

8. Über die geologische Bedeutung des Frostes.

Von

Bertil Högbom.

Inhalt.

Einleitung.

Eisboden oder »Tjäle«.

Regelation.

Spaltenfrost.

Mechanik der Frostsprengung.

Bedeutung der Frostverwitterung für die Landschaftsformen.

Blockmeere,

Gebirgsabhänge,

Kare,

Steilufer.

Frostwirkungen im Erdboden.

Polygonboden.

Steinmetze,

Steinringe,

Erdinseln in Blockmeeren,

Zellenboden.

Solifluktion.

Verschiedene Formen der Fliesserde.

Streifenboden, Steingürlanden, Fliesserde wülste,

Bewegliche Blockmassen, Fliesserde an den Schneefeldern,

Herabkriechendes Thalusmaterial, Blocktransport auf flacherem

Boden,

Gleitende Blöcke, Blockstreifen, Blockströme,

Ausfließungen von Kies, Breiige Fliesserde,

Undifferenzierte Fliesserde.

Über die Solifluktion als geologischer Faktor.

Regionale Übersicht.

Literaturverzeichnis.

Bull. of Geol. 1914.

Einleitung.

Die Beobachtungen, die dieser Abhandlung zu Grunde liegen, sind während mehrerer Expeditionen und Reisen gesammelt, deren Zwecke aber nicht die erforderliche Zeit gelassen haben, alle näheren Untersuchungen zu machen, die wünschenswert gewesen wären. Freilich ist das Material ziemlich umfassend und hat Vergleichen gestattet, wie auch einige neue Gesichtspunkte gegeben; andererseits sind aber noch mehrere Fragen offen, die nach weiteren Untersuchungen, besonders durch Messungen verschiedener Art, die sich über lange Zeit erstrecken dürften, zu beantworten sind. Es ist meine Überzeugung, dass die hier behandelten Erscheinungen, besonders das Erdfließen, das erst in letzter Zeit die Aufmerksamkeit auf sich gezogen hat, das Interesse der Geologen und weitere Untersuchungen verdienen. Dabei möchte das hier mitgeteilte und vorläufig systematisierte Material, wie die davon veranlassten Betrachtungen, zu Nutze kommen.

Im Sommer 1908 hatte ich den Vorteil, als Teilnehmer der von Prof. G. DE GEER geleiteten Expedition, in die Geologie von Spitzbergen eingeführt zu werden. Ihm bin ich vielen Dank schuldig, so auch meinen beiden Freunden, Prof. C. WIMAN, unter welchem ich sowohl in Schweden wie auf Spitzbergen gearbeitet habe, und Leutn. W. NISSER, der es mir möglich machte, der Expedition mitzufolgen, wie auch meine Spitzbergenfahrt 1909 zu unternehmen. Zu grossem Dank bin ich ferner Herrn Prof. HJ. SJÖGREN verpflichtet, der mir gestattet hat, diese Abhandlung in dem von ihm herausgegebenen »Bulletin of the Geological Institution of Upsala« zu publizieren.

Da ich nach meiner Heimkehr 1909 nicht voraussehen konnte, dass ich das Land wiedersehen würde, veröffentlichte ich einen kleinen Aufsatz über die Frost- und Fliesserdeerscheinungen auf Spitzbergen. Sie schienen mir ein ganz besonderes Interesse zu bieten, und es gab auch Gründe, einen gewissen Zusammenhang zwischen den beiden Erscheinungen zu vermuten. Besonders gewisse Formen von Fliesserde haben in den letzten Jahren die Aufmerksamkeit der Geologen immer mehr auf sich gezogen, und mehrere Aufsätze sind erschienen, u. a. von mehreren Teilnehmern der Spitzbergenexkursion des Geologkongresses 1910, wobei auch meine Beobachtungen und Auseinandersetzungen in die Diskussion mit eingezogen worden sind. Es war daher natürlich, dass in den beiden folgenden Sommern, da ich für Kohlenuntersuchungen Spitzbergenexpeditionen zu leiten hatte, meine Aufmerksamkeit, soweit die Zeit es gestattete, den hierhergehörigen Problemen fortwährend gerichtet wurde. Die Mechanik, wie auch die geologische Bedeutung der Frostsprengung, erachtete ich als des Interesses besonders wert, und noch mehr das Erdfließen oder die Solifluktion, die als geologischer Faktor von den meisten Geologen — mit besonderer Ausnahme für J. G. ANDERSSON — als untergeschätzt erschien.

Am meisten debattiert ist bis jetzt ohne Vergleich der Strukturboden, der jedoch aber mehr als ein schwererklärliches Kuriosum als eine an und für sich geologisch wichtige Erscheinung zu betrachten ist.

In Sommer 1913 komplettierte ich mein Material mit Beobachtungen aus Skandinavien, dessen Hochgebirge mir vorher wohl nicht ganz unbekannt waren, aber wo ich erst jetzt Gelegenheit bekam, nähere Vergleiche mit arktischen Verhältnissen anstellen zu können. Von den Untersuchungen SERNANDER's abgesehen, waren derartige Bildungen aus unserem Hochgebirge nur ziemlich vorübergehend erwähnt. Während eines kurzdauernden Aufenthalts in den Abiskoalpen, woher O. SJÖGREN Fließerdeformen schon früher beschrieben hatte, bekam ich Gelegenheit, die nordskandinavischen Hochgebirge kennen zu lernen. Die hier gemachten Beobachtungen konnten mit anderen aus Dovre, Härjedalen und dem südlichen Jämtland komplettiert werden, wo ich im Herbst desselben Jahres für einige Grubenuntersuchungen einige kürzere Aufenthalte in den Gebirgen zu machen hatte.

Um die Bekanntschaft mit fossilen Erscheinungen entsprechender Natur zu machen, unternahm ich schliesslich auch eine kurze Durchreise durch die Gebirgsgegenden im südlichen und mittleren Deutschland, nämlich Harz, Riesengebirge, Bayrischer Wald und Odenwald. Die dabei erhaltenen Beobachtungen konnten auch mit einigen, die ich früher (1912) im Ural gemacht hatte, komplettiert werden.

Dass ich in dieser Abhandlung die Solifluktion mit den geologischen Wirkungen des Frostes zusammengeführt habe, ist damit motiviert, dass jene nach meiner Meinung grossenteils Frostwirkungen zuzuschreiben ist. Dazu kommt, dass sie für das durch den Frost losgesprengte Material einer der wichtigsten transportierenden Faktoren ist, indem sie Schutt wegführt, und dadurch die fortdauernde Arbeit des Spaltenfrostes möglich macht.

Eisboden oder »Tjäle«.

Die sogenannte neutrale Wärmezone des Bodens bezeichnet das Niveau, wo die atmosphärischen Temperaturschwankungen des Jahres aufhören, merkbar zu sein, was im Felsenboden und im kalten Klima meistens in einer Tiefe von 15—20 m eintritt. Im sibirischen Klima soll nach MIDDENDORF (89) die Tiefe sogar bis 25 m betragen, eine Angabe deren Zuverlässigkeit aber mehrfach bestritten worden ist.

Wo weniger wärmeleitende Elemente, wie z. B. Erde oder Torf, vorhanden sind, ist die neutrale Zone mehr oberflächlich gelegen und das geothermische Mass kleiner.

Die Temperatur der neutralen Zone ist etwas höher als das Jahresmedium der Luft, weil die Erdoberfläche durch die Sonnenstrahlung erwärmt und in kälteren Gegenden mehr oder weniger durch die Schneedecke gegen Wärmeausstrahlung geschützt wird. Dazu kommt noch die

geothermische Temperaturerhöhung, die jedoch gewöhnlich kaum einen Grad¹ betragen dürfte. Es ist aber zu erwarten, dass in Gegenden, deren Jahresmittel wesentlich unter Null sinkt, der Boden stets gefroren sein muss, und dass bei einem Jahresmedium von etwa Null die gefrorene Schicht nur am Ende des Sommers vollständig aufgetaut wird.

Ich nehme hier aus der schwedischen Volkssprache das Wort »Tjäle« auf, um für das deutsche »Eisboden« einen Ersatz zu geben. Ausser dass »Eisboden« leicht Verwechslungen mit »Bodeneis« verursachen kann, wird damit nur gefrorener Boden bezeichnet; »Tjäle« dagegen hat eine mehr umfangreiche und für die hier behandelten Erscheinungen mehr geeignete Bedeutung, indem damit nicht nur gefrorener Boden bezeichnet wird, sondern auch der Zustand der fraglichen Bodenschichten. Man kann also sowohl von dem Zurückziehen der Tjäle wie von ihrem Auftauen sprechen.

Bis zu welchen grossen Tiefen die Tjäle reichen kann, ist schon von MIDDENDORF (l. c.) angedeutet worden; er berichtet von einem Schachte in Jakutsk, der bei einer Tiefe von 116,5 m noch nicht die Tjäle durchgegangen hatte; die Temperatur war hier -3° , und daher ist es zu erwarten, dass der Boden noch bis gegen 200 m gefroren ist. Es dürfte in Sibirien, wie auch in anderen Gegenden, Plätze geben, wo die Tjäle noch viel tiefer reichen muss; bei Jakutsk ist nämlich die Jahrestemperatur nur -10° , während sie in den kältesten Gegenden bis zu -15° hinuntersinkt.

Betreffs der Gegenden, die unten besprochen werden, besonders Spitzbergen und die hochalpinen Regionen Skandinaviens, ist das Beobachtungsmaterial über die Temperaturverhältnisse des Bodens, wie auch teilweise der Luft, ziemlich mangelhaft.

Nach den Messungen schwedischer Expeditionen ist die mittlere Lufttemperatur Spitzbergens an dem Meeresniveau zu $-6,2^{\circ}$ (Kap Thorsen 1882—83) oder $-9,84^{\circ}$ (Treurenberg Bay 1899—1900) berechnet, der Boden muss daher ziemlich tief durchgefroren sein, dies um so viel mehr da der Niederschlag gering ist, z. B. 188 mm (Kap Thorsen 1882—83), 158—176 mm² (Treurenberg Bay 1899—1900), und die schützende Schneedecke des Winters deshalb unbedeutend.³

In der amerikanischen Kohlengrube in der Advent Bay hat man nach siebenjährigem Betrieb noch nicht die Tjäle durchgegangen, obgleich die Tiefe unterhalb der Plateauoberfläche gegen 200 m ist. Mehrere Observationen sind hier gemacht; den sichersten Ausgangspunkt glaube ich, dass eine Mitteilung gibt, die der Oberingenieur Mr GILSON freundlichst mir zugestellt hat. In einem Bohrloch, 350 m von der Grubenöffnung und

¹ Hier, wie im folgenden, sind die Temperaturen in Centigraden Celsius angegeben.

² Mit zwei verschiedenen Instrumenten gemessen.

³ Nach einer mündlichen Mitteilung soll der jährliche Niederschlag in Green Harbour — wo doch offenbar ein relativ insuläres Klima herrscht — nur etwa 150 mm betragen.

250 m unterhalb der Plateauoberfläche (nach meinen Messungen nur etwa 170 m) zeigte ein Bodenthermometer eine Temperatur von -2° . Gehen wir von der Zahl 170 m als der richtigen aus, und nehmen an, dass das geothermische Mass 30 m ist, dürfte hier die Temperatur der neutralen Zone -7° sein. Dieser niedrige Wert ist dadurch erklärlich, dass die Grubenöffnung c:a 230 m und die Plateauoberfläche etwa 400 m ü. M. liegt, wo die Lufttemperatur niedriger ist als am Meeresniveau, eine Differenz die vielleicht 3 bis 4° betragen könnte. Es ist zu bemerken, dass die Topographie dazu beiträgt, die Ausstrahlung zu vergrössern, indem die in Türme und Vorsprünge zerteilte Plateaukante wie ein Radiator wirken muss.

Einige andere Beobachtungen aus derselben Grube mögen auch angeführt werden. Am 27. Juli 1908 fand DE GEER (35) eine Temperatur von $-3,4^{\circ}$, im Sommer 1910 observierte PENCK (siehe DE GEER, l. c.) -4° . Die näheren Lokalangaben fehlen aber, und da die Luft in den beinahe wagerechten Orten in beständiger Zirkulation sich befindet, und auch die Wände oberflächlich etwa die mittlere Lufttemperatur der Grube annehmen, sind diese Beobachtungen wohl weniger zuverlässig.¹

In der schwedischen Grube in der Braganzabucht, die nur etwa 75 m ü. M. liegt, mass ich im August 1911 an der Grubenwand eine Temperatur von -5° in einer Tiefe von 25 m von der Erdoberfläche. Der Grubenort fiel aber mit etwa 8:100 nach die Mündung ab, wodurch die Luftzirkulation befördert wurde; die Temperatur der neutralen Zone mag daher niedriger als -5° sein. Hier, wie auch an der amerikanischen Grube, sind die umgebenden Gesteine hauptsächlich Sandsteine. In einer für Untersuchungsarbeiten getriebenen horizontalen Ort am Südabhang des Pyramidberges, etwa 125 m ü. M., fand ich im August 1911 eine Temperatur von -4° bei einer Tiefe unterhalb der Gebirgsböschung von 10—12 m.

Es ist aus den angeführten Daten zu schliessen, dass die perenne Tjäle in diesen Gegenden auf Spitzbergen bis zu einer Tiefe von etwa 150—300 m reichen dürfte. In solchen Tiefen setzt der Druck den Gefrierpunkt ein wenig herab,² aber kaum mehr als $0,12-0,25^{\circ}$. Überkühlungsphänomene sind nicht zu erwarten, denn wenn auch das Wasser kapillär auftritt, sind jedoch immer Kristallisationskerne in der angrenzenden Tjäle vorhanden, welche die Überkühlung verhindern. Bei -2° sind die Kohlen in der amerikanischen Grube ganz zusammengefroren.³

¹ Andere Mitteilungen geben Temperaturen von $-2,7$ bis $-5,7^{\circ}$ an, »with a cover of 800 feet«, Angaben die auch kaum zuverlässig sein dürften.

² Ein Druck von 130 Atmosphären senkt den Gefrierpunkt des Wassers um einen Grad.

³ Eine gewisse praktische Rolle spielen die tiefreichenden Wirkungen der Kälte, u. a. für den Grubenbetrieb, der hier unter ganz aussergewöhnlichen Verhältnissen zu arbeiten hat. Für die Arbeit ist natürlich die gleichmässige, kühle Temperatur angenehm, Gasenbildung scheint nicht vorzukommen, und die Grube ist ganz trocken, wenigstens so lange

Im grossen und ganzen spiegelt wohl die untere Grenze der Tjåle die Topographie ab, jedoch mit Ausgleichungen der schärferen Schwankungen. Abweichungen bedingen Verschiedenheiten der Gesteine wie auch Schnee-, Eis- oder Wasserbedeckung. Die Täler erhöhen relativ die untere Grenze der Tjåle, die Berghöhen senken sie, dies um so viel mehr da die Lufttemperatur im allgemeinen mit der Höhe abnimmt. Wenn auch für die vorliegenden Aufgaben die Verhältnisse in diesen grösseren Tiefen von untergeordneter Bedeutung sind, verdienen sie jedoch eine gewisse Aufmerksamkeit. Sie können aber noch nicht befriedigend behandelt werden, da bis jetzt direkte Beobachtungen aus natürlichen Gründen ganz fehlen.

Unterhalb eines Gletschers oder eines Schneefeldes muss der Boden von der Fronte und den Seiten abgekühlt werden, so dass die Kälte hier einwärts dringt, wenigstens in demselben Grade wie senkrecht in die Tiefe herab; auf Spitzbergen also ein paar hundert Meter oder mehr. Es muss daher Gletscher geben, die ganz oder teilweise über gefrorenem Grund sich bewegen, dessen Temperaturen bis mehrere Grade unterhalb des Gefrierpunktes liegen.

Die hydrographischen und biologischen Verhältnisse der Gewässer müssen auch gegen die Bedingungen, die die Bodenkälte darbietet, gesehen werden. Binnenwässer auf Spitzbergen sind nicht zahlreich und meistens von sehr unbedeutender Grösse. Die meisten müssen im Winter bis zum Grunde frieren; wie weit man kennt, ist auch die Fauna dafür angepasst, indem Kleincrustacéen und andere oft besondere Überwinterungsgenerationen entwickelt haben.

Für die Hydrographie der arktischen Fjorde dürfte ferner der Tjåle eine wichtige Rolle zuzuschreiben sein. Als ein Beispiel nehme ich eben den Eisfjord, dessen Hydrographie neuerdings von N. VON HOFSTEN und S. BOCK¹ beschrieben worden ist. Man trifft hier durchgehends eine kalte Wasserschicht von etwa 50–100 m Dicke unter einer 20–40 m mächtigen Schicht von erwärmtem und durch Schmelzwasser ausgesüstem Wasser, eine für die arktischen Meere charakteristische dichotherme Schichtung. Die intermediäre Region zeigt Temperaturen unter dem Gefrierpunkt, sogar $-1,78^{\circ}$. Betreffs der umstrittenen Frage nach der Entstehung dieser Schicht nehmen VON HOFSTEN und BOCK an, dass hier eine Abkühlung des salzigen Golfstromwassers durch das Schmelzen von Gletschereis vorliege. Es mag überflüssig sein, darauf hinzuweisen, dass Minustemperaturen ohne Frieren entstehen können, da der Salzgehalt 3,44–3,45 % ist, und auch dass solches Wasser Eis schmelzen kann; eine Temperatur von $-1,87^{\circ}$ soll durch Einwirkung von Wasser mit 3,4325 % Salzgehalt an Eis entstehen können.

die Tjåle nicht durchgegangen ist. Pitprops halten sich nicht nur Monate, sondern Jahre ohne zu faulen, und Dach und Sohle sind widerstandsfähig, auch wenn das Gestein an und für sich zerklüftet oder weich ist.

¹ Zool. Ergebnisse der Schwed. Exped. nach Spitzbergen 1908. Teil I. Kungl. Sv. Vet. Akad. Handl. Bd. 45, N:o 9. Upsala & Sthlm. 1910.

Zur Beurteilung dieser Frage mag folgendes Überschlagskalkül dienen. Berechnet man, dass die Wasserschicht einem Volumen von 150 km^3 entspricht (Fläche $2,000 \text{ km}^2$, Dicke 75 m), und eine Abkühlung von 2° erfahren soll (niedrig gerechnet, von $+1^\circ$ bis -1°), so ist das Schmelzen von etwa 4 km^3 Eis dazu nötig. Man kann für den Eisfjord die gesamte Kontaktfläche zwischen Eis und Wasser auf etwa 1 km^2 schätzen (nach den von DE GEER publizierten Karten [34, 35]). Es ist also, niedrig gerechnet, eine Durchschnittsabschmelzung der Gletscher von 4 km für diese Abkühlung von solch einer Wasserschicht nötig. Es scheint mir aus dieser Betrachtung hervorgehen, dass das Eisschmelzen nicht genügt, um diese niedrige Temperatur zu erklären, da die Zirkulation mit dem Meere offenbar sehr bedeutend ist. Dagegen dürfte die von den Ufern geleitete Kälte die Temperaturverhältnisse des Fjordwassers beträchlich mehr beeinflussen.

Die Oberfläche der Tjäle ist besonders geologisch wichtig. In arktischen Regionen, wo der Boden sehr tief gefroren ist, kann man überhaupt nicht von Grundwasser sprechen, und es fehlen Quellen. Die Wassermengen des Niederschlages, des schmelzenden Eises und des Schnees haben folglich oberhalb der Tjäle abzufließen. Dadurch wird gern der Boden mit Wasser ganz durchgetränkt, ebenso wird die an die Tjäleoberfläche am nächsten grenzende Schicht wasserhaltig, wenn die Tjäle im Sommer sich einwärts zieht. Darin und in der Bedeutung der Tjäle für die Regelation liegen die wichtigsten Bedingungen für das Entstehen von Frostsprengung und Erdfließen, wie in den folgenden Abschnitten näher besprochen wird.

In ausserarktischen, hochalpinen Gegenden, wo auch die Kälteverhältnisse des Bodens von geologischer Bedeutung sind, erreicht ebenfalls die Tjäle eine starke, wenn auch nur mehr lokale Entwicklung. Im allgemeinen sind aber alle Beobachtungen über diese Erscheinungen sehr mangelhaft, vielleicht sind auch mehrere zufällige Mitteilungen von mir nicht beachtet worden. Aus Skandinavien, woher, nächst Spitzbergen, das hauptsächlichliche Material für diese Abhandlung herrührt, sind folgende Beiträge zur Kenntnis der perennierenden Tjäle zu beachten.

Die vollständigsten Beiträge sind von TH. FRIES (45, vergl. auch FRIES und BERGSTRÖM [46]) mitgeteilt, nämlich die folgenden Observationen bei Brunnengrabungen und in Brunnen an verschiedenen Punkten von Torne Lapmark:

Karesuando	2,5—5	m	den	ganzen	Sommer	gefrorene	Erde. ¹
Siikavuopio	mehr als 5	»	»	»	»	»	»
Keinivuopio	2,1	»	»	»	»	»	»
Kummavuopio	2	»	»	»	»	»	»

Beim Graben eines Schachtes zu Abisko in einer birkenbewachsenen Moräne an der Eisenbahnstation (379 m ü. M.) stiess man im August 1910 auf gefrorenen Boden, die Mächtigkeit wurde jedoch nicht gemessen.

¹ Bis etwa $1,5 \text{ m}$ taut hier der Boden während des Sommers regelmässig auf.

Nach Observationen bei der Naturwissenschaftlichen Station Vassijaure, die 519 m ü. M. liegt, bleibt aber der Boden nicht den Sommer hindurch gefroren. Hier, ganz in dem Riksgränspasse, machen sich aber die ozeanischen Einflüsse stark geltend, und die Mitteltemperatur des Jahres ist wahrscheinlich höher als zu Abisko. G. ANDERSSON (5) hat mitgeteilt, dass beim Bau der Luleå-Narvik-Bahn Tjäle oft angetroffen wurde, die im Sommer nicht auftaute. An einem Lokal war die gefrorene Schicht 6 m mächtig. Er denkt sich, dass diese Tjäle vielleicht aus einem oder einigen kälteren Jahren stammt. FRIES (l. c.) dürfte in seiner Ansicht recht haben, dass sogar innerhalb des Birkenwaldes (die Birkengrenze liegt hier 5—600, ausnahmsweise 700 m ü. M.) und der oberen Teile des Nadelwaldes eine, wenn auch recht dünne, Schicht beständig gefrorenen Bodens sich findet, wenigstens in den relativ niederschlagsarmen Gebieten des nördlichen Lappland. Sogar in den Küstengegenden Norrlands ist in trockenen Sommern gefrorener Polytrichumtorf bis in August häufig zu sehen (nach einer mündlichen Mitteilung von A. G. HÖGBOM).

In Härjedalen und Dovre habe ich aber mehrere Grabungen, auch in Torf, gesehen, und konstatieren können, dass hier in der Birkenregion perennierende Tjäle nicht regelmässig auftritt. Dagegen habe ich in Härjedalen in etwa 900 m Höhe, 50 m über der Birkengrenze, gefrorenen Boden mehrfach in einer Tiefe von nur 1—1,5 m gefunden (im Schuttboden eines Bergabhanges). SMITH (122) hat in den letzten Tagen des Augusts in dem warmen Sommer 1910 grundgefrorene Torfmoore gefunden; in einem Moor 890 m ü. M. war die Tiefe bis zur Tjäle nur 40—60 cm.

A. HAMBERG (57) glaubt nicht an das Vorkommen von perenner Tjäle in den Waldregionen Schwedens, möglicherweise mit Ausnahme eben für Karesuando, wo auch später FRIES ihr allgemeines Auftreten feststellte. HAMBERG weist darauf hin, dass in den Gebirgen Lapplands Quellen im Winter, auch in ziemlich hohen Gegenden, nicht selten zu finden sind, wenigstens bis zu der Höhe von 700 m ü. M. Es scheint mir jedoch, als Quellen eigentlich nur die lokale Abwesenheit der Tjäle zeigen können, oder dass die gefrorene Schicht nicht mächtiger ist, als dass sie durchbrochen werden kann. In dem Sarjekgebirge kommt es nach HAMBERG aber in besonders kalten Sommern vor, dass die Tjäle nicht auftaut. So traf er 1900 in einer Höhe von 7—800 m ü. M. gefrorenen Boden in einer Tiefe unter der Erdoberfläche von nur einem halben Meter.

