abflußmenge, Trübung und Salzgehalt auch der übrigen Flüsse für dieselbe Periode gibt folgende Tabelle:

1912	Abfluß Kubikm. per Sek.	Trübung Volumsprozent	Salzgehalt %
Amu-Darja	3099	0,496	0,035
Syr-Darja <sup>1)</sup>	531	0,181	0,036
Ili <sup>2)</sup>	461	0,133	0,022
Naryn <sup>3)</sup>	400	0,109	0,024
Tschirtschik <sup>4)</sup>	251	0,138	0,014
Kara-Darja <sup>5)</sup>	66	0,084	0,028
Tschu <sup>6)</sup>	64	0,047	0,025

Mit Ausnahme des Tschirtschik, welcher mechanisch und chemisch das reinste Wasser führt, wächst die Trübung mit der Wassermenge der Flüsse.

Im Sommer ist die Trübung viel größer als im Winter:

F l u ß	Min.	Max.	Halbjahr	
			Winter	Sommer
Amu } Darja	0,125 X	0,588 V	0,204	0,583
Syr } Darja	0,048 I	0,365 IV	0,044	0,131
Ili	0,015 I	0,315 V	0,096	0,154
Naryn	0,011 XII	0,186 VI	0,044	0,131
Tschirtschik	0,006 IX	0,079 III	0,041	0,037
Kara-Darja	0,019 VI—IX	0,147 II, III	—	0,062

Nachstehende Tabelle gibt die Wassermenge, Kubikmeter pro Sek. (Q),

	Amu Darja bei Kerki					Syr-Darja bei Zaporoschsky				
	Q	S	P	S <sub>1</sub>	P <sub>1</sub>	Q	S	P	S <sub>1</sub>	P <sub>1</sub>
1911										
Oktober	1165,0	126,9	0,126	42,4	0,0421	438,9	32,58	0,86	16,1	0,0424
November	906,1	117,1	0,151	38,5	0,0492	358,3	56,97	0,184	13,2	0,0427
Dezember	824,5	103,3	0,145	38,2	0,0536	342,8	31,15	0,107	14,8	0,0500
1912										
Januar	770,2	93,1	0,140	36,9	0,0555	320,5	13,31	0,48	14,6	0,0527
Februar	819,6	126,0	0,178	42,6	0,0601	355,4	23,12	0,72	17,7	0,0575
März	1068,0	381,2	0,413	53,2	0,0577	406,9	36,92	0,105	19,9	0,0565
April	2331	1328	0,685	77,9	0,0402	824,6	260,2	0,365	23,0	0,0322
Mai	2787	1657	0,688	82,4	0,0342	788,6	130,9	0,192	19,5	0,0287
Juni	4166	2929	0,536	103,7	0,0288	916,8	162,4	0,205	18,0	0,0227
Juli	5099	2907	0,660	101,3	0,0230	562,4	113,3	0,172	19,5	0,0296
August	2729	1054	0,447	68,6	0,0291	486,3	104,2	0,248	12,6	0,0299
September	1603	305	0,220	50,7	0,0360	369,1	41,13	0,125	11,4	0,0357
Tschirtschik b. Tschimbailik. Syr Darja bei Kasalinsk										
1911										
Oktober	123,1	855	0,0075			432,2			15,8	0,0423
November	107,8	2574	0,0276			465,2			17,0	0,0423

<sup>1)</sup> Zaporoschsky. <sup>2)</sup> Iliisk. <sup>3)</sup> Utsch-Kurgan. <sup>4)</sup> Tschimbailik. <sup>5)</sup> Kuigan-  
jar. <sup>6)</sup> Konstantinowsky.

die Menge der festen Bestandteile in Kubikmeter pro Tag (S), die Menge derselben in Volumsprozent (P), die Salz mengen pro Tag in Metertonnen (S<sub>1</sub>) und die Gewichtsprozent derselben (P<sub>1</sub>).

Die Trübung ist größer am Anfang als am Ende des Hochwassers. Der Tschirtschik führt im Sommer meistens Gletscherwasser, daher die mindere Trübung im Sommer- als im Winterhalbjahr.

Die Kara-Darja, welche mit dem Naryn die Syr-Darja bildet, führt im Sommer sehr wenig Wasser am Orte der Beobachtungen, denn das meiste wird zur Bewässerung verbraucht. Was dann im Flusse vorhanden ist, ist Sickerwasser von den Feldern.

Das Wasser ist überall salziger im Winter als im Sommer, denn im Winter führen die Flüsse viel Grundwasser, welches in Turkestan meistens salzig ist, im Sommer aber am meisten Schnee- und Gletscherwasser:

Fluß	Beobachtungsort	Salzgehalt in Prozenten:	
		Minimum	Maximum
Amu } Syr } Darja	Kerki	0,0230 VII	0,0601 II
	Zaporoschsky	0,0287 VI	0,0575 II
	Kasalinsk <sup>1)</sup>	0,0245 VII	0,0516 III
Naryn	Utsch-Kurgan	0,0166 VI	0,0346 II
Kara-Darja	Kuigan-jar	0,0258 V	0,0347 II
Tschirtschik	Tschimbailik	0,0086 VII	0,0153 I, II
Ili	Iliisk	0,0174 VI	0,0321 I

Der Naryn unterhalb Utsch-Kurgan, die Kara-Darja unterhalb Kuigan-jar und die Syr-Darja bis Zaporoschsky haben keine oberirdischen Zuflüsse, und doch sind der Abfluß und der Salzgehalt an letzterem Orte größer als die Summe der Abflüsse der beiden Flüsse.

Abfluß des Naryn (1912)	400 cbm per Sek.	Salz- gehalt	} 0,024 %
„ der Kara-Darja (1912)	66 „		
Summe (1912)	466 per	Mitt.	0,0246 %
Syr-Darja bei Zaporoschsky (1912)	531 „		0,036 %
Diff. (1912) + 65	„		+0,0114 %

Dasselbe Resultat gaben die Bestimmungen im Jahre 1911.

Das Resultat ist nur so erklärlich, daß die Syr-Darja salziges Sickerwasser von dem Kreise Kokand erhält. In diesem Kreise ist das Grundwasser überhaupt salzig und daher die Baumvegetation in der Stadt

<sup>1)</sup> Im Unterlaufe.

Kokand, trotz bedeutender Bewässerung, bei weitem nicht so üppig als im mittleren und östlichen Ferghana.

Der Salzgehalt des Wassers der Syr-Darja wächst auch bis Kasalinsk im Unterlaufe des Flusses, aber weniger als im oben erwähnten Falle:

	Winter- Halbjahr	Sommer- Halbjahr
Zaporoschsky	0,0537	0,0329
Kasalinsk	0,0556	0,0372
Diff.	+ 0,0019	0,0043

Der Unterschied zwischen der Summe der Abflußmengen des Naryn und der Kara-Darja und dem Abfluß der Syr-Darja an den oben erwähnten Stellen ist nicht beständig, sondern bedeutenden Schwankungen unterworfen, und zwar so, daß im Winterhalbjahr die Differenz positiv ist, d. h. dann der unterirdische Abfluß aus Ferghana einen großen Anteil an der Wassermenge der Syr-Darja hat, während von April bis inkl. August die mittlere Differenz ungefähr 0 ist, und sie negativ wird bei Steigen der Flüsse, wenn die Ufer viel Wasser absorbieren und positiv bei Abnahme des Wassers.

Diese Summen und Differenzen werden für jeden Tag von Oktober 1911 bis inkl. September 1912 gegeben. Unten sind einige Beispiele angeführt. Die Zahlen bedeuten cbm per sec.

Tag	Summe	Diff.	Tag	Summe	Diff.
21 I	253	+60	1 } V	796	-67
27 I	203	+125	2 } V	947	-124
1 III	250	+113	7 } VII	906	-37
4 III	200	+171	8 } VII	950	-68
13 } IV	587	-12	9 } VII	1058	-94
14 } IV	671	-47	10 } VII	1165	-107
15 } IV	796	-94	11 } VII	1411	-93
16 } IV	902	-85	12 } VII	1267	+6
23 } IV	679	+110	13 } VII	1199	+4
30 } IV	704	+42	15 } VII	1062	+64

Am 4. III. war die Abflußmenge am geringsten, am 11. VII. am größten im Jahre.

Man sieht, wie groß die positive Differenz, also der Anteil des Grundwassers an der Abflußmenge im Winter ist. Mitte April wird die Differenz negativ bei raschem Steigen des Flusses, dann wieder positiv bei Abnahme der Wassermenge; am 2. V. bei sehr raschem Steigen des Wassers wird die größte negative Differenz im Jahre erreicht.

Die größte Wassermenge der beiden Flüsse wurde nach einer sehr intensiven Hitzeperiode erreicht, infolge gesteigerter Gletscherschmelze.

Nach rascher Abnahme des Wassers, zum 15. VII., findet sich wieder eine bedeutende positive Differenz.

Im Winter ist die Wassermenge sehr konstant und besteht hauptsächlich aus Grundwasser. Vom 23. XI. bis inkl. 21. III. schwankte der Abfluß nur in den Grenzen von 200 bis 262 cbm per Sek. Dies zeigt auch, wie klein der Anteil der Niederschläge in den Tälern und auf den unteren Berggehängen selbst in dieser Jahreszeit ist. Ende März, April und Anfang Mai ist der Anteil der Niederschläge in diesen Gegenden an der Speisung der Flüsse viel größer, denn das ist die Hauptregenzeit dieses Gebietes.

Sehr interessant sind die Beobachtungen über die Verdunstung des Flußwassers mittels des schwimmenden Evaporometers Lermontow-Ljuboslavsky. Leider sind die Beobachtungen nicht ganz vollständig und zwar ohne Schuld der Beobachter, denn bei starken Winden wird Wasser in den Evaporometern aus dem Flusse hereingespritzt. Doch sind diese Tage nicht so häufig, daß sie das Resultat sehr erheblich beeinflussen könnten, mit alleiniger Ausnahme des Juli und August 1912, an welchen nur 16 resp. 20 Tage benutzt werden konnten. An der Station Zaporoschsky wurden keine Beobachtungen an schwimmenden Evaporometern in den drei Wintermonaten gemacht, und die hier stehenden Zahlen wurden nach den Beobachtungen des Wildschen Wageevaporometers, multipliziert mit dem Verhältnissfaktor des Wageevaporometers zu dem schwimmenden Evaporometer im November und März, ausgerechnet.

	Amu-Darja bei Kerki		Syr-Darja bei Zaporoschsky	Syr-Darja bei Kasa- linsk	Tschu bei Konstan- tinowsk
	1911/12		1911/12	1911/12	1911/12
Oktober	124,9	115,0	116,2	—	56,4
November	72,3	69,0	85,2	—	39,9
Dezember	44,6	52,1	19,5?	—	38,8
Januar	47,7	40,3	36,2?	—	37,8
Februar	82,1	79,8	79,6?	—	27,8
März	130,5	83,7	73,2	—	44,6
April	157,5	132,3	125,1	—	79,2
Mai	238,4	178,6	172,1	—	76,6
Juni	256,2	210,6	186,3	—	73,5
Juli	230,0	242,1	217,0	182,9	111,6
August	162,1	236,8	174,2	164,0	80,6
September	127,5	171,9	130,5	131,7	59,4
Jahr	1673,8	1612,2	1415,1	—	726,2

Man sieht, daß die Verdunstung auf dem Amu-Darja sehr groß ist und vom Winter zum Sommer sehr bedeutend wächst. Im Jahre 1911, wo seltenere Unterbrechungen im Sommer vorkamen, ist das Verhältnis Juli—Januar 6 : 1.

Kleiner ist die Verdunstung auf dem Syr-Darja, und hier unterscheidet sich in den Monaten Juli—September die nördliche Station (Kasalinsk) sehr wenig von der südlichen. Viel kleiner ist die Verdunstung auf dem nördlicher und höher gelegenen Flusse Tschu, was auch zu erwarten war.

Es wird auch ein Vergleich gegeben zwischen der Verdunstung (in Millimeter per Tag), dem Sättigungsdefizit und der Windstärke.

## Kerki.

Monat	Verdunstung mm	Sättigungsdefizit mm	Windstärke M. pr. Sek.	Monat	Verdunstung mm	Sättigungsdefizit mm	Windstärke M. pr. Sek.
X	4,03	4,38	1,4	IV	5,25	3,97	2,1
XI	2,41	3,03	1,1	V	7,69	7,47	1,6
XII	1,44	2,01	1,6	VI	8,54	10,28	1,3
I	1,54	1,88	1,4	VII	—	—	—
II	2,83	2,28	2,1	VIII	5,23	9,12	1,7
III	4,21	3,66	2,5	IX	4,25	7,62	1,2

## Zaporoschsky.

VI	6,21	9,97	2,7	VIII	5,62	11,87	1,7
VII	7,00	9,94	3,1	IX	4,35	8,74	1,9

Die Verdunstung ist dem Sättigungsdefizit ziemlich proportional. Ich muß noch eins erwähnen: in Zaporoschsky ist die Windfahne mit Stärkemesser sehr hoch aufgestellt, ein für die allgemeine Meteorologie günstiger Umstand, nicht aber für den Vergleich der Verdunstung mit der Windstärke. So ist namentlich im Juni in Zaporoschsky die Verdunstung bedeutend kleiner als in Kerki trotz doppelter Windstärke. Bei solchem Vergleiche sollten die Anemometer möglichst nahe an den Evaporometern und nicht hoch über denselben aufgestellt werden, sonst hinkt der Vergleich. Interessant ist auch das Verhältnis der Verdunstung nach dem Wageevaporometer Wild und der Verdunstung des Flußwassers mit dem Evaporometer Lermantow-Ljuboslavsky, letzterer = 1 angenommen.



und überhaupt in den feuchteren Gegenden der Tropen, Indien und wenige andere Gebiete ausgenommen.

Aber mehr als das: Turkestan ist im großen Vorteile im Vergleiche zu diesen Gegenden in der Hinsicht, daß es sehr viel Sonnenschein hat. Die Ebenen Turkestans haben im Juli und August 90% und mehr des möglichen Sonnenscheines. In Baïram-Ali steigt der Wert für die Stunden von 11 Uhr morgens bis 1 Uhr nachmittags auf 99%, d. h. in einem Monate wird die Sonne nur für 20 Minuten durch Wolken bedeckt! Ganz anders in feuchten, regenreichen Tropenländern, wo eine ausgedehnte Bodenkultur ohne künstliche Bewässerung möglich ist, aber wo die Sonne oft und für lange Zeit von Wolken bedeckt wird.

Es sind Beobachtungen über die Dauer des Sonnenscheines in San José in Costa-Rica gemacht worden. Hier sind die normalen, klassischen Regenverhältnisse der Tropen mit dem Maximum im Sommer und fast regenlosem Winter. Dort ist im Sommer bis 11 Uhr morgens 50—57% des möglichen Sonnenscheines, dann viel weniger, so 28% um 1 Uhr nachmittags, 22% um 3 Uhr und 7% um 5 Uhr. Selbst im Winter wird die Sonne nachmittags oft von Wolken verdeckt.

In einem warmen „ariden“ Klima, bei künstlicher Bewässerung, ist der Mensch Herr des Wassers, er kann jedem Gewächse so viel geben, wie es braucht, und gleichzeitig eine Sumpfpflanze, wie Reis, und sehr xerophile Pflanzen, wie Kaktus, bauen.

Anders in einem regenreichen Klima. Zu viel Wasser kann ebenso viel schaden wie zu wenig.

Bekanntlich waren die ersten Kulturländer nicht Tropenländer mit ergiebigen Regen und einer üppigen wilden Vegetation, sondern „aride“ Länder, wo künstliche Bewässerung für die Bodenkultur nötig war. Diese Gesichtspunkte sind namentlich von E. W. Hilgard entwickelt worden<sup>1)</sup> und, unabhängig von ihm, von einer Reihe russischer Pädologen.<sup>2)</sup>

Für die Bodenkultur in Ländern mit Bewässerung in warmen trockenen Klimaten eröffnen sich die glänzendsten Perspektiven, und unter diesen Ländern ist Russisch-Turkestan eines der bevorzugtesten

Es hat schon jetzt mehr bewässerte Felder (etwa 4 Mill. Hektar), als irgend ein anderes Land, Indien und die Vereinigten Staaten ausgenommen, und die Schnee- und Eisschmelze im Gebirge gibt Wasser gerade zur Zeit, wo es für Baumwolle, Reis, Futterkräuter, Gemüse besonders nötig ist. Aber die alten einheimischen Anlagen sind sehr unvollkommen, sie müssen allmählich verbessert werden, und von den beiden größten Flüssen

<sup>1)</sup> E. W. Hilgard, „Soils“. New York 1907 und „Der Einfluß des Klimas auf die Bildung des Bodens“. Leipzig 1893.

<sup>2)</sup> Dokutschaef, Kostytschef, Sibirzef, Kossowitsch, Neustrujew, Dimo usw.

Amu und Syr-Darja wird kaum  $\frac{1}{5}$  des Wassers benutzt, welches sie im Mittellaufe führen. Der Rest verdunstet ohne Nutzen für den Menschen in den Morästen und Seen ihrer Deltas und namentlich im Aral.

Daß muß Wandel geschafft werden, diese Flüsse müssen mit allen Mitteln der modernen Technik für den Ackerbau nutzbar gemacht werden. Ein ziemlich großer Anfang ist gemacht, ein staatliches Werk entnimmt dem Mittellauf des Syr-Darja Wasser zur Bewässerung von über 30 000 ha (Kanal der Hungersteppe, feierlich eröffnet im November 1913), viel größere Projekte werden studiert, u. a. eine Ableitung des Wassers des Amu, hart an der afghanischen Grenze, in die Gegenden des Murghab; es sollen bis 800 000 ha bewässert werden. Dann wird an einen vollständigen Umbau der Kanäle der Oase Khiva und viel anderes gedacht.

Neben neuen Kanälen sind auch Versuchsstationen nötig, der Anfang ist auch hier gemacht. Überhaupt ist die Tätigkeit im Ackerbauministerium seit 1907 eine großartige, hoch sind natürlich auch die Kosten. Daß dabei Fehler gemacht werden, ist natürlich; ein Sprichwort besagt, daß nur derjenige keine Fehler macht, der nichts tut, und hier wird viel getan.

Es ist der Baumwollenbau, welcher im Mittelpunkt des Interesses für die Entwicklung Turkestans steht. Turkestan und Transkaukasien liefern die Hälfte der Baumwolle, welche die russischen Fabriken verspinnen, und für 200 Mill. Mark jährlich muß Rußland noch Baumwolle einführen, namentlich von Nordamerika. Andererseits ist in Nordamerika die Grenze der Baumwollkultur ohne künstliche Bewässerung erreicht (im mittleren Texas und Oklahoma), und die amerikanischen Fabriken entwickeln sich großartig, namentlich seitdem sie in den Südstaaten in der Nähe der Felder errichtet und mit Wasserkraft betrieben werden. Alle europäischen Staaten mit bedeutender Baumwollindustrie sind daran interessiert, daß die Baumwollkultur in Turkestan sich entwickle, denn diese Entwicklung vermindert die Nachfrage nach amerikanischer Baumwolle.

Land mit fruchtbarem Boden ist in Hülle und Fülle in Turkestan vorhanden, die Frage einer Ausdehnung der Kultur überhaupt und der Baumwollkultur im besonderen ist lediglich eine Wasserfrage.

Eine recht rohe Schätzung rechnet auf eine mittlere Wassermenge von 3500 cbm per Sekunde, die jetzt nicht benutzt werden, in den sechs wärmeren Monaten. Bei großer Vergeudung des Wassers ist 1 cbm per Sek. genügend zur Bewässerung von 1000 ha, also würde die obige Wassermenge für 3,5 Mill. Hektar genügen. Die jetzige bewässerte Fläche beträgt etwa 4 Mill. Hektar, und große Flächen, namentlich im Khanate Buchara, haben nur für kurze Zeit Wasser, und nicht jedes Jahr, so daß der Bau der amerikanischen Baumwolle unmöglich ist.