Nach REUSCH (111) hat man an den Moskogaissa Gruben in Lyngen (nördlichstes Norwegen), 750 m ü. M. eine vollständig durchgefrorene Moräne von 20 m Dicke durchgegraben. Es handelt sich hier offenbar von perennierender Tjäle, unter die neutrale Zone reichend. In Karasjokk (nördlichstes Norwegen) dagegen, in einer Höhe von 130 m ü. M., wo die Jahrestemperatur jedoch $-2,9^{\circ}$ ist, ist aber die perennierende Tjäle nicht überall vorhanden.

Um in Skandinavien eine Tjåle zu finden, die der Tjåle Spitzbergens in kräftiger Ausbildung und niedriger Temperatur entsprechen kann, muss man sich natürlich zu den ganz ausgeprägten hochalpinen Regionen halten. Aus den Messungen von HAMBERG (55) aus dem Sarjekgebirge geht es hervor, dass die Temperatur ziemlich regelmässig und ohne Inversionen mit der Höhe abnimmt, mit etwa $0,75^{\circ}$ ($0,49 - 1,07^{\circ}$) für je 100 m, weshalb man auf grösseren Höhen eine sehr niedrige Mitteltemperatur zu erwarten hat (nach HAMBERG [l. c.] wahrscheinlich nicht höher als -8° an der höheren, 1,500—1,600 m ü. M. reichenden Gipfeln), und daher auch eine kräftig entwickelte Tjåle. Die mittlere Jahrestemperatur¹ ist an den folgenden, jedoch niedrig gelegenen, Stationen schon:

in Lappland:

Riksgränsen	523 m ü. d. M.	$-2,54^{\circ}$
Vassijaure	519 » » » »	$-2,81^{\circ}$
Karesuando	333 » » » »	$-2,88^{\circ}$
Kiruna	507 » » » »	$-2,05^{\circ}$
Kvikkjokk	336 » » » »	$-1,49^{\circ}$

in Jämtland:

Storlien	593 m ü. d. M.	$+0,42^{\circ}$
--------------------	----------------	-----------------

in Härjedalen:

Funäsdalen	588 m ü. d. M.	$-0,26^{\circ}$
Hede	422 » » » »	$-0,29^{\circ}$

Am Berge Nuolja am Torne Träsk, etwa 1,100 m ü. M. habe ich im August 1913 die Tjåle im Erdboden in einer Tiefe von etwa 4 dm getroffen, und in noch grösseren Höhen in dieser Gegend, z. B. an den Blockmeeren, genügt es oft nur die Blöcke wegzunehmen, um in geringer Tiefe den gefrorenen Boden blosszulegen. Über das Tiefgehen der Tjåle in grösseren Höhen in Skandinavien sind mir keine Mitteilungen bekannt; doch würden sicher mehrere Grubenversuche Gelegenheiten zu Beobachtungen gegeben haben.

Klimaveränderungen müssen natürlich im Boden registriert werden und nicht nur bis zu der neutralen Zone sondern auch darunter die ganze geothermische Skala verschieben. In grösseren Tiefen wird aber die Veränderung sehr verspätet anlangen. Es könnten vielleicht in dem jetzigen Auftreten der Tjåle die postglazialen Klimaveränderungen registriert sein. Es genügt hier darauf hinzuweisen, dass auf Spitzbergen in postglazialer Zeit nie ein kälteres Klima geherrscht hat oder richtiger, dass die Gletscher nie grössere Verbreitung als jetzt gehabt haben, aber dass wohl in ziemlich später Zeit, während der s. g. Mytiluszeit das Klima günstiger war. Nach G.

¹ Nach H. E. HAMBERG: Medeltal och extremer af lufttemperaturer i Sverige 1856—1907. Bih. till Met. Iakttag. i Sverige. Vol. 49. 1907. Upsala 1908.

ANDERSSON (6) entsprachen die damaligen Klimaverhältnisse, mit den jetzigen verglichen, einer Verschiebung der Juliisotherme von etwa $2,5^{\circ}$, eine Temperaturerhöhung die nicht genügend war, um die Tjäle wegzutreiben. Eine Veränderung in der Bodentemperatur und in dem Auftreten gefrorener Erdschichten mag indessen eine solche Klimaveränderung bewirkt haben, und dadurch auch auf die Verbreitung der Gletscher und auf die Hydrographie, sowie auch auf das organische Leben der Gewässer und Fjorde Einfluss gehabt haben.

Regelation.

Mit Regelation wird das wiederholte Gefrieren und Auftauen gemeint. Durch sie wird der Frost der geologisch wichtige Faktor, der er ist. Der Spaltenfrost, oder die Frostsprengung im festen Gestein, ist eine allgemein anerkannte Wirkung der Regelation; und wie ich hoffe im folgenden zeigen zu können, muss man auch mit Regelationserscheinungen im Erdboden rechnen und darin eine wichtige beitragende Ursache zu der starken Entwicklung der Bodenbewegungen in arktischen und hochalpinen Gegenden sehen. Einige Bemerkungen über die Voraussetzungen und die Wirkungsart der Regelation sind deshalb hier an ihrem Platz.

Wenn Wasser in Eis übergeht, wird das Volumen um etwa 9 % vergrößert, eine Ausdehnung die mit sehr grosser Kraft stattfindet. Allbekannte Beispiele dafür sind das Zerfrieren von Wasserleitungen im Winter und das künstliche Zersprengen von Steinen mit Wasser,¹ wie es vormals bräuchlich war.

Die Zusammenziehung des Eises bei weiterer Abkühlung ist, mit der Volumenveränderung beim Gefrieren verglichen, ohne Bedeutung, so auch die Veränderungen des Volumens des festen Gesteins oder Bodenmaterials.

Druck senkt den Gefrierpunkt; um kräftigen Widerstand zu überwinden, erfordert daher die Frostsprengung niedrigere Temperaturen als Null. Veränderungen im Drucke, wie sie in der Natur unterhalb der Gletscher vorkommen, können daher Regelation hervorrufen. Unterhalb mehrerer Spitzbergengletscher muss aber die Temperatur, wie schon erwähnt worden ist, bedeutend unterhalb des Gefrierpunkts sein, so dass die vertikalen Druckveränderungen in keiner Weise Regelation hervorrufen können. Auch ist es unwahrscheinlich, dass lokale Hindernisse gegen die Vorwärtsbewegung es vermögen, denn die Bewegungen müssen hier am Grunde, wo der grösste Widerstand geleistet wird, sehr unbedeutend sein. Die Regelationsprozesse am Grunde solcher »festgefrorener« Gletscher spielen daher keine Rolle als Werkzeuge der glazialen Erosion. Es folgt

¹ Man füllte das Bohrloch nicht nur mit Wasser, sondern auch mit durchfeuchteten Tuchfetzen, wodurch vielleicht eine Überkühlung, dank der Kapillarität, und in Folge davon ein plötzliches Gefrieren und eine Sprengung stattfand.

ferner auch, dass Gletscher sich plastisch bewegen können, ohne dass Regelationsprozesse mitwirken, was übrigens schon aus der Tatsache ziemlich deutlich hervorgeht, dass die Geschwindigkeit der Bewegung in den oberen Eisschichten am grössten ist. Eine Überschiebungsstruktur ist auch an Spitzbergengletschern sehr allgemein erkennbar.

Ich habe keine Spuren von Glazialerosion von morphologischer Bedeutung auf Spitzbergen finden können. Möglicherweise aber herrschen andere Verhältnisse unter anderen Klimabedingungen, wie z. B. wo die Gletscher von grossen Höhen tief in die warmen Täler herabkriechen.

Kapilläres Wasser erfordert im allgemeinen eine bedeutende Überkühlung, um zu frieren, bis zu mehreren Graden unter Null. Im Boden, wo das Wasser hauptsächlich kapillär auftritt, ist auch Überkühlung eine allgemeine Erscheinung, so dass Temperaturen von -1° bis -5° mehrfach in nicht gefrorenem Boden beobachtet worden sind. Diese Überkühlung spielt vielleicht eine gewisse Rolle bei der Frostsprennung und den Bodenbewegungen. In der Nähe von der Tjåle, wo es Eis und Schmelzwasser gibt, die noch zahlreiche Kristallisationskerne enthalten, dürfte nur eine unbedeutende Überkühlung stattfinden; wenn dagegen eine starke Temperaturabsetzung unter Null von Aussen eintritt, kann Wasser überkühlt werden, um, wenn die Tjåle erreicht wird, plötzlich zu frieren. Die hierhergehörigen physikalischen Verhältnisse verdienen näher untersucht zu werden. HOLMQUIST (71) hat z. B. die Beobachtung mitgeteilt, dass glazialer Bänderton, der noch bei -5° nicht gefroren war, doch mit eisgefüllten Spalten durchsetzt war.

Durch Salzgehalt wird das Gefrieren erschwert. Auf Spitzbergen hält der Boden ziemlich allgemein beträchtliche Mengen Salz, an trockenen Tagen sieht man oft den nackten Boden wie mit Reif überzogen, wie z. B. am Fliesserdoboden in der Braganzabucht, wo centimeterdicke Salzkrusten sich ausbilden können. Auch an den Felsenwänden, wie in den triassischen Schiefergebieten, sind Salzanläufungen allgemein (Näheres hierüber siehe B. HÖGBOM [70]).

Die Regelation und dadurch die Frostwirkungen erreichen die grösste Bedeutung in einem Klima, wo der Boden für Temperaturschwankungen um den Gefrierpunkt besonders ausgesetzt ist. Damit ist nicht gesagt, dass ein Klima mit einer mittleren Jahrestemperatur von etwa 0° und mit schwachen Unterschieden der Jahreszeiten für diese Prozesse das günstigste ist, dann würde z. B. in Lofoten ein paar 100 m ü. M. mit dem dortigen, insulären Klima eine besonders kräftige Frostsprennung vorkommen, was aber gar nicht der Fall ist. Es ist vielmehr auffallend, dass je strenger das Klima ist, desto kräftiger arbeitet der Frost. So z. B. in den am meisten kontinentalen Gegenden auf Spitzbergen, wo wenigstens das halbe Jahr zu kalt ist, um irgend ein Auftauen zu gestatten, und wo übrigens während etwa vier Monaten zufällige Erwärmung durch Sonnenstrahlung ausgeschlossen ist. Auch in unseren Gebirgsgegenden, z. B. in Lappland, erreicht der Spaltenfrost seine stärkste Entwicklung erst in einer Höhe

von 1200—1500 m, wo eine Jahrestemperatur von mehreren Graden unterhalb Null herrscht.

Ich habe schon in einem früheren Aufsatz (68) angedeutet, dass die Tjäle eine gewisse Rolle für die Regulation spielen muss, besonders wo sie sehr kräftig entwickelt ist und niedrige Temperaturen aufweist, und komme hier auf diese Frage zurück. Wenn mit der steigenden Temperatur des Sommers die Tjäle sich einwärts zurückziehen muss, geschieht dies sprunghaft, und bei fallender Temperatur erobert wieder die Tjäle etwas von ihrem verlorenen Gebiete. Wenn die Erdoberfläche bis unter Null abgekühlt wird, kann von oben ein Gefrieren eintreten, oder tritt ein von der Tjäle ausgehendes Gefrieren von überkühltem Wasser ein. Wo die Tjäle eine niedrige Temperatur besitzt, kann sogar eine Wiederfrierung, ohne dass die von aussen geleitete Abkühlung einmal ursprünglich Null abwärts passiert hat, an ihrer oberen Fläche eintreten, indem die so zu sagen in der Tjäle magazinierte Kälte¹ aufwärts wandert. Wo die Temperatur der neutralen Zone mehrere Grade unter Null liegt, sind die Intervallen zwischen den Geothermen im Sommer sehr zusammengedrängt; die Oberfläche der Tjäle markiert dann nur eine labile Gleichgewichtslage zwischen der Temperatur des Bodens und der Sommerwärme oben. Messungen auf Spitzbergen (Kap Thorsden 1882—83) haben bestätigt, dass im Erdboden die Temperatur in einer Tiefe von 1 m nie im Sommer (bis 15. Aug.) über $-1,37^{\circ}$ gestiegen ist, und in 2 m Tiefe nur $-3,14^{\circ}$ erreicht. MIDDENDORF (l. c.) erwähnt, dass in dem Schachte bei Jakutsk die Temperatur in 2,14 m. Tiefe nie $-3,75^{\circ}$ erreicht.

So lange noch die Tjäle nahe der Erdoberfläche liegt, können schon rasch vorübergehende und ziemlich unbedeutende Temperaturschwankungen, wie die vom Wechsel von Sonne und Schatten, Tag und Nacht hervorgerufenen, genügen, um Regulation zu bewirken. In höheren Breiten, wie z. B. auf Spitzbergen, wo die Sonne etwa vier Monate über dem Horizonte bleibt, werden die wichtigsten lokalen Temperaturveränderungen durch Wechsel von Sonne und Schatten verursacht, in niedrigeren Breiten spielen dagegen Tag und Nacht eine wichtigere Rolle für die kurzdauernden Temperaturschwankungen.

Je tiefer aber die Tjäle im Sommer heruntergetrieben wird, desto schwächer machen sich die von aussen stammenden Wärmeschwankungen auf dieselbe bemerkbar, und sind sie nur kurzdauernd, werden sie bald ausgewischt. Noch in einer Tiefe von 1 m sind die täglichen Wärmewechsel jedoch merkbar (vergl. S. 273 und 298). MIDDENDORF erwähnt, dass in dem Schachte bei Jakutsk die täglichen Variationen noch in einer Tiefe von etwa 2 m., wo die Temperatur nie $-3,75^{\circ}$ übersteigt, merkbar sind.

In Gegenden mit sehr strengem Klima wird aber die Tjäle nicht tief genug zurückgetrieben, um ausserhalb des Bereichs der von der Erdober-

¹ Völlig bewusst, dass der Ausdruck physikalisch uneigentlich ist, brauche ich ihn jedoch als mit dem Sprachgebrauch übereinstimmend und für Nichtphysiker mehr anschaulich.

fläche geleiteten, mehr kurzdauernden Temperaturschwankungen zu kommen. Auf Spitzbergen z. B. liegt im festen Gestein die Tjäle nur ausnahmsweise und während eines ganz unbedeutenden Teils der »Regelations-saison« tiefer als 1 m, im Erdboden meistens nur einige Decimeter. Hier gibt es daher während dieser Periode eine Schicht, wo die Regulation fast ununterbrochen in grösserem oder kleinerem Masstabe arbeitet.

Spaltenfrost.

Die Wirkung der Frostsprengung in den steilen Bergabhängen ist so auffallend, dass jeder Alpenwanderer sie bemerkt haben muss; die

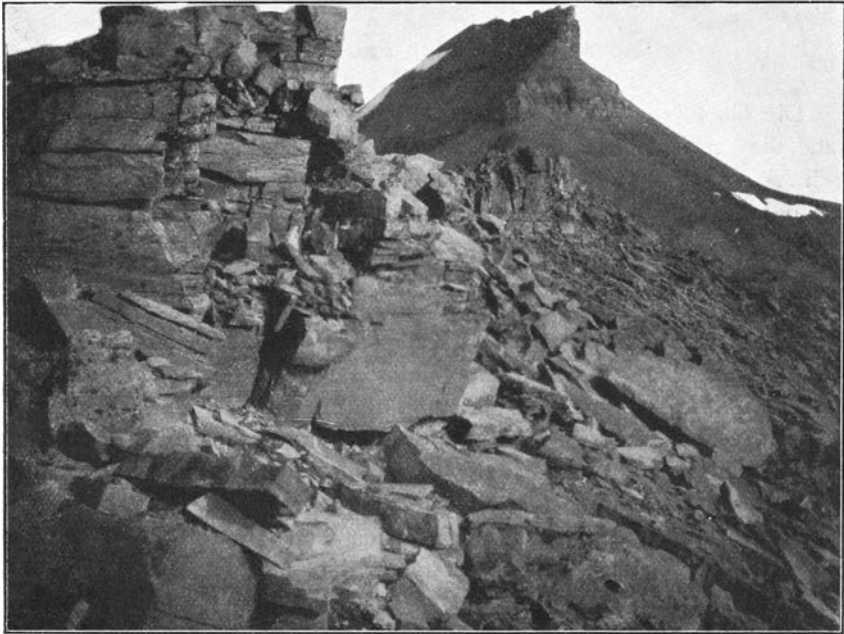


Fig. 1. Frostzersprengter Felsenabhang in tertiärem Sandstein an der Ostseite der Advent Bay. (Photo. E. Andersson 1913.)

Felsen sind oberflächlich ganz zerbrochen und geben oft den Füßen keinen Halt, Blöcke poltern herab, und die Talusackumulationen weiter unten zeugen von dem Erfolg der Frostwirksamkeit. Der Spaltenfrost ist auch für den Geologen keineswegs eine neue Bekanntschaft, wenn sie auch nicht eingehenden systematischen Untersuchungen unterworfen worden ist. Besonders hat wohl der Spaltenfrost in arktischen und hochalpinen Regionen eine grosse Bedeutung für die Denudation und ist daher auch morphologisch wichtig.

Meine Auffassung von der Bedeutung der Frostverwitterung als geologischer Faktor wird vielleicht von vielen als eine Übertreibung betrachtet

werden. Es ist aber zu bemerken, dass mein hauptsächlichliches Material aus Spitzbergen stammt, wo ein sehr strenges Klima die Arbeit des Frosts begünstigt und wo daneben die Gesteine im allgemeinen wenig widerstandskräftig sind. In den Gegenden von Spitzbergen, woher meine Beobachtungen fast ausschliesslich stammen, nämlich aus dem Eisfjord—Belsundgebiet, sind ganz überwiegend nur sedimentäre Gesteine vorhanden. Ich habe aber daneben eine ziemlich gute Kenntnis von dem skandinavischen Hochgebirge, und im grossen und ganzen scheinen mir die Verhältnisse dort etwa entsprechend sein. Es ist aber zu bemerken, dass hier nur in den grössten Höhen die klimatischen Bedingungen mit denen in den niedrigsten Niveaus auf Spitzbergen vergleichbar sind.

Die Mechanik der Frostsprengung.

Die Gesteine sind mehr oder weniger von Rissen und Spalten durchsetzt, die Sedimentgesteine dazu von Schichtflächen, die, wenigstens durch Abwechslungen in Körnigkeit, gern als Verklüftungsflächen auftreten, oder durch Verschiedenheiten in Porosität und Wassergehalt die Frostsprengung begünstigen. Manche Schiefer sind ganz in Splitter zerklüftet und dann der Zerstörung besonders ausgesetzt, Sandsteine werden meistens leicht in Platten gespaltet, oder bisweilen, wenn mehr quarzitisches, in grosse Quadern abgesondert, Kalksteine und Kieselgesteine (»Chert») haben kubische oder mehr unregelmässige Spaltensysteme, Granite und mehrere andere eruptive Gesteine sind durch Kontraktion beim Erstarren und bei der Abkühlung gebankt, Diabas wird in parallelepipedische Prismen zerklüftet, Basalt in sechsseitige u. s. w., alles wohlbekannte Verhältnisse, die besonders für den Erfolg der Frostsprengung massgebend sind. Die Verklüftung und ihre Orientierung zu den Gebirgsabhängen ist auch von grosser Bedeutung für die Widerstandsfähigkeit gegen den Frost. Die Art und der Grad der Verklüftung sind überhaupt viel mehr als die Härte für die Widerstandsfähigkeit gegen den Frost entscheidend.

Mitunter findet man Schiefergebirge, wie z. B. in dem Daonellaniveau in den Triasgebirgen, steile Abstürze bilden, während Sandsteingebirge ganz ununterbrochene, schuttbedeckte Böschungen haben können, wie die höchsten Tertiärniveaus in Belsund (vergl. Fig. 9). Die genannten, weichen Schiefer spalten sich nur in grossen, flachen Platten auf, und sind, wenn die Lagerstellung wagerecht oder gegen die Bergseite geneigt ist, ziemlich widerstandsfähig, während die fraglichen Sandsteine sehr inhomogen, porös und mit verschiedenen zersplitterten Schieferbändern zwischengelagert sind. Wie wenig die Härte für die Widerstandsfähigkeit der Gesteine entscheidend ist, wird von den Gypsablagerungen besonders gut illustriert, solche bilden nämlich gern ziemlich markierte Abschlüsse, und es scheint, als übertreffe der Gyps die anlagernden Kalk- und Kieselgesteine, die sonst als die am meisten resistenten betrachtet werden müssen. Dieses Ver-

hältnis ist deutlich in den Fliesserdeabhängigen unterhalb der Thaluskegel, z. B. an Bünsows Land, zu sehen, wo das Blockmaterial mit der Fliesserde weiter transportiert wird. Während die anderen Blöcke bald ganz zerfallen, sind noch die Gypsblöcke weit von ihrem Ursprungsorte erhalten (vergl. Fig. 28 und 36).

Jede Formation auf Spitzbergen hat dank der spezifischen Verhältnisse ihrer Gesteine zu dem Spaltenfrost meistens charakteristische Gebirgsformen, wodurch die Verbreitung der verschiedenen Formationen in der Natur sich kundgibt. Gewisse Horizonte sind schon von ferne topographisch sehr gut erkennbar, wie der Spiriferenkalk des Karbons, das Dao-nellaniveau der Trias, der »Festungssandstein« des obersten Jura u. s. w.

Bei Temperaturveränderungen unterliegen die Steine Ausdehnung und Zusammenziehung; wenn auch diese Volumenveränderungen unbedeutend sind, und hier nicht z. B. mit den Insolationenwirkungen der Wüsten verglichen werden können, mögen sie doch dazu beitragen, Spalten und Risse hervorzubringen. Mehrere Gesteine sind aber porös, wie besonders die gröberen Sandsteine, so wie auch verschiedene Schiefer, und halten kapilläres Wasser, das sich beim Frieren bedeutend ausdehnt, und es bedarf keines grossen Wassergehaltes um quantitativ die Zusammenziehung des Gesteinmaterials zu kompensieren. Wie viel ich kenne, ist aber die Frage nicht klargemacht, ob es Steine gibt, die bei dieser Gefrierenausdehnung ihres Wassers wirklich ihr Volumen vergrössern; vielleicht ist nicht das Wasser dazu im Stande. Dass aber diese Spannungen sich in einem oberflächlichen Zerkrümmeln der Gesteine äussern kann, ist besonders an verschiedenen Sandsteinen erkennbar. Ausgeschlossen ist es sogar nicht, dass hierin eine beitragende Ursache zu dem Entstehen von wüstenähnlichen Verwitterungsformen (siehe B. HÖGBOM [70]) zu sehen ist. Auch ist es deutlich, dass bei starker Kälte solche Spannungen sich in dem Entstehen von Spaltensystemen auslösen können. Vielleicht sind in dieser Weise die meisten Spalten ursprünglich entstanden, die in den mehr oberflächlichen Teilen der Felsen so viel zahlreicher als in tieferen Niveaus sind. So sind z. B. die Kohlschiefer am Pyramidberge oberflächlich ganz in Kleinstücke zersprengt; in der Grube aber bilden sie grosse zusammenhängende Platten. In den aus triassischen Schiefeln aufgebauten Vogelbergen südlich von Kap Wijk ist vielmehr als die wagerechte, plattige Verschieferung, ein senkrecht Spaltensystem entwickelt, das die steile Felsenwand in eckige Pfeiler zerklüftet, wodurch die Frostsprengung den Berg niederbrechen kann. Oben an der Kante der Felsenwand ist ein horizontaler Durchschnitt zu sehen; das Spaltensystem zeigt hier eine gewisse Ähnlichkeit mit den Kontraktionsrissen des Polygonbodens, aber meistens viereckig, und man bekommt den Eindruck, dass die Spalten auch hier Spannungen beim Gefrieren zuzuschreiben sind.

Meistens ist das Wasser nur kapillär in den feinen Rissen vorhanden, aber auch in offenen Spalten bleibt es stehen, wo die Terrainverhältnisse es erlauben. In senkrechten Felsenwänden dagegen muss es oft eintreffen,

dass die Spalten kein Wasser enthalten, wenn auch die Felsen ganz nass sind, und der Spaltenfrost wird dann verhindert, seine Arbeit zu vollenden. Hierin mag eine Erklärung für die Eigentümlichkeit liegen, dass solche Felsenwände, trotzdem sie nackt sind, oft von den Frostwirkungen relativ geschont sind, ein Verhältnis auf welches ich später zurückkomme.

Feucht sind aber die Bergwände durchgehend in den Hochgebirgen und arktischen Regionen. Teilweise ist dies der Tjäle zuzuschreiben, über ihr muss alles Wasser abrinnen, und beim Schmelzen erzeugt sie ja selbst Feuchtigkeit. Dazu kommt das Kondensieren von dem Wasserdampf der Luft an den kalten Gesteinflächen. Oberflächlich können diese bei starker Sonnenbestrahlung und trockener Luft natürlich austrocknen, es kann sogar, wie ich früher erwähnt habe, Salz effloreszieren. Aber auch an Vorsprüngen in steilen Abhängen, wo kein Sickerwasser von den Umgebungen zugeführt werden kann, habe ich die Sedimentgesteine nie mehr als decimetertief ausgetrocknet gesehen.

In der Nähe von Schneefeldern und fließendem Wasser ist der Felsenboden immer ganz durchfeuchtet, und auch die mehr offenen Spalten können wassergefüllt sein. Hier sind die Wirkungen des Spaltenfrostes immer am meisten merkbar. Ähnlich verhält es sich mit den Uferfelsen, wo die Spalten immer Wasser genug halten.

Während der kalten Jahreszeit arbeitet die Frostsprengung oberflächlich und auch ganz kurzdauernde Temperaturschwankungen können Regulation bewirken. Eine starke Sonnenbelichtung mag dann meistens nötig sein, um den Boden aufzutauen, und wenn diese aufhört, gefriert er wieder sofort. In polaren Regionen, wo die Sonne im Winter mehrere Monate unter dem Horizont bleibt, wie auf Spitzbergen in etwa vier Monaten, ist es natürlich eine tote Saison für die Frostverwitterung.

Wenn der Sommer kommt, wird die Tjäle und die eigentliche Regulationszone einwärts verschoben. Die Arbeit des Frostes ist jetzt nicht weniger wichtig, wenn sie auch nur in einer dünnen Schicht, nämlich an der Oberfläche der Tjäle, vorgeht. Die Resultate werden wohl dann weniger auffallend, es wird jedoch dabei eine vorbereitende Arbeit tiefer einwärts ausgeführt, wobei nicht nur kleines Material losgebrochen wird, sondern auch grössere Blöcke und Felsenpartien.

Wie ich schon angedeutet habe, sind nicht Temperaturwechslungen um den Gefrierpunkt an der Erdoberfläche nötig, um Regulation an der Tjäle zu bewirken, sondern werden überhaupt alle an der Tjäleoberfläche merkbaren Temperaturschwankungen in Regulation ausgelöst. Hierdurch kann der Spaltenfrost auch während der relativ warmen Sommermonate immerfort wirksam sein. Je tiefer aber die Tjäle sich zurückgezogen hat, desto weniger merkbar werden die Temperaturschwankungen der Erdoberfläche in der Regulationszone registriert, und wenn die Tiefe ein paar Meter erreicht, sind wohl die täglichen Temperaturvariationen im allgemeinen verwischt, dann spielen nur die mehr langdauernden, wenn auch seltener eintreffenden Abwechslungen eine Rolle. In Gegenden mit starker

Frostverwitterung ist es aber nur ganz ausnahmsweise, dass die Tjäle tiefer als 1 m von der Erdoberfläche weggetrieben wird. Auf Spitzbergen habe ich nur in den schwarzen Schieferböschungen an der Südseite des Pyramidberges den Felsenboden etwa 1,5 m tief aufgetaut gesehen (Aug. 1910 und 1911), und die Auffassung, die ich bei den Grabungen für die Kohlenuntersuchungen bekommen habe, ist, dass im allgemeinen der Gesteinrund nicht tiefer als 1—1,2 m auftaut.

Nach HOMÉN (72) entspricht z. B. eine Temperaturveränderung an der Oberfläche eines Granitfelsens von 20° eine Verschiebung der Geotherme zwischen den 50 und 85 cm Tiefen, tiefer einwärts (es fehlen hier Messungen) sind natürlich die Temperaturverschiebungen viel weniger bedeutend. Es ist auch zu bemerken, dass eine 0°-Geotherme schwieriger sich beeinflussen lässt, weil es immer Wasser gibt, das beim Frieren und Schmelzen die Variationen ausgleicht. Meistens erreicht aber der Wassergehalt nur einen sehr niedrigen Prozent der Gesteinmasse. Wie schon erwähnt, sollen nach MIDDENDORF (l. c.) die täglichen Variationen in dem Schacht bei Jakutsk noch in einer Tiefe von etwa 2 m erkennbar sein, wo sogar die Temperatur nie $-3,75^{\circ}$ übersteigt. Nach Beobachtungen aus Spitzbergen sind sie auch im Erdboden, der weniger leitend und mehr wasserhaltig sein dürfte, unterhalb der Tjäleoberfläche und in einer Tiefe von 1 m merkbar (siehe S. 298).

Die eigentliche Sprengung tritt zwar beim Gefrieren ein, aber die Wirkungen werden meistens erst beim Auftauen merkbar. Wenn auch Blöcke und Felsenpartien beim Gefrieren aus Gleichgewicht gebracht werden, frieren sie jedoch fest, und es ist erst beim Schmelzen, dass sie losbrechen. Es dürfte auch den Alpenwanderern allbekannt sein, dass die sonnenbelichteten Bergabhänge die am wenigsten zuverlässigen sind. Im Frühling und Frühsommer sind auch die Bergstürze besonders allgemein, und auf Spitzbergen hört man dann oft das Herabpoltern der Blöcke und Steinmassen.

Nicht nur in steilen Böschungen arbeitet der Spaltenfrost, sondern auch in flachliegenden Felsenflächen. Es ist von besonderem Interesse, seine Wirkungen hier zu studieren, denn hier leistet die Schwerkraft einen Widerstand, der überwunden werden muss, und ist nicht, wie in den Abhängen, eine mitwirkende Kraft, wodurch die Stärke der Frostsprengung weniger unwidersprechlich hervorgeht. Die s. g. Stein- oder Blockmeere der hochalpinen und arktischen Gegenden, wo die Felsen in den chaotischen Massen ihrer eigenen Blöcke begraben sind, bezeichnen das schliessliche Resultat der Frostwirksamkeit. Auf Spitzbergen ist das Klima streng genug, um Blockmeere sogar an den niedrigsten Niveaus zu entwickeln, obgleich sie dort nicht lange den Atmosphärien exponiert gewesen sind, denn die Landhebung hat hier erst in später Zeit aufgehört.¹ Nur die am

¹ Da in dieser Abhandlung die quartäre Entwicklung Spitzbergens mehrfach berührt wird, darf ich ihr eine kurze Übersicht hier widmen, indem ich für weitere Details auf

meisten widerstandsfähigen Gesteine, wie der Diabas, zeigen noch hie und da Felsenpartien mit Gletscherschliff und Schrammen. Hier kann man deshalb die Einzellerscheinungen und die Mechanik der Frostsprengung am besten studieren, wie auch die beginnende Bildung von Blockmeeren.

An mehreren Lokalitäten auf niedrigen Niveaus z. B. in dem Eisfjordgebiete bei Kap Anser, Kap Wærn und Kap Diabas, gibt es solche Diabasfelsen, die noch nicht zerbrochen sind, oder wo die Frostsprengung nur in ihrem ersten Stadium sich befindet. Teilweise dank der ziemlich regelmässig senkrechten Verklüftung dieser intrusiven Diabasbetten ist hier ganz besonders schön ein eigentümliches, die Angriffe des Frostes illustrierendes Phänomen entwickelt. Einzelpartien der Felsen sind losgemacht und durch Frostsprengung aufgehoben (Fig. 2), oft mit der ursprünglichen Orientierung noch erkennbar. Die Felsenfläche kann sogar mit Schrammen gut erhalten oben an den Blöcken, meterhoch über der Umgebung, erkannt werden. Oft ist der ganze Felsen mehr oder weniger zerbrochen und die verschiedenen Parteien sind untereinander verschoben, das ganze ein ganz eigentümliches Bild darbietend (Fig. 3). Am Kap Diabas sind noch grosse zusammenhängende Felsenflächen ganz erhalten, aber hie und da, nur ganz fleckenweise, sind kleine Felsenpartien aufgeschoben und oft in ein Hügelnchen von Blöcken zerfallen.

Dieses Phänomen, auf welchem ich früher (68) hingewiesen habe, dürfte nicht in der Literatur erwähnt sein; es kommt wahrscheinlich selten vor, und die auffallende Ausbildung mag von der Zerklüftungsart des Diabases grossenteils veranlasst sein. Unter diesen aufgeschobenen Felsenpartien oder Blockanhäufungen kann man zwischen den Spalten den darunter ausgeräumten Brunnen sehen, der meistens mit Wasser ziemlich

die Aufsätze von G. DE GEER (31), G. ANDERSSON (6), A. HOEL (65) und dem Verfasser (69) hinweise.

Spitzbergen war während der Eiszeit von einer mächtigen Eisdecke ganz bedeckt, deren Bewegung für die hier besprochenen Gegenden, das Eisfjord-Belsund-Gebiet, von Nordosten war. Dank der Frostverwitterung sind morphologische Zeugnisse dafür nicht mehr erkennbar, und das Moränenmaterial ist fast völlig zerfroren und durch Erdfließen weggeführt. Nur an den flachen Ebenen kann man noch einzelne, besonders widerstandsfähige Urgebirgsblöcke finden.

Später wurden die Fjorde und Täler von mächtigen Eisströmen gefüllt. Diese »Fjordvereisung« scheint nicht nur ein Abschmelzstadium der grossen Vereisung zu repräsentieren, sondern eine besondere Eiszeit. Von ihr sind die Spuren weit besser erhalten, Moränenmaterial ist allgemein vorhanden, und es gibt Felsen mit gletschergeschliffenen Formen und erhaltenen Schrammen. Dass sie bewahrt sind, ist aber auch dem Umstand zuzuschreiben, dass die niedrigeren Niveaus lange vom Meere geschützt gewesen sind.

Beim Aufhören der Fjordvereisung lag das Land etwa 70–80 m tiefer als jetzt. Die Landhebung hat vor der »historischen Zeit« Spitzbergens (1700ter Jahrhundert) aufgehört. Nach der Fjordvereisung scheint das Klima nie kälter als jetzt gewesen zu sein, dagegen fiel in relativ später Zeit (während der letzten 10–20 m der Landhebung) die wärmere »Mytiluszeit« ein. Ich komme auf diese Verhältnisse mehrfach zurück, da die Frostverwitterung, wie auch die Solifluktion für die quartäre Geschichte Verschiedenes von Interesse darbieten.

gefüllt ist. Die grösste Tiefe, die ich habe messen können, war 1,2 m, bis man den Eis begegnete. Dies war in der Mitte August, und es ist deutlich, dass viel tiefer würde dieses Eis nicht auftauen. Es liegt hier ein Beweis vor, dass unter diesen klimatischen Bedingungen der Frost in festem Gestein in einer Tiefe von wenigstens 1,2 m arbeiten kann, und dass er eine grosse Stärke auch ganz an der unteren Grenze der Regelationszone besitzt.



Fig. 2. Losgesprengte und hinaufgehobene Blöcke auf Felsgrund von Diabas. Sassen Bay. Spitzbergen 6/s 09. (Aus HÖGBOM [68]).

Die Auffrierung dieser Felsenblöcke kann man sich so denken, dass Frostsprengung in einer wagerechten Spalte zuerst den Block aufhebt. Das erste Moment muss die grösste Kraftprobe sein, es gilt, den Block loszubrechen und den ersten Widerstand der seitlichen Friktion zu überwinden. Die Verschiebung ist im Anfang äusserst unbedeutend, indem das kapillär gehaltene Wasser beim Gefrieren, da hier die Volumenzunahme in nur einer Richtung stattfinden kann, den Block nicht mehr als um 9 % der Dicke der Spalte heben kann. Oft mag beim Schmelzen des Eises

der Block durch die Schwerkraft wieder seine ursprüngliche Lage einnehmen. Im allgemeinen aber ist der Block nicht schwer genug, um die Friktion zu überwinden, und er wird dann festgehalten. Die aufhebende Kraft ist nämlich viel grösser als das Gewicht des Blockes, und kann daher die Friktion besser überwinden als die Schwerkraft. Eigentlich ist Wasser beim Frieren im Stande mehr als 10 Tonnen pr dm^2 bei einer Temperaturabsenkung von je einem Grad zu heben, während die grössten von den Blöcken, die ich gesehen habe, selbst nicht mehr als einige Tonnen wiegen können.

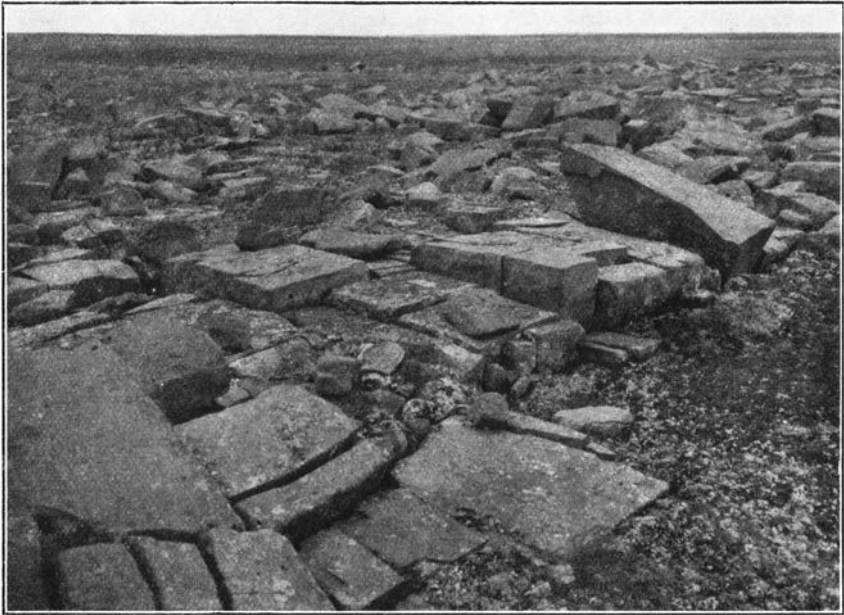


Fig. 3. Ein gletschergeschliffener Diabasfels an Kap Anser, durch den Frost zersprengt und verschoben. Spitzbergen 7/ 1910.

Wenn die Grundspalte erst ein wenig erweitert worden ist, bewirkt natürlich die Sprengung viel grössere Verschiebungen, und der Block wird auch leichter aus seiner ursprünglichen Orientierung gebracht, was sein Zurücksinken entgegenwirkt und ihn arretieren kann. Dies ist oft an hoch aufgeschobenen Blöcken zu sehen, indem sie nur dadurch festgehalten sind, dass sie desorientiert worden sind.

Wenn der Block die Umgebung überragt, wird er den Temperaturschwankungen durch seine grosse Kontaktfläche mit der Luft sehr ausgesetzt und das Frieren des Wassers im Brunnen geht deshalb von seiner Unterseite aus.

Wenn ein tiefer Brunnen gebildet worden ist, muss die Verschiebung beim Frieren sehr bedeutend sein, so lange es nicht an Wasser fehlt.

Denkt man sich den einfachen Fall, dass dieser Brunnen parallelepipedisch und zu einer Tiefe von 1 m mit Wasser gefüllt ist, bewirkt das Frieren des Wassers eine Hebung von etwa 9 cm. Leider habe ich nicht Gelegenheit gehabt, längere Aufenthalte an diesen Lokalitäten zu machen; es wäre sehr interessant, diese »Felsenbewegungen« in der Natur verfolgen zu können. Möglicherweise können meine photographischen Aufnahmen, wovon zwei hier reproduziert sind (Fig. 2 und 3), bei späteren Beobachtungen als registrierendes Material nützlich sein, da sie keine grösseren Schwierigkeiten für die Lokalisierung in der Natur darbieten.

Es scheint eigentümlich, dass das Wasser beim Frieren nicht in den klaffenden Spalten an den Seiten des Blockes aufdrängt. Die Erklärung dürfte aber ganz einfach darin liegen, dass das Eis sich erst an der Oberfläche des Wassers bildet. Es kann kaum ein kräftigeres Beispiel als die beschriebene Erscheinung angeführt werden, um die Stärke des Frostes zu veranschaulichen. Die Grösse der Kraft lässt sich zwar nicht im absoluten Mass direkt ausdrücken, denn der grösste Widerstand, die Friktion, lässt sich nicht berechnen. Aber um einen 1,2 m tief reichenden Block aufzuheben, muss die Frierung der ursprünglich vielleicht papierdünnen Wasserschicht in der flachliegenden Spalte einen Druck von wenigstens 35 kg an jedem dm^2 erreichen, um nur die Schwere des Blockes zu überwinden.

Man trifft auf Spitzbergen nur ganz ausnahmsweise grosse Felsenblöcke. Die eben erwähnten Diabasblöcke sind unter den grössten, abgesehen natürlich von vereinzelt aus den Bergwänden herabgestürzten, so z. B. aus dem Spiriferenkalk, der immer als senkrechte und zerklüftete Felsenwände in den Bergabhängen hervortritt. Man braucht nur mit den falkländischen Steinströmen mit ihren Riesenquadern, mit den ähnlichen in Ural oder mit den Felsenmeeren des deutschen Mittelgebirges einen Vergleich machen, um dies Fehlen groben Blockmaterials auf Spitzbergen zu bemerken. Die Erklärung darf man darin sehen, dass der Frost auf Spitzbergen nicht tiefer als etwa einen Meter arbeitet, und dass daher nur ausnahmsweise tieferstechende Felsenpartien herausgebrochen werden können.

Dank ihrer relativ grossen Kontaktflächen sind Blöcke dem Frost ganz besonders ausgesetzt und werden bald weiter zersprengt. Offenbar führt das Gestein nicht ursprünglich alle die Spalten, durch welche es schliesslich zerklüftet wird, sondern es mögen, wie schon angedeutet, häufig neue Risse durch Kontraktionen des Gesteines und Expansionen des kapillären Wassers beim Frieren entstehen. Mehrere Sandsteine werden in Platten nach ihren Schichtflächen aufgeblättert (vergl. z. B. Fig. 18), wenn auch diese ursprünglich keine Spalten sondern nur Schichten verschiedener Porosität bezeichnen. Es gibt auch Fälle, wo das Gestein, so z. B. die dichten, hellen Sandsteine aus den untersten Tertiärlagern, unabhängig von der Schichtung in grosse, unregelmässig gewölbte Scherben zerspringen, was Insolationwirkungen ähnelt (Fig. 4).

Die Zerstörung loser Blöcke geht sehr rasch vor sich. An den Moränen lebender Gletscher kann man Steinhaufen sehen, die offenbar grossen Einzelblöcken zugehört haben. Bei dieser Zerstörung der Blöcke macht sich ihre verschiedene Widerstandskraft besonders geltend: Schiefer und Sandsteine werden bald ganz zerbröckelt; auch Kalksteine, Dolomite und Feuersteine, wenn erst aus den Bergwänden losgemacht, zersplintern schnell. Dagegen sind die Eruptivgesteine, wie die Granite, Diabase, Porphyre, Gneisse und Amphibolite mehr widerstandsfähig, dies ist auch, wie schon erwähnt, bei Gyps der Fall.

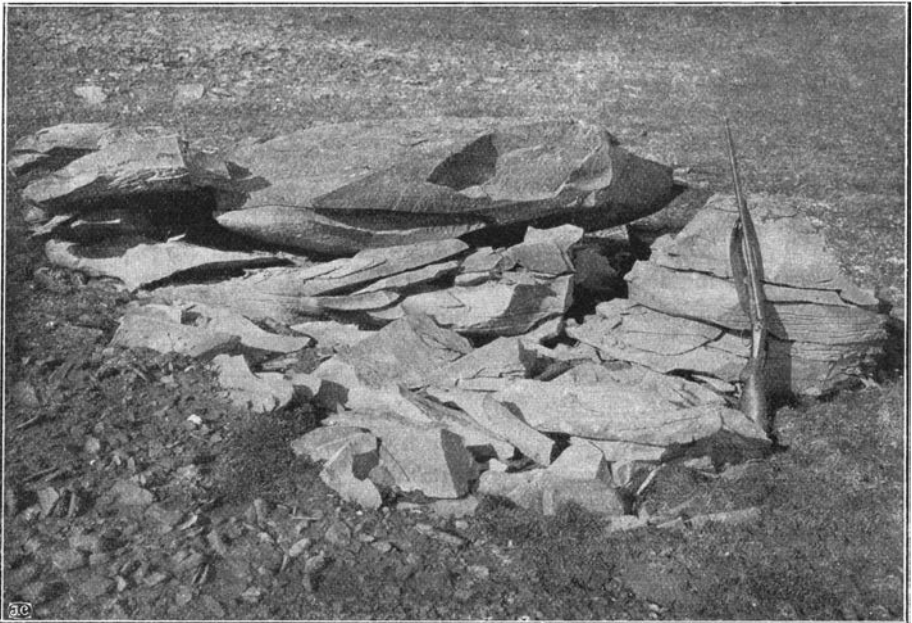


Fig. 4. In Scherben zersprengter tertiärer Sandsteinblock an einer der Moränen des Paulas Gletschers. Spitzbergen ²⁰/₈ 1911.

Die Bedeutung der Frostsprengung für die Landschaftsformen.

Die arktische Landschaft zeigt eine eigentümliche Verwandtschaft mit der Wüstenlandschaft, die Kälte entwickelt Wüsten nicht nur in biologischer Hinsicht, sondern auch in den topographischen Formen. Dies wird durch das Zurücktreten der normalen Wassererosion und die Arbeit des Frostes erzeugt, die den Insulationsprozessen der Wüsten entspricht, und es entstehen die typischen Gebirgsformen des ariden Klimas. Auf Spitzbergen, wo ausserdem der Niederschlag sehr unbedeutend ist, sind diese Landschaftsformen um so auffallender, als sie auch von ausgeprägtem Plateautypus sind. Die Tempel- (siehe Fig. 5), Capitolium-, Colosseum- und Coloradoberge können als besonders gute Beispiele aus dem

Eisfjordgebiete genannt werden; auch sind oft die Abhänge der Tertiärberge in ähnlicher Weise mit scharfer und prachtvoller Skulptur ausgestattet, so z. B. entlang des Küstenprofils zwischen der Advent und der Cole Bay. Nicht nur die Gebirgsabhänge zeigen Wüstencharakter, die Blockmeere entsprechen den Hammadas der Wüste, die breiten Steinfelder der Täler und die »alluvial fans« vor den Ravinen, durch wilde Schmelzwasserfluten abgelagert, entsprechen den Ablagerungen der Wolkenbrüche in den Wüsten.

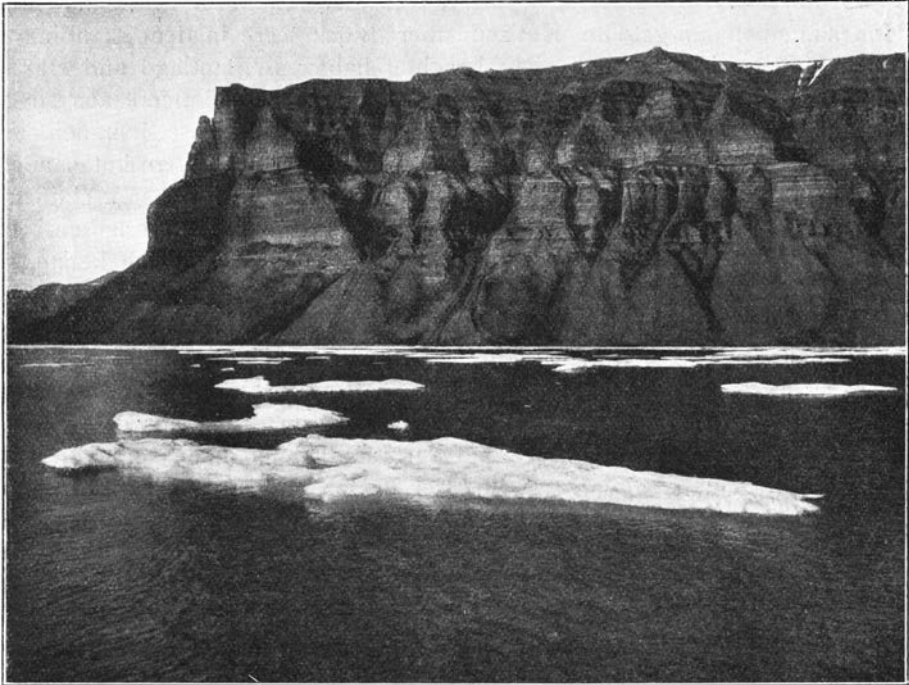


Fig. 5. Der Tempelberg. Die steile, nach dem Eisfjord exponierte Seite.