Bei planmäßiger Benutzung der Gewässer sind die Möglichkeiten sehr groß. Außerdem sind auch Stauwerke geplant zur Benutzung des Wassers in den fünf kälteren Monaten. Allein für den Zarafshan sind elf solche Werke projektiert worden.

Zieht man das alles in Betracht, so ist sicher, daß die neu zu bewässernde Fläche viel mehr Produkte erzeugen muß, als die jetzt bewässerte, wegen der Mängel der einheimischen Werke.

Alle diese Verhältnisse habe ich ausführlicher entwickelt in dem Buche „Le Turkestan russe, Paris, Armand Colin et Co.“ Es erscheint sehr bald. Da jedoch das Manuskript schon im Mai 1913 fertig war, so konnte ich die Messungen der hydrometrischen Abteilung für 1912 nicht benutzen, so daß die hier gedruckte Abhandlung neuere Zahlen gibt.

---

### **Die Pamirexpedition des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1913.**

Vortrag von Prof. Dr. **H. v. Ficker**, in der Allgemeinen Sitzung unserer Gesellschaft am 2. Mai 1914.

In der Erforschung außereuropäischer Hochgebirge haben seit jeher deutsche Alpinisten eine hervorragende Rolle gespielt. Aber ein Novum war es, daß sich die hervorragendste alpine Vereinigung des deutschen Sprachgebietes entschlossen hat, Geldmittel zur wissenschaftlichen Erforschung außeralpiner Berggebiete bereitzustellen, wohl in dem Empfinden, daß die wissenschaftliche Erforschung der Alpen selbst, für die der Alpenverein seit Dezennien große Opfer bringt, durch Forschungen in außereuropäischen Gebirgen indirekt eine mächtige Förderung erhält. Um nur ein Beispiel anzuführen: Die Untersuchung der heutigen und der eiszeitlichen Vergletscherung im Alpengebiete war immer eine der wichtigsten wissenschaftlichen Aufgaben des Alpenvereins. Die entsprechenden Verhältnisse anderer Gebirgsländer durch Männer untersuchen zu lassen, die in den Alpen das Arbeiten und Sehen gelernt haben, war ein geradezu dringendes Bedürfnis geworden.

Daß der Alpenverein nicht willens war, Mittel zu rein sportlichen Unternehmungen außerhalb seines eigentlichen Arbeitsgebietes zur Verfügung zu stellen, ist nicht verwunderlich. Der Alpenverein zählt in seinen Reihen heute so viel Männer, die mit fachwissenschaftlicher Bildung sportliche Tüchtigkeit vereinigen, daß es für ihn ein leichtes ist, Expeditionen aus seinen Mitgliedern zusammenzustellen, die die wissenschaftliche Forschung auch in schwer zugänglichen Hochgebirgsregionen betreiben können. Die wissenschaftliche Arbeit des Nichtalpinisten in Hochgebirgsländern

bleibt notgedrungen ein Torso, sobald es sich um Hochgebirgsprobleme handelt. Andererseits haftet auch rein sportlicher Tätigkeit in außeralpinen Gebieten immer etwas Unbefriedigendes an. Erst aus Verknüpfung beider Momente ergibt sich der richtige Standpunkt — der Standpunkt des Alpenvereins, der der Pamirexpedition 1913 die Direktion gegeben hat und hoffentlich noch vielen späteren Expeditionen die Direktion geben wird. Ein Standpunkt, der auch des Beifalls der Geographen sicher sein darf.

Die Expedition, die anfangs Mai Wien verließ, stand unter der Leitung des Forschungsreisenden und Alpinisten W. R. Rickmers (Bremen), dem das Expeditionsgebiet bereits aus persönlicher Anschauung bekannt war und der auch den Plan der ersten Alpenvereinsexpedition entworfen hat. Sein Organisationstalent entlastete die fachwissenschaftlichen Begleiter und ließ ihnen Zeit und Muße zum ungestörten Betriebe ihrer detaillierten Studien. Als Geologe begleitete die Expedition Dr. Raimund v. Klebelsberg (Brixen), als Topograph Dr. Wilhelm Deimler (München). Diese drei bildeten den Grundstock der Alpenvereinsexpedition. Auf eigene Kosten schlossen sich an die Gemahlin des Expeditionsleiters, Dr. R. Kaltenbach (Arzt und Geologe [München]) samt Gemahlin, sowie Ingenieur E. Kuhlmann (Hallein), der leider einige Tage nach der Heimkehr einem zu spät erkannten typhösen Fieber erlag. Er war ein fröhlicher, zuverlässiger Kamerad, der alle Teilnehmer in ihren Arbeiten nach besten Kräften unterstützte. Der Berichterstatter hat sich der Expedition aus klimatologischem Interesse für das Reisegebiet angeschlossen.

Insgesamt erforderte die Expedition, deren erste Hälfte anfangs November, deren zweite Hälfte Ende November in die Heimat zurückkehrte, 27 000 M. Die geringen Kosten erklären sich aus der weitgehenden Förderung, die die Expedition seitens der Kaiserlich Russischen Regierung und seitens der Regierung des Emirs von Buchara erfuhr. Letzterer stellte der Expedition einen Beamten als offiziellen Reisebegleiter und einen Dolmetsch zur Verfügung, was wesentlich zur ungestörten Abwicklung des Reiseprogramms beitrug. Außerdem reisten wir auf bucharischem Gebiet mit Regierungspferden. Ich möchte erwähnen, daß Reisen in Westturkestan einer speziellen Erlaubnis der russischen Regierung bedürfen.

Die Expedition berührte das eigentliche Pamirgebiet nicht, was auch nicht beabsichtigt war. Das Pamirplateau ist ja relativ gut bekannt und leicht bereisbar<sup>1)</sup> im Gegensatz zu den mächtigen Gebirgsketten, die sich vom Pamirplateau gegen Westen ablösen. Hier finden sich die Kette Peters des Großen und der Seltau, zwei Ketten, für die wir den Sammelnamen

---

<sup>1)</sup> Außerdem wird die Erlaubnis zur Bereisung des Pamirgebietes im engeren Sinne nicht mehr erteilt. Auch Alai und Transalai fallen in die Verbotszone.

Romanowgebirge vorschlagen, um der Unklarheit in der Namengebung ein Ende zu machen. Das Romanowgebirge, zur Gänze im Khanat Buchara gelegen, war das Hauptarbeitsgebiet der Expedition. Die Darwaskette wurde nur flüchtig berührt, während Hin- und Rückreise Gelegenheit zu eingehenderen Studien im westlichen Teile der Hissarischen Kette (Verzweigung des Tienschan-Systemes) gaben.

Es handelte sich um die Bereisung eines Gebirgsgebietes, dessen höchste, der Expedition freilich nicht erreichbare Erhebungen (Sandal, Pik Garmo) die Höhe von 7000 m erreichen. Die Täler (Wachsch — Surchob — Muksu, Chingob, Pändsch) sind tief eingeschnitten, so daß bei der großen Höhe der Kämme dem Gebirge ein unvergleichlich eindrucksvoller und wilderer Hochgebirgscharakter eigen ist als dem eigentlichen Pamirgebiete. Auch die Haupttäler repräsentieren sich meist als tiefe, steilwandige Schluchten, deren Bereisung sehr häufig zeitraubende Umgehungen in den Flanken erfordert. Gänzlich ungangbare Täler sind nicht selten, trotz der ganz unglaublichen Leistungen der Eingeborenen (Tadschiken, Galtschas) im Wegbau. Stellenweise finden sich, in der Übergangszone zwischen Tal und Hochgebirge, ausgedehnte Hochflächen vom Charakter der sogenannten kleinen Pamire (Hochfläche von Tuptschek-Koschkul), sommerliche Weidegründen der Kara-Kirgisen, die aber im Gegensatz zu den vorerwähnten Völkern für Unternehmungen im Hochgebirge unbrauchbar sind, was sich bei einigen Teilexkursionen sehr unangenehm fühlbar machte.

In ganz alpiner Weise war die Expedition derart organisiert, daß von Standquartieren längerer Dauer aus in mehreren sehr mobilen Abteilungen möglichst zahlreiche Exkursionen in das Hochgebirge unternommen wurden. Es handelte sich nicht um die Bereisung eines möglichst großen Gebietes, sondern um die intensive Erforschung eines engeren, für die Pamirrandzone typischen Hochgebirgsgebietes.

Die Dauer der Expedition war diktiert durch das Vergehen der Schneedecke im Hochgebirge im Frühsommer und durch den unerwartet frühen Eintritt von Neuschnee im Herbst. Das Sommerwetter 1913 war für Unternehmungen im Hochgebirge nach zentralasiatischem Maßstabe gerade nicht sehr günstig, womit nicht gesagt sein soll, daß der Erfolg wichtigerer Unternehmungen durch die Ungunst des Wetters vereitelt worden wäre.

Insgesamt wurden 30 Hochgipfel erstiegen und 14 Pässe begangen, Unternehmungen, die freilich nur zum geringsten Teile durch sportliche Ambitionen veranlaßt wurden. Der überaus schroffe Aufbau der Gipfel, die reiche Garnierung mit Hängegletschern, die im Vergleich zu alpinen Verhältnissen ganz unglaubliche Brüchigkeit des Gesteines verhindert jede Annäherung an die höchsten Erhebungen des Romanowgebirges. Die Expedition mußte sich mit Fünftausendern begnügen. Ob eine rein sportliche

Expedition in dieser Beziehung wesentlich mehr geleistet hätte, lasse ich dahingestellt. Der Zweck unserer Expedition verbot von selbst zeitraubende und kostspielige Experimente ausgesprochen sportlicher Natur.

---

Die wissenschaftlichen Arbeiten der Expeditionen lassen sich in Kürze folgendermaßen charakterisieren:

Das ganze Gebiet ist geologisch nur höchst unzureichend bekannt, sowohl in tektonischer wie in stratigraphischer Beziehung. Vollständiges Neuland in dieser Beziehung war das Romanowgebirge, während die Darwaskette in dem russischen Geologen Edelstein einen Bearbeiter gefunden hatte. Aber gerade die Nachträge, die Klebelsberg selbst nach einem nur flüchtigen Besuche der Kette dem Befunde Edelsteins anfügen mußte, beweisen, daß eine gründliche Erforschung so wilder Hochgebirgsgebiete notgedrungen alpin ausgebildete Geologen erfordert. Eine Begehung der Grenzen eines Gebietes ist nicht ausreichend, was natürlich kein Vorwurf gegen die wertvollen Arbeiten Edelsteins sein soll.

Die Stratigraphie und Tektonik des Romanowgebirges wurde durch Klebelsberg mit einer Genauigkeit festgelegt, die bisher wohl in keinem anderen Hochgebirge der Pamirgebiete erreicht worden ist. Von größtem Wert sind auch zwei Querprofile durch die Hissarische Kette, für die bisher nur ein Profil Albrecht v. Kraffts vorlag.

Ein Überblick über die geologischen Resultate wird sich erst geben lassen, wenn die Bearbeitung durch Klebelsberg vorliegt. Auch für den Laien — der Berichterstatter gehört dazu — höchst bemerkenswert war die Aufdeckung einer gewaltigen westöstlichen Bruchlinie, die längs des Südfußes der Hissarischen Kette in das Wachs-Surchobtal sich fortsetzt und bis in das Kisilsutal (Alai) verfolgt wurde. Es scheint nicht ausgeschlossen, daß diese Bruchlinie, die durch Gebiete häufiger seismischer Störungen (Zerstörung der Stadt Karatagh) und durch heiße Quellen (Obi Garm) ausgezeichnet ist, tektonisch die Grenze zwischen Tienschan- und Pamirsystem bildet und tektonisch die Bildung der bisher rein als Synklinaltal aufgefaßten mittelbucharischen Talebene begünstigt hat.

Stratigraphisch erscheint die ungeahnt mächtige Entwicklung der Kreideformation im Romanowgebirge, wo die Kreide Gipfel bis zu 5600 m Höhe aufbaut, dem Laien wohl als wichtigstes Resultat, wobei zu bemerken ist, daß der dieser Formation angehörige Gipsmergel bei mancher Hochgebirgsunternehmung sich als schweres und mitunter auch unüberwindliches Hindernis erwiesen hat.

Daß bei einer Alpenvereinsexpedition gletscherkundliche Untersuchungen im Vordergrund des Interesses standen, ist selbstverständlich. Gerade hierbei ist es notwendig, daß der Reisende die in den Alpen ent-

wickelte und ausgebildete Methode vollkommen beherrscht, ob es sich jetzt um die rezente oder die eiszeitliche Vergletscherung handelt. Nach beiden Richtungen hin konnte die Alpenvereinsexpedition gründliche Arbeit verrichten, dank dem Zusammenwirken eines glazialgeologisch so tüchtig ausgebildeten Forschers wie Klebelsberg mit Dr. Deinler, der, ein Schüler Professor Finsterwalders, mit theoretischem Wissen eine reichlich geübte photogrammetrische Aufnahmepraxis verband.

Der Festlegung der heutigen Firnlinie folgte nach zahlreichen Befunden die Bestimmung der glazialen Firnlinie, wobei sich eine unerwartet tiefe Depression der letzteren unter die heutige ergab. Eine unerwartet große Ausdehnung von Moränenablagerungen wurde für spät-postglaziale Vergletscherungen gefunden, nicht zu vergessen der großartigen Moränenlandschaft an der Einmündung des Kisilsu in den Muksu, die ebenfalls einem postglazialen Stadium ihre Entstehung verdankt. Hier ergeben sich Resultate, die für den Klimatologen von gleichem Interesse sind wie für den Geologen, was auch für die Beobachtungen über die rezenten Gletscher gilt. Der Typus des firnfeldlosen Gletschers, der seine Zufuhr nur durch Eis- und Lawinenstürze von den Steiflanken herab erhält, ist überaus häufig und ihm gehört die Mehrzahl selbst der großen untersuchten Gletscher an. Totes Eis, von der Zunge des rezenten Gletschers mitunter bereits abgetrennt, ist eine häufige Erscheinung, die einen mächtigen Gletscherhochstand in naher Vergangenheit beweist. Im allgemeinen gehen die Gletscher des Gebietes zurück oder scheinen seit längerer Zeit stationär. In Ausnahmefällen läßt sich das Vorrücken zwanglos auf den Abbruch gewaltiger Massen von Hängefirn in jüngster Zeit zurückführen.

Bei diesem Stande der rezenten Vergletscherung, der von alpinen Verhältnissen stark abweicht, hat die photogrammetrische Vermessung einzelner Gletscher durch Deinler natürlich sehr großen Wert. Von keinem Gletscher Ostbucharas liegt ja bisher eine Karte vor. Von ganz besonderem Interesse wird die detaillierte Aufnahme des auch in glazialgeologischer Beziehung äußerst bemerkenswerten Borolmasgletschers mit seinem riesigen Moränengebiete sein.

Die Arbeit des Topographen wird aber auch noch in anderer Beziehung reichen Ertrag liefern, der Hauptsache nach auf den photogrammetrischen Rundaufnahmen basierend, die von Gipfeln aus aufgenommen wurden.

Die offizielle russische Karte 1 : 420 000 gibt nur die großen Wasserläufe und die Siedelungen mit einer mitunter verblüffenden Genauigkeit wieder, wenn man bedenkt, in welcher kurzer Zeit die Aufnahme des ungeheuren, vorher fast ganz unbekanntes Gebietes erfolgen mußte. Das Gebirge aber ist nur höchst schematisch und ungenau wiedergegeben, von

gänzlich unbekanntem Gebieten ganz zu schweigen. Höhenangaben finden sich nur ganz vereinzelt. Über Gipfelhöhen bestanden nur unsichere Vermutungen und Schätzungen.

Nun konnten eine Reihe von Gipfelhöhen barometrisch verhältnismäßig genau gemessen werden. Die photogrammetrischen Aufnahmen werden deshalb nicht nur für große Gebiete den Kammverlauf, sondern auch die Höhen ergeben. Direkte, trigonometrische Höhenmessungen, die Deimler neben zahlreichen Positionsbestimmungen ausführte, ließen schon während der Reise erkennen, daß in vielen Teilen des Romanowgebirges die Gipfelhöhen den bisherigen Schätzungen nicht entsprachen. Besonders die Gipfel der Kette Peters des Großen mußten sich ansehnliche Reduktionen gefallen lassen, die mitunter bis zu 800 m gehen.

Neben der Arbeit des Photogrammeters darf die topographische Erschließung des Gebietes durch direkte Begehung und Aufnahme von Handskizzen nicht vergessen werden. Die große Teilnehmerzahl gestattete im eigentlichen Arbeitsgebiete das Operieren in mehreren Abteilungen, die das Gebiet mit einem dichten Netze direkt begangener Routen bedeckten. Eine besondere Anziehungskraft übten natürlich die auf der Karte als gänzlich unerforscht dargestellten Gebiete aus. In erster Linie ist hier das Eindringen in das vordem unerforschte Hauptquelltal des Chingobtales, in das Garmotal zu nennen, dessen Riesengletscher bis in große Höhe begangen wurde. Die Absicht, die unerforschten südlichen Seitentäler der Muksuschlucht zu untersuchen, konnte nur zum Teile durch die Begehung des Sagrañtales verwirklicht werden, wobei auch der von den Eingeborenen ängstlich geheim gehaltene, verkehrsgeographisch wichtige Sagrañpaß (1400 m) gefunden wurde.

Abgesehen von den photogrammetrischen Aufnahmen sind ca. 1500 photographische Aufnahmen gemacht worden, die zum Teil ebenfalls topographische Aufschlüsse liefern werden.

Die Arbeiten des Meteorologen auf einer Reise sind nie sonderlich dankenswert, soweit es sich um instrumentelle Beobachtungen handelt. Messungen der Wärmeausstrahlung mußten bald, infolge Zerstörung des Instrumentes, abgebrochen werden. In Standquartieren längerer Dauer lieferten Registrierinstrumente (Luftdruck, Temperatur) wertvolle Diagramme. Zahlreiche Luftdruckbeobachtungen werden die Berechnung vieler Höhen erlauben. Bemerkenswerte und von alpinen recht abweichende Wettervorgänge wurden in großer Anzahl beobachtet. Ein besonderes Augenmerk wurde der Feststellung der Kultur- und Vegetationsgrenzen gewidmet, was unter Umständen Mittelwerte längerer Beobachtungsreihen ersetzt.

Gerade die Randgebirge des Pamirplateaus sind meteorologisch recht

unbekannt. In der Niederung, am Rande des Gebirges, gibt es Stationen genug. Die Verhältnisse der Pamirhochsteppe hat die Beobachtungsstation Pamirski Post erschlossen. Daß der klimatische Habitus Ostbucharas — des Übergangsbereiches zwischen Nieder- und Hochsteppe — ein wesentlich abweichender sein würde, war zu erwarten und hat sich bestätigt.

Die Sammeltätigkeit des Zoologen war eine sehr intensive. Von besonderem Interesse dürfte die Fauna der zahlreichen kleinen Seen sein, die auf der Hochfläche von Tuptschek in einer Höhe von 3300—3500 m liegen. Auch eine stattliche Zahl von Vogelbälgen wurde gesammelt, von Insekten aller Klassen abgesehen. Ich möchte dabei erwähnen, daß die Expedition selbst in den entlegensten Gebieten russische Insektensammler getroffen hat, die wohl zum größten Teil das Sammeln berufsmäßig ausgeübt haben. Man findet in der Literatur jedoch nichts über die oft sehr bemerkenswerten Streifzüge dieser Männer, was den Schluß nahelegt, daß ihr Interesse über Insekten nicht hinausgeht.

Unser Expeditionsarzt wurde von den Eingeborenen sehr stark in Anspruch genommen, während der Expeditionsleiter selbst als ambulanter Zahnarzt eine nicht immer schmerzlose, aber dankbar anerkannte Tätigkeit ausübte.