Blockmeere.

Die arktischen Blockmeere entstehen durch Zersprengung des flachen Felsenbodens, und sie gehören eigentlich zu den Regionen der ewigen Tjäle. In arktischen Gegenden, wie z. B. auf Spitzbergen, kommen die Blockmeere sogar auf den niedrigsten Niveaus vor, in alpinen Hochländern erst in grösseren Höhen. Hier fehlt es aber oft an Hochebenen, welche in die Regionen der kräftigen Frostsprengung hinaufreichen, und nur Kämme und Gipfel ragen hoch genug auf. In den Gebirgsgegenden nördlicherer Gebiete, wie in den skandinavischen, kommen sie aber ziemlich allgemein vor. In den Abiskoalpen im nördlichsten Lappland habe ich

die untere Grenze für das Vorkommen wohlausgebildeter Blockmeere auf etwa 1,200 m ü. M. geschätzt, noch nördlicher, wie in Karesuando, wo es innerhalb des Birkenwaldes und des oberen Teiles des Nadelwaldes perenne Tjäle gibt, kommen Blockmeere wahrscheinlich auf noch niedrigeren Niveaus vor, wie es auch von FRIES' (45) Vegetationskarte angedeutet wird. Die Beschaffenheit des Berggrundes dürfte auch das Auftreten von Blockmeeren beeinflussen. Von der Gegend am Stora Sjöfallet erwähnt SVENONIUS (128) ein grossartiges Blockmeer in einer Höhe von 1,137 m ü. M. und ein anderes in dem Kebnekaisegebirge 1,300 m ü. M. Vielleicht gibt es in der Literatur beiläufig mit Höhenangaben mitgeteilte Notizen über Blockmeere in dem skandinavischen Hochgebirge, die ich nicht beachtet habe. In Jämtland und Härjedalen kenne ich typische, wenn auch nicht grosse, Blockmeere aus Niveaus etwa 1,400 m ü. M., unter günstigen Verhältnisse kommen sie wahrscheinlich auch auf niedrigeren Niveaus vor. Auf Åreskutan aber, in etwa 1,200 m Höhe und noch etwas höher, sind gletschergeschliffene Felsenhöcker (Gneis und Amphibolit) ganz allgemein gut erhalten. In Dovre in Norwegen sind die niedrigsten Blockmeere, die ich kenne, in einer Höhe von 1,600 m gelegen. Auf Spitzbergen gibt es Blockmeere bis herab zu den niedrigsten Niveaus; dass es dabei noch teilweise wohlerhaltene Felsen gibt, wie die Diabasfelsen an Kap Anser, Kap Diabas u. s. w., bedeutet keineswegs, dass der Frost hier nicht kräftig genug sei, sondern hängt davon ab, dass diese Lokalitäten erst spät aus dem Meere gehoben worden sind. Der Verlauf der Landhebung kann sogar einigermaßen an dem Erhaltungszustande der Felsen und ihren Skulpturformen und Schrammen abgelesen werden. Es liegt zwischen Spitzbergen und Skandinavien in den Äusserungen der Frostsprengung ein sehr auffallender Unterschied vor, der jedoch in den Klimaunterschieden beider Gebiete seine Erklärung hat. Die mittlere Jahrestemperatur ist für Spitzbergen am Meeresniveau etwa -6° bis -10° , während man, wie schon (S. 265) hervorgehoben ist, sehr bedeutende Höhen in Skandinavien aufsuchen muss, um entsprechende Klimaverhältnisse zu finden. Dasselbe gilt auch von dem Vorkommen im festen Gestein von Tjäle, die im Sommer nicht tiefer einwärts getrieben wird, als dass sie einen ununterbrochenen Regelationsprozess zu unterhalten vermag. Durch die sukzessive Zersprengung und Verwitterung des Blockmaterials wird dies mehr oder weniger mit erdigen Bestandteilen gemischt. Diese können mit Sickerwasser oder Schmelzwasserbächen weggeführt werden, aber im allgemeinen sind die Blockmeere nur ganz lokal von feinerem Material frei.

In den Blockmeeren mit erdigem Zwischenmaterial sind die am besten ausgebildeten Formen des Strukturbodens zu finden, auf welche ich in einem folgenden Abschnitt zurückkomme. Bodenbewegungen sind in Blockmeeren allgemein, wo das Terrain geneigt ist, besonders wo das feinere Material reichlich vorhanden ist; sie werden weiter unter zusammen mit anderen Fliesserdeerscheinungen behandelt. Wenn auch

der Name »Blockmeer« eigentlich dem ziemlich flachen zersprengten Felsenboden vorbehalten ist, gibt es natürlich genetisch entsprechende Bildungen an Böschungen und dadurch entstehen alle Übergangsformen zu den von dem Frost zersprengten, steilen Gebirgsabhängen mit ihren Thalusanhäufungen.

Gebirgsabhänge.

In den steilen Gebirgsabhängen ist die normale Wassererosion ganz zurückgetreten, ihr Relief haben sie der Frostverwitterung zu verdanken, Abwärtslaufende, scharfe Rinnen, oft mit nischenähnlichen Erweiterungen, zwischen phantastischen Vorsprüngen mit Türmen und Zinnen, skulptieren die Bergwände (siehe Fig. 5 und 6). Wo die Gesteine weniger widerstandskräftig und die Abhänge weniger steil sind, werden die Rinnen länger und verzweigen sich regelmässig nach oben, so dass sie, besonders wenn schneegefüllt, die Gebirge mit einer charakteristischen Gräten-Struktur zeichnen. Wo mehr widerstandskräftige Gesteinlager ausgehen, vereinen sich die Nebenrinnen meistens auf bestimmten Niveaus. Bei weitergehender Verwitterung entstehen oberhalb dieser die typischen trichterförmigen Nischen, die als die Ausgangsformen der Kare betrachtet werden können (siehe den nächsten Abschnitt).

Dass die Rinnen so tief und scharf eingeschnitten sind, ist offenbar nicht von Wassererosion bewirkt, da nur unbedeutende Wassermengen ausnahmsweise herabsickern, und dazu meistens den ganzen Sommer hindurch die halbvereisten letzten Schneereste am Rinnengrunde liegen bleiben. Der Spaltenfrost ist es, der diese Rinnen ausgräbt und erweitert, wenn auch die erste Anlage oft aus kleinen Bachfurchen herzuleiten ist.

Es wird allgemein angenommen, dass die Frostsprengung in der Nähe von Schneefeldern am stärksten tätig ist, und dies ist auch ganz auffallend z. B. in den Karen, wie übrigens auch in anderen tiefen Einschnitten. Die näheren Gründe dafür scheinen aber ziemlich unaufgeklärt zu sein und man hat sich meistens nur darauf beschränkt, auf die Feuchtigkeit und Kälte an den Schneefeldern hinzuweisen. Aber in den Steilen, wo es keinen Schnee gibt, hält sich der Bergwand auch stets feucht, und die Tjäle wird nie tiefer eingetrieben, als dass sie Regelationsprozesse veranlassen kann. Im Frühling und Herbst hat sie hier zudem eine ebenso oberflächliche Lage wie an den Schneefeldern.

Die Bedeutung der Schneefelder für den Spaltenfrost muss darin liegen, dass an ihren oberen Enden Wasser in den Spalten des Gesteins aufgestaut werden kann. Ich habe schon darauf hingewiesen, dass in steilen Bergwänden wohl das Gestein stets feucht gehalten ist, aber dass in den Spalten Wasser nicht anders als kapillär bleiben kann, wodurch die Frostsprengung in ihrer Arbeit beeinträchtigt wird. Oberhalb der schmelzenden Schneefelder dagegen muss es oft eintreffen, dass Wasser in den Spalten aufgestaut wird, auch wenn diese ziemlich offen klaffen.

Dadurch kann die Frostsprengung Gesteinstücke und Blöcke hinreichend verschieben, um sie vollständig loszubrechen, wodurch die Abschmelzungs-Zonen an den Oberenden der Schneefelder unterminierend an den angrenzenden Bergwänden wirken. Dies gilt natürlich in erster Linie von den letzten Abschmelzungsstadien der Schneefelder, wo das Auftauen einen nicht zu schnellen Rückzug bewirkt, und zwar besonders von den perennierenden Schneefeldern und ihren letzten halbvereisten Überresten. Darin dürfte die Erklärung zu der Tatsache liegen, dass die Schneefelder sich einwärts fressen, anstatt schützend zu wirken.

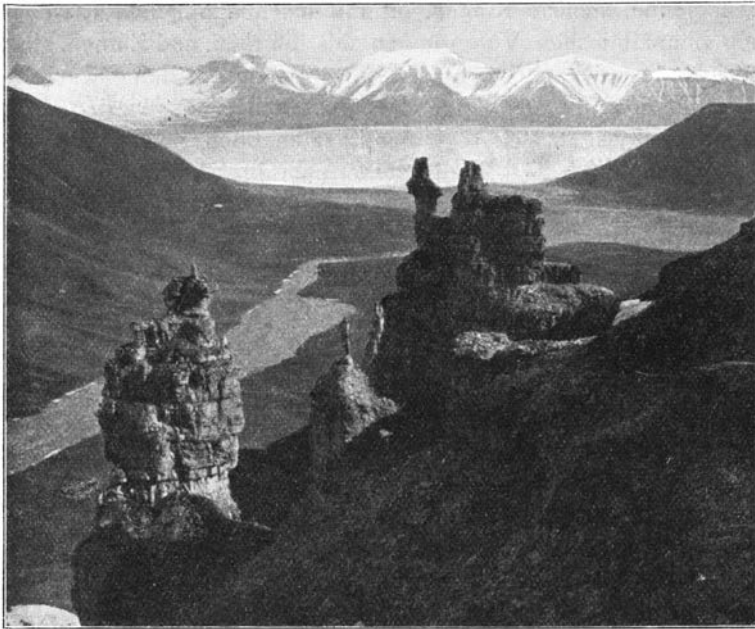


Fig. 6. 70 Meter hohe Felsentürme an dem Abhänge eines Karbonberges in Mimers Tal, Spitzbergen. (Aus HÖGBOM [69]).

Ausser den eigentlichen Karen oder Cirkusen, die in einem folgenden Abschnitt für sich behandelt werden, sind die charakteristischen trichterförmigen Aushöhlungen der Bergabhänge Produkte dieses einfressenden Vermögens der Schneefelder. In entsprechender Weise sind die obengenannten Schneerinnen mit ihren, besonders in den mehr widerstandsfähigen Gesteinlagern, ausgehöhlten, steilwändigen Erweiterungen und Kleinnischen ausgearbeitet (vergl. Fig. 5). Auch darf man hierin die Erklärung sehen, dass die Gipfel und Bergspitzen der Nevégebiete so scharf und steil werden.

Die Gebirge auf Spitzbergen zeigen in ihren Formen gar keine Spuren der grossen Vereisung, weil die Frostverwitterung sie alle ausgewischt hat. Als ein beleuchtendes Beispiel will ich nur auf die in Fig. 6 abgebildeten

Felsentürme in dem Abhang eines Karbonberges in Mimers Tal (in dem Eisfjord) hinweisen. Dass die Eismassen der Eiszeit wirklich das Land bedeckt haben, zeigt sich hier sogar besonders deutlich, indem ich an den angrenzenden Hochebenen, oberhalb der abgebildeten Felsen, Urgebirgsfindlinge aus dem Nordosten gefunden habe (69). Überhaupt zeigt die charakteristische scharfe und kühne Skulptur der Gebirgsabhänge, wie weit die Frostverwitterung nach der Eiszeit gegangen ist. Die einzige mir bekannte Ausnahme dürfte das Urgebirgsgebiet des nördlichen Spitzbergens darbieten, das ich aber nur sehr flüchtig an der Däneninsel kennen gelernt habe. Die Granitgebirge zeigen nämlich hier ziemlich massive und gerundete Formen, die möglicherweise der ehemaligen Vergletscherung zuzuschreiben sind.

G. DE GEER hat eine von S. DE GEER gemessene Detailkarte über eine typische Schlucht oder Erosionsrinne aus den Plateaugebirgen östlich von der Klaas Billen Bay mitgeteilt (34), und weist darauf hin, dass der Ackumulationskegel an der Mündung der Schlucht nur einem sehr unbedeutenden Teil des weggeführten Materials entspricht, weshalb er die Ravine als teilweise präglazial betrachtet. Dass ich dieser Ansicht nicht bestimmen kann, sondern die Erscheinung als eine Folge des Wegführens des Materiales durch Erdfließen denke, dürfte von dem oben über Frostverwitterung und ihre geologische Rolle gesagten hervorgehen. Ich habe meine abweichende Ansicht auch damit motiviert (69), dass in den Böschungen östlich von der Klaas Billen Bay das Erdfließen besonders kräftig ist (vergl. Fig. 28 die eben an derselben Fjordseite aufgenommen ist). Der Umstand, dass die Gesteinlager hier grossenteils aus einem so leichtlöslichen Materiale wie Gyps bestehen, mögen dabei auch mitgewirkt haben.

Von der Frostsprengung scheinen auf Spitzbergen alle Bergwände, unabhängig von ihrer Exposition gegen verschiedene Himmelsstriche, in etwa demselben Masse angegriffen zu sein, was daraus erklärlich ist, dass in dieser nördlichen Breite die Sonnenbahn gegen den Horizont wenig geneigt ist, so dass die Bergwände nach allen Richtungen diesem für die Regelation so wichtigen Erwärmungsfaktor ausgesetzt sind.

Wie schon gesagt, ist es besonders bei Erwärmung, und zwar bei Sonnenbestrahlung, dass Steine und Blöcke in den Abhängen losgemacht werden, und oft hört man sie dann von allen Seiten herabpoltern. Beim Klettern gilt es auch, vorsichtig zu sein und vor allem markierte Erosionsrinnen zu vermeiden, denn diesen entlang kommen die meisten Blöcke herabgestürzt. Meistens sind es nur einzelne Blöcke, die losbrechen, wenn sie auch bei der Unterfahrt zerspringen und wie ein Schwarm von Steinen herunterkommen. Bisweilen wird aber das Gleichgewicht grösserer Felsenpartien gestört, wodurch bergsturzartige Katastrophen eintreten. Solche von wirklich grösserem Umfang sind mir nicht bekannt, und sind offenbar sehr selten, relativ kleine mögen dagegen ziemlich allgemein eintreffen. Die kühnen Felsentürme und Zinnen in den Bergabhängen und Plateaukanten enden wohl oft auf diese Weise ihr Dasein, so z. B. in den Ter-

tiär- und Karbongebirgen. Einen Bergsturz dieser Entstehung, offenbar soeben eingetroffen, habe ich 1910 in dem Grubental an der Advent Bay, etwa drei Kilometer taleinwärts von der Grube, gesehen; gewaltige Blockmassen, wenigstens einige tausend Tonnen, waren über den flachen Talboden, teilweise über Schneefelder, ausgestreut. Die ganze Plateaukante dem Tal entlang bis nach der Kohlengrube ist ganz regelmässig mit derartigen Türmen besetzt, und oberhalb der Grube und der »Grubensstadt«, etwa 300 m ü. M. ragen sie steil und drohend bis an den Rand der Plateaufläche, beinahe 500 m ü. M. hinauf. Es wäre eine fürchterliche Katastrophe, wenn es hier zu einem Bergsturz käme. Eine die Bergmassen unterminierende Kohlengrube macht die Lage derjenigen von Frank, Alberta, recht ähnlich, wo eine derartige Katastrophe stattgefunden hat.¹

Die bei der Frostsprengung losgemachten Blockmassen sammeln sich an dem Bergfusse zu grossen Thalusanhäufungen. Wo der Felsenabhang oben keine ausgeprägte Skulptur hat, wie in den meisten Schiefergebirgen, oder in dem noch gewöhnlicheren Fall, dass der feste Felsen Grund auch in den höheren Teilen des Gebirgsabhanges so zersprengt ist, dass er fast vollständig von Talus bedeckt ist, sind diese Schutthalden als ziemlich ebene Böschungen mit dem Fallwinkel des Schutt-Materiales ausgebildet. Wo aber oben im Abhange noch steile Felsenwände mit den charakteristischen scharfen Vorsprüngen zurückbleiben, werden die herabrollenden Blöcke von den Rinnen aufgesammelt und dirigiert, wodurch es zur Bildung von regelmässigen Taluskegeln kommt (vergl. Fig. 5). Diese Kegel fliessen meistens nach unten zusammen und bilden hier eine mehr zusammenhängende Decke, so dass nur die proximalen Enden noch ihre Differenzierung beibehalten. Diese wird meistens dadurch um so viel mehr erkennbar, als die Vegetation zwischen den Kegelspitzen einen gegen herabstürzende Blöcke relativ geschützten Zufluchtsort gefunden hat und die dreieckigen Bodenflecken grünlich färben.

Die Talusabhänge zeigen den etwaigen Fallwinkel des betreffenden Materiales, also zwischen 30 und 40 Graden. Besonders trifft dies in den oberen Teilen zu, denn wo z. B. oben hohe Felsen aufragen, kommen oft Blöcke mit grosser Fahrt herabgestürzt, die erst am Fuss der Böschung gehemmt werden. Dies gilt vor allem von grösseren Blöcken, die daher gern in den niedrigen Teilen des Talusabhanges zahlreich auftreten. Die grossen Blöcke und Felsenpartien, die nicht direkt durch den Spaltenfrost abgesprengt, sondern durch Unterminierung bergsturzartig losgekommen sind, können weit über den flacheren Boden fortsetzen, dabei oft ihre langen Sprünge mit Gruben im Boden markierend, wie z. B. die grossen Blöcke des Spiriferenkalkes unterhalb der steilen Wände des Tempelberges.

¹ Es traf hier 1903 ein fürchterlicher Sturz ein, den kleinen Stadt teilweise begrabend und 70 Menschen tötend. Es wird behauptet, dass eine Kohlengrube am Fuss des Berges eine beitragende Ursache zu dem Sturze war. Siehe Annual Report of Dep. of Interior, Canada. Part VIII, Ottawa 1903.

Ganz oben an den Felsensteilen ist die Sortierung des Thalusmaterials am vollständigsten, es gibt hier nur feiner Schutt, so dass es hier sogar ein Terrain gibt, das ziemlich bequem zu passieren ist; hier haben die Füchse allgemein ihre Wege, und fliehende Rentiere habe ich auch diesen Weg wählen sehen. Weiter abwärts ist das Material sehr unvollständig sortiert. Beim Herabrollen sind die Blöcke mehrfach in Stücke zersprungen, und noch mehr hat die Frostsprengung denselben Effekt gehabt. Wo der Gebirgsabhang von dem Frost so zerstört ist, dass keine ausspringenden steilen Felsenwände mehr zurückbleiben, sondern eine ununterbrochene Thalushalde alles deckt, ist keine Sortierung des Materiales zu sehen.



Fig. 7. Der Pyramidberg mit einer Haube aus oberkarbonischen Kalk- und Kieselgesteinen. Im übrigen zeigt der Abhang, wo die Lager zu Tage treten, den Schuttwinkel; ein Gletscher führt den Schutt weg. (B. Jonsson 1913 photo.)

Wo nicht Wasser oder Gletscher das Thalusmaterial am Bergfuss wegführen, ist ein abgetönter, allmählicher Übergang zwischen der Thalusböschung und dem flachen Boden an ihrem Fusse ganz typisch, was in den meisten Fällen offenbar nicht nur von der grösseren lebendigen Kraft des herabrollenden gröberen Materiales verursacht sein kann. Es liegt hier eine der gewöhnlichsten und wichtigsten Äusserungen von Erdfließen vor, wodurch der Talus allmählich weitertransportiert wird. Die unteren, weniger geneigten Partien der Thalusböschungen müssen in dieser Weise die ältesten Teile des Schuttmaterials repräsentieren, und anstatt durchgehends gröberen Materials ist hier dank der Frostverwitterung erdiger Schutt ganz vorherrschend, wodurch auch das Erdfließen begünstigt wird.

Dass schliessliche Ergebnis der Frostsprengung in einem Bergabhang ist, dass dieser vom Thalus ganz begraben wird, und der Böschungswinkel des Abhanges wird der für das Material geltende Fallwinkel, oder gewöhnlich, dank den oben skizzierten Bodenbewegungen, merkbar kleiner. Wo ein besonders resistentes Lager austritt, wird es von einem hervorstehendem Felsenvorsprung markiert, der lange nachdem der Berg im übrigen rasiert ist, sich erhält. Hierdurch bekommen die Gebirge in arktischen und hochalpinen Gegenden grossenteils ihr charakteristisches Gepräge, und zwar besonders die Plateauberge Spitzbergens (siehe Fig. 7 und 8). Fälle sind aber auch allgemein, wo die Frostverwitterung so weit gegangen ist, dass, auch wo widerstandskräftige Bänke eingeschaltet sind, fast keine Steilen und Absätze zurückgeblieben sind, sondern die Böschungen ganz gleichmässig und von Thalushalden gebildet werden. Beispiele daran erbieten u. a. mehrere Tertiärberge in der Van Mijens Bay (Fig. 9), und sehr allgemein die Jura- und Triasberge, z. B. an der Sassen Bay und an der Nordseite des Eisfjordes. Oft sind es resistente Gesteinlager, die am oberen Ende der Böschungen auftreten, so dass meistens die Plateaugebirge mit einer Platte mit steilen Kanten versehen, die konischen mit einer Haube, und die langgestreckten mit einem Kamm ausgestattet sind. Beispiele geben die Triasberge am Kap Thorsden mit ihren Diabasbetten, die tertiären Schieferberge, wie M:t Vesuvius an der Cole Bay, M:t Heer am Green Harbour u. a. mit Plateauflächen aus festem Sandstein. Ebenso decken die widerstandsfähigen oberkarbonischen Kalk- und Kieselgesteine die weicheren devonischen und unterkarbonischen Lagerkomplexe, dabei oft eigentümliche Haubenberge bildend, wie z. B. M:t Lyktan (die »Laterne«), M:t Sfinx und den Pyramidberg (Fig. 7 und 39) im Innern der Dickson, der Ekman und der Billen Bay.

Man stellt sich gern vor, dass die Thalusanhäufungen unten sehr mächtig sein müssen, und dass die Felsenwände, die gewöhnlich aus ihren oberen Enden steil aufragen, etwa in derselben Weise steil unter ihnen fortsetzen möchten, wodurch der Bergfuss oft von sehr mächtigen Blockmassen gedeckt sein würde. Dass dies nicht der Fall ist, habe ich aber mehrfach Gelegenheit gehabt zu konstatieren, besonders bei Grabungen für Untersuchungen von den Kohlenvorkommnissen auf Spitzbergen.

Denkt man sich den extremen Fall, dass eine ursprünglich senkrechte Bergwand von dem Frost vollständig zerstört ist und von Thalusanhäufungen begraben, ohne dass diese in irgend einer Weise weggeführt worden sind, würde ein Querschnitt jedoch keine senkrechte Felsenwand unter den Thalusanhäufungen zeigen. In der oberen Hälfte des Abhanges würde der Felsengrund nur ganz oberflächlich mit Schutt bedeckt sein, und sogar die untere Hälfte der ursprünglichen Bergseite würde nicht senkrecht erhalten sein, denn auch hier ist der Frost in seiner Arbeit erst, in dem Grade wie der Bergfuss mit Schutt allmählich bedeckt wurde, gehindert worden.

Da aber die Bergwände im allgemeinen nicht ursprünglich senkrecht gewesen sind, sondern mehr oder weniger geneigt, wie z. B. in wasser-

oder eventuell gletschererodierten Tälern, kann noch weniger die Blockdecke sehr mächtig werden. Dazu kommt der noch wichtigere Umstand, dass die Schuttmassen unablässig von Gletschern, strömendem Wasser oder Erdflüssen weggeführt werden. Der letztgenannte Faktor ist auf Spitzbergen sehr wichtig, dasselbe gilt allem Anschein nach auch für andere Gegenden mit entsprechenden Klimaverhältnissen. Von diesem sukzessiven Wegführen mittels Erdflüssen oder Gletschern sind die morphologischen Züge arktischer und hochalpiner Gebirgslandschaften grossenteils abhängig.

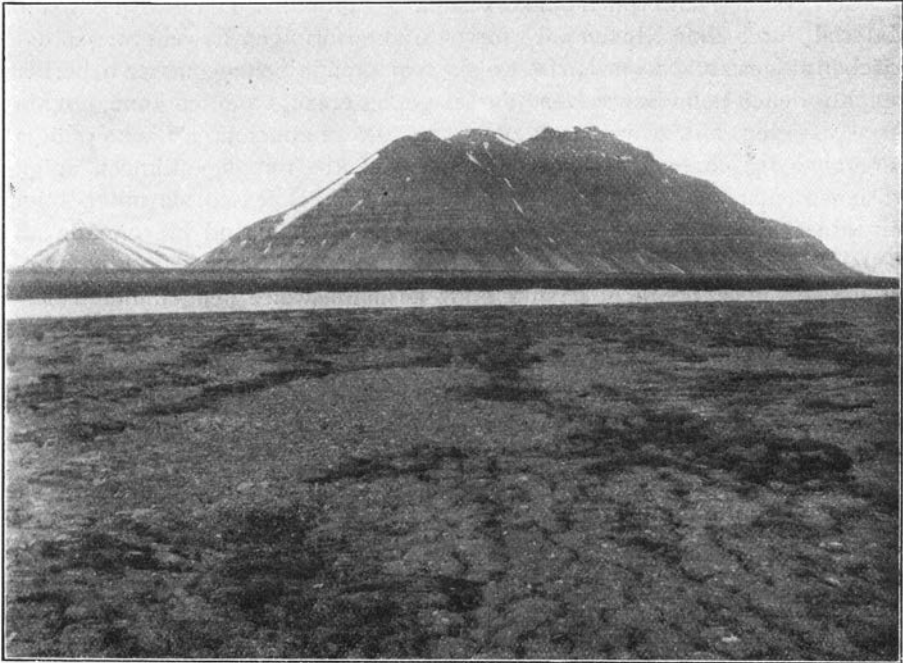


Fig. 8. Ein Berg im Gyps-Tal, dessen Abhänge etwa den Schuttwinkel zeigen, aus denselben Schichten wie der Tempelberg (Fig. 5) aufgebaut. Im Vordergrund Zellenboden. (E. Andersson 1913 foto.)

Es folgt aus dem Wegtransportieren des Schuttmateriales, dass auch an den Bergfüssen die festen Gesteinlager nicht tief begraben werden. Meistens arbeitet der Frost in den Talseiten weiter im selben Masse als das Material weggeführt wird, so dass bei dem Fortgang der Denudation der Abhang sich mit sich selbst parallel verschiebt, dabei ein Profil zeigend, das im grossen und ganzen dem Fallwinkel entspricht, mit den Abweichungen, welche widerstandskräftige Gesteinlager, besondere Eigenheiten der Tektonik und der Verklüftung u. s. w., hervorrufen (Fig. 7 und 8).

Es sind hierbei ein paar Ausnahmen zu erwähnen, wo die Bergfüsse

mit mächtigeren Schuttablagerungen bedeckt werden können. Die grösseren Täler Spitzbergens sind meistens tief mit mächtigen Alluvionen gefüllt, die natürlich die niedrigsten Teilen der Bergabhänge begraben und schützen. Es gibt von diesen alluvialen Talausfüllungen alle Übergänge zu den steileren Blockdeltas oder »alluvial fans« mit grobem Material, die auch den Berggrund mächtig decken können. Diese sind gewissermassen Übergangsformen zu den Thaluskegeln, wenn auch als ein prinzipieller Unterschied zu beachten ist, dass das Material in den beiden Fällen in entgegengesetzter Weise sortiert wird; bei Wassertransport wird das feinste Material am weitesten transportiert, beim Herabrollen am kürzesten. Es gibt aber Thaluskegel, wo das Material durch tiefe Rinnen aus grossen trichterförmigen Erweiterungen und Nischen aufgesammelt worden ist, welche bedeutende Schneemassen beherbergen, aus denen beim Schmelzen Wasser genug erzeugt werden kann, um Material aus den Thaluskegeln mitzunehmen. Diese ephemären Bäche pflügen unregelmässig laufende, scharfe Rinnen auf, die mit eigentümlich aufgeworfenen Seitenwällen versehen sind, und oft schliessen sie unten blind mit einer Fronte von Blockhäufen. Solche Rinnen sind hie und da allgemein vorkommend, wie z. B. in der Braganzabucht; dass sie aber nicht oft entstehen, ist deutlich, da nur ganz ausnahmsweise neugebildete solche zu sehen sind. Selbst bin ich nur einmal in Gelegenheit gewesen, das Entstehen von einer solchen Rinne zu beobachten, nämlich am Fusse von Heers Berg am Green Harbour bei der Schneeschmelze im Anfang Juli. Das Wasser kam ganz plötzlich, offenbar zur Folge des Durchbruches einer auftauenden Schneemasse, und führte Schnee und Blöcke mit, alles nach den Seiten aufwerfend, um nach einigen Minuten wieder fast ganz versiegen.

Es dürfte sich aus dem oben Gesagten ergeben, dass man der Frostverwitterung eine sehr bedeutende morphologische Rolle zuzuschreiben darf, und dass sie eine über grossen Flächen arbeitende Kraft ist, die dazu nicht als langsam arbeitend betrachtet werden kann. Dafür legen die tief ausgeschnittenen Skulpturformen der Bergwände Zeugnis ab, wie auch die Thalusanhäufungen und die Steindeltas. Überhaupt darf man sagen, dass fast alles Material, das Gletscher, fliessendes Wasser und Fliesserde zu transportieren haben, aus den Produkten der Frostverwitterung stammt.

Der totale Betrag der Denudation durch den Frost lässt sich natürlich schwierig fixieren, wie auch ein bestimmtes Mass der Geschwindigkeit. Es lässt sich freilich denken, dass Beobachtungen darüber angestellt werden könnten; um einigermaßen zuverlässige Resultate zu geben, wäre es aber nötig, die Beobachtungen an verschiedenen Gesteinen über eine bedeutende Zeit, wenigstens einige Dezennien, auszudehnen. Gewissermassen erleichternd ist aber ein Vergleich, wo ein solcher möglich ist, mit anderen abtragenden Faktoren derselben Gegenden, wie dem strömenden Wasser und den Gletschern.

Das fliessende Wasser spielt als erodierender Faktor auf Spitzbergen eine untergeordnete Rolle. Die grösseren Flüsse und Bäche gehen meistens über

Alluvialablagerungen. Mehr ausnahmsweise haben einige von ihnen bei der Landhebung feste Gesteinslager durchschnitten und kleine Kanjone ausgegraben wie z. B. im Innern von Mimers Tal, bei Kap Svea und Kap Thordsen, an der Westseite des Green Harbours u. s. w. Aber auch hier, wo also die Erosion besonders rasch vorgegangen ist, sind doch die steilen Wände nur ausnahmsweise erhalten, sondern ist die durch Frostverwitterung an den Wänden entstandene offene V-Form schon fertig ausgebildet. Dasselbe gilt von den sehr allgemeinen grösseren Ravinen, welche durchgehends diese V-Form zeigen. Daraus ergibt sich, dass hier der Frost die Abhänge bis an den Böschungswinkel des Schuttmaterials, mit Aus-

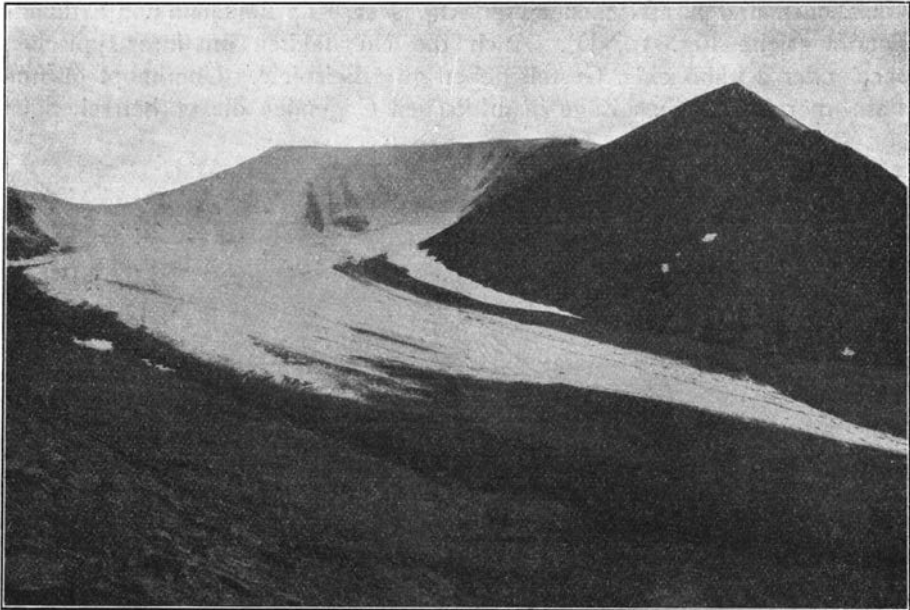


Fig. 9. Ein tertiärer Sandsteinsberg in Van Mijens Bay. Trotz des Gletschers sind die Abhänge nicht steiler als der Schuttwinkel. Im Vordergrunde fließerdetransportierter Thalus.

nahme von besonders widerstandsfähigen Lagern, niederbrechen kann, je nachdem das Wasser sein Bett vertieft. Solche Ravinen und Seitentäler mit mehrere hundert Meter hohen Wänden kommen überall vor; als Beispiele können erwähnt werden: an der schwedischen Kohlengrube in der Braganzabucht, an der Ostseite von Green Harbour (Fig. 10 A), die inneren Seitentäler von Mimers Tal u. s. w. Dies gilt überhaupt für alle Täler und Ravinen mit noch wirksamer Tiefenerosion, obgleich diese mitunter nicht unbedeutend ist. Die Frostsprengung und das fließende Wasser arbeiten hier zusammen; je nachdem das Material losgemacht wird, führt das Wasser es weiter, dadurch die Bergseiten von Schutt freihaltend, so

dass der Frost immerfort seine Arbeit ausführen kann. Überall wo die Talwände nicht steiler als der Böschungswinkel des Thalusmaterialies sind, ist es deutlich, dass der Frost seine Arbeit rascher als das Wasser ausführt.

Auch mit der Gletschererosion lässt sich eine Vergleichung machen. Wie für die nichtvereisten sind auch für die mit Gletschern gefüllten Täler die sanft geneigten Bergabhänge charakteristisch. Mit den Ausnahmen, die besonders resistente Gesteinlager hervorrufen, ist der Böschungswinkel mit dem des Thalus übereinstimmend. Dies gilt sowohl von den mehr widerstandsfähigen wie den aus weichen Schiefen zusammengesetzten Formationen. Beispiele bieten an der stark vereisten Nordwestküste des Eisfjords die karbonischen Gebirge an dem Sefströmgletscher und die triassischen und jurassischen hinter Kap Svea, Kap Boheman und Erdmans Tundra (siehe Fig. 10, D). Auch die Nunatakken mit ihrer typischen dach- oder zeltähnlichen Gestalt geben gute Beispiele. Überhaupt dürften diese morphologischen Züge in arktischen Gegenden die vorherrschenden

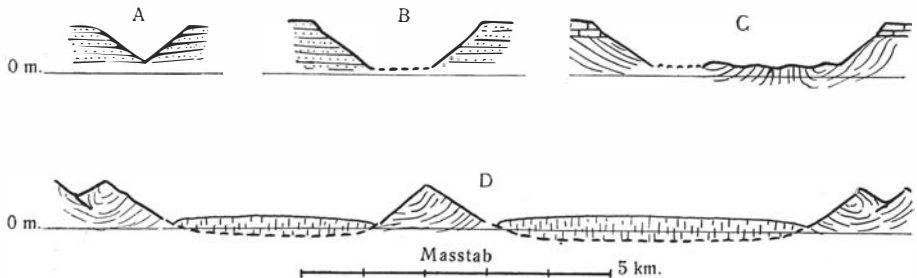


Fig. 10. Typische Talprofile aus Spitzbergen, die V- oder offene \- /-Form zeigend. A. Ravine an der Ostseite Green Harbours. B. Das Mälar-Tal an der Advent Bay. C. Mimers Tal an dem Pyramidberge. D. Die Bore- und Nansen Gletscher.

sein. Diese Formen können nur dadurch entstanden sein, dass die Frostverwitterung im Stande ist, die ganzen Bergabhänge oberhalb des Gletschers zu zerbrechen, je nachdem der Gletscher das losgemachte Material wegtransportiert und dadurch die Abhänge von Schutt frei hält (vgl. Fig. 7). Diese Ausbildung der Abhänge bezeugt, dass die Gletschererosion von geringerer Bedeutung als die Frostsprennung oberhalb des Gletschers ist. Im entgegengesetzten Falle würden nämlich die Abhänge steiler werden.

Meistens bieten die Bergabhänge oberhalb der Gletscher ganz besonders gute Gelegenheiten dar, die Gesteine und ihre Lagerfolge im Detail zu studieren, denn sie sind hier, dank der Transportarbeit des Gletschers, von Schutt befreit. Es gibt Berge, die nur wie Schuttpyramiden aussehen (vgl. z. B. Fig. 9), wo jedoch die Gesteinlager überall fast bis zu ihrem Fuss zu Tage treten. In dieser wegtransportierenden und dadurch blosslegenden Wirksamkeit übertreffen die Gletscher das strömende Wasser, das nur ganz ausnahmsweise an den Abhängen nahe genug dahinzieht

und genügende Kraft hat, die Böschungen bis zum Fuss von Thalus frei halten. Auch die Solifluktion kann nur in günstigen Fällen eine entsprechende Arbeit leisten; wo die Thalusbildung sehr rasch vorgeht, ist das Erdfließen nicht im Stande, die Schuttmassen wegzuhalten.

Von den kleineren Tälern und Ravinen mit V-Form und fortgehender Tiefenerosion abgesehen, sind die Täler Spitzbergens ausgeprägt breit (vergl. Fig. 10). Beispiele an übervertieften U-förmigen Tälern kenne ich nicht aus Spitzbergen; dagegen sind aber oft die Seitenabhänge in Folge von Erdfließen unten unscharf in den ebenen Talböden übergehend, wie in einem folgenden Abschnitte näher erläutert werden soll. In Anbetracht der jetzigen denudierenden Faktoren mag man das Entstehen dieser breiten Täler in erster Reihe der Frostverwitterung zuschreiben. Wegen des Wegtransportierens des Verwitterungsschuttes werden die Felsenabhänge immerfort blossgelegt und dem Frost ausgesetzt, wodurch sie sich parallel mit sich selbst verschieben und somit das Tal erweitern und ein Querprofil zu Stande bringen, das durch seinen breiten ebenen Talboden und seine gleichmässigen Seitenböschungen charakterisiert wird.

Kare.

Die Kare sind ein für vereiste oder einst vereiste Gebirgsgegenden ganz besonders typischer morphologischer Zug. HOBBS (64) macht die treffende Bemerkung, dass sie viel charakteristischer als die U-förmigen Täler sind. Damit will ich aber nicht gesagt haben, dass alle Kare, wenn auch ganz typisch ausgebildet, einst Gletscher geführt haben. Wie ich im folgenden zeigen will, muss man ihre ursprüngliche Entstehung sich einwärts fressenden, perennierenden Schneefeldern in erster Linie zuschreiben.

Es würde hier zu weit führen, die Diskussion über die Kare vollständig zu referieren, für eine historische Übersicht kann übrigens auf HOBBS, *The Cycle of Mountain Glaciation* (64), hingewiesen werden. Die älteren Theorien, unter denen HELLAND's (61) wohl am besten begründet war, rührten sich meistens mit Tiefenerosion von Gletschern; in etwa derselben Weise denkt sich auch PENCK (99) ihr Entstehen. Überhaupt war es aber nicht möglich, die charakteristischen, steilen Wände, besonders die Hinterwand, dadurch genügend zu erklären. RICHTER (113, 114) gab eine andere Richtung an, ihre Entstehung sich zu denken, indem er die Frostverwitterung der das Firnbecken umrahmenden Felsenabhänge als den wichtigsten Faktor betonte, während die vertiefende Wirkung des Gletschers nach seiner Anschauung von untergeordneter Bedeutung wäre. Zwei amerikanischen Geologen, W. D. JOHNSON (75) und E. FR. MATTHES (86), betonten die Bedeutung des Bergschrunds, d. h. die in den Cirkus-Nevéen allgemein vorkommenden, den Wänden etwa parallel laufenden,

tief klaffenden Spalten, wodurch nach ihrer Meinung die Frostsprengung unter der Schneedecke besonders kräftig wirken sollte.

Wenn auch die Entstehungsweise der Kare vielseitig diskutiert worden ist, gehen die Anschauungen noch immer weit auseinander. Dass die einwärts fressende Wirksamkeit der Schneefelder eine wichtige Rolle spielt, ist wohl jetzt ziemlich allgemein anerkannt, die Bedeutung des Kargletschers, des Bergschrunds u. s. w. ist aber sehr umstritten. Die im folgenden mitgeteilten komplettierenden Beobachtungen und Bemerkungen über die Kare von Spitzbergen mögen daher nicht ohne Wert sein.

Ich habe schon früher angedeutet (68, 70), dass Kare ohne Mitwirkung von Gletschern durch das Hineinfressen von Schneefeldern entstehen können, es wäre also hauptsächlich eine rückwärts laufende und nicht eine vertiefende Erosion wirksam. Dafür spricht schon der Umstand, dass Kare in demselben Gebirgsabhang, unabhängig von ihrer Grösse, in etwa derselben Höhe gelegen sind. Betreffs der skandinavischen Hochgebirge ist neuerdings GAVELIN (49) zu derselben Folgerung gelangt.

In dem vorigen Abschnitte habe ich schon die durch Frostverwitterung entstandenen und trichterförmig erweiterten Rinnen in den Bergabhängen als die Ursprungsformen der Kare erwähnt. Diese Trichter sammeln Schnee auf, und sind sie gross genug, kann aus den Schneemassen ein kleiner Gletscher entstehen. Dann wird die Arbeit des Frostes durch das schnelle Wegtransportieren des losgebrochenen Materiales erleichtert. Es möchte scheinen, als wäre solch ein Gletscher nötig für das Entstehen des für die Kare charakteristischen flachen Bodens, gegen welchen die Wände meistens ziemlich scharf in der s. g. Schrundlinie abgesetzt sind. Es soll hier nicht geleugnet werden, dass dafür ein Gletscher die besten Voraussetzungen gibt, aber es kommen jedoch Fälle vor, wo diese Cirkusform ohne dies sich entwickelt hat. Beispiele dafür habe ich (70) aus Mimers Tal auf Spitzbergen angeführt. Es gibt hier ganze Reihen von Trichtern und Karen, unter denen einige die völlig entwickelte Cirkusform mit weniger geneigtem Boden zeigen. Diese führen keine Gletscher, mit Ausnahme einer derselben, der einen hängenden Gletscher an der Hinterwand hat, welcher jedoch die Gestalt des Kares nicht beeinflusst hat. Es möchte auch betont werden, dass die lokale postglaziale Vergletscherung in diesen Gegenden nie grösser als jetzt gewesen ist (vergl. S. 274), weshalb die Karformen nicht auf nunmehr verschwundene Gletscher zurückgeführt werden können.

Wenn ein Kar ohne Gletscher ist, müssen freilich Schwierigkeiten entstehen, das von den Wänden kommende Blockmaterial wegzufrachten. Durch die verkleinernde Wirksamkeit der Frostverwitterung wird es indessen nach und nach zertrümmert und für Erdfliessen geeignet. Übrigens, es ist wahrscheinlich, dass auch das grobe Material selbst sich bewegen kann. Wie ich unten erwähnen werde, gibt es nämlich Beispiele von ganz erdfreien Blockmassen, die über sehr flache Böschungen sich bewegen können.

Es ist im allgemeinen für die Kare ganz charakteristisch, dass ihre Wände sehr steil sind, und diese Form hat sich schwer erklären lassen. Die Rückwärtserosion eines Gletschers wird wohl nunmehr nicht ernsthaft in Betracht genommen. Allgemein wird aber den Schneefeldern eine fressende Eigenschaft zugeschrieben; sie wird von MATTHES (86) besonders hervorgehoben. Diese Erscheinung nennt er »nivation« und erklärt sie durch die Feuchtigkeit in der Abschmelzzone eines Schnee- oder Firnfeldes, wodurch die Frostsprengung hier besonders wirksam sein sollte. Dadurch und durch ähnliche Vorgänge unten im Bergschrund würde dann die Entstehung der steilen Cirkuswände erklärt. Ich habe oben die Aufmerksamkeit darauf gelenkt, dass es eigentlich nicht von selbst klar ist, warum die Frostwirkungen an einem Schneefelde besonders stark sein sollten, da der Boden dort, wie auch im Bergschrund, vielmehr lange Zeiten von einer isolierenden Decke geschützt ist; und betreffs der Feuchtigkeit, fehlt es nie daran, auch anderswo an den umgebenden Felsenwänden. Die Erklärung meine ich in der Mechanik des Spaltenfrosts gefunden zu haben, indem die Frostsprengung in steilen Abhängen ihre Arbeit nicht ausführen kann (näheres hierüber vergl. S. 281), wenn nicht das Wasser in den Gesteinspalten hie und da, bei einzelnen Gelegenheiten wenigstens, aufgestaut wird, was besonders oberhalb den Schneefeldern eintreten muss.

Dem Bergschrund darf man nicht zu viel Bedeutung zuschreiben (vergl. EVANS [41]), wenn auch dadurch der Spaltenfrost lokal wirksamer werden kann. In kleineren Karen fehlt es auch an Bergschrund, da die Schneemassen nicht gross genug sind, um solche Spalten durch ihre Packung und Abwärtsbewegung hervorzurufen.

Dass die meisten Nischen Gletscher führen, ist eine natürliche Folge ihrer Form, und nicht umgekehrt, dass die Form dank dem Gletscher entstanden sein sollte. Dagegen kann es nicht geleugnet werden, dass ein Gletscher die Weiterentwicklung der Kare begünstigt, denn ein gewisses Vermögen von Tiefenerosion kann den Gletschern nicht aberkannt werden, dafür legen die übervertieften Böden von mehreren jetzt leeren Karen Zeugnis ab. Wie überhaupt bei übervertieften Becken ist man aber geneigt, diese Vertiefung zu übertreiben, besonders wenn sie von einem Wasserspiegel markiert wird. Aus treu wiedergegebenen Profilen würde aber die Geringfügigkeit dieser Erosion hervorgehen. Den geringen Betrag der Gletscherabtragung auf Spitzbergen zeigen einige Kargletscher, z. B. einer an der Südostseite der Braganzabucht. Dieser Gletscher hat sich weit aus dem, übrigens aussergewöhnlich wohlausgebildeten, Kare hervorgestreckt, und liegt, bis zu dem See reichend, grossenteils ausserhalb desselben. Ein Gletscher, wie dieser, mit einem kleinen und begrenzten Nevée, kann für keine grösseren, vorübergehenden Schwankungen ausgesetzt gewesen sein, und man konnte daher erwarten, dass der markierte Absatz, den der Karboden gegen den Gebirgsabhang bildet, durch die Erosion demoliert wäre. Dies ist aber offenbar nicht der Fall,

denn innerhalb des Kares ist die Gletscheroberfläche fast wagerecht, um in der Mündung mit einer scharfer Biegung über den Gebirgsabhang herabzukriechen.

Steilufer.

Es ist für die Fjorde Spitzbergens ganz charakteristisch, dass Steilufer ausgebildet sind, auch wo die Exposition gegen die Wellen sehr unbedeutend ist. Beispiele dafür sind u. a. die als besonders gute Häfen erachteten Green Harbour und Advent Bay, die auch in ihren innersten, am besten geschützten Teilen ihre Felsenufer stark angegriffen haben. Dies gilt z. B. von dem Hafen der amerikanischen Grube zur Advent Bay, wo das Steilufer über 10 m hoch ist. Und bei dieser kräftigen Ausbildung der Steilufer ist dazu zu bemerken, dass die Landhebung erst in später Zeit aufgehört hat (vergl. auch HOEL [65] und B. HÖGBOM [69]).