---

Nachstehend einige kurze Bemerkungen über die Route der Expedition.

Die Ausrüstung und Zusammenstellung der Expedition erfolgte in Samarkand, von wo am 27. Mai aufgebrochen wurde. Mit der Überquerung des niedrigen Samarkander Gebirges (Paß Manis) wurde die Besteigung des Kemkutangipfels verbunden (eiszeitliche Moränen in ca. 1600 m Höhe).

Vom 2.—5. Juni wurde in der großen bucharischen Provinzstadt Scharschau die Ausrüstung ergänzt. Der größte Teil des Gepäckes wurde, auf Kamelen verladen, über die Karawanenwege der Niederung nach Karatagh auf der Südseite der Hissarischen Kette dirigiert, während die Expedition mit reduziertem Gepäck die Kette selbst auf folgender Route überschritt: Über Jakkabag und den Paß Tschakman kuidi (2700 m) wurde Taschkurgan (2000 m) erreicht, von wo aus eine Reihe von Exkursionen unternommen wurde. Die Gipfelhöhen dieses Gebietes überschreiten 3900 m nicht. Den Übergang auf die Südseite der Kette vermittelte der Paß Sangardak (Langari mardan [3380 m]). Die überaus großartige und lange Schlucht des Sangardakbaches führt hinab in die mittelbucharische Talebene. Am 18. Juni langte die Expedition in Sarigassia (632 m) an.

In zwölftägigem Reisemarsche wurde, der Route Regar, Karatagh,

Duschambe<sup>1)</sup>, Feisabad, Obi Garm folgend, die Ortschaft Garm (1340 m) im Surchobtale und damit das eigentliche Expeditionsgebiet erreicht (30. Juni).

Der Erforschung der Kette Peters des Großen, des Westflügels des Romanowgebirges, war die Zeit bis zum 16. Juli gewidmet, wobei Garm, Kalai Ijali ob (1610 m) und Kanischbek (1820 m) als Standquartiere dienten. Mit Ausnahme des Sarikaudal, den Rickmers und Genossen bereits im Jahre 1906 erstiegen hatten, wurden alle wichtigen Gipfel erstiegen, darunter auch die höchste Spitze der Kette, der schwierige Sagunaki (4900 m), dessen Höhe früher zu 5600 m veranschlagt worden war. Die Gletscher dieses Gebietes sind klein; totes Eis wird häufig gefunden.

Am 16. Juli wurde die Hochfläche am Tuptschek (3300 m) erreicht, die bis zum 28. August als Ausgangspunkt für zahlreiche Teilunternehmungen diente, wobei das Hauptlager zweimal verlegt wurde.

Die Hochfläche von Tuptschek trennt West- und Ostflügel des Romanowgebirges. Um Eindeutigkeit in der Namengebung herbeizuführen und die bestehende Unsicherheit zu beseitigen, wird vorgeschlagen, den bis zum 7000 m hohen Sandal reichenden Ostflügel (Seltau) Kette Katharinas der Großen zu nennen, so daß das Romanowgebirge (zwischen Chingob im Süden, Surchob-Muksu im Norden) sich aus der Kette Peters des Großen und der Kette Katharinas der Großen zusammensetzt.

Die Unternehmungen von Tuptschek aus galten fast ausschließlich der letztgenannten Kette. Die Gletscher Pulisangin, Seriusamin, Atschik, Borolmas und Arpalik wurden begangen. Durch Ersteigung zahlreicher Gipfel wurde Einblick in die nicht begangenen Gebiete erreicht und natürlich zu photogrammetrischen Aufnahmen benutzt. Die Hochfläche selbst bot viele interessante Probleme, und zwei Teilexpeditionen galten dem SAGRANTALE, einem bisher unerforschten Seitentale des Muksu, wo große Gletscher gefunden und nach Brückner und Finsterwalder benannt wurden, während ein Riesengipfel (6300 m) im Gebiete des SAGRANGLETSCHERS nach dem ersten Vorsitzenden des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Exz. Sydow, benannt wurde. Die größten Gletscher auf der Nordseite der Kette Katharinas der Großen erreichen schätzungsweise eine Länge von ca. 20 km und beginnen meist mit großen Massen toten Eises.

Von Tuptschek aus wurde auch das großartige Moränengebiet besucht, das in einer Höhe von 2000 m zwischen Kisilsu und Muksu liegt und durch die Ortschaften Lachs, Dschailgan und Damburadschi markiert ist.

Am 28. August war das für Tuptschek vorgesehene Programm abge-

---

<sup>1)</sup> Zwischen Karatagh und Duschambe wurden in ca. 1000 m Höhe die tiefsten eiszeitlichen Gletscherspuren in Gestalt riesiger, erratischer Blöcke gefunden.

schlossen und die Expedition verlegte nach Überschreitung des Passes Gardani kaftar (3900 m) ihr Arbeitsgebiet in das Chingobtal.

Ein durch das Meiramfest veranlaßter mehrtägiger Aufenthalt in Kalai Lodschirk (2300 m) gab Gelegenheit zu Exkursionen in die Darwaserkette (Laurgletscher) und zu einem Besuche des von Edelstein besuchten Piriachgletschers (Kette Katharinas der Großen), der in starkem Rückgange befunden wurde.

Am 4. September wurde die höchstgelegene Ortschaft des Chingobtales, Paschimgar (2760 m) erreicht, das bis zum 21. September als Standquartier diente.

Die wichtigste Unternehmung war hier die Erforschung des gänzlich unbekanntes Garmotales (Südseite der Kette Katharinas der Großen; Hauptquellfluß des Chingob) durch Rickmers und Deimler. Soweit sich bisher übersehen läßt, liegt in diesem Tale der größte Gletscher des Romanowgebirges, der Garmogletscher, und der höchste Gipfel dieses Gebirges, der Sandal, dessen Höhe Deimler trigonometrisch zu 7050 m bestimmte.

Eine andere Abteilung bewerkstelligte über den 4700 m hohen Paß Akbai Sitargi (Darwaserkette) den Übergang in das Wandschtal, folgte dem Wandsch bis zu seiner Einmündung in den Pändsch (Oberer Amu darja), hielt sich in der großartigen Schlucht des Pändsch, der hier die Grenze zwischen Buchara und Afghanistan bildet, bis zur Einmündung des Wischarwitales und kehrte über den Akbai Wischarwi (4160 m) in das Chingobtal zurück, ein besonders in geologischer Beziehung sehr erfolgreicher Streifzug.

Mit Erkundung des südlichen Sagrantaales und Begehung des sekundären Passes Wereschgai wurden die Arbeiten im oberen Chingobtal beschlossen.

Am 24. September — es war in höheren Lagen bereits viel Neuschnee gefallen — trennten sich Ficker und Klebelsberg von der Expedition, die mit dem schweren Gepäck durch das Jagnobtal zum Amudarja und auf Karawanenwegen nach Buchara zog, während den Geologen fachliche Interessen zu einer kürzeren, aber teilweise durch Hochgebirge führenden Rückzugslinie nach Samarkand nötigten. Klebelsberg und der Berichterstatter reisten über Baldschuan, Tut kaul, Feisabad in die mittelbucharische Talebene, von der aus zum zweiten Male die Hissarische Kette überquert wurde (Paß Schutur gardan [3550 m] und Paß Laudan [3690 m]). Am 16. Oktober wurde Samarkand erreicht.

---

Die Pamirexpedition des D. u. Ö. A. V. war ein erster Versuch, dessen Gelingen erst dann offenkundig werden kann, wenn das Beobachtungsmaterial ausgearbeitet und der Diskussion zugänglich sein wird. Erst dann

kann ein Urteil über den Erfolg dieser Unternehmung abgegeben werden, die rein wissenschaftliche Zwecke verfolgte und auf sportliche Rekordleistungen verzichtete wohl aber die in den Alpen erworbene sportliche Tüchtigkeit in den Dienst der wissenschaftlichen Forschung stellte. Die wissenschaftliche Arbeit im Hochgebirge liefert doppelten Ertrag, wenn die Überwindung spezifisch hochalpiner Schwierigkeiten und Hindernisse von dem Reisenden nicht als etwas Außergewöhnliches empfunden wird, sondern mit handwerksmäßiger Routine erfolgt. Es wird ein neuer Ruhmestitel für den Deutschen und Österreichischen Alpenverein sein, wenn er noch öfters wissenschaftlich und sportlich geschulte Mitglieder zur Erforschung fremder Hochgebirge aussendet, in bewußtem Gegensatz zu der engherzigen Auffassung, daß sein Tätigkeitsgebiet über die deutschen und österreichischen Alpen nicht hinausgreifen dürfe.

---

### Die Schildvulkane des östlichen Inner-Island.

Eine vergleichende Studie.

Von Privatdozent Dr. Hans Spethmann.

Wer im östlichen Inner-Island auf einem der kleinen Moränenhügel bei der Farm Svartárkot steht, erblickt in südlicher Ferne inmitten des Lavameeres Ódádahraun die Trölladyngja. Sie ist kein Berg im landläufigen Sinne. Ganz sanft erhebt sie sich aus der Ebene, gemächlich steigt weithin ihr Hang an, um nach und nach in eine Horizontale umzubiegen. Das ist ihr Gipfel. Ebenso langsam fällt sie zur entgegengesetzten Seite ab, flach böschet sich auch hier das Gehänge, und kaum wahrnehmbar geht sie gleichfalls an diesem Fuße in das Lavameer über. Den Umriß, den der Berg derart von Norden bietet, zeigt er von allen Seiten, mit anderen Worten, er ist ein Kreisegel, dessen Grundfläche im Verhältnis zur Höhe ungemein groß ist, so daß sich die Mantellinie nur sehr wenig neigt.

Schauen wir von Svartárkot gen Osten, so erhebt sich vor uns in kleineren Dimensionen, aber mit der gleichen Regelmäßigkeit ein in den großen Zügen ebenso geformter Berg, die Kollóttá Dyngja, und reiten wir zur Askja, so erblicken wir weiter nördlich die Kerlingardyngja und die Ketildyngja. Sie alle erinnern äußerlich etwas an die flachen Wikingerschilde, und deshalb hat man diesen Vulkanen — denn um solche handelt es sich — den Namen „Schildvulkane“ beigelegt. Die Isländer verwenden für sie eine eigene Bezeichnung, sie heißen sie eine „Dyngja“, einen Haufen, aufgebaut aus lockerem Material, im vorliegenden Falle aus Lava. Mitunter werden die Gebilde, so im Mückenseegebiet und an der Spitze der südwestlichen Halbinsel, auch „Bunga“ genannt.

Die erste wissenschaftliche Angabe über einen Schildvulkan im östlichen Inner-Island rührt von Johnstrup her. Er erwähnt in seinen Beobachtungen aus dem Jahre 1871 die Ketildyngja als ganz aus Lava bestehend im Gegensatz zu anderen, aus Projektilen aufgeschütteten Vulkanen.<sup>1)</sup> 13 Jahre später untersuchte zuerst Thoroddsen eine Reihe dieser Berge genauer und entdeckte eine Anzahl bislang unbekannter.<sup>2)</sup> Die weithin sichtbaren Kollóttu Dyngja und Trölladyngja wurden durch ihn zum ersten Male mit wissenschaftlichen Augen näher gewürdigt, Vadalda und Urdarháls waren vor ihm fast ganz unbekannt gewesen, und Skuggadyngja und Skjaldbaka bis dahin namenlose Berge. Erst 1908 ist wieder ein Fortschritt in der Kenntnis der auf der Erde so seltenen Gebilde zu verzeichnen. Hans Reck studierte die Kollóttu Dyngja und suchte an der Hand seiner Erfahrungen eine Darstellung der isländischen Schildvulkane zu liefern.<sup>3)</sup> Ferner besuchte Erkes 1910 eine Reihe, wobei die Kerlingardyngja zum ersten Male bestiegen wurde.<sup>4)</sup>

Bei dem noch so geringen Material an Beobachtungen legte ich 1910 großes Gewicht darauf, möglichst viele Schildvulkane aus eigener Anschauung kennen zu lernen. Ich bestieg im östlichen Inner-Island die Kollóttu Dyngja, Ketildyngja, Kerlingardyngja, Trölladyngja, Vadalda und Urdarháls, stand als Erster auf dem Gipfel der Skjaldbaka und der Skuggadyngja und fand eine Reihe bislang übersehener Schildvulkane auf, die alle im nordöstlichen Ódádahraun gelegen sind: Flatadyngja, Svartadyngja und Litla Dyngja.<sup>5)</sup>

1) F. Johnstrup, Om de vulkanske Udbrud og Solfatarerne i den nordøstlige Del af Island. Festskrift i Anledning af den Naturhistoriske Forenings Bestaaen, Kopenhagen 1890.

2) Th. Thoroddsen, Ódádahraun. Andvari, Bd. XI, Reykjavik, 1885; s. a. Petermanns Mitteilungen, Bd. 31, 1885 und Geografisk Tidsskrift, Bd. 18, 1905.

3) H. Reck, Isländische Masseneruptionen. Geol. u. Paläont. Abhandlgen, N. F. Bd. 9, Heft 2. Jena 1910. Ferner v. Knebel-Reck, Island. Stuttgart 1912 und Die Geologie Islands in ihrer Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. Geologische Rundschau, Bd. II, Leipzig 1911.

4) H. Erkes, Meine vierte Islandreise, Sommer 1910. Globus, Bd. 98, Braunschweig 1910. Das isländische Hochland zwischen Hofsjökull und Vatnajökull. Petermanns Mitteilungen 1911, Bd. 2; Fra Islands Indre. Geografisk Tidsskrift, Bd. 20, S. 233.

5) Über die eingeschlagenen Routen, die im Gegensatz zu dem auf Island üblichen Reiten alle zu Fuß zurückgelegt wurden, möge folgende Zusammenstellung orientieren. 30. Juli 1910, Urdarháls vom Kistufell aus. 6. August, Sellandafjall von Svartárkot aus. 9. August, von den südwestlichen Dyngjufjöll direkt zur Trölladyngja, dann in östlicher Richtung zu ausgedehnten Tuffhöhen, von denen es nordwärts zum Dyngjufjalladalur ging. 15. August, von den nordöstlichen Dyngjufjöll über Flatadyngja zur Kollóttu Dyngja, Litla Dyngja und zurück. 17. August, Svartárdyngja. 18. August, Vadalda. 20. August, Eggert. 24. August, Búrfell. 25. August, die Dyngjen östlich vom Heilagsdalur. 26. August, Bláfjall.

Um das Wesen dieser isländischen Schildvulkane zu verstehen, ist zunächst eine Betrachtung der einzelnen Individuen erforderlich. Wir beginnen mit der Trölladyngja, weil sie durch ihre gigantischen Dimensionen am klarsten Form und Bau erkennen läßt und weil Komplikationen und Variationen bei ihr ganz und gar in den Hintergrund rücken, so daß sie als bestes Vorbild angesehen werden kann.

Trölladyngja. Wir nähern uns ihr aus Nordosten, von den Dyngju-fjöll kommend. Mühsam klettern wir über eine außerordentlich rauhe, schwarze Lava mit vielen Spitzen und Nadeln und Ecken und Kanten. Hin und wieder zwingt ein von senkrechten Wänden umgrenzter Einbruch oder eine offene Spalte zu großen Umwegen in dem ungestaltlichen Gelände. Zu unserer Linken lockt hingegen mit einem stumpfen, matten Glanze eine gangbarere Lavapartie zur Fortsetzung des Weges. In Fladen mit flachen konzentrischen Wülsten, großen Platten, sanften schildförmigen Aufwölbungen und offenen Kuppeln zieht sich dort eine breite Lavastraße hin. An ihrem Rand gleicht das erstarrte Magma oft alten Baumwurzeln oder morschem Holz. Teilweise ist die oberste Kruste in Scherben abgesprungen und bedeckt weithin die Oberfläche. Schneller wandern wir auf diesem Lavastrome unserem Ziele zu, das noch immer in der gleichen Höhe wie bei Beginn des Marsches vor uns zu liegen scheint. Vergeblich suchen wir vor uns eine Stelle oder eine Zone, die wir als den Fuß des Berges bezeichnen könnten; nur aus größerer Entfernung ist im Seitenprofil eine solche zu erkennen. Wir wandern weiter. Schauen wir nach einer Weile zurück, so bemerken wir, wie wir ganz langsam etwas an Höhe gewonnen haben und wie sich die durchmessene Lavafläche langsam gen Nordosten senkt. Wir befinden uns also bereits auf den Berggehängen. Weiter geht es nun durch ein Chaos von Lavaströmen in den verschiedensten Erstarrungsformen. Blocklava, die der Isländer Apalhraun nennt, weil sie ihn an die Unebenheiten eines runzeligen Apfels erinnert, ist über Helluhraun gelaufen, d. h. über eine Art von Spratzlava, oder auch umgekehrt hat sich der Vorgang abgespielt. Mehrfach ist auch ein allmählicher Übergang der einen Erstarrungsform in die andere zu beobachten. Hin und wieder begegnen wir Hornitos spratziger und explosiver Natur, doch sind es ganz sekundäre und winzige Erscheinungen an dem großen Vulkankörper. Irgendwelche bedeutenderen Austrittsstellen von Magma habe ich an dieser Stelle der Bergflanken nicht beobachtet.

Allmählich gelangen wir höher und höher und blicken über einen größeren Umkreis. Das Gehänge wird etwas steiler. Deutlich merken wir, daß es bergan geht. Bald stellen sich die ersten verfirnten Schneeflecken in kleinen Vertiefungen ein, und gierig schlürfen wir das bißchen Schmelzwasser, das sich langsam in einem geschlagenen Loch ansammelt; denn

bis jetzt hatten wir keinen Tropfen Flüssigkeit gesehen. Bald nehmen die Firnflecken an Größe und Zahl zu, und plötzlich, in 1400—1440 m Meereshöhe, sehen wir zwei kleine Gletscher vor uns mit grünblauem Eis, über das die Schmelzwasser eilig hinabrinnen, um am Rande sofort am Boden gurgelnd zu verschwinden. Wir gehen über den einen Gletscher, um dann nach einigen weiteren Metern eine auffallende Abnahme der Böschung des Berges zu konstatieren, und plötzlich stehen wir nach Überschreiten eines kleinen Walles an einer großen, ganz mit Schnee erfüllten länglichen Vertiefung. Es ist der Krater der Trölladyngja, der die Gipfelpartie einnimmt, in 1491 m Meereshöhe nach Thoroddsen gelegen, während sich seine Basis in etwa 800 m Meereshöhe befindet, so daß die relative Höhe des Berges 700 m ausmacht. Die Neigung der Flanken fand ich nach Osten zu unterst  $4^\circ$ , zu oberst  $6-7^\circ$ ; nach Südwesten scheint sie größer zu sein.