Die Brandungen und der Eisgang wirken natürlich transportierend und sind daher für die Entstehung der Steilufer in erster Linie nötig; ihre direkt erodierende Kraft mag jedoch ziemlich untergeordnet sein. Die niederbrechende Wirksamkeit der Frostsprengung muss von viel grösserer Bedeutung sein, und eben die Erklärung zu der starken Ausbildung der Steilküsten geben. Gegen ihre Bildung durch Brandungen spricht auch das allgemeine Vorkommen von »Schneefüssen« unterhalb der kleineren Ufersteilen, die lange im Sommer liegen bleiben, ohne wegzuschmelzen oder von den Wellen zerbrochen zu werden, so z. B. an mehr geschützten Ufersteilen bei Kap Boheman und an Erdmanns Tundra.

In den Uferfelsen, die von dem Meereswasser stets durchnass gehalten sind, muss natürlicherweise der Frost eine relativ leichte Arbeit haben. Auch die mehr klaffenden Spalten können Wasser halten, und dadurch die Sprengung vollenden. Ferner kommt dazu, dass das Meereswasser selbst die Tjäle auftauen, und mit Ebbe und Flut sogar eine regelmässige Regelation bewirken kann. In den Fjorden Spitzbergens beläuft sich der Unterschied zwischen Ebbe und Flut auf 1 bis 2 m.

Wo die Küste mehr exponiert ist und die Brandungen dem Frost behilflich sein können, das Material loszumachen und es rasch wegzuführen, wird eine sehr bedeutende Abrasion bewirkt. Es gibt in dem Eisfjord an den mehr exponierten Steilküsten eine Unterseeplattform, die für eine Abrasionsfläche gehalten werden muss. Wo das Tertiärplateau längs der Küste zwischen der Advent und der Cole Bay dem offenen Eismeer durch das Fjordgatt ausgesetzt ist, bricht es im Gegensatz zu den Tertiärgebirgen in geschützter Lage mit einem Steilabfall ab. Freilich zieht wahrscheinlich, wie DE GEER (34) hervorgehoben hat, hier eine grosse Dislokation der Küste entlang, der auch die jähe Tiefe des Fjordes zugeschrieben worden ist. Durch solch eine Dislokation wird jedenfalls die Steilküste nicht erklärt, denn zwischen der Fjordtiefe und der Plateauwand schaltet sich eine mehrere hundert Meter breite unterseeische Platte ein, wie aus

der Fig. 11, A und auch aus den Karten DE GEER's (34, 35) hervorgeht. Andere ähnliche Felsenplattformen an exponierten Küsten, die unter den Seeleuten besonders schlecht berücksichtigt sind, gibt es z. B. auch an der Mündung von der Advent Bay («Rävnäset») und am Kap Thordsen (siehe Fig. 11, B). Überhaupt ist es auffallend, dass die steilsten Gebirgsabhänge an den Fjordküsten zu finden sind, und zwar an den am meisten gegen das Meer oder grössere Fjordflächen exponierten Ufern, wie zwischen der Cole Bay und der Advent Bay, an dem Middelhook am Kap Thordsen und in Belsund, an dem Tempelberg u. s. w. Wäre dies von Gletschererosion bewirkt, könnte man erwarten, ähnliche Steilabhänge ebensowohl in den grösseren Tälern und geschützten Fjorden zu finden, wie im Advent

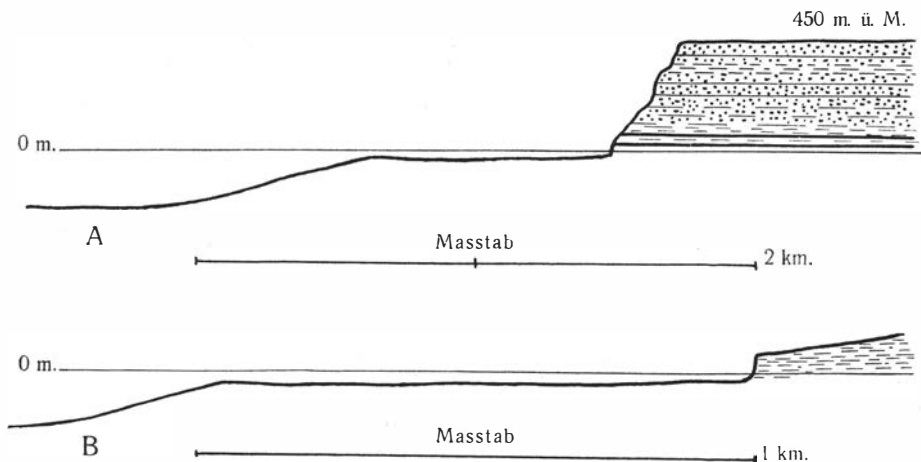


Fig. 11. Steilküste und Unterseeplattform, A, zwischen der Advent Bay und der Cole Bay, B am Kap Thordsen.

Tal, im Sassen Tal, im Gyps Tal, in der durch die Axel Insel geschützten Van Mijens Bay u. a., aber dort fehlen sie. Dies Verhältnis wird bei einem Vergleich zwischen Fig. 5, den exponierten Tempelberg vorstellend, und Fig. 8, einem aus ganz denselben Schichten aufgebauten Berg, dessen Abhänge aber dem Schuttwinkel entsprechen, sehr gut illustriert.

Die eben genannten Profile (Fig. 11) deuten daran, dass die Steilküste und die Unterseeplattform durch Abrasion entstanden sind. Sie sind nicht durch die Annahme von Dislokationen oder Glazialerosion allein erklärlich; es wäre nämlich bei dieser Annahme recht sonderbar, dass die Uferplattform in so gleichmässigen Niveaus auftritt, und dass die steilen Bergabhänge nur an den mehr exponierten Küsten vorhanden sind. Inwiefern, oder zu wie grossem Teil, dieser morphologische Zug in postglazialer Zeit ausgebildet worden ist, kann wohl noch nicht befriedigend beantwortet werden.

Die norwegische Uferplattform, »Strandfladen«, deren Natur als Abrasionsebene wohl nicht geleugnet werden kann (vergl. A. G. HÖGBOM

[67]), dürfte unter einem kalten Klima die grössten Voraussetzungen gehabt haben, sich auch an relativ geschützten Küstenpartien zu entwickeln. Ihr Entstehen durch Brandung und Ebbe und Flut unter Mitwirkung von Regelation ist schon früher von verschiedenen Verfassern angenommen worden.

Frostwirkungen im Erdboden.

Die Frostwirkungen und ihre Mechanik im festen Gestein sind oben besprochen, und Beispiele sind gegeben worden, die die Kraft des Frostes illustrieren. Dass dieselbe Kraft auch in lockerem Erdboden sich geltend machen muss, dürfte dann auch selbstverständlich sein. Die spärlichen Risse und Spalten des Gesteins sind hier von einer durchgehenden Porosität ersetzt, die bewirkt, dass kein entsprechender Widerstand hier geleistet werden kann. Es dürfte daher eigentümlich scheinen, dass die Bedeutung der Frostwirkungen im Erdboden so wenig beobachtet oder sogar geleugnet worden ist. Es ist aber daraus erklärlich, dass im Erdboden im allgemeinen nicht so auffallende und unwidersprechliche Äusserungen der Frostwirkungen entstehen können, wie im Felsenboden. Sehr leicht können auch die Bodenbewegungen anderen Faktoren von etwa ähnlichen Wirkungen zugeschrieben werden, wie zirkulierendem oder sickern dem Wasser, der Wurzelarbeit der Pflanzen, der Schwerkraft, oder dem Zusammenwirken dieser Agentien.

Wenn schon in Anbetracht der Wirkungen des Frostes im festen Gestein seine Rolle als Kraftfaktor im Erdboden a priori behauptet werden muss, fehlt es aber auch nicht an direkten Beweisen dafür, wie im folgenden gezeigt werden soll. Die Tjäle hat auch für die Frostwirkungen im Erdboden eine sehr wichtige Aufgabe; teils werden durch sie die Regelationsprozesse unterstützt, teils hält sie den Boden stets feucht. Alles Schmelzwasser muss über ihr abrinnen, auch die von der Tjäle selbst beim Auftauen erzeugte Feuchtigkeit trägt dazu bei, den Boden, wenigstens in den am nächsten anlagernden Schichten, nass zu halten. Betreffs der Regelationserscheinungen sind diese denen im festen Gestein ziemlich ähnlich, jedoch ist das Leitungsvermögen des Bodens geringer, wodurch die Tjäle nicht so tief wie das Spalteneis im festen Gestein auftaut, andererseits werden auch die Temperaturveränderungen hier nach der Tiefe rascher verwischt. Diese Verhältnisse sind, noch mehr als beim festen Gestein, von dem Materiale bedingt. Es gibt Fälle, wo der Erdboden etwa ebenso wärmeleitend wie die meisten sedimentären Gesteine ist. Auf Spitzbergen z. B. ist die Tiefe bis zur Tjäle, wie aus den Kohlenuntersuchungen hervorgegangen ist, im Schuttboden oft etwa dieselbe wie im Felsenboden, d. h. etwa 1 m, im bewachsenen Boden jedoch meistens nur 2—5 dm. Trockene Erdschichten sind auffallend isolierend, besonders wenn sie humusreich sind; als ein Beispiel erlaube ich mir, auf eine Mit-

teilung von HÄLLÉN (54) hinzuweisen, dass das Eis in einem 12,5 cm dicken, quaderförmigen Stück von gefrorenem Torf (»dy») erst nach einer anderthalb Monate dauernden Aufbewahrung oberhalb eines Küchenofens völlig aufgetaut wurde.

Über die Voraussetzungen für das Entstehen von Regelationsprozessen im Erdboden können mehrere Beobachtungsreihen der Temperaturwechslungen im Erdboden Auskunft geben. Hier mögen einige kurze Auszüge angeführt werden. Aus den Untersuchungen HOMÉN's (72) aus Finland (nicht gefrorener Boden) geht hervor, dass im Moorboden die täglichen Variationen nicht tiefer als etwa 3 dm eindringen, wenn die Wärmewechslungen der Erdoberfläche 15° erreichen. In der genannten Tiefe erfährt dabei die Geotherme eine Verschiebung von etwa 2 cm. In einer Sandheide waren die täglichen Variationen — an der Oberfläche etwa 30° — in einer Tiefe von 5 dm ziemlich verwischt, die Geotherme verschob sich etwa 3 cm. Es ist aber hierbei zu bemerken, dass in den beiden Fällen der Boden verhältnismässig trocken war, indem der Moorboden nur 14 % (Gewichtprozent), der Sandboden nur etwa 1,25 % Wasser hielt.

Es gibt von den schwedischen Spitzbergenexpeditionen vollständige Observationsserien über die Bodentemperatur, die für die hier behandelten Fragen mehr beleuchtend sind. Am Kap Thordsen wurden 1883 die Temperaturen in den verschiedenen Tiefen 0,5, 1, 1,5 und 2 m viermal täglich gemessen (39). Der Boden besteht an dieser Station aus gemischtem, lehmigem und schiefrigem Fliesserdeschutt. Die Wärmeverteilung an den verschiedenen Tiefenstufen war während des Sommers die folgende:

Tag	0,5 m	1,0 m	1,5 m	2,0 m Tiefe
30 Juni	— 0,90	— 2,65	— 3,72	— 4,85
15 Juli	— 0,52	— 2,06	— 3,03	— 4,06
30 Juli	— 0,44	— 1,67	— 2,59	— 3,58
15 Aug.	— 0,21	— 1,37	— 2,25	— 3,14

Am 23. Aug., da die Messungen eingestellt wurden, war die Tjäle in der 0,5 m-Tiefe noch nicht aufgetaut, und dürfte auch nicht später im Herbst aufgetaut sein. An demselben Tage wurde in der 2 m-Tiefe eine Temperatur von — 2,84° gemessen. Hieraus lässt es sich auch ersehen, wie labil das Gleichgewicht zwischen Tauen und Frieren an der Tjäleoberfläche sein muss, da die Geothermen unmittelbar unterhalb derselben so zusammengedrängt sind. Darüber geben auch die folgenden Serien aus der 0,5 m-Tiefe — also unterhalb der Tjäleoberfläche — Auskunft. Ich führe Ablesungen von den drei letzten Tagen im Juli und den drei letzten Beobachtungstagen des Sommers an:

Tag	29				30				31 Juli			
Stunde	3	9	15	21	3	9	15	21	3	9	15	21
	-0,34	-0,39	-0,44	-0,34	-0,44	-0,39	-0,44	-0,34	-0,39	-0,34	-0,29	-0,34

Tag	21				22				23 Aug.			
Stunde	3	9	15	21	3	9	15	21	3	9	15	21
	-0,17	-0,17	-0,17	-0,12	-0,12	-0,12	-0,07	-0,02	-0,02	-0,02	-0,12	-0,12

Es werden also in dieser Tiefe nicht ganz unbedeutende tägliche Temperaturvariationen merkbar, trotz des bedeutenden Ausgleichs, den die Regulationsprozesse an der Tjäleoberfläche hervorrufen muss.

Entsprechende Ergebnisse geben die noch vollständigeren, aber für diese Fragen weniger beleuchtenden Observationen aus der Treurenberg Bay 1900 (138). Sogar in einer Tiefe von 1 m waren hier im Schuttboden bedeutende tägliche Variationen merkbar, so z. B. am Ende Juli:

20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31 Juli
- 1,18	- 1,16	- 1,14	- 1,12	- 1,04	- 1,00	- 1,00	- 0,96	- 0,96	- 0,80	- 0,80	- 0,82

Wenn man von den eigenen Volumenveränderungen der Erd-, Sand- oder Steinpartikeln absieht, sind die von der Regulation unmittelbar hervorgerufenen Bewegungen des Materiales von seinem Wassergehalt abhängig. Nach ATTERBERG (8) u. a. gibt es Erdarten, die bis über 40 Volumenprozent Wasser kapillär enthalten können. Beim Frieren muss hier also eine Volumenzunahme von etwa 4 %, also ein bedeutendes Auflockern, eintreten; eine meterdicke Erdschicht würde z. B. um etwa 4 cm in der Höhe zuwachsen (in der Natur darf man ja die seitliche Ausdehnung meistens als ausgeschlossen betrachten), und beim Auftauen dank der Schwerkraft wieder um denselben Betrag zurücksinken.¹ Durch die Kleinbewegungen bei Regulation kann aber die Schwerkraft eine Gelegenheit bekommen, mit ihrer der Neigung entlang wirkenden Komponente eine abwärts gerichtete Bewegung zu bewirken. Der Verlauf kann prinzipiell mit einem Schütteltisch verglichen werden, wo die Schwerkraft durch Schütteln eine Materialverschiebung entlang einem schwach geneigten Plan bewirkt. Es ist eine solche Bewegung der Kleinpartikeln des Erdbodens *inter se*, der DAVIS (27) eine grosse Bedeutung für die »base-leveling« zuschreibt, wobei er jedoch die Rolle der Regulation wenig betont.

¹ Für feinere Sandarten wenigstens habe ich übrigens wahrgenommen, dass sie bei Wasseraufnahme schrumpfen; dasselbe mag natürlich auch beim Auftauen eintreffen.

Es ist eine allgemeine Erscheinung, dass der Boden ungleichmässig gefroren ist, was man auf Spitzbergen oft wahrnehmen kann, und dies ist dann teils von Verschiedenheiten in der Beleuchtung hervorgerufen, teils auch von Verschiedenheiten des Bodenmaterials und seines Leitungsvermögens. Dies gilt aber nur von dünnen, oberflächlichen Schichten. Mehr markierte Unebenheiten des Terrains mögen oft in dem Rahmen von kleinen Arealen grössere Variationen in den Gefrierprozessen verursachen. Unter solchen Verhältnissen ist zu vermuten, dass auch seitliche Verschiebungen im Erdboden entstehen können, Bodenbewegungen, die gross genug sein dürften, um sich leicht einregistrieren lassen. Es wäre erwünscht gewesen, für diese wie auch für andere wichtige Bodenbewegungen systematische Messungen ausführen können, ich habe aber dazu leider keine Gelegenheit bekommen.

Bei den Regelationsprozessen im Erdboden und den Fliesserdephänomenen sind offenbar mehrere Faktoren von ziemlich komplizierter Natur wirksam, wie Kristallisationserscheinungen, Überkühlung, Veränderungen in den Eigenschaften des Wassers, wie in seiner Viskosität (diese soll bei 0° etwa doppelt so gross sein als bei 23°), die kolloidalen Eigenschaften der Tonarten,¹ u. s. w. Es gibt hier eine Mehrzahl physikalischer Fragen, theoretischer Auseinandersetzungen und experimenteller Untersuchungen der Bodenverhältnisse, die wegen Mangels an Beobachtungsmaterials noch nicht aufgenommen werden können. Meine bisherigen Experimente sind zu unvollständig und mangelhaft, um sichere Schlüsse zu erlauben, weshalb ich sie hier nicht mitteile. Überhaupt hat es sich ergeben, dass Experimente nicht so einfach zu veranstalten sind, wie man glauben möchte; so z. B. würde ein wirkliches Kältelaboratorium fast notwendig sein, grosse Gefässe und Materialquantitäten wären auch unentbehrlich.

Ich schränke mich deshalb im folgenden auf die Beispiele ein, welche die Frostwirkungen in der Natur geben, die meistens unbeachtet geblieben sind, und die jedoch, wie ich glaube, etwa so gut wie die meisten künstlichen Experimente sich für die Deutung der Fliesserdeerscheinungen verwenden lassen.

Ausfrierung. Es ist eine allgemeine Erscheinung, dass wasserdurchtränkte Gegenstände, wie z. B. lehmiger Boden, beim Frieren sich mit einer Eisschicht überziehen. Ähnlich verhalten sich Früchte und Wurzelknollen an geschnittenen Flächen; Dynamit wird auch mit Nitroglycerinperlen überzogen, u. s. w. Es liegt nahe, die Erklärung darin zu sehen, dass das Wasser durch seine Volumenzunahme bei dem Frieren ausgepresst wird; es ist aber wahrscheinlich, dass bei der von aussen eintretenden Kristallisation das Wasser hinausgesogen wird. Es mag noch

¹ Es würde von Interesse sein, die wertvollen Untersuchungen von ATTERBERG u. a. an verschiedenen hier besprochenen Verhältnissen verwerten zu können; seine Klassifikationen und Resultate gelten aber für künstlich wohl sortierte Erdarten und lassen sich daher schwerlich ohne weiteres auf die meistens gemischten Schuttmassen der Fliesserde verwenden.

darauf hingewiesen werden, dass in lehmigem Boden nicht nur dieser mit Eiskruste überzogen wird, sondern auch darin liegende, kleinere Steine.

Einige von den folgenden Erscheinungen sind auch Äusserungen von Ausfrierung.

»Pipkrake« (»Kammeis«) ist ein Phänomen, das besonders in der schwedischen Forstliteratur unter diesem aus der Volkssprache genommenen Namen besprochen worden ist. Es spielt eine wichtige Rolle in der Forstbiologie unserer nördlichen Moore, weil dadurch junge Baumpflanzen »auffrieren«, so dass die Moore oft ganz nackt gehalten werden (siehe HESSELMAN [62]). Die Pipkrake wächst als Bündel von Eisprismen oder Nadeln aus dem Boden empor; diese sind meistens einige Zentimeter, aber bisweilen auch dezimeterlang, mit einem Diameter jedes Bündels von etwa 0,5—1 cm, und mit etwa millimeterdicken Einzelnadeln. Oft wachsen



Fig. 12. Pipkrake, Gustafs in Dalarne (⁵/₁₀ 1913).

sie fleckenweise wie kleine Bülden aus dem Boden empor, oft aber decken sie grössere Flächen wie mit einer ebenen, spröden Eisschicht. Wenn sie büldenähnlich emporschiessen, sind meistens die einzelnen Bündel schief gewachsen, und biegen sich nach den Seiten der Sammlung aus (Fig. 12). Oben an der Pipkrake liegt immer eine dünne Kruste aus Erd- oder Humuspartikeln, offenbar die ursprünglich durch die Verdunstung getrocknete Bodenschicht repräsentierend, die durch das Auffrieren emporgehoben worden ist.

Für das Entstehen der Pipkrake stimme ich HESSELMAN in seiner Theorie, als die einzig mögliche, bei, dass bei dem Eintritt des Frierens das Wasser allmählich nach der Schicht emporgesaugt wird, wo das Frieren beginnt, und dass das Eis prismatisch nach der Orientierung der zuerst gebildeten Kristalle auswächst.

Pipkrake kommt auch im südlicheren Schweden vor, wenn auch nicht besonders in den Mooren, wo sie wenigstens keine bedeutende Rolle spielt. Nach den ersten Frostnächten des Herbsts kann man sie aber oft an Lehm- oder Sandboden sehen. Im Herbst 1913 beobachtete ich in der Nähe von Nyköping eine Pipkrake an einigen Felsen, welche bei Wegar-

beiten neulich blossbelegt worden waren; ein dezimeterdickes Lehmlager war hier von den Eisnadeln der Pipkrake etwa dezimeterhoch gehoben. Nahe Huddinge (südlich von Stockholm) sah ich denselben Herbst Pipkrake, die einen sandigen Boden ganz gleichmässig durchwachsen hatte, so dass oberflächlich nichts eigentümliches zu sehen war; trat man aber daran, wurden die etwa 12 cm langen spröden Eisprismen sofort zerquetscht.

Das hier erwähnte Phänomen, Pipkrake, hat wohl selbst keine geologische Bedeutung, zeigt aber in einer besonders auffallenden Weise, wie bedeutend Kristallisationsvorgänge im Erdboden sein können. Dass Erdmaterial durch Kristallisation verschoben werden kann, dafür gibt es auch andere mehr verbreitete Zeugnisse, so z. B. kann man oft an neulich aufgetauten Wegen die Spuren von Eisblumen erhalten sehen, welche von Verschiebungen in der obersten Bodenschicht zeugen.

Linsen und Schichten aus Eis im Boden. Solche habe ich mehrfach bei Grubenuntersuchungen und Erdgrabungen auf Spitzbergen gesehen, sowohl im Felsen- wie im Erdboden. Es gibt solche tief in dem Felsenrund, die ziemlich permanent sein müssen, sie treten aber auch sehr allgemein in den Schichten auf, die während des Sommers auftauen. Es mag dasselbe Phänomen sein, das MIDDENDORF (89 S. 503) aus Sibirien erwähnt. Aus Spitzbergen stammt auch eine Notiz darüber, die SAPPER (118) nach einer Mitteilung von G. REMPP gegeben hat.

Diese Eisbildungen treten meistens nur lokal als einzelne Linsen auf, die nur ausnahmsweise mehr als 1—2 dm dick sind; oft aber, besonders im festen Gestein, können sie zusammenhängende Schichten oder Spaltenfüllungen bilden, so z. B. in den Kohlenflötzen. Da das Eis immer ganz rein ist, sind sie wahrscheinlich nicht als gewöhnliche Spaltenfüllungen zu betrachten, sondern mögen sie in irgend einer Weise durch Kristallisationssprengung gebildet sein. Wenn sie im Erdboden auftreten, muss dies wenigstens der Fall sein; es gibt ja auch, wie schon gesagt, entsprechende Bildungen in den Erdschichten, die im Sommer auftauen, wo sie offenbar ganz ephemär sein müssen. Bisweilen zeigen sie eine bestimmte Orientierung, z. B. entlang Schichtflächen, an Steinen, u. s. w., wo ihre Entstehung vielleicht von wasserführenden Schichten, Verschiedenheiten in dem Wärmeleitungsvermögen, od. dergl. bedingt ist; meistens aber treten sie scheinbar völlig unmotiviert auf.

Das Entstehen dieser Art von Bodeneis kann nicht anders gedacht werden als analog mit dem der Pipkrake, durch Sprengung oder Verschiebung bei dem Kristallisationsvorgange. Ich habe auch oben ein Beispiel von Pipkrake erwähnt, wo diese eine etwa dezimeterdicke Erdschicht emporgehoben hatte. In den Eisschichten und Eisspalten habe ich aber nie die für die Pipkrake charakteristische Struktur wahrnehmen können, wahrscheinlich ist ihre Abwesenheit dem Drucke zuzuschreiben.