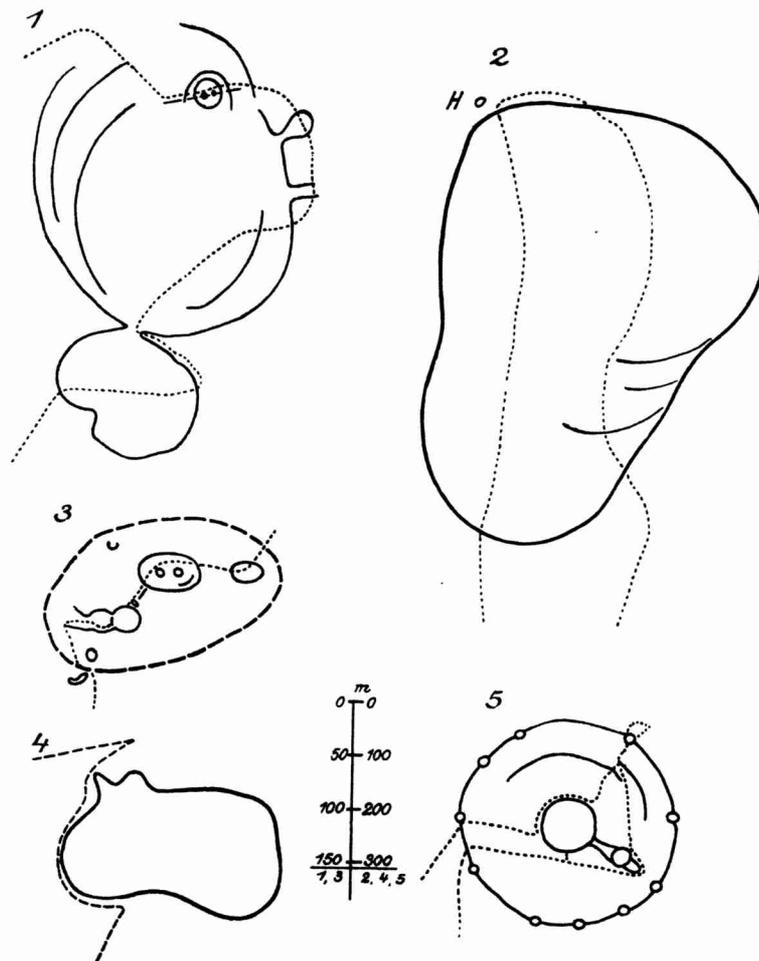
Der Krater besitzt im großen und ganzen einen elliptischen Umriß bei einer größten Länge von reichlich 800 m (nach Thoroddsen 1100 m) und gegen 600 m maximaler Breite (nach Thoroddsen 380 m). Im Norden reichen zwei kleine Schollen in den eigentlichen Kessel hinein und umschließen den tiefsten Teil der Hohlform, der im Nordwesten etwa 100 m unter dem Rande gelegen ist. Dieser ist an einigen Stellen besonders hoch, so namentlich im Westen, wo auch die Spitze des Berges gelegen ist, auf der ich Thoroddsens Steinwarte aus dem Jahre 1884 wiederfand. Der Innenabfall, der fast überall von einem ausgesprochenen kleinen Wall eingefafßt wird, ist steil, soweit er nicht von Firnhalden bekleidet wird, was für seinen größten Teil gilt. Firn erfüllt auch den ganzen Boden und verwandelt sich auf der tiefsten Partie des Kessels in eine kleine Eisfläche, auf die Gehängeschutt gerollt ist.

Der Rand des Kraters zeigt, soweit er aufgeschlossen ist, Basaltbank über Basaltbank, die teils durch Abkühlungsflächen, teils durch Schlackelagen voneinander getrennt sind. Eine jede von ihnen fällt vom Krater rand fort und bezeugt sohin, daß sich aus dem Krater allseits Lava ergossen hat. Sie floß die Gehänge des Berges hinab und erstickte die Landschaft der Umgebung. Teilweise ragt diese am Fuß des Berges noch hervor, so im Norden im Dreihorn (Thrihyrningur), im Nordosten in einer kleinen namenlosen Tuffspitze und ebenso im Westen.

Einige Hornitos geben weitere Aufschlüsse über die Eruptionsvorgänge. Sie erheben sich gleich kleinen Spitzen am Randsaume des Kraters und stechen in ihrer roten Farbe lebhaft gegen das Grau der Lavabänke ab. Zum Teil ist deutlich zu verfolgen, wie sie sich in Gängen fortsetzen. Unter ihnen war einer im Südwesten, nicht unmittelbar am Rande stehender besonders bemerkenswert. Bei einer Höhe von 3 m und einem mittleren Durchmesser von 2,5 m war er gänzlich hohl und bestand nur aus einer

10 cm dicken Decke, die teilweise zusammengebrochen war, so daß man durch das Gebilde hindurchsehen konnte. Im Innern waren keine Spuren von Stalaktiten, auf der Außenfläche keine einer Schlackenbildung wahrzunehmen. Es muß an seiner Stelle eine pfpfenartige Lavamasse emporkommen.

Abbild. 40.



Kraterumrisse von Schildvulkanen des östlichen Innerisland.

1. Svartadyngja, 2. Trölladyngja, 3. Flatadyngja, 4. Urdarhál, 5. Kollóttadyngja. Die Reiserouten des Verfassers sind gestrichelt.

gedrungen und schnell wieder in sich zurückgesunken sein. Die Oberfläche erstarrte in dem kalten Klima rasch und ließ gleichsam einen Abguß zurück.

Für den gesamten Vulkan bekunden die frischen Formen der Lava, daß die Ausbruchstätigkeit, die für die heutige Oberfläche des Berges maß-

gebend war, postglazialen Alters ist. Ob dagegen die Anlage des Berges schon auf die Eiszeit oder gar noch weiter zurückgeht, läßt sich indessen nicht entscheiden. Andererseits fehlen über Ausbrüche in historischer Zeit sichere Nachrichten, denn die Angaben, die darauf hinzielen, hat Thoroddsen mit Recht der Trölladyngja auf der südwestlichen Halbinsel Islands zugesprochen. Damit ist jedoch die Möglichkeit eines Ausbruches in historischer Zeit nicht von der Hand gewiesen.

Kollóttta Dyngja. Haben wir an der Trölladyngja einen allgemeinen Überblick über die Formen eines Schildvulkanes gewonnen, so gibt uns die Kollóttta Dyngja Auskunft über eine Reihe von Einzelerscheinungen beim Ergießen des Magmas. Sie besitzt im großen die gleichen Züge wie die Trölladyngja. Auch bei ihr lassen sich drei Gehägeböschungen unterscheiden, ein ganz sanftes Austönen des Fußes, der eigentliche Kegelmantel und eine fast ebene Fläche als Gipfel. Auch hier hat das ausgeflossene Magma die Landschaft der Umgebung nicht gänzlich unter sich zu begraben vermocht. Im Süden ragen, rings von Lava umflossen, verschiedene Spitzen alten Tuffes aus ihr hervor, im Norden lehnen sich die Flanken an die Ausläufer des Eggert. Die Spitze des Berges liegt nach Thoroddsen 1209 m über dem Meere und nach meiner Schätzung etwa 750 m über dem Fuß des eigentlichen Berges, so daß die relative Höhe 450 m beträgt. Die Böschung maß ich nach verschiedenen Seiten zwischen 6—8°.

Der Krater trägt prinzipiell die gleichen Erscheinungen wie jener der Trölladyngja. Ein rundlicher Kessel, den ein kleiner Ringwall umschließt, fällt steil nach Innen ab. An seinen Wänden zeigt sich Lavabank über Lavabank; auf dem Rande sitzen Hornitos, und zwar so große, daß sie schon aus weiter Ferne zu sehen sind. Eine Krone scheint der Berg auf seinem Haupte zu tragen, so erheben sich die Hornitos kranzförmig in dem Ringwall. Der Kessel ist ungefähr kreisrund mit einem Durchmesser von 350—400 m. Die Tiefe seines wagerechten Bodens schätze ich mit Thoroddsen im allgemeinen zu 25—30 m. In seiner Mitte ist ein zweiter Kessel eingesenkt mit rund 100 m im Durchmesser (nach Thoroddsen etwa 150 m, nach Reck 50 m) und 70—80 m Tiefe (nach Thoroddsen 150—200 m, nach Reck 50 m). Er wird von sehr steilen Wänden begrenzt. In südöstlicher Richtung schließt sich ein noch kleinerer Kessel an, den bereits Thoroddsen erwähnt; er ist 30 m tief. Außer diesen beiden Einsenkungen finden sich in der Randzone, besonders in ihrem nördlichen Teil, konzentrisch angeordnete schmale Staffeln. Der ganze Boden des Kessels wird von Fladenlava eingenommen, die teilweise sogar mit den für diese Erstarrungsform typischen Lavakuppeln besetzt ist und südlich des Innenkessels einen größeren Hornito besitzt. Fast überall kann man wahrnehmen, wie das Magma vom Rande des Bodens zur Mitte geflossen ist. An einer Stelle

ist es sogar von einem der randlichen Hornitos aus, deren zehn (nach Thoroddsen zwölf) vorhanden sind, deutlich geschehen; es ist bei dem westlichsten.

Auch bei diesem Schildvulkan fehlt in der allerhöchsten Partie jeglicher seitlicher Flankenerguß. Es ist daher nur möglich, daß hier die Lava dem Krater an der Gipfelregion entströmt ist, was in der Tat auch durch die zahlreichen, teilweise ineinander übergehenden Lavaströme bezeugt wird, die hier wurzellos ansetzen. Fladenlava und Spratzlava sind vertreten, wobei die Fladenlava nicht mit leichten Runzeln versehen ist, sondern fast durchgehend in großen Wülsten erstarrte.

Mit dem ruhigen Ausfließen von Magma ist der steile Innenabfall des Kraters nicht vereinbar. Seine scharfe Wand ist nur durch eine nachträgliche Senkung des Kraterbodens zu erklären, denn eine explosive Wirkung kommt bei dem völligen Mangel an herausgesprengtem Material als Erklärung nicht in Frage. Die Senkung muß erfolgt sein, als das ausgeflossene Magma in einiger Entfernung von seinem Austrittspunkt bereits erstarrt war, daher die Schärfe der Bruchflächen, andererseits aber im Förderschacht noch flüssig war, daher das Fließen zur Bodenmitte der heutigen Hohlform. Thoroddsen meint zwar, daß der Krater erst „später von Lava aufgefüllt ist“. Es ist gewiß möglich, daß nach dem Einbruch zunächst ein leerer Schacht vorhanden war, der alsdann aufgefüllt wurde und sich dann wieder um einen geringen Betrag entleerte. Es spricht nichts dafür und nichts dagegen, doch ist ein einmaliges Rückfließen des Magmas die nächstliegende Erklärung. Jedenfalls hat in dem Krater ein Lavasee bestanden, dessen Spiegel sich senkte. Der Lavabrei hat leicht gekocht wie ein dicker Brei im Kochtopf. Dort bilden sich die ersten Blasen am Rande des Gefäßes, so in der Natur die Hornitos am Rande des Magmasees. Die Gruppierung einer Anzahl dieser sekundären Eruptionspunkte am Kraterande wirft zugleich noch Licht auf die Entstehung des Ringwalles, der den Krater einfaßt. Er besteht aus Ansätzen von Lavaströmen und Packungen von Lavastücken. Da er sich nur in der Nähe des ehemaligen Feuersees findet, so dürfte er teils durch Auswürfe aus ihm in Gestalt von Lavafontänen entstanden sein, worauf schon Reck aufmerksam machte, teils aber auch das erstarrende Ufer des beweglichen Seespiegels darstellen.

In dem gesenkten Boden ist alsdann ein erneuter Einbruch erfolgt, der die zentralen Kessel anlegte. Die Einbrüche sind zweifellos Folgen eines Sinkens der Lavasäule im Kraterschachte. Sofort wird die Frage nach der Ursache der Senkung lebendig. Auf sie antwortet die Südseite des Berges. Auf halber Höhe findet sich hier eine geradezu modellartig schöne Flanken-eruption, die so groß ist, daß man sie schon von den nordöstlichen Dyngju-fjöll unschwer mit unbewaffneten Augen wahrnimmt, so daß es mir un-

verständlich ist, wie Reck sie hat übersehen können und ausdrücklich betont, daß Flankeneruptionen nirgends bei den isländischen Schildvulkanen anzutreffen sind. An einer Anzahl von Hornitos, die nur Schlacken ausgeworfen haben, setzt ein Graben ein, der am Gehänge abwärts etwas nach Westen läuft und der bei einer Breite von 5—7 m meistens 5 m tief ist. Seine senkrechten Wände, an denen hin und wieder kleine Schollen nachgesackt sind, zeigen ganz fein geschichtete Lavabänke. Zu seinen beiden Seiten ist ebene Fladenlava ausgeflossen und hat sich in einem deutlichen, an Breite zunehmenden Strom die Gehänge hinabbewegt. Der Graben ist nachträglich eingebrochen, nachdem das Herausgeflossene bereits verfestigt war. Diese seitliche Flankeneruption gibt den Schlüssel zum Verständnis vom Sinken des Lavasees in der Gipfelregion. Die Magmasäule im Innern des Vulkans durchbrach mit ihrem Druck den Bergmantel und trat zutage. Sofort mußte der glühende Brei im Krater sich in die Tiefe bewegen, es entstand ein Hohlraum, dem ein Einbruch folgte. Auf diese Weise lassen sich ungezwungen die Kessel am Gipfelkrater erklären.

Neben den Flankeneruptionen fallen am Gehänge des Vulkans große Spaltenanlagen auf. Schon Thoroddsen erwähnt solche, und bemerkenswert sind seine im Nordosten gemachten Beobachtungen, daß auf Nord-Süd streichenden Spalten die äußersten östlichen Ränder höher sind als die westlichen, was er auf Nachsacken der Zentralpatrie des Vulkans zurückführt. Reck hat das gleiche beobachtet, faßt die Störung aber als lokal auf. Er erwähnt von der östlichen Seite eine tiefe Spalte, die bis zu einer Tuffbreccie im Untergrund des Lavamantels reicht. An der gleichen Stelle bin ich nicht gewesen, wohl sah ich dagegen vom Gipfel eine tiefe Spalte, scharf wie mit dem Messer geschnitten, vom Krater aus in der Richtung auf Herdubreidarfjöll und nordöstlich in gleicher Richtung eine andere durch die Ostgehänge der Kerlingardýngja laufen, weitere bemerkte ich aus größerer Entfernung vom Eggert. Sie scheinen mit der Spaltenbildung des nordöstlichen Mückensee-Gebietes zusammenzuhängen und haben sich zweifellos nach dem Aufbau des Vulkans ereignet.

Eine spaltenähnliche Erscheinung vermochte ich auf der Südseite der Kollóttadyngja östlich der schon genannten Tuffberge an der Südflanke des Berges aufzufinden. Dort liegen vier große rundliche oder elliptische Kessel, deren senkrechte Wände dieselbe dünnbankige Lava zeigen wie sie am Gipfel des Schildvulkans zutage tritt. Die Hohlformen waren in die Gehänge derartig eingesetzt, daß ihre untere Seite in den Hang des Berges übergang. Hier hatte sich Lava ergossen und war den Berg hinabgeflossen.<sup>1)</sup> Bei ihnen lag noch ein kleinerer Kessel, ferner waren in der Rich-

<sup>1)</sup> Diese Beobachtung steht in Gegensatz zu der Behauptung Recks, daß bei den Seitenkesseln niemals Lava zutage getreten ist. v. Knebel-Reck, Island, S. 188. Stuttgart 1912.

tung auf die Tuffberge immer tiefer am Gehänge noch drei weitere zu beobachten, und es ist wahrscheinlich, daß ihrer noch mehrere vorhanden sind. Alle diese Hohlformen lagen in einer nordöstlichen Reihe. Ihre Tätigkeit hängt sicherlich mit der des ganzen Berges zusammen, indem ein dicht unter dem Berghang gelegener Kanal nach und nach an verschiedenen Stellen eingebrochen ist.

Wir lernten schon eine größere Flankeneruption kennen; auch die vorliegenden Einbrüche mit ihren Ergüssen sind als solche aufzufassen. Über ihren inneren Mechanismus wird sich erst nach Vermehrung der Beobachtungen etwas Genaueres sagen lassen. Ich selber konnte dem so interessanten Phänomen, durch äußere Umstände gezwungen, leider nur eine kurze Zeit widmen. Reck hat als Ursache für derartige Einbruchskessel an den Flanken der Schildvulkane das Magma selbst verantwortlich gemacht. Es sei in einer bruchlosen Masse schlotförmig emporgedrungen und habe bei einem nachträglichen Abfluß oder Rückfluß Anlaß zu solchen zylindrischen Höhlenbildungen gegeben. Für den vorliegenden Fall trifft diese deduktive Annahme nicht zu, und außerdem werden wir noch an einem in der Gegenwart tätigen Schildvulkan die Möglichkeit der Entstehung größerer Einbruchskessel an den Flanken von Schildvulkanen infolge Einbrechens eines Lavakanals kennen lernen.

**Flatadyngja.** Im Gegensatz zu den beiden besprochenen Bergen wollen wir jetzt drei Schildvulkane betrachten, die sich durch Kleinheit auszeichnen. Einer von ihnen, die Flatadyngja, ist in der Nachbarschaft der Kollóttá Dyngja, zwischen ihr und den nordöstlichen Dyngjufjöll gelegen. Sie ist ungefähr nur 100 m hoch und deshalb bislang wohl gänzlich übersehen worden. Teilt sie, wenn auch in weit kleineren Dimensionen, vollkommen die Formen der beiden beschriebenen Schildvulkane, so ist sie in der Kraterregion doch recht abweichend gebaut. Nichts ist hier von einem einheitlichen Kessel zu sehen, sondern eine Reihe regellos verteilter Löcher und Ausbruchspunkte wechseln miteinander ab. Bei meinem nur vorübergehenden Aufenthalt auf der Wanderung von den Dyngjufjöll zur Kollóttá Dyngja ist mir vielleicht manches an ihr entgangen, doch hoffe ich, daß die beigegebene Skizze alle wesentlichen Züge enthält. Auch hier findet sich in der Mitte der Kraterregion ein Kessel, der bei elliptischem Umriss am Boden 30 m tief ist. Sein Rand ist eine einheitliche Wand, nur im Südosten bricht er in konzentrischen Staffeln ab. Auf dem Boden, den Fladenlava einnimmt, befinden sich zwei Löcher, von denen das westliche 40 m tief war. In südwestlicher Richtung zieht sich von dem Kessel eine offene Spalte zu zwei weiteren Hohlformen. Die erste, mit etwa 30 m Durchmesser, ist ein 50 m tiefes, senkrecht abfallendes Loch, die zweite senkt sich in kurzen Terrassen schätzungsweise 70 m hinab. Beide trennt ein 10 m unter Tage aufwärts reichender Rücken. In den oberen Partien sind überall Schlackeschichten zu sehen, doch keine Schlackenpackung, die auf eine leichte explosive Mitwirkung hindeuten könnte. Am Grunde der Kessel stand, soweit es zu erkennen war, kompaktes Magma an. Das gleiche war der Fall in der sich verflachenden Fortsetzung der Hohlform nach Westen. In südlicher Richtung waren noch zwei kleinere Löcher wahrzunehmen, und auf der entgegengesetzten ein größeres, das aber nur 5 m tief war. Im Westen saß ein kleiner hufeisenförmiger Krater, und

ebendort lief eine Spalte, die teils offen war, teils aber von Naturbrücken überspannt wurde.

Auch in dieser Kraterregion herrscht das Phänomen des Einbruches vor, es ist aber bei weitem nicht so einheitlich entwickelt, wie bei den beiden bereits behandelten Schildvulkanen. Wie die Größe des Berges den Zug des Embryonalen trägt, so scheint es auch mit der Kraterregion im besonderen zu sein. Sie ist nicht einheitlich durchgebildet, sonst aber treten die gleichen Merkmale auf.

S v a r t a d y n g j a. Auch die „Schwarze Dyngja“, die S v a r t a d y n g j a, zwischen den nordöstlichen Dyngjufjöll und dem Vikrafell, weist einen recht unregelmäßigen Kraterbau auf. Das Gefälle des Berges ist etwa ebenso gering wie bei den übrigen Schildvulkanen, und auch an ihn nimmt man deutlich ein allmähliches Steilerwerden der Gehängekurve von der Basis bis zur Spitze wahr. Im Mittel habe ich die Neigung auf 3—4° gemessen. Die Höhe der Dyngja beträgt, nach Augenmaß beurteilt, etwa 200 m, so daß man den Berg sowohl vom Op der Askja wie vom Fuß der Kollóttá Dyngja oder vom Fuß der Herdubreid aus sich deutlich über der Lavaebene erheben sieht. Der Mantel des Kegels wird aus Spratzlava zusammengesetzt. Im Unterbau des Berges tritt sie einheitlich auf, weiter nach oben zu aber wird sie von vielen Spalten durchzogen, so daß ich zuerst mutmaßte, der Berg besäße an seinem Gipfel überhaupt keine regionale Hohlform. Nach einigem Hin und Her fand ich jedoch einen Kessel, zunächst einen kleineren, dann unmittelbar daranstoßend einen größeren.