Durch das Entstehen und Wegschmelzen solcher Eislinen müssen bedeutende Verschiebungen in dem Boden bewirkt werden, und in Böschungen muss eine Bewegung abwärts resultieren.

Ich habe früher ein recht merkwürdiges Vorkommen von einem wenigstens 5 m mächtigen Bodeneis in Cole Bay erwähnt (68). Aus Gründen, die ich schon damals hervorgehoben habe, lässt es sich schwer denken, dass dieses Eis durch zufließendes Wasser gebildet sei; auch gibt es in der Nähe keinen Gletscher, der es nachgelassen haben könnte. Ist ferner die Beobachtung HANNA RESVOLL-DIESET's (109) richtig, dass das Eis von Torf unmittelbar überlagert war, bleibt wohl keine andere Erklärung übrig als das Entstehen, wie bei der Pipkrake, durch anwachsendes Eis im Boden. Es würde dann hier ein besonders grossartiges Beispiel vorliegen, wie bedeutend die Bodenverschiebungen durch auskristallisierendes Eis werden können.



Fig. 13. Ausgefrorener Stein. Riesengebirge 22/10 1913.

Ausgefrorene Steine. Im lehmigem oder sandigem, feuchtem Boden ist es nach Frostnächten eine sehr allgemeine Erscheinung, dass rings um vorhandene Steine eine klaffende Spalte zwischen dem Stein und dem Boden sich bildet. Von dem gewöhnlichen Aussehen des Phänomens gibt Fig. 13 aus dem Riesengebirge ein gutes Bild. Wo der Boden Kies enthält, wird er in einer eigentümlichen Weise aufgelockert, so dass jeder kleine Stein »ausgefroren« und freigelegt wird. Die Erklärung des Phänomens scheint beim ersten Anblick ganz einfach darin zu liegen, dass Eis rings um den Stein auskristallisiert und die Bodenkrume auswärts gedrängt hat. Bei näherer Beobachtung findet man aber, dass beinahe ohne Ausnahme die Spalte leer ist, und nie Eis enthalten hat. Experimentell bin

ich nicht im Stande gewesen, die Erscheinung hervorzubringen; ihre Bildungsweise dürfte auch ziemlich kompliziert sein. Vielleicht tritt erst ein Frieren in der Kontaktschicht zu dem wärmeleitenden Stein ein, wodurch das Erdmaterial auswärts gebogen wird, und sich nachher in dieser Lage hält, während der Boden ringsum friert. Die Erscheinung illustriert, wie der Frost innere Verschiebungen im Boden hervorbringen kann. Denkt man sich solche Verschiebungen vorgehen, je nachdem die Tjale unter wiederholten Oszillationen sich zurückzieht oder nach oben zuwächst, kann man verstehen, dass die Regelation ein für die Bodenbewegungen sehr wichtiger Faktor sein muss.

Das genannte Phänomen ist meistens ganz ephemär, indem die Spalten um die Steine sich bald wieder schliessen. Es gibt aber eine entsprechende Erscheinung, die dauerhafter ist. Sie ist, so viel ich weiss, bis jetzt nicht beschrieben worden, obgleich sie so allgemein in blockreichem Boden auftritt, dass sie nicht gern der Aufmerksamkeit entgehen kann. Rings um grössere Blöcke, besonders in feuchtem Boden, sieht man oft eine markierte Rinne, meistens etwa ein, aber oft bis zu ein paar Dezimeter breit, und von einer Tiefe zwischen einem und einigen Dezimetern. Es fehlt in dieser die Vegetation, und ihre Wände und ihr Boden sind meistens nackt und mit Steinen gepflastert. In der Rinne steht es gern Wasser, und im Winter liegt der Block wie in einem Eiskuchen. Eine andere Erklärung dieser Erscheinung als die Mitwirkung des Frostes ist nicht möglich. Dafür spricht übrigens auch, dass die Erscheinung viel allgemeiner im nördlichen als im südlichen Schweden auftritt. Doch habe ich sie auch in den Moränenböden Schonens beobachtet. In Deutschland habe ich sie nur in verhältnismässig grossen Höhen, z. B. im Harz erst in etwa 800 m, im Riesengebirge in etwa 900 m Höhe, gesehen.

Wie die Bildung sich näher vollzieht, lässt sich schwer genügend erklären. Dass die Frierung von dem Stein wegen seiner grösseren Wärmeleitung ausgeht, ist leicht verständlich, aber warum das Wasser in dem Graben eine Verschiebung des Erdbodens bewirkt und nicht nur bei der Volumenzunahme in die Höhe steigt, ist schwieriger zu erklären. Entweder mag das oben erst gefrorene Wasser solch einem Zuwachs entgegenwirken, wenn das unten zurückgebliebene Wasser friert, oder es bleibt die Annahme übrig, dass eine expandierende Kristallisationswirkung vorliege, die von dem leitenden Steinblocke seitwärts ausgeht. Die Erscheinung kann ihrer Entstehung nach nicht ganz der oben erwähnten Ausfrierung kleinerer Steine entsprechen. Eine Ausbiegung der Rinnenwände durch Frieren des Erdmaterials ist auch kaum anzunehmen, denn hier sind sogar ziemlich grosse Steine verschoben, welche die Wände wie mit einem Pflaster bekleiden können. Die wichtige Tatsache steht aber fest, dass hier eine Wirkung des Frostes im Erdboden vorliegt.

Auffrierung von Steinen ist ein eigentümliches und schwererklärliches Frostphänomen, das ich schon früher (68) erwähnt habe, ohne eine nähere Erklärung aufzustellen zu suchen. Ich hatte beim Ein-

sammeln von triadischen Saurierknochen auf Spitzbergen an der Oberfläche von Fliesserde beobachtet, dass diese, die aus den unterliegenden Tonschiefern stammten, nur hier an der Oberfläche vorhanden waren. Bei Grabungen in der Fliesserde bekam ich immer ein negatives Resultat, auch wenn die Knochen an der Oberfläche angehäuft waren und einem und demselben Individuum angehörten, und nach Durchgraben von ein paar Dezimetern, traf man gefrorenes und zersplittertes Gestein. Ausser mit Knochen war der Boden auch mit Knollen aus Toneisenstein überstreut. Solche sind überhaupt typisch für mehrere geologische Niveaus auf Spitzbergen, z. B. im Tertiär, wo sie oft die Oberfläche der Fliesserde rot färben; immer sind sie aber an die Oberfläche der Fliesserde konzentriert und fehlen unter derselben.

Ich habe später mehrfach Gelegenheit gehabt, besonders bei den Kohlenuntersuchungen, zu konstatieren, dass das gröbere Stein- und Blockmaterial im Fliesserdeboden an der Oberfläche angesammelt ist, wenigstens wo die Böschung und die Beweglichkeit des Bodens nicht zu gross sind. J. G. ANDERSSON, der als der erste die Fliesserde eingehend studiert hat, hat auch mündlich mitgeteilt, dass er dieses Auffrieren beobachtet hat. A. G. HÖGBOM (66) hat ein entsprechendes Phänomen aus der Nadelwaldregion Schwedens erwähnt, wo es sogar noch im südlichen Norrland vorkommt. Es tritt hier besonders in feuchtem Moränenboden auf, »Blocksenken« bildend, die, allem Anschein nach, durch Auffrieren von Blöcken nach der Oberfläche entstanden sind.

Eine entsprechende Erscheinung ist ferner die, wenigstens in unseren nördlicheren Landstrichen, allbekannte Tatsache, dass, wenn Fundamente von Häusern u. dgl. tiefer als die niedrigste Lage der Tjäleoberfläche reichten, Störungen und Verschiebungen oft auftreten, wobei besonders gern eine allmähliche Hebung stattfindet.

Obgleich die Auffrierung eine recht rätselhafte Erscheinung ist, hängt aber ihr Vorkommen und Auftreten offenbar von dem Froste ab. Im allgemeinen genügen die von dem Frost verursachten gegenseitigen Kleinbewegungen und Verschiebungen des Erdmaterials, um eine Erklärung zu geben; das schliessliche Resultat mag ja dann eine Sortierung werden, wodurch das feinste Material nach unten, das gröbere nach oben angereichert wird, eine Sortierung die mit der durch Schütteln erhaltenen eine recht auffallende Ähnlichkeit darbietet.¹ Wenn aber auch besonders schwere Steine, wie z. B. Toneisensteine mit dem spezifischen Gewicht 3,3, nach der Oberfläche der Fliesserde, deren spezifisches Gewicht nicht mehr als 2 bis 2,5 betragen kann, gebracht werden, ist dies nicht aus solch einem allgemeinen Sortierungsprinzip allein erklärlich. Es muss offenbar eine Kraft wirksam sein, die der Schwerkraft entgegenwirken kann.

¹ CHOLNOKY (21) denkt sich, dass eine Sortierung durch den Frost in entgegengesetzter Richtung erfolgt, »wie wenn wir ein Stück Eisen in einen Mehlkasten tun würden, und diesen dann beutelten«, ein Vergleich der ja nicht treffend ist, da die Verschiedenheiten in spezifischem Gewicht zu gross sind.

Experimentell ist es mir nicht gelungen, die Erscheinung nachzuahmen; wahrscheinlich wären lange Zeit und zahlreiche Frierungen nötig, um ein Resultat zu erzielen. Den Verlauf darf man sich aber vielleicht etwa folgendermassen denken. Wenn das Frieren erst an dem wärmeleitenden Steine eintritt, bildet sich ringsum diesen eine dünne Eisschicht, die durch ihre Kristallisation das Erdmaterial verschiebt, wodurch der Stein ein wenig aufgehoben wird. Bei nachherigem Auftauen können Kleinteilchen unterhalb des Steins eindringen, bevor das Eis vollständig weggeschmolzen und der Stein zurückgesunken ist. Man dürfte also die Erscheinung als einigermaßen analog mit den oben beschriebenen aufgeschobenen Diabasfelsen halten. Für ihre Entstehung muss die perenne Tjäle eine Rolle spielen, indem durch sie die Frierungen an der Unterseite des Blockes eintreten.

Diese Auffrierung ist von um so grösserem Interesse, als daraus hervorgeht, dass die Plastizität und Bewegungsfähigkeit des Fliesserdebodens nicht ausschliesslich durch Wasserinfiltrierung zu erklären ist. Blöcke und Steine würden nämlich dann unbedingt sinken und auch wäre dann der grossartige Blocktransport durch Erdfliessen unmöglich zu erklären.

»Tjälabränna« (»Tjäle-Brand«) wird in Norrland eine Frosterscheinung genannt, die hier erwähnt werden mag, wenn sie auch keine eigentliche geologische Bedeutung haben kann. Die Erscheinung besteht darin, dass der Rasenteppich an feuchten Niederungen getötet und wie verbrannt wird, was von der Zerreissung der Wurzelsysteme durch Eisbildung im Boden verursacht wird.

»Tjälskott« ist auch eine norrländische Benennung für eine Frostäusserung im Boden. Sie sollte wohl eigentlich mit »Tjäle-Schuss« übersetzt werden. Im Frühling, beim Auftauen des Bodens, kommt es oft vor, dass die Landstrassen in irgend einer Weise lokal wie unterminiert werden, so dass, wenn z. B. ein Pferd darauf tritt, plötzliche Einbrüche entstehen. Das Phänomen tritt, soviel ich weiss, nicht im südlichen Schweden auf, ist aber in Norrland sehr allgemein. Nachdem ich die Frosterscheinungen des Bodens zu studieren begann, bin ich leider nicht in Gelegenheit gewesen, die Erscheinung näher zu untersuchen. Es liegt am nächsten, sich zu denken, dass hier ein Beispiel für die oben erwähnten Eislinen im Boden vorliege, und dass der Boden bei ihrem Auftauen einbreche. Die Landstrassen mögen den Frostwirkungen besonders ausgesetzt sein, da sie im Winter eine nur relativ kleine Schneebedeckung haben und zudem auch leicht mit Wasser aus den Seitengräben infiltriert werden können.

Eine an den »Tjälskott« in ihren Wirkungen erinnernde Erscheinung beobachtete ich im Herbst 1913, nach den ersten Frosttagen, in der Nähe von Tullinge, südlich von Stockholm. Ich sah hier in einem Wege einige neulich zugestürzte, leere Höhlungen, die aber nicht durch Auftauen,

sondern durch Frieren der oberen Bodenschichten entstanden waren. Man bekam den Eindruck, dass die gefrorene Schicht durch ihre Volumenzunahme wie blasenartig aufgetrieben war. Es kommt übrigens im Vorwinter recht allgemein vor, dass der Boden, besonders die Wege, einen hohlen Laut gibt, der auf derartige Aufblähungen deutet.

Andere Froststörungen an Strassen und an Eisenbahnen. Bei Eisenbahnbau im nördlichen Schweden werden viele Schwierigkeiten durch den Frost verursacht. Die Schienen werden unaufhörlich verschoben, der Bahnwall kann sich durch die Tjäle mehrere Dezimeter heben und beim Auftauen wieder zurücksinken, u. s. w. Erst nach mehrjährigen, sorgfältigen Dränierungsarbeiten wird eine befriedigende Stabilität erreicht. Da diese und verwandte Erscheinungen Gegenstand der Untersuchungen der Geotechnischen Kommission der Statsbahnen ist, mögen bald nähere Erleuchtungen darüber zu erwarten sein. Dasselbe gilt auch von den mehr katastrophenartigen Rutschungen, die besonders in den wasseraufnehmenden, feinen, sedimentären Erdarten auftreten, die unter dem Namen »Jäslera« (»Gär-Lehm«) zusammengefasst werden. Sie treten in den norrländischen Flusstälern gern im Frühling auf, wenn der Boden mit Schmelzwasser eingetränkt ist, das die Tjäle nicht durchlässt.

Auch die »Winterwege« in Nordschweden, welche oft über die weiten Moore gelegt werden, werden durch den Frost sehr verschoben. Es bildet sich unter denselben eine kräftige perenne Tjäle, weil sie vom Schnee nicht so gut wie der übrige Boden geschützt sind, und in dieser Weise heben sie sich allmählich aus der Umgebung (siehe FRIES und BERGSTRÖM [46] wie auch HÄLLÉN [54]). Die Erscheinung ist als ein Spezialfall von den unten beschriebenen »Palsen« zu betrachten.

»Palsen«. Die Erscheinung der »Palsen« ist von den oben genannten Verfassern besonders studiert worden, und ich weise für Näheres auf ihre Arbeiten hin. Der Name »Pals« (pl. schwed. Palsar) ist finnisch und bezeichnet einige für arktische oder subarktische Moore ziemlich allgemeine, eigentümliche Bildung, nämlich bis mehrere Meter hoch aufgetriebene Torfpartien, die wie Riesenbülten aufragen. Sie entstehen ursprünglich aus unbedeutenden Anhebungen der Moorfläche, die im Winter nackt liegen und dem Frost besonders ausgesetzt sind. Die Tjäle wird im Sommer in ihnen nicht aufgetaut, wozu auch der Umstand beiträgt, dass die Oberschicht der Palsen bald austrocknet und dadurch isolierend wird. Nach HÄLLÉN wird ein Pals im Sommer nicht tiefer als etwa 0,5 m aufgetaut. Das umgebende Moor kann aber ganz auftauen. HÄLLÉN's Theorie, dass der Pals in dem Moor so zu sagen schwimmt und daher aufgehoben wird, ist wohl nicht haltbar; wäre er auch aus reinem Eis, gibt es jedoch keine Moore, die tief genug sind, um einen Eisklumpen schwimmend zu halten, der die Umgebung bis zu 7 m überragt. Die grösseren Palsen mögen am Grunde des Moors ruhen, oder ist der Torf nicht plastisch genug, um sie niedersinken zu lassen, Auch die von FRIES und BERG-

STRÖM gelieferte Erklärung scheint mir nicht ganz genügend. Sie denken sich, dass im Sommer, wenn der Pals auch an seiner Unterseite etwas aufgetaut wird, Torf von den Seiten eingepresst werden sollte. Es scheint aber, dass ein Pals seine Unterlage drücken sollte und keine Auflockerung unter sich gestatten. Dass die Auffrierung ziemlich rasch vorgehen kann, geht aus Messungen, die HÅLLÉN veranstaltete, hervor. So war z. B. der Höhenzuwachs eines nur 1,5 m hohen Palses während eines Winters 10 cm, teilweise sogar bis 35 cm.

Die Palsen sind eine für die Tundren recht charakteristische Erscheinung. Sie kommen in den grossen Moorgegenden des nördlichsten Lapplands allgemein vor; aus der Kolahalbinsel sind sie beschrieben, so auch aus Kanin, der Tscherskajabucht, dem Timan und östlich davon im Petschoraland, wo sie spärlich vorkommen sollen. In Lappland gehören sie eigentlich der Birkenregion an, kommen aber sowohl höher wie niedriger vor. Aus südlicheren Gegenden in Schweden stammt eine Beobachtung von SMITH (122), der bis 1,5 m hohe Palsen aus Härjedalen erwähnt; dort hat auch der Verfasser (1913) mehrfach palsenähnliche Bildungen gesehen, meistens in einer Höhe von 8—900 m ü. M. Auf Spitzbergen dürften sie aber ganz fehlen, obschon es dort ein paar Meter mächtige Torfmoore gibt. Vielleicht gestattet nicht die stetige Grundfrierung des ganzen Moores ihre Bildung. Das Phänomen wäre dann eine mehr subarktische Erscheinung.

Wahrscheinlich sind mehrere Arten von Rasenhügeln durch Frostwirkungen entstanden, so z. B. die VON SPETHMANN (124) und THORODDSEN (130) beschriebenen »Thufur« Islands, die andererseits Übergänge zu dem Polygonboden zeigen.

»Erdwürfe«. Über diese von DOSS (Neues Jahrb. 1913, Bd. II, 1914, Bd. I) dem Froste zugeschriebene, noch sehr rätselhafte Erscheinung habe ich keine persönliche Erfahrung, weshalb ich mich darauf beschränke, auf seine Mitteilungen (l. c.) hinzuweisen.

Ich habe oben mehrere eigentümliche, und teilweise schwererklärliche, Phänomene erwähnt und diskutiert, die wohl keine grössere geologische Bedeutung haben, aber doch Aufmerksamkeit verdienen, da sie die Wirksamkeit des Frostes gut und meistens besser als die Fliesserdeformen illustrieren. Bei diesen können andere Faktoren, wie z. B. die Schwerkraft, als die wichtigsten betrachtet werden. In diesem Abschnitt könnte auch der Polygonboden behandelt werden; ich habe aber vorgezogen, ihm ein eigenes Kapitel zu widmen, da die hierhergehörigen Erscheinungen, ihres eigentümlichen und augenfälligen Aussehens wie auch ihrer komplizierten Natur wegen, eine lebhaftere Diskussion erweckt haben, in welcher einige Verfasser sogar ihre Natur als Frostphänomene nicht anerkennen.

Polygonboden.

Der Name »Polygonboden« (schw. »Rutmark« [KJELLMAN 79]) bezeichnet ursprünglich eine Strukturform des arktischen Bodens, die ich hier unter dem Spezialnamen »Zellenboden« näher besprechen will; der Name ist aber später auch mehrfach für eine Bodenform gebraucht worden, die im folgenden unter dem von MEINARDUS (88) vorgeschlagenen Namen »Steinnetzwerk« behandelt werden soll. Ich habe mich dazu entschlossen, den Namen Polygonboden für beide Phänomene zu verwenden, dies um so mehr als er so allgemein in die Litteratur eingekommen ist, dass er vielleicht nicht verdrängt werden kann. Meine hauptsächlichliche Motivierung dafür ist indessen, dass die beiden darunter eingefassten Erscheinungen wirklich, trotz den Ansichten mehrerer Verfasser, genetisch mit einander sehr verwandt sind, wie ich im folgenden näher auseinandersetzen werde. Unter dieser Gemeinbenennung mag es dann am geeignetsten sein, auch ein paar Bodenformen zu behandeln, die eigentlich nicht an sich selbst den Namen verdienen würden, wenn sie nicht gewissermassen weniger vollkommen entwickelte Formen derselben Art wären, nämlich die »Steinringe« und die »Schuttinseln« der Blockmeere. Damit nehme ich die Benennungen von MEINARDUS (l. c.) auf, da die Auseinandersetzungen dieses Verfassers, wie auch seine Systematisierung der Formen, bis jetzt die vollständigsten sind. Die einzige Veränderung, die ich unternehme, ist, dass der »Polygonboden« wiederaufgenommen und damit auch das hier als »Zellenboden« behandelte Phänomen unter diesen Sammelnamen geführt wird (vgl. Schema). Dass ich hier nicht den zusammenfassenden Namen »Strukturboden« brauche, geschieht nur, weil die darunter hörenden »Steinstreifen« in dieser Abhandlung unter den Solifluktionerscheinungen, als einem transportierenden und daher geologisch weit wichtigeren Faktor, behandelt werden.

Wenn auch diese Klassifikationsfragen von untergeordneter Bedeutung sind, mag jedoch ein Vergleich der von mir gebrauchten Einteilung und der von MEINARDUS aufgestellten Platz finden.

Nach MEINARDUS:

Strukturboden:

1. Steinstreifen.
2. Steinnetze.
3. Steinringe.
4. Schuttinseln.

In dieser Abhandlung:

(Strukturboden):

1. (Steinstreifen, hier unter Solifluktion behandelt.)
2. Polygonboden:
 - A. Steinnetze.
 - B. Steinringe.
 - C. Schuttinseln.
 - D. Zellenboden.

Das Hauptmerkmal des Polygonbodens ist eine auffallende Sortierung des Materiales, die, wenn völlig ausgebildet, in regelmässig polygonalen

sechseckigen Figuren resultiert. Das Phänomen hat in den letzten Jahren eine weitläufige Diskussion erweckt, und wenn auch mehr ein Kuriosum der Natur als eine direkt geologisch wichtige Erscheinung, hat es viel mehr das Interesse auf sich gezogen als z. B. die für die arktische Denudation so wichtige Solifluktion. Dass ich in diesem Abschnitte den Polygonboden ziemlich ausführlich behandle, geschieht, weil er die Frostwirkungen im Boden und ihre Mechanik besonders auffallend illustriert, und dadurch auch die Bedeutung des Frostes für die geologisch wichtigen arktischen Bodenbewegungen, die Solifluktion, verständlich macht. Ich komme dabei auf meinen früher aufgestellten Erklärungsversuch (68) zurück, der, wenn er auch vielfach Anschluss erhalten hat, auch mehrfach Gegenstand der Diskussion geworden ist.

Steinnetze.

Der Name »Steinnetze« oder »Steinnetzwerk« ist anderen Benennungen, wie »Karréboden«, »unechter Polygonboden« u. a. vorzuziehen, welche Verwechslungen mit »Zellenboden« veranlassen. Die so bezeichnete Erscheinung ist wohl die eigentümlichste und am meisten debattierte Form des Polygonbodens, und da sie die vollendetste Detritussortierung bezeichnet, ist es angezeigt, sie zuerst zu behandeln.

Schon A. R. MARTIN (85), einer von LINNÉ's ausgesandten Schülern, dessen Aufenthalt auf Spitzbergen nur einige Stunden dauerte, beobachtete die Eigentümlichkeiten des Bodens und teilt eine Notiz mit, die deutlicherweise sich auf Strukturboden bezieht.¹ Die nächst dieser älteste Beobachtung mag von SVEN LOVÉN (22) stammen. In einer kurzen Notiz erwähnt er die eigentümliche Schuttsortierung aus der Kings Bay (woher übrigens besonders schöne Beispiele später beschrieben worden sind); er spricht sogar die Vermutung aus, dass die Tjåle (»das Eis«) bei ihrer Bildung mitgewirkt hätte. Danach dauert es lange, bis die Steinnetze wieder die Aufmerksamkeit auf sich ziehen, während der verwandte Zellenboden das Interesse der Botaniker erweckte. REUSCH (110) beschrieb und diskutierte das Phänomen aus den Hochgebirgen Norwegens in einem Aufsatz, der aber unbeachtet geblieben ist, im übrigen gab es, obgleich die Erscheinung in arktischen und hochalpinen Gegenden sehr allgemein auftritt, nur einzelne beiläufige Erwähnungen. In den letzten Jahren ist aber die Aufmerksamkeit immer mehr auf die Äusserungen der Detritussortierung gerichtet worden, besonders nach dem Besuche des Geologenkongresses 1910 auf Spitzbergen. Dies geht u. a. daraus hervor, dass schon 1912 (nach MEINARDUS) 18 verschiedene Theorien aufgestellt worden waren,

¹ »Några gråberg sågo rätt besynnerliga ut, hvilka bestodo af oblonga stycken, som reste sig perpendiculært i höjden, och emellan dem lågo lägre parallella skifvor af skiffer, som stodo på kant; och då man ville slå stycken af dem, skifvades alltsammans; ja på somliga ställen, där isen var afsmält, var det liksom man trampat i en lera.»