Der Nebenkessel zeigte mit Ausnahme einer Ausbuchtung im Südwesten eine rundliche Form. Sie tritt unscharf zutage, da der Rand nicht in steilen Wänden abstürzt, sondern chaotisch zusammengestürzt ist. Man erkennt aber noch deutlich eine bankige Lavaschichtung, die nach außen fällt. In 25—30 m Tiefe stellt sich eine ebene Bodenfläche ein, die von Spratzlava bedeckt ist, innerhalb derer ausgesprochene Lavaterrassen nicht zu erkennen waren. Das gleiche gilt für den Hauptkrater, nur daß er in noch viel höherem Grade keinen einheitlichen Rand zeigte, sondern eine wechselnde Zahl konzentrischer Randstreifen, die durch zahlreiche Spalten von einander getrennt wurden und außerordentlich stark verstürzt waren. Die beigegegebene Kartenskizze deutet sie nur an. Auch konnte von einem ausgesprochenen Kesselboden nicht die Rede sein. Im Osten des Hauptkraters zog eine verstürzte Spalte in östlicher Richtung, ferner war hier eine Ausbuchtung. Auch bei dem Hauptkessel konnte man eine bankige Lavaschichtung, die nach außen fiel, deutlich wahrnehmen. Was ihn aber besonders auszeichnete, war ein zweiter, weit kleinerer Kessel, der sich in seinem Nordosten in der Nähe der größten Erhebung des Berges befindet. Sein Durchmesser beträgt nur 20 m, und inmitten konzentrischer Einbruchslinien erhebt er sich zu einer relativen Höhe von 10 m. Ist seine Außenwand schon recht steil, so ist der Abfall nach innen zu senkrecht, zum Teil sogar überhängend, aber die Höhe nach innen mißt nur die Hälfte der nach außen, 5 m. Der Wall trägt hier eine Schlackenpackung, während er nach innen zu aus kompakter Lava aufgebaut ist, die eine außerordentlich prächtige Zwiebelschalenstruktur trägt: mit Winkeln von 50—60° wölbt sie sich in dünnen Lagen um den Kesselboden. Der letztere ist eben und von losen Schlackenstücken besetzt. An drei Stellen sitzen ihm kleine Erhebungen auf, die den Eindruck von Hornitos erwecken. Die beiden in der Mitte gelegenen bewahren bei einem Durchmesser von 2—3 m eine Höhe von 5 m und 3 m und sind durch einen kleinen Rücken miteinander verbunden. Der dritte isoliert gelegene ist ganz niedrig.

So sehr dieser Vulkan als Ganzes auch der Kollóttá Dyngja ähnelt, so zeigt ein Spezialstudium doch beachtenswerte Abweichungen in dem Erguß. Allein, diese dürften nur auf die Schlußphase seiner Tätigkeit zurückzuführen sein. Lava ist wie Wasser bei

einem überfließenden See über den Kraterrand geflossen, der Spiegel des Magma-sees senkte sich, und die Wände stürzten chaotisch nach, was vielleicht auch mit einem Rückfließen verknüpft war. Daß ein Doppelkessel entstand, hängt wohl weniger mit der ursprünglichen Form des Sees zusammen, sondern ist mutmaßlich nur eine Einbruchserscheinung über einem Hohlraum. Auffallend ist die einem Hornito ähnliche Bildung im Krater. Aber auch sie ist am Rande gelegen und jünger als der Einbruch. Sie scheint beim Zusammensturz am Rande zum Durchbruch gelangt zu sein.

**Litla Dyngja.** Nur wenig vermag ich über den dritten kleinen Schildvulkan zu berichten. Die Litla Dyngja (die kleine Dyngja) ist von der Höhe der Kollóttu Dyngja in südlicher Richtung wie ein Miniaturvulkan prächtig sichtbar. Sie ist äußerst flach. An der höchsten Wölbung ist ein relativ großer Krater gelegen, der über 100 m tief ist und wohl 500 m lang; er ist jedoch in seinen zusammengestürzten Umrissen nicht sehr markant entwickelt. Von ihm aus ist Lava nicht nur nach den Flanken geflossen, sondern auch zur Mitte der Hohlform. Ich habe dem Vulkan nur ganz kurze Zeit widmen können und namentlich nicht seine Gehänge nach Seiteneruptionen abzusuchen vermocht. Es ist möglich, daß das Rückfließen der Lava in den Krater nicht durch seitliche Flankenausbrüche des Magmas veranlaßt wurde, sondern in tieferen Vorgängen seine Ursache hat. Genaueres läßt sich darüber gegenwärtig noch nicht sagen.

**Ketildyngja und Skjaldbaka.** Verlassen wir jetzt die Region zwischen Kollóttu Dyngja und Dyngjufjöll und wenden uns nordwärts. Hier liegen vier größere Schildvulkane. Von einem von ihnen, der Ketildyngja, der eine relative Gesamthöhe von 300 m bei 960 m Meereshöhe und 1–4° Gehängeböschung erreicht, ist die Form des Kraters bereits topographisch von Johnstrup im Jahre 1871 aufgenommen. Der Krater besteht aus zwei ineinander übergehenden Kesseln von insgesamt 1000 m Länge und 500 m Breite. Sie öffnen sich nach Südwesten. Der östliche ist der tiefere und zeigt an seinem Boden sehr schön einen zurückgeflossenen und erstarrten Lavasee. Im einzelnen tragen beide Hohlformen prinzipiell die gleichen Erscheinungen wie die der anderen Schildvulkane. Sie sind sicherlich Einbruchsessel, und die Angabe Thoroddsens, daß gerade diese Krater eine Ausnahme machen, ist sonach hinfällig. Was Thoroddsen für Explosionsprodukte hielt, ist anstehender Tuff auf der Ostflanke. Er wird von zahlreichen Solfataren durchsetzt, während ich den Kraterboden nicht mehr, wie Thoroddsen im Jahre 1884, durchkocht fand.

Auf den Abhängen dieses Vulkans sitzt wie ein großer Hornito der Schildvulkan der Skjaldbaka (Die Schildkröte). Ihre Böschung maß ich nach Osten zu 6°, nach Westen zu 10°, den Kraterdurchmesser habe ich auf 150–200 m geschätzt, die Tiefe auf 50 m. Der Rand war im Nordwesten terrassenförmig eingebrochen. Auch hier zeigten die Wände dünnbankige Lavaschichten.

**Skuggadyngja.** Von dem dritten Schildvulkan dieser Gruppe, der Skuggadyngja, vermag ich nur zu melden, daß die Gipfelregion drei kleinere Krater trägt, von denen der östliche der höchste, der westliche der niedrigste ist. Beide besitzen etwa 20 m Durchmesser, während der mittlere nur 10 m hat. Auch hier ist, wie die dünnbankige Schichtung lehrt, gut flüssige Lava nach allen Seiten ausgegossen worden. Sie hat nach Norden eine Böschung von 5°, nach Süden von 10° geschaffen.

**Kerlingardyngja.** Der bedeutendste Schildvulkan dieser Gruppe ist die Kerlingardyngja. Ihre Höhe mag gegen 500 m betragen. Auf ihrem Haupte sucht man vergebens nach einem ausgesprochenen Kessel mit Lavabänken am Rande, sondern entgegen der Annahme von Thoroddsen, der hier einen bedeutenden Krater vermutete, finden wir nur eine große und ganz flache Senkung von einem Durchmesser von 30 Mi-

nuten Gangzeit.<sup>1)</sup> An ihrem Rande erheben sich eine Reihe von Hornitos, von denen fünf am markantesten sind. Sie bestehen aus Schlackenpackungen und tragen an der Spitze kleine Krater in Höhe von 10—30 m. Von ihnen aus hat sich nach allen Seiten Lava mit ganz geringem Gefälle (nach Osten maß ich 2°, nach Westen 4°) ergossen, so daß der Bau zweifellos den Schildvulkanen zuzurechnen ist. Der genetische Unterschied mit den bis jetzt besprochenen Schildvulkanen in der Kraterbildung ist der, daß nach dem letzten Überfließen der Lava kein scharfer Einbruch mehr erfolgte. Ferner zeichnet den Berg eine von Gängen durchsetzte ältere Tuffspitze aus, die sich nahe dem Kraterande befindet und die nach Erkes 90 m hoch ist. Sie trägt den Namen Sighvatur und steht nicht auf dem Gipfel des Berges, wenn sie auch dem höchsten Punkte nahe ist. Ganz ähnliche Tuffbildungen werden vom Fuß unseres Vulkanes umschlossen, die Hvammfjöll. Demnach hat die Lava des Vulkanes die Landschaft, in der sie einst hervorquoll, noch nicht ganz unter sich zu begraben vermocht. Das ist keineswegs auf ein nur geringes Lavaquantum zurückzuführen, sondern hängt auch von der Gliederung des Reliefs ab, in dem die Anlage des Berges erfolgte.

Wir verlassen jetzt das östliche Inner-Island; denn ehe wir einen zusammenfassenden Überblick über die dortigen Schildvulkane geben, wollen wir die übrigen derartigen Gebilde der Insel einer Betrachtung unterziehen, um an Erfahrung an diesen reicher in unser Gebiet zurückzukehren. Zunächst begeben wir uns im östlichen Norden in die Reykjaheidi.

Die Schildvulkane in der Reykjaheidi. Hier erheben sich zwei Schildvulkane, die Theistareykjabunga und ein etwas südlicher gelegener, der, soweit mir bekannt ist, keinen Namen trägt, und auf dem sich die Kessel Stóra und Litla Viti befinden. Die beiden Berge sind so eng benachbart, daß sie fast ganz zu einem einheitlichen Gebilde zusammengeschmolzen sind. Nur in den höheren Partien läßt sich die zwifache Natur noch wahrnehmen, indem zwei in sich abgeschlossene höchste Erhebungen mit einem Höhenunterschied von etwa 100 m vorhanden sind. Da nach Thoroddsen die Bunga etwa 560 m über den Meeresspiegel aufragt, so beträgt demnach die Höhe der zweiten Dyngja 460 m. Während sich auf der Spitze der Bunga nur eine spaltenartige Vertiefung mit wechselnder Breite bis zu 200 m und einer Länge von rund 1000 m befindet, besitzt die namenlose Kuppel an ihrer Spitze drei Vertiefungen verschiedener Gestalt. Am südlichsten liegt ein elliptisches, nach Norden gestrecktes Loch, etwa 10 m tief und mit Durchmessern von 120 und 60 Schritt. Unfern von ihm liegt in nordöstlicher Richtung das Litla Viti, ein kreisrundes Loch von 190 Schritt Durchmesser und mit etwa 90—100 m senkrecht abstürzenden Wänden. In der Tiefe, in der zur Zeit meiner Anwesenheit im August 1907 noch einige Schneeflächen ruhten, spitzt es sich trichterförmig zu und wird mit einer großblöckigen Breccie erfüllt, die sich aus demselben Material zusammensetzt, aus dem die Wände aufgebaut werden, aus einem grauen basaltischen Gestein. Oben im Umkreis um die Öffnung des Litla Viti liegen ebenfalls, wenn auch nicht allzu zahlreich, die gleichen scharfkantigen Blöcke. Kaum 100 m nördlich des Litla Viti öffnet sich das Stóra Viti, von kreisförmig-elliptischem Umriß mit einem Durchmesser von 600—700 m und einer Tiefe von etwa 100 m. Es hat nicht so steile Wände wie das soeben beschriebene Viti. Im Westen sind kleine Schollen staffelartig nachgesunken, so daß man seinen Boden bequem erreichen kann. Auch um diese Öffnung herum liegen große isolierte Blöcke, eine Erscheinung, die auf

<sup>1)</sup> Das Fehlen eines Kraters hatte H. Erkes zu der Ansicht veranlaßt, die Kerlingardyngja sei kein Schildvulkan. Doch teilt er jetzt diese Auffassung nicht mehr (Petermanns Mitteilungen, 1913, II, S. 152.)

einer explosiven Wirkung beruhen dürfte. Ich wüßte nicht, wie die Blöcke sonst gerade nach den Mündungen der Kessel geschafft sein könnten. Daß die scharfen Kanten Folgen von Verwitterung und Zersprengung, vornehmlich durch Spaltenfrost sind, wie Reck meint, erscheint mir deshalb unwahrscheinlich, weil dadurch ihre isolierte Lage auf den Lavaergüssen nicht erklärt ist.

Bis jetzt habe ich nur Schildvulkane dargestellt, die mir aus eigener Anschauung bekannt sind. In den übrigen Teilen der Insel habe ich zwar manchen Schildvulkan gesehen, aber keinen genauer studiert, so daß die folgenden Ausführungen auf Literaturstudium und auf den Darstellungen der prachtvollen dänischen Generalstabkarte, die zu dem Zwecke noch nicht ausgewertet ist, basieren.

**Strýtur.** Im westlichen Inner-Island begegnen wir nur einem bedeutenderen Ausbruchspunkt eines Schildvulkans, dem von den Reisenden des Kielweges vielgenannte Strýtur. Thoroddsen gibt ihn als eine 870 m hohe Kuppel mit 2° Gehängeböschung an, deren relative Höhe ich zu etwa 100 m schätze. Auf ihrem Gipfel besitzt sie eine rundliche Vertiefung von 1000 m Durchmesser und mit 10—20 m senkrecht abfallenden Wänden, die konzentrisch ineinander übergehen. Auf dem flachen Boden sitzen vier bis fünf große und tiefe Kessel, die denen auf der Kollótt Dyngja ähneln müssen. Südwestlich von diesem Hohlformgebiet ist eine kleinere Vertiefung gelegen, die mit dem Hauptkrater durch einen Kanal verbunden sein soll.

Aus der Nachbarschaft, nördlich von Hvitárvatn, erwähnt v. Knebel einen kleinen Schildvulkan, ohne genaueres über seine Dimensionen mitzuteilen. Auf seinem Südhang liegen vier Einbruchskessel mit etwa 100 m Tiefe und mehreren 100 m Durchmesser. Auf dem Gipfel des Berges fand sich keine Einsenkung vor, vielleicht war eine solche aber durch Firn verhüllt.

**Skjaldbreid.** Unter den westisländischen Schildvulkanen ist die Skjaldbreid der bekannteste. Von ihm liegt jetzt eine ausgezeichnete Mappierung seitens des dänischen Generalstabes vor. Nach ihr ergibt sich für den 1069 m über das Meer reichenden Berg bei einer relativen Höhe von 520—600 m ein außerordentlich gleichmäßiges Gefälle für alle Seiten: Nach Osten 6° 10', nach Süden 7° 29', nach Westen 7° 10', nach Norden 6° 25'. An der Gipfelfläche besitzt er einen Kessel von 280—300 m Durchmesser. Ein Lavaring soll seinen Kraterand umgeben, auf dem eine Anzahl von Lavaspitzen sitzen, die wohl Hornitos sind. Vom gesamten Berge sagt Thoroddsen, daß er aus vielen Lavaausflüssen aufgebaut wird, während v. Knebel ausdrücklich betont, keinen gesonderten Lavastrom gesehen zu haben.

Neben den Untersuchungen im Nordland und am Strýtur waren es besonders die Studien an der Skjaldbreid, die v. Knebel zu der Anschauung führten, daß die isländischen Schildvulkane monogener Natur seien, und nicht, wie Thoroddsen darlegte, aus Magmaergüssen nach und nach aufgehäuft wurden. Ein solcher Schildvulkan ist „das Produkt eines einzigen gewaltigen vulkanischen Ergusses, welcher sich wie ein durch eine Öffnung — dem Eruptionskanal — gepreßter Brei ausgebreitet hat. Hierbei ist zuerst die Oberfläche erstarrt. Unter dieser verfestigten Masse bewegte sich das noch glutflüssige Magma weiter, bis auch dessen oberer Teil erstarrte. Es legte sich dann unter die erste Erstarrungsrinde des Vulkanes eine zweite Lavaschicht. Auf gleiche Weise unter diese eine dritte usw.“<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> W. v. Knebel, Über die Lava-Vulkane auf Island. Monatsber. deutsch. geol. Gesellschaft, Jg. 1906. Berlin. Die dort gebrachte Korrektur der Höhenangabe Thoroddsens von 1063 m auf 780 m, eine Zahl, die auch Reck übernommen hat, ist ganz und gar falsch, wie die Aufnahme des dänischen Generalstabes feststellte, die 1069

Gegen diese Auffassung hat schon K. Schneider auf Grund der äußeren Form der Schildvulkane Einwendungen erhoben, und auch Sapper hat sich entschieden gegen die allgemeine Gültigkeit dieser Erklärung ausgesprochen<sup>1)</sup>. Das nachträgliche Einbrechen der Kraterregion läßt sich ebenso gut mit Flankeneruptionen vereinigen, wie es ja tatsächlich an den rezenten Beispielen von Schildvulkanen auf Hawaii und Savai beobachtet ist, und die Dünflüssigkeit der Lavalagen, die für v. Knebel das zweite entscheidende Moment war, ist gar nicht ausschlaggebend, da das Auftreten von eingeschalteten Schlackelagen gerade im Gegenteil für eine Aufschichtung von Lava spricht. v. Knebel hat sich offenbar durch die vielen Erstarrungsflächen, die sich in den einzelnen Lavabänken einstellen, irreführen lassen.

Die Schildvulkane der Südwestlichen Halbinsel. Im Gebiet der südwestlichen Halbinsel liegen die übrigen Schildvulkane. Eine Reihe spezieller Angaben existieren über die Selvogsheidi<sup>2)</sup>. Vom Meere aus ansteigend, erreicht sie 192 m Höhe. Die Böschung beträgt nach der Generalstabkarte für die eigentliche Kuppel  $1^{\circ} 14'$ , nach Norden  $2^{\circ} 03'$ . In der Nähe des Gipfels ragen einige steile Spitzen 5—15 m über die Umgebung. Ein eigentlicher Kessel befindet sich hier nicht, sondern nur einige flache, grabenförmige Vertiefungen und zwei längliche Rücken. Der Hauptgraben besitzt bei 140 m Länge eine geringe Breite. Seine Wände zeigen horizontal liegende Lavabänke. Die gesamte Situation erweckt den Eindruck eines Einbruches. Thoroddsen will Anzeichen eines Nachsackens des ganzen Vulkans bemerkt haben, doch haben v. Knebel und Sapper nichts derartiges wahrgenommen, so daß es mir mit Reck sehr fraglich erscheint.

Das Bürfell, in unmittelbarer Nachbarschaft der Selvogsheidi erzielt mit 5—6° Gehängeböschung nur 50 m relative Höhe. Drei wohl entwickelte, relativ große Krater von 9—17 m Tiefe sind an seinem oberen Rand und teilweise auch am Boden von kantigen Blöcken umgeben, die Sapper für Explosionsprodukte ansieht. Er hält den Berg für das Ergebnis eines einmaligen Ergusses, bei dem sich explosionsartige Phänomene ereigneten. Reck will den Vulkan wegen der teilweisen Porosität der Lava und der Längserstreckung der Krater nicht zu den Schildvulkanen zählen, doch sehe ich keinen prinzipiellen Unterschied.

Wenige km nördlich liegt die Heidinhá. Auf dem Gipfel des Berges ist ein mit Lava aufgefüllter Krater von etwa 380 m Durchmesser gelegen, den ein Kreis aufrecht stehender Spitzen bezeichnet. Auf der Generalstabkarte sind Einzelheiten nicht zu erkennen. Vom Skálarfell und der Háleyjarbunga auf der äußersten Spitze der südwestlichen Halbinsel liegen nur die in der später folgenden Tabelle eingetragenen Maße vor.

Wenn wir jetzt ins östliche Inner-Island zu einer zusammenfassenden Darstellung der Schildvulkane zurückkehren, so müssen wir zunächst die Frage diskutieren, ob wir ihnen nicht noch andere Gruppen von Bergen zuzurechnen haben.

---

ergab (vgl. Thoroddsen, Petermanns Mitteilungen, Bd. 1909, Heft 5). Damit ist auch die ganze Volumberechnung v. Knebels hinfällig.

<sup>1)</sup> H. Spethmann, Beiträge zur Kenntnis des Vulkanismus am Mückensee. Globus, Bd. 96, S. 203. Dort ist die übrige Litteratur aufgeführt. Auch Reck vermag v. Knebel nicht zuzustimmen.

<sup>2)</sup> K. Sapper, Über einige isländische Lavavulkane. Monatsb. deutsch. geol. Ges., Bd. 59, Berlin 1907.

Unfertige Schildvulkane. Wie im östlichen Inner-Island Schildvulkane die Landschaft, in denen sie arbeiteten, gänzlich erstickt haben, so gibt es auch Ansätze zu solchen Vorgängen; sie sind nicht so weit gediehen, daß eigentliche Schildvulkane aufgebaut wurden. Das östliche Inner-Island bietet für solche Ergüsse zwei instruktive Beispiele.

Wenn man von der Herdubreid nordwestlich zu Lindaá reitet, so sieht man zur Linken weithin einen Abhang ansteigen, der ganz an den von Schildvulkanen erinnert. Er setzt im Osten in etwas über 10 km Entfernung am Eggert, dem höchsten Punkt der dortigen Gebirgszüge ein. Wandert man zu ihm über die großen, von Einbrüchen besetzten Flächen von Fladenlava, auf der trotz der vorgeschrittenen Sommerzeit Schneeflecken ruhten, so gelangt man in etwa 1300 m Meereshöhe zu einem Krater, der mit senkrechten Wänden nach meiner Schätzung bis zu 200 m Tiefe abstürzt. Aus ihm stammt der große Lavamantel, der sich nach den andern Seiten nicht hat ausbreiten können; denn hier laufen meridional orientierte Höhenzüge, im Süden höhere, im Norden niedrigere. Zwischen ihnen ist eine paßartige Lücke, die ich das Hraunsskard (Lavacharte) genannt habe, durch die auch nach Westen große Lavamassen bis zum Fuß der Kerlingardýngja geflossen sind. Am Ostfuß der genannten Höhen ziehen sich ausgedehnte Solfatarenfelder hin, sowohl direkt östlich der höchsten Spitze wie auch weiter nordwärts.

Das andere Beispiel eines noch nicht vollendeten Schildvulkans bietet die Askja. Wie ich an anderer Stelle ausführlich dargelegt habe<sup>1)</sup>, ist der 55—60 qkm große Kessel mit Lava aufgefüllt, die aus verschiedenen Lücken der randlichen Einfassung einen Ausweg gefunden hat, ohne aber die umgebenden Höhen gänzlich zu verhüllen.

Diese Berge stellen demnach unfertige Schildvulkane dar.

Berge vom Bláfjall-Typus. Ferner gibt es im östlichen Inner-Island eine Reihe von Erhebungen, die in ihrer äußeren Form nichts mit Schildvulkanen gemein haben, aber auf ihrer Spitze Krater tragen, die denen der Schildvulkane ähneln. Diese Berge sind ungefähr 500—900 m hohe Klötze, die sich mit steilen Wänden und ebenen Gipfelflächen unvermittelt aus der umgebenden Ebene des Ódádahraun erheben. Besteigen wir einen von ihnen, z. B. das Bláfjall vom Heilagsdalur aus, so treffen wir im untersten Drittel auf Schutthalden, im zweiten Drittel auf Tufflagen und im obersten Drittel auf Lavabänke, die bekunden, daß sich dünnflüssiges Magma über den tieferen Tuff ergossen hat.

<sup>1)</sup> H. Spethmann, Islands größter Vulkan, Die Dyngjufjöll mit der Askja. Leipzig 1913. Recks Ansicht über einen Schildvulkan, der sich früher über das ganze Gebirge erstreckt haben soll, ist, wie ich in dem Buche auseinandergesetzt habe, nicht haltbar. Nicht einmal seine topographische Darstellung der Grundzüge des Geländes ist richtig.

Die Gipfelfläche steigt beim Bláfjall von Norden nach Süden an. Nahe dem Südrand liegt ein ca. 50 m tiefer Krater mit 300 m Durchmesser, der die gleiche bankige Lava zeigt, die an den Seiten des Berges zutage tritt. In dem tiefsten Teil der Hohlform mußte noch kurz vor meinem Besuch ein Schmelzwassersee gestanden haben, der zahlreiche kleine Strandlinien hinterlassen hatte. Erhoben sich an der Südostseite des Kraters einige Hornitos, so war auf der Nordseite eine Öffnung, der eine Vertiefung mit äußerst unregelmäßigem Umriß folgte. Der übrige Teil der Gipfelfläche wird von Fladenlava eingenommen, die glazial bearbeitet ist. Sie erhält nur durch einen isolierten Tuffhügel, der ca. zwei Drittel Weges der Süd-Nord-Richtung gelegen ist und um den das Magma geflossen ist, wie durch ein nach der Nordostecke laufendes Tälchen eine leichte Gliederung, außerdem wird sie von vielen Spalten durchzogen. Sind solche der Westflanke wohl durch seitliches Absitzen der steilen Wände bedingt, so scheint es, daß jene im nördlichen Drittel der Gipfelfläche auf tektonische Ursachen zurückgehen.

Ganz ähnlich ist das Sellandafjall gebaut, auf dem ich 1907 und 1910 war. Sein Krater ist rund und flach bei einem auf 200 m geschätzten Durchmesser. Das Búrfell gehört auch zum Typus dieser Berge. Es trägt einen elliptischen Krater von 240 : 110 m. Der Rand ist in konzentrischen Streifen bis zu 15 m Tiefe eingebrochen, dabei sind die Schollen zum Teil in den noch glutflüssigen Lavasee gestürzt. Sein Boden senkt sich nach Süden, von wo er einen Ausfluß in die Tiefe besessen hat. Auch in anderen Gegenden des Ódádahraun begegnen wir ähnlich gebauten Bergen, Reck hat uns dies von der Herdubreid berichtet, ich selber kann es von dem Kistufell mitteilen.

Obwohl diese Berge in der Kraterbildung zweifellos Verwandtschaft mit den echten Schildvulkanen verraten, so scheint es mir doch nicht, wie Reck es getan hat, angängig, sie diesen zuzurechnen. Denn wir wissen nicht, ob die Ergüsse wirklich einmal einen Schildvulkan geformt haben, dessen Flanken später fortgenommen sind. Manches spricht sogar entschieden dagegen, wie das stromartige Abfließen der Lava vom Búrfell in die umgebende Tiefe, was bezeugt, daß ein Teil seiner Ergüsse geschah, nachdem es seine heutige Gestalt erlangt hatte. Immerhin weist aber die Dünnflüssigkeit und Gleichmäßigkeit der erstarrten Lava auf diesen klotzartigen Bergen auf größere Ergußflächen hin, und soviel ist jedenfalls sicher, daß den Erhebungen die Flanken derart verändert sind, daß von den Gehängen nur steile Wände rund um die Reste der höheren Partien der Berge übrig blieben.

Welche Kraft für diese Gestaltung in Frage kommt, läßt sich nicht leicht entscheiden. Reck hat gemeint, daß tektonische Einflüsse maßgebend waren. Die Tafelberge, wie er sie nennt, oder die Berge vom Bláfjall-Typus,

wie ich sie hier kurz bezeichnen möchte, seien als Vulkanzentren auch Festigkeitszentren gewesen, „die einer Senkung den größten Widerstand entgegengesetzten und an deren Wänden dementsprechend das Terrain abglitt.“ Verlegt wird dieser Vorgang in die Postglazialzeit. Das letztere ist sicherlich ganz unrichtig. Denn beispielsweise gerade unmittelbar am Fuße des Sellandafjall, den Reck für seine Hypothese heranzieht, dehnen sich sowohl nach Svartárkot zu als nach dem Mückensee großartige Moränenlandschaften aus. Inlandeis hat sich hier ausgebreitet, nachdem der Berg schon seine jetzigen Formen erhalten hatte. Aber auch gegen den Kernpunkt der Reckschen Hypothese spricht ein gewichtiges Bedenken. Die Berge sind nämlich nach Reck „alle mehr oder minder vierkantig“ oder „von nahezu quadratischem Grundriß“, wie es an einer anderen Stelle heißt<sup>1)</sup>. Dieses trifft aber nicht zu, sondern einige, so das gerade von Reck angeführte Sellandafjall, sind, wie Thoroddsen ganz richtig gemappt hat, von rundem Umriß. Daher ist es gewiß nicht angängig, alle diese Bergumrisse tektonischen Linien zuzuschreiben.

Wenn wir das Problem, das die Entstehung dieser Bergformen bietet, klären wollen, so sind wir zunächst fast ganz auf den deduktiven Weg gewiesen. Denn die Flächen zwischen ihnen sind von Lavaergüssen ganz jungen Alters überflossen, die den Untergrund fast überall verhüllt haben. Stellen, die sie frei gelassen haben, sind von Moränenablagerungen oder äolischen Umlagerungsprodukten erfüllt. Wir wissen deshalb nichts über das Relief der erstickten Landschaft und haben namentlich keine Anhaltspunkte über seine einstige Entwässerung.

Betrachten wir die theoretische Möglichkeit der Entstehung der klotzartigen Berge, die in ihrer äußeren Gestalt mich trotz ihrer andersartigen Zusammensetzung immer wieder an Inselberge erinnerten, so ist es schwer verständlich, wie rinnendes Wasser sie geschaffen haben könnte. Es wäre wohl imstande gewesen, an einzelnen Stellen der isolierten Erhebungen steile Unterschneidungen hervorzurufen, aber nicht alle Wände zu bilden. Dagegen glaube ich, daß ein anderes Agens eine solche Kraft auszuüben vermag, eine inlandeisartige Vergletscherung. Das Kistufell am Nordrand des Vatnajökull zeigt noch heute, wie das Eis die Flanken des Berges unterschneidet. Es fließt um sie herum, indem es dem festesten

---

<sup>1)</sup> In seiner Arbeit über „Das vulkanische Horstgebirge Dyngjufjöll.“ Anhang zu den Abhandlungen der kgl. preuß. Akademie der Wissenschaften, Berlin 1910. Die hier bis zum Extrem durchgeführte Ansicht von einem Ansteigen der oberen Grenze dessen, was früher Palagonitformation genannt wurde, baut sich auf der Grundlage auf, daß die Oberfläche dieser stratischen Vulkanaufschüttungen einst ein einheitliches Niveau bildete, was aber bei Aufschüttungen vulkanischer Produkte, zumal zahlreicher Lockerprodukte, nicht zutrifft. Durch diese unrichtige Voraussetzung sind alle daraus gezogenen weitgehenden Schlüsse naturgemäß hinfällig.

Teil der Erhebungen, dem Förderungsschlot, ausweicht. So erklärt sich ungezwungen auch die von Reck schon erkannte Gesetzmäßigkeit, daß bei den Bergen vom Bláfjall-Typus gerade die Partien um die Kraterachse erhalten blieben. Diese vorstehende Erklärung soll aber, wie ausdrücklich betont sei, nur ein Versuch sein; wir wollen deshalb aus ihr auch keine Konsequenzen ziehen.

Können wir die vorstehenden Gebilde nicht mehr zu den Schildvulkanen zählen, so müssen wir anderseits eine Reihe von Bergen zu ihnen rechnen, die zwar auch modifiziert sind, aber in weit geringerem Maße. Sie sind zum Teil oder auch ganz von Eis überflutet worden. Wir wollen jene beiden von ihnen, die im östlichen Inner-Island gelegen sind, kennen lernen.

Urdarháls. Die Flanken des Urdarháls südlich der Trölladyngja zeigen auf ihren sanften Hängen keine ausgesprochenen Lavaströme mit Strukturformen. Sie sind in der unteren Partie stark von Eis abgeschliffen, in der oberen heftig verwittert, teilweise infolge Frostes in einzelne Stücke zersprengt; ebenfalls sind viele Windschliffe zu sehen. Der Krater, der bis jetzt nur von Thoroddsen von der Trölladyngja aus etwa 15 km Entfernung wahrgenommen wurde, ist ein mehrfach ausgebuchtetes Loch von 100 m Tiefe bei einem größten Durchmesser von ca. 400 m. Die Wände fallen in ihrer oberen Hälfte senkrecht ab, in der unteren in steilen Schutthalden, die zu einem ebenen Boden führen, auf dem zwei kleine Schneeflecke zur Zeit meiner Anwesenheit ruhten. Die obere Hälfte zeigt dünnbankige, horizontale Basaltbänke mit eingeschalteten Schlackelagen, die sanft nach außen fallen. Nur im Westen war eine bemerkenswerte Ausnahme. Dort fielen sie primär unter einem Böschungswinkel von 30° zum Kessel ein, um dann gleichfalls abzubrechen. Es ist also der Einbruch des Kraters nach einem Rückfließen des Magmas zum Förderungsschachte geschehen.

Auch dieser Schildvulkan ist ebenso wie jene entstanden, die noch in ihren frischen Formen dastehen. Magma hat sich allseits regelmäßig ergossen und eine Tufflandschaft begraben, die am Fuße des Berges noch vielfach als anstehend wahrgenommen werden kann. Aber der Vulkan ist beträchtlich älter als die bislang gewürdigten. Seine untere Hälfte ist sicher von Eis überströmt gewesen; ob dieses dagegen für den ganzen Bau zutrifft, bedarf weiterer Untersuchungen, dürfte aber wegen der guten Erhaltung des Kraters im Gegensatz zu der gleich darzustellenden Vadalda nicht wahrscheinlich sein.

Vadalda. Auch bei dieser zeigen die Gehänge, die eine Böschung von wenigen Grad besitzen, stark denudierte Lavaflächen, die bis zum Gipfel hinauf von zahlreichen Rundhöckern besetzt sind oder von erdigem Material mit polaren Strukturformen. Die Spitze wird von einer großen, flachen

Wanne von 30 m Tiefe eingenommen, die nach Süden gestreckt ist und an ihrer tiefsten Stelle im Süden einen kleinen See trägt (Vadölduvatn) der von einer Menge roter Crustaceen besiedelt war. Seine Wandungen und sein Boden, soweit er sichtbar war, bestanden aus grobem und feinem Moränenmaterial. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß sich an der Stelle der heutigen Wasseransammlung einst der Krater befand.

Im östlichen Inner-Island gibt es nicht weitere von Eis umgestaltete Schildvulkane. Die übrigen auf der Insel habe ich nach Thoroddsens Angaben<sup>1)</sup> auf der beigegebenen Kartenskizze eingetragen. Sie ähneln sich sehr. Um wieviel sie älter sind als die rezenten isländischen Schildvulkane, läßt sich schwer sagen, da sie teilweise, wie Urdarhåls, nur wenige Kilometer von Islandeis entfernt gelegen sind und sich deshalb die Eiswirkung nicht ohne weiteres mit der des Eiszeitalters des kontinentalen Europas parallelisieren läßt.

Auf Grund der Einzeldarstellungen können wir nunmehr versuchen, ein Gesamtbild zu entwerfen. Wir schicken eine Tabelle mit den Hauptmaßen voraus.

Maße der isländischen Schildvulkane.

	Relative Höhe	Flankenböschung	Krater Umriß	Größte Tiefe
Östliches Inner-Island				
Tiölladyngja	700 m	4—5°	800 m : 600 m	100 m
Kollóttu Dyngja	450 m	6—8°	350—400 m	100 m
Litla Dyngja	100 m?		500 m Länge	100 m+
Flatadyngja	100 m		bis 50 m Länge	70 m
Svartadyngja	200 m	3—4°	400 m : 200 m	
Ketildyngja	300 m	2—4°	1000 : 500 m <sup>2)</sup>	100 m
Kerlingardyngja	500 m?	2—4°	fehlt	0 m
Skuggadyngja	300 m?	5—10°	Zwei Kessel 20 m, ein Kessel 10 m	
Skjaldbaka	200 m	6—10°	200 m : 150 m	50 m
Urdarhåls	250 m	2—5°	400 m : 200 m	
Vadalda	350 m	2—3°		
Östliches Nord-Island				
Theistareykjabunga	250 m	1—5°	1000 m : 200 m	
Stóra Viti	150 m	1—2°	700 m : 600 m	100 m
Litla Viti				100 m+

<sup>1)</sup> Th. Thoroddsen, Island. Peterm. Ergänzungsheft 152 u. 153, Gotha 1905 bis 1906.

<sup>2)</sup> Beide Kessel zusammen gerechnet.

## Westliches Inner-Island

Strýtur	100 m	2°	1000 m
Skjaldbreid	520—600 m	6—8°	280—300 m

## Südwestliches Island

Búrfell	50 m	5—6°	17 m
Háleyarbunga	38 m	3°	140 m
Heidinhá		2—3°	380 m
Skálarfell	78 m	4—5°	
Selvogsheidi	60—70 m	1—3°	140 m Länge

Morphologie der rezenten isländischen Schildvulkane. In ihrer regelmäßigen Ausbildung sind die Schildvulkane Kreiskegel mit großer Basis und einer vergleichsweise geringen Höhe, so daß die Flankenböschung minimal ist. Sie übersteigt an keinem 10° und nimmt zum Fuß hin ab, um allmählich in eine Horizontale überzugehen. Trotzdem können die Vulkane stattliche Berge verkörpern, erreicht doch der größte unter ihnen eine relative Höhe von 700 m. Die Schildvulkane besitzen keine wohlentwickelte Spitze, sondern, vom Fuß des Berges aus gesehen, eine leichte Zurundung. Auf dem Gipfel pflegt ein oft wenig ausgeprägter niedriger Ring eine runde oder elliptische Einsenkung einzufassen, deren Umfang und Tiefe keine allgemein gültige Proportionalität zur Größe des sonstigen Vulkanbaues erkennen läßt. Meistens stürzt ihr Rand, der vielfach von Lavaspitzen besetzt ist, in einer einheitlichen, senkrechten Wand oder in konzentrischen Staffeln zu einem horizontalen oder sich trichterförmig verengenden Boden ab. Selten ist es wie an der Kollóttá Dyngja der Fall, daß dem horizontalen Boden noch mehrere Kessel eingesetzt sind. Teilweise aber befindet sich keine einheitliche Hohlform am Gipfel, sondern mehrere irregulären Charakters, oder überhaupt gar keine ist vorhanden. Außer auf der Gipfelregion begegnet man mitunter auch an den Flanken des Vulkans kesselartigen Hohlformen.

Das Material der Schildvulkane ist fast ausschließlich stark basische Lava, deren Erstarrungsformen, Dünnbankigkeit in der Vertikalen und Lavaröhren mit Stalaktiten an der Oberfläche, auf eine große Leichtflüssigkeit hinweisen. Einzelne Ströme sind in den einzelnen Teilen des Berges bald deutlich, bald schwer zu unterscheiden.

Nur hin und wieder ist an den Vulkanen anderes Gestein als erstarrtes Magma zu treffen. Alte Tuffe greifen bisweilen in den Fuß des Berges hinein, wie an der Kollóttá Dyngja, oder sind auch in der Nähe der Gipfel zu treffen, wie an der Kerlingardyngja und an der Ketildyngja.

Der Mechanismus der Bergbildung hat sich folgendermaßen abgewickelt. Aus einer Öffnung ergoß sich dünnflüssiges Magma. War die Landschaft,

in der es zutage trat, ein unruhiges Gelände, so hat es sie im Verlauf einer Anzahl von Eruptionen meistens so gut wie gänzlich erstickt, bis es eine gleichmäßige Kegelform erreichte. Geschah der Ausbruch von vornherein auf einer ebenen Fläche, so bildete sich gleich eine symmetrische Abdachung heraus. Die Vorgänge bei den Eruptionen verliefen meistens derart, daß ein Lavasee in dem Förderungsschlot allmählich stieg und seitwärts überfloß. Über die Einzelheiten der Vorgänge sind wir nicht unterrichtet, nur Hornitos am Kraterrande weisen auf ein besonders starkes Aufwallen vom Rande des Lavasees hin. Wenn auch Explosionen in größerem Maßstabe gänzlich gefehlt haben, so scheinen mir doch die Funde bei den beiden Viti und auch bei der Selvogsheidi auf kleinere Explosionsvorgänge hinzuweisen. Ferner deutet auch der Lavaring auf Lavafontänen und Auswurf von Lavafetzen hin.

Der Schlußakt in der Bildung des Vulkans hat darin bestanden, daß der Lavasee an der Spitze erstarrte. In der Regel erfolgte noch ein Sinken seiner Spiegelfläche, sei es, daß sie schon ganz erkaltet war, sei es, daß sie noch flüssig war. Seitliche Nachstürze pflegten diesem Vorgange zu folgen. Die Ursache des Rücksinkens kann in Durchbrüchen des flüssigen Magmas an den Gehängen des Berges gelegen sein, so daß eine Flankeneruption erfolgte. Wo eine solche gänzlich fehlt, ist ein Rückfluß des Magmas in die Tiefe oder eine Kontraktion mit in Erwägung zu ziehen.

Wir haben bis jetzt lediglich auf Grund der isländischen Schildvulkane versucht, den Mechanismus dieser auf der Erde so seltenen Berge zu verstehen. Glücklicherweise gestatten uns zwei noch tätige Vulkane einen Einblick in die feineren Züge der Lavaförderung. Wir wollen sie hier vergleichend darstellen und dabei dem einen von ihnen, dem Matavanu auf Savai, besondere Aufmerksamkeit schenken. Schon Sapper hat auf seine Bedeutung für das Verständnis der Schildvulkane aufmerksam gemacht.

Der Matavanu auf Savai<sup>1)</sup>. Anfangs 1905 war seine Ausbruchtätigkeit explosiver Art. Es wurden drei dicht einander benachbarte Berge aufgeschüttet, deren Höhe 150 m nicht überschritten zu haben scheint. Die drei gesonderten Ausbruchspunkte vereinigten sich schon bald zu einem einzigen, und statt der explosiven Produkte, in die sich Lavaströme gemischt hatten, traten reine Effusionen eines dünnen Magmas zutage, das sich aus einem Lavasee in Strömen bis zum Meer hinab ergoß. Diese tatsächlich beobachtete Wandlung sowohl in den Förderungsprodukten wie in der Gestalt des Gipfels ist außerordentlich lehrreich und zeigt nur

---

<sup>1)</sup> Dargestellt nach: G. Wegener, Die vulkanischen Ausbrüche auf Savai. Diese Zeitschrift 1903; W. v. Bülow, Die vulkanische Tätigkeit auf Savai, Globus, Bd. 90, 1906; K. Sapper, Der Matavanu-Ausbruch auf Savai, Diese Zeitschrift, 1906 und 1909; Angenheister, Beobachtungen am Vulkan der Insel Savai, Globus, Bd. 95, 1909.

zu deutlich, daß die Form der erloschenen Schildvulkane für das Aussehen ihrer ersten Anlage ganz und gar nicht ausschlaggebend ist.

Was aber den Matavanu ein ganz besonderes Interesse verleiht, ist der Lavasee, der sich nunmehr auf seinem Gipfel ausbreitete und der seit Ende 1905 konstant zu sein scheint, wenn er vielleicht auch schon Mitte 1905 vorhanden war. Die Krateröffnung erweiterte sich nach unten, so daß die Kraterwände nach innen überragten und dem Einstürzen nahe schienen, wie starke Risse andeuten. „Steil und schroff starren rote Klippen in die Höhe und geben dem Aussehen etwas Unheimliches. Unten aber . . . brodeln ein Feuersee, ähnlich dem Kilauea auf Hawai. Große Blasen durchbrechen die kochende Lava und zerplatzen spritzend.“ Wir lernen hieraus, wie ein steiles Einbruchsufer sich bildet, während das Niveau des Sees unter den höchsten Erhebungen des Vulkans gelegen ist.

Ende April 1906 war die weißgelbe Oberfläche des Lavasees ständig in kochender Bewegung, aber es war kein stürmisches Wallen, sondern ein Aufperlen von Gasblasen. An seinen Ufern schlug er keine Wellen, sondern nur gelegentlich spritzte hier Lava einige Meter empor. Auf der Nordseite begann von der Mitte aus eine reißende Strömung, die mit immer gesteigerter Geschwindigkeit auf einen Katarakt zueilte, der in einen im Nordosten gelegenen Tunnel führte. Man sah dort die glühende Masse abwärts schießen, aber die Öffnung selbst, die noch innerhalb des Kraters lag, war Dampfes wegen nicht zu sehen. Ein zweiter, schwächerer Abfluß war an der östlichen Seite vorhanden, an ihm bildete die Lava einen schwach trichterförmigen Wirbel. Dieses Gesamtbild war aber äußerst unbeständig. Der Krater lief trotz seines starken Abflusses viertelstundenlang in seinem ganzen Umfange über oder entleerte sich innerhalb einer halben Stunde durch am Fuße entstandene große Öffnungen, um nach einigen Stunden wieder überzulaufen. Nichtsdestoweniger floß die Lava gleichzeitig nach Nordosten unbehindert aus, und über einen halben Kilometer Entfernung vom Krater fielen glühende Massen nieder. Stichflammen schossen Hunderte von Metern über den Kraterrand empor.

Diese Szenerie lehrt uns die sekundären Kessel am Kraterboden verstehen. Sie können in einem glutflüssigen, kochenden Lavasee existieren und als Abzugskanäle in die Tiefe dienen. Gleichzeitig erhalten wir einen anschaulichen Eindruck von der Mannigfaltigkeit und Wildheit der Effusionsarten mit ihren Paroxysmen.

Von Anfang Mai 1906 wird berichtet, daß der Lavaspiegel erheblich gefallen ist; denn der kleine Abfluß, der früher nur einen flachen Trichter formte, wurde jetzt durch ein tiefes Loch bezeichnet. Nach Osten hatte sich eine Art flacher Strand gebildet. Es ließ sich deutlich erkennen, daß größere Stücke des Kraterrandes abgerutscht waren, und daß weitere

Stücke in kurzer Zeit nachfolgen würden, zeigten konzentrische Risse, die sich um den höchsten Gipfel zogen. Im Juli des gleichen Jahres fielen bei einem Durchmesser von etwa 360 m die Innenwände senkrecht ab oder waren schwach überhängend. Der Lavasee dehnte sich etwa 60 m unter dem Kraterrand aus. Das Magma trat im Südwesten in den Krater ein, stieg schräg aufwärts und floß aus zwei Öffnungen ab, eine im Norden und eine im Nordosten. Der nordöstliche Strom war mutmaßlich 50 m breit und floß wie ein Fluß, der sich über einen Katarakt stürzt, der nördliche Strom ging mit Wirbelbildung abwärts. Die Lava im Krater war stetig in wildem Kochen. In der Mitte soll sich ein kleiner Kegel zeitweilig erhoben haben. Wiederum ein anderes Bild und doch ein ähnliches brachte das Jahr 1907. Es wird ein tiefer Lavastand angegeben, so daß viele Abrutschungen des Innenrandes eingetreten sind. Der See wird 40 m unter dem Kraterrand durch zwei tunnelartige Öffnungen, die vermutlich noch die gleichen sind, unterirdisch entleert. Bis Ausgang 1908 zeigen sich keine wesentlichen Änderungen.

Ich habe den Entwicklungsgang des Kratersees mitgeteilt, um die mannigfachen Variationen zu zeigen und um die Feinheiten des Mechanismus darzutun. Es ist außerordentlich lehrreich, zu erfahren, wie das Magma in den Krater gelangt. Nicht als ganze Säule, wie ich es mir in Island vorgestellt hatte, sondern an einer Stelle tritt es gleichsam in Gestalt eines großen Quelltopfes zutage. Bald geschieht es ruhiger, bald lebhafter. Stichflammen und Fontänen reißen Lavastücke mit sich los und lassen sie teils in den See zurückfallen, teils fliegen sie in dessen nähere Umgebung und häufen dort einen Ringwall auf. Ab und zu wird er teilweise oder auch ganz von der überquellenden Lava überspült. Bald ist er wohl entwickelt, dann wieder wird er durch Nachstürze durchbrochen, auch bei den Übergüssen teilweise zerstört.

Das Überfließen der Lava ist verhältnismäßig selten gegenüber dem regelmäßigen unterirdischen Abfluß. Daß er ständig vonstatten geht, ist ein Zeichen dafür, daß immer neues Magma aus der Tiefe hervordringt, der See also kein eigentliches Reservoir verkörpert, sondern nur ein kurzes Durchgangsstadium. Die Lava ergießt sich in unterirdische Kanäle, deren Zahl und Lage wechseln. Ein Ablauf vollzieht sich in einem Tunnel, der von dem Gipfel des Vulkans an den Flanken abwärts ins Meer führt. Es läßt sich aus den Berichten entnehmen, daß er sich in der ausgebrochenen Lava dadurch gebildet hat, daß ihre Oberfläche erstarrte. Ferner öffneten sich an den Flanken des Berges Ausflußstellen, große Massen Lava entquollen ihnen und bewegten sich bergab. Ihre Oberfläche kühlt schnell ab, während sie sich in der Tiefe in mehreren Kanälen weiterbewegt. Rauchentwicklungen bezeichnen die Stellen, an denen die Kanäle durch zu starken Lavadruck geborsten sind.

Vom 8. September 1906 wird zum ersten Male erwähnt, daß sich ein seitlicher Einsturz ereignet hat. Vom Mai 1907 wird berichtet, daß sich diese ovale Vertiefung beträchtlich vergrößert hat; Anfang Oktober 1907 wird von vier Schächten gemeldet. Der zweite und dritte waren tot, völlig offen, etwa so tief, wie eine Kokospalme hoch ist. Ist das nicht ein Bild, daß uns die Einsturzlöcher an dem Südgehänge der Kolótta Dyngja mit einem Schläge enthüllt?

Kilauea. Nach der ausführlichen Würdigung vom Werdegang des Matavanu begeben wir uns zum Kilauea, um an ihm einen Einzelzug in der Gestaltung der inner-isländischen Schildvulkane verstehen zu lernen.

Die geschichtliche Darstellung, die seit einem Jahrhundert über ihn gegeben ist und die von anderer Seite kürzlich an dieser Stelle ausführlich gewürdigt ist<sup>1)</sup>, so daß sich hier eine erneute Darstellung erübrigt, lehrt nur zu beredt, daß den isländischen Kraterbildern nur der Wert einer Momentaufnahme zufällt.

Dagegen müssen wir ausführlich auf ein anderes Gebilde am Kilauea zurückkommen, das zum Verständnis der isländischen Schildvulkane von größter Wichtigkeit ist. Es ist der Kratering, der sich rings um den Lavasee herumzieht<sup>2)</sup>. Drei Vorgänge arbeiten am Aufbau des Walles. Jedes Überfließen einer kleinen Lavamenge erhöht ihn. Oft sah Friedländer, wie eine kleine feurige Lavazunge über den Rand leckte, ein Stück hinabfloß und, wegen ihrer geringen Masse schnell erkaltend, den Wall ein wenig erhöhte und gleichzeitig verdickte. Zweitens spritzen die Fontänen, die sehr oft gerade am Rande des Sees entstehen und mitunter tagelang an derselben Stelle bleiben, Lavatropfen auf und über den Wall, die ihn gleichfalls erhöhen und gelegentlich auch phantastische, nischenartige Zinnen auf ihm bilden. Drittens schieben sich beim Steigen des Sees zahlreiche Schollen der Oberfläche mit scharfem, weithin hörbarem Kratzen langsam über den Rand, kippen um und rutschen ein Stück hinab. Da sie an ihrer Unterseite noch lebhaft glühen, so kleben sie alsbald fest oder werden durch spätere kleinere Überflüsse mit dem Walle verschmolzen. Die Stücke sind ungefähr  $\frac{1}{4}$  bis  $\frac{1}{2}$  qm groß, einige Zentimeter stark und im Umriß von unregelmäßig eckiger Form. Ein Umstand hingegen vermindert die Höhe des Walles. Große Lavamengen schmelzen sich bei ihrem Überfließen ein wenig in ihn ein, erniedrigen ihn also zunächst, wenn auch beim allmählichen Nachlassen des Überströmens der Schaden alsbald repariert wird. Jene Partien hingegen, die aus Lavaschindeln bestehen, sind hoch, steil und vom Kraterboden scharf abgesetzt. Sinkt das Lavaniveau, so hält sich der hier innen

<sup>1)</sup> W. Penck, Studien am Kilauea. Diese Zeitschrift, Jg. 1912.

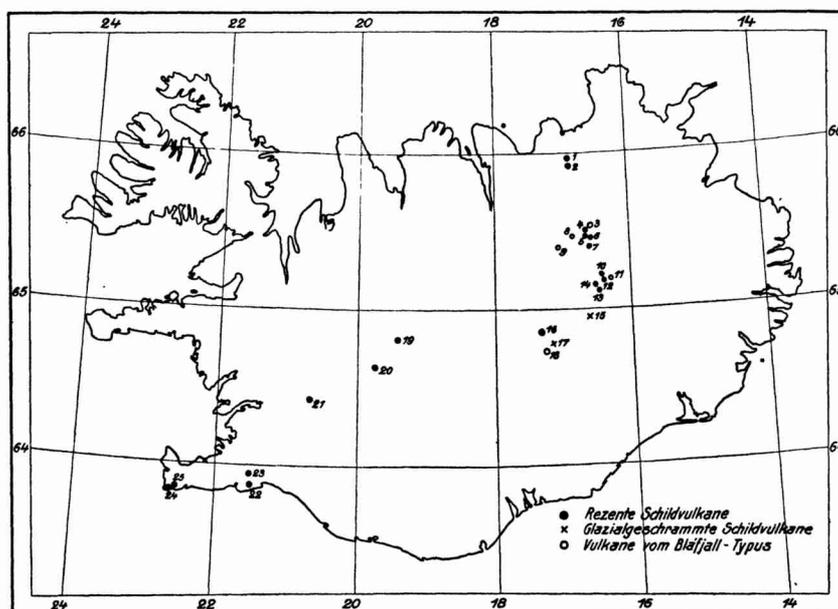
<sup>2)</sup> Vgl. die Darstellung in der wenig beachteten Schrift von B. Friedländer, Der Vulkan Kilauea auf Hawai. Himmel und Erde, 8. Jg. 1912, Berlin 1896.

und außen freistehende Wall nur sehr kurze Zeit und stürzt in großen Stücken in den See, wobei die Kruste zerbrochen wird und oft Wellen entstehen.

Schildvulkane und Spalten. Nachdem wir durch vergleichende Studien an außerisländischen rezenten Schildvulkanen eine Reihe von wichtigen Vorgängen an den Aufbau der isländischen Dyngjen gewonnen haben, können wir den Mechanismus des letzteren weiter verfolgen.

Auf der beigegebenen Skizze habe ich ihre Position eingetragen, wobei die glazialen sowohl wie jene vom Bláfjall-Typus durch besondere

Abbild. 41.



Karte der Verbreitung der Schildvulkane auf Island.

Maßstab etwa 1 : 5 500 000.

Signaturen ausgeschieden wurden, letztere aber nur für das östliche Inner-Island, da ihre Verbreitung in anderen Teilen der Insel nicht genügend bekannt ist. Betrachtet man das erhaltene Bild großzügig, das im östlichen Odáðhraun noch durch einen Schildvulkan zwischen Herdubreid und Kollóttá Dyngja und durch die Vegurbunga zwischen Skardsá-Mündung und den nördlichsten Herdubreidarfjöll erweitert werden dürfte, so ergibt sich in der Südhälfte der Insel eine Tendenz der Anordnung der Ausbruchspunkte von Südwesten nach Nordosten, in der Nordhälfte eine solche von Süden

nach Norden, Das ist ein Grundzug, der sich in nicht zu verkennender Weise mit dem Bau der Insel deckt. Es ist besonders durch Thoroddsen nachgewiesen worden, daß die Hauptspalten des Südens nach Nordosten laufen, die des Nordens hingegen meridional, wenn es auch mancherlei Abweichungen von dieser Regel geben mag. Diese Gruppierung wirft auf die tiefere Anlage der Schildvulkane das Licht, daß sie mit dem großen Bau der Insel innig verknüpft sind, daß sie nicht selbständige Gebilde darstellen, sondern mit der Tektonik der Insel in ursächlichem Zusammenhange stehen. Damit soll zunächst keineswegs behauptet sein, daß sie Spalten aufsitzen, wohl aber der Vermutung Raum gegeben werden, daß sie mit einem Bruchsystem irgendwie zusammenhängen.

Um die Frage weiter zu verfolgen, seien die Schildvulkane des Nordens näher betrachtet, besonders deshalb, weil die Gebilde dort recht dicht einander benachbart sind. Nirgends habe ich hier irgend welche tektonische Störungslinien gefunden, die die Abhängigkeit der Schildvulkane von Spalten unmittelbar beweisen. Wohl sind Spalten vorhanden, wohl durchschneiden sie sogar unsere Gebilde, aber dann sind sie stets jüngeren Datums als die Schildvulkane. So habe ich zwischen Kerlingardyingja, Ketildyingja und Skuggadyngja untereinander einen offenen genetischen Zusammenhang nicht gesehen, ebenso wenig besteht ein solcher zwischen Trölladyngja und dem benachbarten Tuffgebirge noch zwischen der Kollóttá Dyngja mit den dortigen Spalten.

So sehr die unmittelbare Beobachtung nichts für eine Abhängigkeit der Schildvulkane von Spalten erbringt, so dringend warnt andererseits die Gesamtheit der regionalen Anordnung davor, auf eine Spaltenlosigkeit der Schildvulkane zu schließen. Ich glaube gerade, weil diese Gesamtheit der regionalen Anordnung ein so gewichtiges Moment ist, diskutieren zu müssen, ob man bei den isländischen Schildvulkanen überhaupt einen Zusammenhang mit tektonischen Linien durch Beobachtung wahrnehmen muß, falls ein solcher besteht.

Vornehmlich ist zu bedenken, daß die Schildvulkane ein viel größeres Areal bedecken, als es bei irgend einer anderen Vulkanform der Fall ist. Das so hochgradig dünnflüssige Magma hat weithin alles unter sich begraben. So wäre es wohl möglich, daß unter der Kollóttá Dyngja eine 4 km lange Spalte oder bei der Trölladyngja eine solche von 12 km Länge vorhanden war, aber von der Lava des Schildvulkans begraben wurde, ja, bei den zusammenhängenden Dyngjen im Osten des Heilagsdalur könnte die Länge der angenommenen Spalte sogar 20 km betragen haben, ohne daß man erwarten kann, irgend etwas von ihr zu erblicken. Ferner ist nur eine sehr geringe Wahrscheinlichkeit vorhanden, daß man außerhalb der eigentlichen Schildvulkane Spalten verfolgen kann. Einzelne Lavaströme haben sich

weit über den Bereich der einzelnen Vulkanberge hinaus ergossen und große Flächen aufgefüllt, so daß sich Anzeichen für eine tektonische Verknüpfung der Ausbruchspunkte mit ihrem Unterbau der Beobachtung entziehen müssen. Nur, wo ein Schildvulkan an andersartiges Gestein stößt, würde sich der tektonische Zusammenhang scharf nachprüfen lassen. Dafür mangelt es aber an den seltenen Stellen, die hierfür im östlichen Inner-Island in Frage kommen, an jeglichen Detailuntersuchungen, hauptsächlich an einer speziellen kartographischen Unterlage, und für die übrigen Schildvulkane der Insel steht es fast ebenso mit Ausnahme jener im Südwesten, deren Gelände jetzt vom dänischen Generalstab mappiert vorliegt, was zur Zeit ihrer morphologischen Untersuchung aber noch nicht der Fall war. Außerdem sind in diesem Gebiete mehrfach offenkundig Zusammenhänge mit tektonischen Linien ermittelt.

Als zweites Moment für den möglichen Nachweis einer Spalte mit einem Schildvulkan gilt die Frage: Muß sich in der Form des Schildvulkans die Entstehung aus einer Spalte, falls eine solche vorlag, nicht irgendwie verraten? Wenn eine Spalte Ergüsse liefert, so breitet sich ihr Material an beiden Flanken aus, wie es verschiedentlich bei Spaltenergüssen im östlichen Mückensee-Gebiet verfolgt werden konnte. Allein, so große Flächen derartige Effusionen bisweilen auch bestrichen haben, das Quantum Magma, das sie förderten, war doch ganz minimal gegenüber dem, was ein einziger isländischer Schildvulkan von durchschnittlicher Größe zutage brachte. Man darf also auch in diesem Falle keinen Analogieschluß zu Rate ziehen, vielmehr, die Vorgänge an dem Matavanu lehren gerade, wie die ursprüngliche Anlage des Förderungsschachtes sich schnell verändert und aus späteren Ergüssen nicht mehr erschlossen werden kann. Die heutige Form der Krater an der Spitze der Schildvulkane ist nicht maßgebend für die Hohlform anzusehen, aus der sich die ersten Ergüsse ereigneten. Ich komme damit zu einem anderen Ergebnis als Reck, der diese Möglichkeit verneint und der für die Schildvulkane die Unabhängigkeit von Spalten nachgewiesen zu haben meint.

Schildvulkane, Lavameer und Basaltformation. Die Schildvulkane des östlichen Inner-Island haben das Lavameer des Ódáðahraun aufgebaut. In ihm ist mir keine Stelle bekannt, an der Spaltenergüsse nennenswert als Lavaquellen in Betracht kämen, sondern punktuelle Ergüsse sind die Bildner der Lavafläche. Der Hauptlieferant ist zweifellos die Trölladyngja. Bis zum Vatnajökull im Süden und bis nach Svartárkot im Norden und über den Nordrand der Dyngjufjöll hinaus nach Osten haben sich ihre Laven regional ergossen; einzelne lineare Ströme haben sich noch viel weiter fortbewegt, hat doch einer das Bárðatal weit stromabwärts durchmessen. Eine andere reichhaltige Lavaförderung ist durch die Kollóttá-

Dyngja erfolgt, von der namentlich nach Westen große Flächen bedeckt sind. Ferner ist die Kerlingardyngja eins der Hauptausbruchszentren. Alle ergossenen Laven waren sehr dünnflüssig, so daß sie sich trotz geringer Neigung weithin ausbreiteten und ein Lavameer zusammensetzten, das auf den ersten Blick den Eindruck der Horizontalität erweckt. Man muß erst längere Zeit in ihm gelebt haben, um seine feinere Gliederung zu erkennen.

Sein Aufbau aus punktuellen Ergüssen wirft auf die Entstehung so mancher Basaltformationen Licht. Man hat gerade für die isländische des öfteren ausgesprochen, daß sie durch riesige Spaltenergüsse ins Leben gerufen sei. Aber niemand hat diese Spalten gesehen, und die Gleichmäßigkeit der Ergüsse, aus denen dieser Schluß gefolgert wurde, ist gleichfalls nicht entscheidend. An vielen Stellen kann man ein Einfallen der Decken, ein Auskeilen der Ströme und ein Anwachsen anderer wahrnehmen, so daß man immer wieder den Eindruck gewinnt, Schildvulkane seien an ihrem Aufbau in weitem Maße beteiligt. Mir scheint dieses nicht nur ein wichtiger Gesichtspunkt für die isländische Basaltformation zu sein, sondern auch für jene in Syrien, Ost-Sibirien, Vorder-Indien, Süd-Afrika und im Westen Nord-Amerikas. Jedenfalls ist Vorsicht geboten, aus den Neigungen der Schichten auf nachträgliche tektonische Störungen zu schließen oder gar die Mächtigkeit aus ihnen zu berechnen<sup>1)</sup>.

Wenn nun die ostisländischen Schildvulkane eine Reihe von Gesichtspunkten über den Bau dieser Berge enthüllt haben, so liegt es nahe, sich zu fragen, ob für sie an anderen Stellen der Erde die gleichen Gesetzmäßigkeiten galten. Hierauf zu antworten, ist gegenwärtig unmöglich, da die Kenntnis der Schildvulkane anderer Gegenden sehr gering ist. Neben den schon angeführten Beispielen von Savai und Hawai sind nur wenige Stellen bekannt, an denen echte Schildvulkane auftreten.

Idaho<sup>2)</sup>. In den Ebenen zu beiden Seiten des Snake-River in Idaho liegen eine ganze Anzahl typisch entwickelter Schildvulkane oder Lavakegel, wie sie Russel bezeichnet. Die Festlegung ihrer Zahl und eine Detailuntersuchung stehen noch aus. Soweit man bis jetzt weiß, beträgt ihr Durchmesser 8—10 Meilen, während sich ihre Höhe nur auf 200—300 Fuß beläuft. So allmählich gehen sie in die Ebene, der sie aufsitzen, über, daß niemand genau angeben kann, wo ihr Seitengehänge beginnt. Sehr lebhaft erinnert mich an verschiedene der isländischen Schildvulkane die Bemerkung Russels: die Erhebungen sind im Verhältnis zur Breite der Basis so gering, daß man bei einer Aufsicht von benachbarten Bergen aus sie überhaupt gänzlich

<sup>1)</sup> H. Spethmann, Der Aufbau der Insel Island. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart 1909.

<sup>2)</sup> J. C. Russel, Geology and Water Resources of the Snake River Plains of Idaho. U. S. Geol. Surv. Bull 199, Washington 1902.

übersehen kann, wenn sie nicht gerade eine besonders scharfe Seitenbeleuchtung erhalten. Dagegen sind sie leicht wahrzunehmen, wenn man sie von Punkten in der Höhe ihrer Basis erblickt.

Dem Gipfel zu wächst das Gehänge, geht aber selten über 10° Neigung hinaus. Die höchste Partie ist in der Regel wieder flach. Die Berge sind ganz und gar aus schwarzer Lava aufgebaut mit Ausnahme der Spitzen, die gewöhnlich aus Schlacken gebildet werden, in die sich mitunter Lockerprodukte, wie Lapilli einschalten. Weisen die letzteren zwar auf Explosionen hin, so sind diese jedoch sehr milden Charakters gewesen und verschwinden an Bedeutung gänzlich gegenüber dem ruhigen magmatischen Ausfluß. Hervorgehoben sei noch, daß auch Russel darauf aufmerksam macht, daß die heutige Form der Berge für die ihrer ersten Anlage und ihrer ersten Förderung nicht maßgebend ist, sondern daß sie wahrscheinlich zuerst lediglich Projektilen gespieen haben.

Arizona<sup>1)</sup>. Ein Teil der großen vulkanischen Ergüsse in Arizona scheint Schildvulkanen entsprungen zu sein, wie ich den Beschreibungen von Dutton und Darton entnehme. Der Tintero gleicht äußerlich einem Schildvulkan. Aufgebaut ist er aus einer Unmenge von Lavaströmen, die sich nach allen Richtungen mit Ausnahme nach Norden ergossen haben, südlich bis in das San José-Tal. „An einer Spitze ist ein gut entwickelter Krater, der nicht aus Auswürflingen zusammengesetzt wird, sondern aus massiven Laven.“

Sehr wahrscheinlich werden noch weitere Lavakappen, wie die Schildvulkane in der amerikanischen Literatur bisweilen benannt werden, in Arizona zu finden sein.

Ostafrikanische Bruchstufe. Aus dem Gebiet der ostafrikanischen Bruchstufe erwähnt Uhlig südwestlich vom Meru „eine ganz flache Erhebung aus jungvulkanischem Gestein, meist Basaniten, ein schildförmiger Deckenerguß“<sup>2)</sup>. Betrachtet man die Karte, die bis jetzt vorliegt<sup>3)</sup>, so scheint es, daß in der dortigen Gegend Schildvulkane vorhanden sind, andererseits weisen aber die neuen Veröffentlichungen der Expeditionen des Herzog Adolf Friedrich und von F. Jaeger darauf hin, daß dort Vulkane vorhanden sind, die in den Kraterformen den Schildvulkanen ähneln, im tieferen Bau aber doch recht von ihnen abweichen.

<sup>1)</sup> Cl. E. Dutton, Mount Taylor and the Zuñi Plateau. 6th annual report U. St. Geol. Surv. Washington 1885; N. H. Darton, A reconnaissance of parts of northwestern New Mexico and northern Arizona. U. St. Geol. Surv. Bull. 435, Washington 1910.

<sup>2)</sup> C. Uhlig, Der sog. Große Ostafrikanische Graben. Geogr. Zeitschr. Bd. 13, Leipzig 1907.

<sup>3)</sup> C. Uhlig, Die Ostafrikanische Bruchstufe. Teil I. Ergänzungsheft 2 der Mitt. aus den deutschen Schutzgebieten, Berlin 1909.

Sicherlich wird bei der weiteren Erforschung des Erdballes noch mancher Schildvulkan aufgefunden werden, im allgemeinen scheint es jedoch, daß sie vergleichsweise seltene Gebilde verkörpern. Um so größer aber dürfte dafür gegenüber den andern vulkanischen Betätigungen ihre regionale Bedeutung sein, indem sie weite Flächen mit Basaltformationen überziehen und morphologisch durchgreifend verändern.

### Die Einwanderung und geographische Verteilung von Norrlands Flora.

In der „Norrländischen Handbibliothek“ erschien als V. Band die von Gunnar Andersson und Selim Birger bearbeitete „Geographische Verteilung und Geschichte der Einwanderung der Norrländischen Flora“<sup>1)</sup>, mit besonderer Rücksicht auf die südsandinavischen Arten. Unter Norrland versteht man den nördlich der Dalälven gelegenen Teil Schwedens. Gunnar Andersson, vordem Leiter der Forstlichen Versuchsstation, jetzt Professor der Erdkunde an der Handelshochschule in Stockholm, ist besonders verdient um die Erforschung der Pflanzenreste der Moore; auch deutsche und andere junge Forscher haben diese Methode bei ihm erlernt. Sein Bruder Selim<sup>2)</sup>, von Beruf Arzt, ist gleichfalls ein ausgezeichnete Florist und hat sich durch eine Reihe wertvoller pflanzengeographischer Arbeiten wohl bekannt gemacht.

Das Werk zerfällt in 12 Abschnitte. Nach einem geschichtlichen Überblick über frühere Arbeiten und die Fundstätten des behandelten Materials (Kapitel I), werden zunächst die Beziehungen der nordskandinavischen Flora zum Klima, insbesondere zu Wärme und Niederschlägen, erörtert (Kapitel II). Das dritte Kapitel behandelt die Topographie und Geologie der nordschwedischen Landschaft im Verhältnis zur Vegetation. Einerseits beherrschen die nördlichen Xerophyten und xerophilen Tropytyphen den Charakter der Landschaft, während andererseits sämtliche südsandinavische Arten an der Sonne ausgesetzte Landschaftsteile gebunden sind, die unter dem Namen „Südberge“ ausführlich beschrieben werden.

Das ganze behandelte Gebiet zerfällt in drei Teile: das Gebiet des Grundgebirges, das Hochgebirgsgebiet und die Silurgebiete.

Das Gebiet des Grundgebirges zeigt große Stromtäler von nordwest-südöstlicher Richtung, zwischen denen plateauartige Landgebiete liegen. In ihrer Mittelzone haben sie den Charakter von Durchbruchstälern mit steilen Hängen. Wo diese Täler mit Nebentälern zusammen-

<sup>1)</sup> Gunnar Andersson och Selim Birger, Den Norrländska Florans geografiska fördelning och invandrings historia. Med särskild hänsyn till dess sydskandinaviska arter. Uppsala u. Stockholm. Almqvist & Wiksell. Gr. Okt. VIII u. 416 S. 49 Textfig. u. 37 Karten.

<sup>2)</sup> In Schweden ist der Familienname Andersson sehr häufig, und das Stockholmer Adreßbuch weist viele Hunderte davon auf. Alljährlich suchen Träger dieses Namens die behördliche Genehmigung nach, einen anderen Namen annehmen zu dürfen. Auch Gunnar Anderssons Bruder Selim hat dies getan und den Namen Birger angenommen.

stoßen, teilen sie die Gebirgsmauer in isolierte Berge auf. Im südlichen Teil des untersuchten Gebietes tragen diese Berge, soweit sie nach Süden zu liegen und günstige Wasserverhältnisse aufweisen, eine ganz besonders reiche Flora; Andersson kennt 70 solcher Berge, die schon erwähnten Südberge. Die Verbreitung der anspruchsvolleren Pflanzenarten ist an die Haupttäler gebunden; in den Nebentälern und auf den Plateaus fehlen z. B. südsandinavische Arten fast ganz, ebenso fehlen dort die artenreichen Südberge. Der bisweilen hier vorkommende Wechsel zwischen lockerem Gneis und Granit und hartem, schwer verwitterndem Porphyrit scheint ohne Einfluß auf die Pflanzenwelt zu sein. Die Hochgebirgskette, das Gebiet des Köllengebirges, ist von sehr tiefen Erosionstätern durchfurcht. Der westlicher gelegene Zug besteht vorzugsweise aus weichen, zum Teil kalkreichen Schiefen silurischen Alters, der östlichere aus harten algonkischen oder älteren Gesteinen, Quarziten, Gneisen, Glimmerschiefern und Hornblendeschiefern. An den steilen Abhängen des Hochgebirges liegt die Mehrzahl der Südberge, besonders im östlichen Teile.

Das Silurgebiet schiebt sich zwischen Grundgebirge und Hochgebirge ein. Eigentliche Südberge fehlen hier, doch ist die Vegetation, durch den kalkreichen Boden günstig beeinflusst, nicht arm zu nennen. Im weiteren (Kapitel IV) beschäftigen sich die Verfasser ausführlich mit den Naturverhältnissen der Südberge, deren Charakter sie durch ein schematisches Bild verdeutlichen. Ein Südberg besteht aus dem oberen Plateau, dem steilen Berghange (Steile genannt), dem Bergfuß, einem schmalen, terrassenförmigen Streifen am unteren Teile des Abhanges, und der Schutthalde. Die Vegetation ist am artenreichsten am Bergfuß.

Um die Natur der Südberge ganz zu verstehen, muß man die einwanderungsgeschichtlichen Momente in Betracht ziehen. Eine genaue Untersuchung der Südberge (Kapitel V. VIII—XI) ergibt, daß sie die artenreichsten Pflanzenvereine Nordschwedens aufzuweisen haben. Es kommen auf ihnen 117 südsandinavische Arten vor. Von alpinen Arten sind auf den Südbergen besonders solche Pflanzen vorhanden, die auch größere Wärmemengen vertragen. Als Relikte sind diese alpinen Arten nicht aufzufassen, sondern als normale Bestandteile der Flora, der sie seit dem Ende der Eiszeit angehören. Einige Ausnahmen — z. B. *Potentilla nivea* — kommen vor. Berge mit alpinen Arten finden sich fast ausschließlich längs der großen Stromtäler.

Die Vegetation der Südberge ist kein fest ausgebildeter Pflanzenverein, sondern eine Sammlung gewisser Elemente aus sehr vielen Pflanzenvereinen Nordschwedens.

Ein Hauptteil des Werkes (VI. Kapitel) ist der Geschichte der nord-sandinavischen Flora gewidmet. Die Verfasser gehen dabei aus von den durch de Geer aufgestellten Zeitbestimmungen, wonach vom Beginn der Eisschmelze im nördlichen Schonen bis zum heutigen Tage rund 12 000 Jahre verflossen sein sollen, vom Beginn des Abschmelzens des letzten baltischen Landeises 16 000 Jahre.

Die Zeit der Abschmelzung des Inlandeises teilen die Verfasser in drei Perioden, die gotische, die zentralskandinavische und die nordskandinavische.

Während der gotischen Periode wanderten die ersten Floren-

elemente in Skandinavien ein, wozu ihnen nirgends mehr als 4000 Jahre zur Verfügung standen (*Yoldia arctica*, *Salix polaris*, *Betula nana*, *Dryas octopetala*, *Juniperus communis*).

Die zentralskandinavische Abschmelzungszeit, während der das Landeis von den großen Endmoränenlinien bis auf einen kleineren Rest abschmolz, umfaßt 2000 Jahre. Sie ist durch das Vorhandensein großer Eisseen gekennzeichnet, die die Luftfeuchtigkeit erhöht und die Temperatur herabgesetzt haben müssen. Damals wurden auch die ersten Südberge von Pflanzen besiedelt.

Die nordskandinavische Abschmelzungszeit oder die dritte Einwanderungsperiode der Flora in Schweden wird auf etwa 1000 Jahre geschätzt. Das Ende dieser Periode läßt sich nicht genau feststellen. Fossile Pflanzen sind im wesentlichen *Betula nana* und Kiefer. Sie leitet über zu dem letzten Hauptteil der Florengeschichte, der wieder in zwei Abschnitte zerfällt, in die skandinavische Wärmezeit, die vierte Einwanderungsperiode der Flora und in die klimatische Neuzeit, die fünfte Periode.

Die gegenwärtige nordskandinavische Vegetation ist in verschiedene Regionen gegliedert — eine alpine Region, eine Region, in der Zwergbirken vorherrschen, und eine Nadelwaldregion, in der bis zu einem gewissen Grade die Geschichte der Flora zum Ausdruck kommt.

In der skandinavischen Wärmezeit war die Durchschnittstemperatur etwa 2,5° C höher als jetzt, was besonders die Funde von Ragunda (*Ulmus montana*, *Corylus*, *Stachys silvatica*) beweisen. Das Klimaoptimum dürfte vor mindestens 4500 Jahren eingetreten sein, die Wärmeperiode aber schon etwa vor 7000 Jahren begonnen haben. Während dieser Zeit haben die südsandinavischen Arten sich in Nordskandinavien ausgebreitet, wo sie heute nur noch auf den Südbergen zu finden sind. Während der klimatischen Neuzeit, der letzten Einwanderungsperiode, haben die nordischen Arten die Gebiete zurückerobert, die sie in der Wärmezeit verloren hatten. Jetzt fand eine starke Einwanderung von Osten statt. Besonders war es die Fichte, die durch ihre starke Beschattung viele südsandinavische Arten verdrängte. Eine Rolle für die Verbreitung der Arten spielt jetzt auch das Auftreten des Menschen.

Das VII. Kapitel behandelt die Verbreitungswege der Flora nach und innerhalb Nordschwedens. Besonders leicht sind diese für südsandinavische Arten festzustellen. In der Mehrzahl der Fälle handelt es sich um langsame, schrittweise Wanderung. Auf zwei Hauptwegen sind die südsandinavischen Arten zu ihren gegenwärtigen Standorten gelangt. Der eine führt längs der norwegischen Westküste die großen Täler hinauf über die Paßhöhen nach der schwedischen Seite, der andere von Süden her längs der damaligen Ostküste Schwedens und in den Stromtälern, besonders den großen Erosionstälern der Indalsälf und Ingermanälf hinauf zum Hochgebirge. Auf dem Silur Jämtlands stießen die beiden Einwanderungsströme aufeinander, so daß es dort fast unmöglich ist, zu sagen, auf welchem der beiden Wege eine Pflanze diesen Standort erreicht hat. Nördlich von der Ångermanälf gehen die beiden Ströme immer mehr auseinander.

Die überwiegende Anzahl der untersuchten Arten ist auf dem bottnischen Einwanderungswege vorgedrungen, manche, die südnorrländischen