Fig. 14. Steinnetzwerk auf Erdmanns Tundra, Spitzbergen. Jura-Sandstein.
²⁵/₇ 1910. (Aus B. HÖGBOM [69].)



Fig. 15. Steinnetzwerk, Snehetan, Dovre, ca. 1,600 m ü. M. Gneiss. ⁹/₈ 1913.

wie man sich das Entstehen dieser Bodenform denken sollte, und nachher sind noch einige neue hinzugekommen.

Der Name »Steinnetze« gibt schon eine ungefähre Vorstellung von dem Aussehen dieses Bodens, der, wie mit einem Netzwerk von Steinrändern durchzogen ist (Fig. 14 und 15), das lehmige und erdige Felder einschliesst. Sie erreichen meistens einen Durchmesser von einem oder ein paar Metern; die grössten, die ich beobachtet habe, massen bis 8 m. Besonders schön entwickelte Formen zeigen regelmässige, polygonale Figuren, die eine sechseckige Gestalt anstreben. Das erdige Zentrum ist gern ein wenig aufgewölbt, besonders wenn der Boden feucht ist, und tritt man darauf, kann man bis über die Fussknöchel niedersinken. Dann

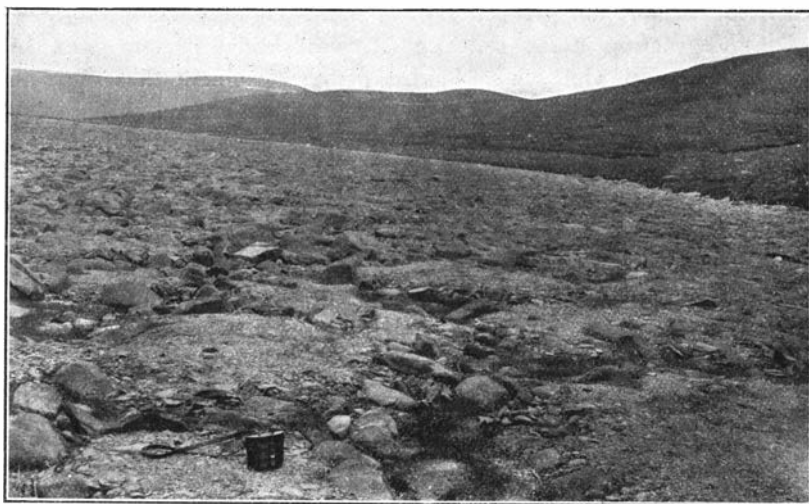


Fig. 16. Steinnetzwerk auf einem im Sommer trockengelegtem Seeboden, Vardesjöhö, Dovre, 1,200 m ü. M. Gabbro. ^{8/7} 1913.

bieten die Steinstreifen viel besseren Grund, sie sind übrigens unter normalen Verhältnissen trocken, während die lehmigen Partien Wasser aufgesaugt haben. Es ist ein Irrtum, wie viele Verfasser annehmen, dass Steinnetze sich nur in ganz wasserdurchtränktem Boden entwickeln können, auf Spitzbergen z. B. gibt es solche fast überall, wo der Boden aus gemischtem Material besteht, und wo nicht das ganze durch Solifluktion verzerrt oder verwischt worden ist. Dies geht auch aus den hier mitgeteilten Abbildungen hervor (vergl. auch die Abbildung H. RESVOLL-DIESET's [109]).

Die umgebenden Steinränder überragen im allgemeinen wie kleine Wälle die angrenzenden Partien der Erdfelder ein wenig (vergl. Fig. 14). Auf Spitzbergen, wo sedimentäre Gesteine dominieren, und daher die Steine meistens plattig sind, ist es ganz auffallend, dass die Steine wie von den Seiten zusammengeschoben und dadurch kantengestellt sind. Die

Steine können von sehr verschiedener Grösse sein, von kleinerem Kies bis zu schweren Blöcken. Sie können nicht nur ein Gewicht von einigen Kilogrammen erreichen, wie ich früher (68) angegeben habe, sondern ich habe Steinnetzwerke gesehen, wo sie durchschnittlich wenigstens 50 kg schwer waren, und wo es einzelne Blöcke gab, die mehrere hundert kg wiegen müssen, und deutlich in die Sortierung einbezogen waren (Snehettan in Dovre, Norwegen). Dann sind wohl aber die Erdfelder in ihrer Orientierung von den Blöcken beeinflusst. Dass Strukturboden mit so grossen Blöcken auf Spitzbergen nicht zu sehen ist, ist einfach daraus erklärlich, dass, wie ich schon erwähnt habe, grössere Blöcke dort beinahe fehlen, wenigstens in den Gebieten der sedimentären Formationen, aus welchen meine Beobachtungen hauptsächlich stammen. Besonders auf flachem Boden sind die grossen Blöcke in Kleinstücke zersprengt.

Die Vegetation muss sich den Strukturbodenformen ganz besonders anpassen. So viel ich gefunden habe, geschieht dies ohne andere allgemein geltende Regeln, als dass das lehmige und von Rissen durchzogene Zentrum am meisten vermieden wird. Verkümmerte Flechten und bisweilen Moosarten können hier leben; in den Steinrändern können hie und da auch Gefässpflanzen vorkommen. Aber im allgemeinen ist diese Form des Polygonbodens ganz nackt, es ist eine Kältewüste, die nicht unmittelbar von dem Klima bedingt ist, sondern von den durch den Frost verursachten Bodenbewegungen. Es gibt aber daneben Beispiele an Steinnetzen, die von Vegetation fast völlig überwachsen sind, nämlich wo die sortierenden Bewegungen im Boden beendigt sind.

Ich habe Steinnetze an verschiedenen Lokalen durchgegraben, und habe wie auch MIETHE (90) und MEINARDUS (88) gefunden, dass die deutliche Sortierung bis zu ein paar Dezimetern fortsetzt, um weiter nach unten allmählich verwischt zu werden, so dass tiefer der Boden aus gemischtem Material besteht, mit oft auffallend grossem Gehalt an feinerem Material, eine Erscheinung, die mit Auffrierungsphänomenen zusammenhängen dürfte. Im allgemeinen ist die Sortierung bis nach der Tjäle deutlich wahrnehmbar gewesen, es ist aber nicht sicher, dass die Tjäle dann ihre tiefste Lage erreicht hatte. Die Sortierung gehört offenbar der Regelationszone des Bodens, und dass sie in den oberflächlicheren Schichten am besten durchgeführt worden ist, mag wohl davon abhängig sein, dass die Regelationssaison für diese die am längsten dauernde ist. Im Polygonboden habe ich nie die Tjäle tiefer als 5—6 dm gefunden; der von MIETHE (l. c.) erwähnte Fall, wo die Tjäle 1—1,5 m tief lag, muss eine Ausnahme sein. Nur einmal, im Juli in Mimers Tal (Spitzbg.), habe ich ein Beispiel dafür gesehen, dass die Schutt-sortierung Einfluss auf die Tjäleoberfläche ausgeübt hatte, da war aber die aufgetaute Bodenschicht nur 2 dm tief. Die Steinränder waren hier durch schwach vertiefte rinnenförmige Vertiefungen in der Tjäle markiert, welche von dem grösseren Leitungsvermögen des Steinmaterials bedingt sein dürften. Ich glaube nicht, dass diese Rinnen irgend eine Bedeutung für das

Entstehen der Detritussortierung haben; sie sind nur dank ihr entstanden. Überhaupt sind Grabungen im Strukturboden wenig aufklärend, die Erdkrume, die wenigstens in den tieferen Schichten gern nass und breiig ist, macht es schwierig etwas zu sehen, und die Tjäleoberfläche ist nicht, wie mehrere Verfasser zu glauben scheinen, eben und scharf hervortretend, sondern meistens ziemlich schwer festzustellen.

Es würde zu weit führen, hier alle Theorien näher zu diskutieren, die in rascher Folge vorgelegt worden sind, um die Steinnetzwerke zu deuten. Die meisten Erklärungsversuche sind nur andeutungsweise in allgemeinen Worten gehalten. Sie lassen sich in einige Gruppen zusammennehmen, solche die strömendes Wasser, Konvektionsströme, Schlamm-eruptionen, Trockenrisse, in welche die Steine niedergefallen sind, annehmen, und schliesslich die umfassende Gruppe von Theorien, die Frost- oder Regelationswirkungen in Anspruch nehmen.

Die allgemeine Auffassung der Teilnehmer an der Exkursion des Geologenkongresses nach Spitzbergen 1910, während welcher das Phänomen Gegenstand eines lebhaften Interesses war, dürfte wohl, wie SAPPER (117) sagt, die gewesen sein, dass die Steinnetzwerke Trockenrisse repräsentierten, worin Steine hineingefallen waren. Vielleicht kam diese Anschauung von der Ähnlichkeit mit dem Zellenboden, der meistens Trockenrissen zugeschrieben wird. Die Unmöglichkeit, solch eine Theorie aufrecht zu halten, mag aber schon aus den hier mitgeteilten Bildern, Fig. 14 und 15, hervorgehen, wie auch aus den Profilen der Steinnetze. Unerklärlich wäre dann auch, dass die zentralen, erdigen Parteen fast keine Steine führen, und wie die Steine deutlich zusammengeschobene Wälle bilden können. Dazu kommt, dass in solcher Weise die jedoch offenbar nahe verwandten Erdinseln und Steinringe (siehe die folgenden Abschnitte) unerklärlich sind.

Eine andere Erklärung, die etwa ebenso grossen Anschluss gefunden hat, nimmt strömendes Wasser als sortierenden Faktor an, eine Theorie, die wohl ursprünglich von DE GEER (33) aufgestellt worden ist. Er denkt sich, dass Wasser in Trockenspalten zirkuliere, und allmählich das feinere Material wegspühle. Die Trockenrisse, die hierbei natürlich notwendig wären, um das netzförmige System zu erklären, können aber, wie schon gesagt, nicht immer vorhanden gewesen sein. Es sind hier etwa dieselben Einwendungen zu machen wie oben; die durchgehende und regelmässige Sortierung wäre nicht erklärlich, und die vereinzelt auftretenden Steinringe und Schuttinseln würden dann nicht mit den Steinnetzwerken verwandt sein können, eine Verwandtschaft, die aber unmöglich zu leugnen ist. Dazu kommt, dass es nicht mit den allgemeinen Gesetzen für strömendes Wasser vereinbar ist, dass es solche regelmässige und komplizierte Bahnen nimmt, sondern es würden bald einige von ihnen auf Kosten anderer sich entwickeln, wodurch nur die Netzstruktur verwischt werden müsste.

Dieselben Einwände, mit Ausnahme der zuletzt angeführten, ruft eine Theorie, die von NORDENSKJÖLD (94) aufgestellt worden ist, hervor. Er denkt sich die Möglichkeit, dass Wasser oberhalb der Tjäle in einem Systeme von Konvektionsströmen zirkuliert und das Material sortiert. Zu Grunde liegen einige Experimente des französischen Forschers BÉNARD, der gezeigt hat, wie eine halbfließende Schlammasse auf einer Metallplatte, wenn diese Temperaturveränderungen ausgesetzt wird, ein zellenförmiges System von Konvektionsströmen hervorruft. Später hat aber NORDENSKJÖLD (95) die Unzulässigkeit dieser Hypothese anerkannt.

Andere Erklärungen, von ULE (133), MIETHE (90) u. a., nehmen ein Aufquellen des wassergetränkten, lehmigen Erdmaterials an (»Jäslera») oder stellen sich Aufquellen von Grundwasser oberhalb der Tjäle vor. Eine ausreichende Erklärung ist wohl nicht damit gegeben, es ist aber möglich, dass die erdige zentrale Partie bei starker Wasseraufnahme sich hebt — sie ist ja meistens ein wenig gewölbt — und dadurch zu der Sortierung beiträgt. Ein ähnliches Aufquellen des Zentrums nimmt auch CHOLNOKY (21) an, der das Ganze in Zusammenhang mit einem ursprünglichen Spaltensysteme sich denkt, das durch Kontraktion und Expansion des Bodens bei Regelation entstanden sei. Ich habe schon oben auf die Schwierigkeiten hingewiesen, welchen die Annahme von primären Spalten begegnet, und damit muss auch diese Theorie für weniger befriedigend gehalten werden.¹

DRYGALSKY (37) sieht in dem Polygonboden ein Gegenstück zu dem »pancake ice» oder den durch Reibung und Drehung abgerundeten Eisschollen des Meeres, ein Vergleich, der wohl jedoch kaum als eine Erklärung des Phänomenes gemeint sein kann.

Die meisten Beobachter haben aber angedeutet, dass in irgend einer Weise das Entstehen der Steinnetzwerke, oder des Polygonbodens überhaupt, dem Frost oder der Regelation zuzuschreiben ist. Auch bei den oben erwähnten Hypothesen haben einige Verfasser die Vermutung ausgesprochen, dass Frosterscheinungen eine gewisse Rolle spielen könnten, wie z. B. DE GEER (33), SPETHMANN, (124) u. a., oder dass gefrorener Boden nötig sei, wie NORDENSKJÖLD (95), TARNUZZER (129) u. a. Schon die ausgeprägte arktische Natur des Phänomenes mag dazu berechtigen, es in Verbindung mit Frostwirkungen zu setzen, um so mehr da es, wie schon im vorigen Kapitel angeführt worden ist, mehrere Beweise gibt, dass der Frost das Bodenmaterial in Bewegung zu setzen vermag.

Von der Beobachtung ausgehend, dass das Steinmaterial gegen die Peripherie der einzelnen Polygone angesammelt ist und dabei oft so zusammengeschoben, dass die Steine aufrecht stehen, habe ich (68) vorschlagsweise die folgende Erklärung vorgelegt. Wenn der Erdboden ursprünglich aus einer Mischung von feineren und gröberen Bestandteilen

¹ CHOLNOKY denkt sich ferner, dass eine Zirkulation in den Polygonen dadurch bewirkt wird, dass die Steine durch Regelation nach unten geführt werden. In der Tat werden aber die Steine, wie ich aufgewiesen habe (68), aufgefroren.

zusammengesetzt gewesen ist, so dürfte diese immer ein wenig ungleichmässig gewesen sein, so dass es Flecke mit reichlicherem, feinerem Material und andere mit reichlicheren Steinen gegeben hat. Dank der Kapillarität nehmen dann jene mehr Wasser auf als ihre Umgebung. Bei der Eisbildung wird dann das Material von hier aus zentrifugal verschoben. Wenn nachher Schmelzung und damit eine Volumenverminderung eintritt, wird das feinere Material von der Adhäsion mitgezogen, während die Steine peripherisch zurückbleiben. Wenn hinreichend oft wiederholt, muss eine merkbare Sortierung resultieren. Hierdurch werden auch die Bedingungen für die Arbeitsintensität immer zunehmen, indem der Ausgangspunkt der Volumenveränderungen mehr fixiert wird und dabei auch die Wasserkapazität der zentralen Partien vermehrt wird. Dieser Erklärungsversuch, den ich fortwährend nur als ein Gedankenexperiment betrachten will, hat die Beistimmung der meisten Verfasser gewonnen, die diese Probleme näher studiert haben. Ich habe selbst darauf hingewiesen, dass die gleichmässige Grösse der Felder nur schwer in dieser Weise sich erklären lässt, aber die Vermutung ausgesprochen, dass diese Gleichmässigkeit durch eine Schematisierung der Eindrücke übertrieben wäre, um so mehr als die schlechter ausgebildeten Formen weniger die Aufmerksamkeit auf sich ziehen. Nachdem ich jetzt ein viel grösseres Beobachtungsmaterial gesammelt habe, muss ich aber ULE (133) zustimmen, dass dieser Polygonbodenform, wenn gut entwickelt, eine ganz auffallende Regelmässigkeit zeigen kann. Vielleicht aber mag die Gleichmässigkeit dadurch erklärlich sein, dass die Expansionskraft vom Zentrum aus nicht unbegrenzt sein kann. Wenn nicht anders, wird eine Grenze dadurch gesetzt, dass der umgebende Steinkreis schliesslich das Erdfeld von den Umgebungen völlig isoliert. Dafür spricht auch das Verhältnis, dass es einzelne Steinringe gibt, die ein Ruhelage erreicht haben, so dass sie mit Vegetation bewachsen sind, und zwar ohne dass die umgebenden Expansionszentra den Zuwachs verhindern (vergl. MEINARDUS). Dass die Felder Kreis- oder eigentlich Sechseckenform anstreben, ist aus der zentrifugalen Expansion zu erklären.

MEINARDUS, der im grossen und ganzen meine Theorie als die einzig akzeptable annimmt, macht einen komplettierenden Nachtrag, dem ein paar Verfasser, u. a. SAPPER (118) sich anschliessen, dem ich aber nicht beistimmen kann. Aus theoretischen Gründen erachtet er, dass Steine, die in lehmigem Material in der Nähe von einander liegen, bei der Regeneration auf einander attrahierend wirken möchten. Darin sollte sofalls ein von mir nicht beachtetes Moment bei der Bildung von Steinnetzwerken liegen. Es kann scheinen, als müsste die von mir angenommene Konzentration des feineren Materiales und die zentrifugale Bewegung der Steine ganz dasselbe Resultat geben wie eine Konzentration des Steinmateriales durch die von MEINARDUS behauptete Attraktion zwischen den Steinen. Dies ist aber nicht der Fall. Bei einer derartigen Attraktion würde das Resultat Haufen von Steinen mit zwischenlagerten Erdmassen

werden, und nicht Steinringe, welche Erdfelder umschliessen. Prüft man die an und für sich ziemlich ansprechende Auseinandersetzung MEINARDUS', wie diese Attraktion der Steine entstehen sollte, ist aber der Fehlschluss nicht schwer zu finden. Beim Auftauen des Bodens wirken die Steine als Wärmefänger, und in einem gewissen Stadium greifen die Taubezirke zweier Steine in einander ein. Wenn bei eintretender Kälte der Boden innerhalb dieser Taubezirke wieder friert, verschieben sich, nach MEINARDUS, die Steine gegen einander hin, da die zwischen ihnen wirkende Kraft kleiner ist als die Summe der in entgegengesetzter Richtung wirkenden Kräfte (siehe die Zeichnung, A Fig. 17). Es ist aber zu bemerken, dass die Frierung sowohl wie das Auftauen von den Steinen ausgehen muss, und dann begegnen sich erst die beiden Gefrierbezirke und verhindern solch eine Verschiebung (siehe B Fig. 17). Denkt man sich, dass die Frierung durch Überkühlung völlig momentan eintritt, und dass die Um-

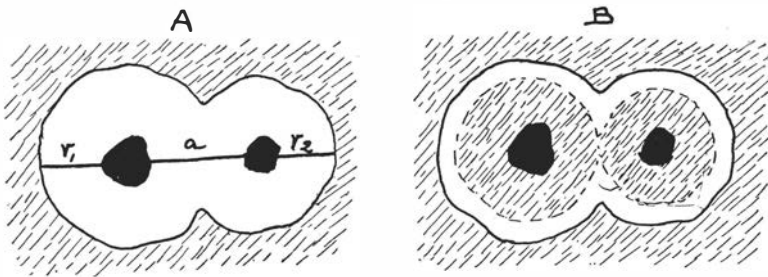


Fig. 17. A. Die Taubezirke zweier Steine begegnen einander, beim Frieren werden nach MEINARDUS die Steine an einander genähert, weil $a < r_1 + r_2$. B. Dann stossen aber erst die beide Gefrierbezirke mit einander zusammen. Gefrorener Boden schraffiert.

gebungen keine Ausdehnung erlauben (wodurch die Steine sich von einander verschieben würden), tritt jedoch keine Annäherung der Steine ein, denn die Ausdehnung, die dann nicht stattfinden kann, wird in allen Teilen des gemeinsamen Taubezirkes proportional kompensiert und es resultiert überhaupt keine Verschiebung. Besser als alle diese Erläuterungen mag Fig. 18 zeigen, dass keine solche Attraktion zwischen den Steinen vorkommt, sondern dass sogar eine Verschiebung in der entgegengesetzten Richtung entsteht. Ein Sandstein ist hier in Platten zersprengt, und durch Regelationswirkungen sind die Stückchen auseinander verschoben, ohne dass die ursprüngliche Orientierung verwischt worden ist. Das Bild illustriert übrigens auch, wie rasch der Frost wirken kann; es ist nämlich an den Moränen des Paulas Gletschers (Spitzbergen) aufgenommen, wo man schon in einer Tiefe von etwa 1 m das Gletschereis trifft.

Experimentell ist es mir leider bis jetzt nicht gelungen, Resultate zu erzielen, die über das Entstehen der Steinnetzwerke Auskunft geben

können. Es sind sehr umfassende Anordnungen und lange Zeit nötig, um hierbei die Experimente unter etwa denselben Bedingungen wie in der Natur ausführen zu können. Nicht einmal in den klimatischen Verhältnissen des mittleren Schwedens ist daran zu denken, für die Experimente nur die Winterkälte zur Hilfe zu nehmen; wenigstens wäre dann eine fast unbegrenzte Zeit nötig. Sehr grosse Materialquantitäten wären ferner erforderlich, wie auch grosse Gefässe, und auch dann würde es auf Schwierigkeiten stossen, eine Tjäle von niedriger Temperatur herzustellen und die Temperatureinflüsse durch die Wände und die Unterseite des Ge-



Fig. 18. Zersprengte Sandsteinsblöcke in der Moräne des Paulas Gletschers, Spitzbergen. Die Stücke sind auseinander verschoben. $\frac{1}{8}$ 1911.

fässes zu vermeiden. Es wäre auch nicht zu erwarten, dass die Resultate sich bald ergeben würden; besonders der erste Anfang der Sortierung dürfte eine bedeutende Zeit für seine Entwicklung erfordern.

Besser würden wertvolle Beobachtungen in der Natur sich machen lassen, wenn man Gelegenheit hatte, an dem Platz während langer Zeit, und nicht nur in den Sommern, die Veränderungen Schritt für Schritt zu verfolgen. Dazu habe ich aber keine Gelegenheit gehabt. Wenn ich auch einige Grabungen zu verschiedenen Zeiten des Sommers gemacht habe, sind diese an verschiedenen Lokalen ausgeführt, weshalb die Profile, deren Steinnetzwerke fast nirgends ganz ähnlich entwickelt sind, nicht verglichen werden können.

Über die mir bekannte regionale Verbreitung des Polygonbodens gebe ich in dem Schlusskapitel eine Zusammenstellung. Dabei werden die Steinnetzwerke von den anderen Formen des Polygonbodens nicht getrennt; teils sind die meisten Notizen nicht deutlich genug, um eine solche Trennung durchzuführen, teils kommen offenbar diese verschiedenen Formen in der Regel zusammen vor und scheinen ähnliche klimatische Bedingungen für ihr Entstehen zu erfordern.

Auf Spitzbergen trifft man, wie schon erwähnt, Steinnetzwerke fast überall, wo es geeigneten Boden gibt, es würde deshalb zu weit führen, hier Lokalitäten anzuführen. Auf flachem Boden, wo es Steinmaterial genug gibt, sowohl auf den höchsten wie auf den niedrigsten Niveaus, findet man diese Detritussortierung, also besonders in den Blockmeeren der Plateaugebirge und in den Tundraflächen. Von Interesse ist es, dass die Erscheinung auch auf den niedrigsten Niveaus, die erst in später Zeit aus dem Meer aufgetaucht sind, völlig entwickelt sein kann, ein Zeugnis wie rasch — geologisch gesehen — der Frost seine Arbeit ausführen kann. Freilich gibt es in diesen niedrigeren Niveaus auch noch relativ erhaltene Felsen aus widerstandsfähigem Gestein, wie die Diabasfelsen bei Kap Anser (siehe Fig. 2) u. s. w., wo kein Material der Sortierung zur Verfügung steht, aber im allgemeinen sind die Felsen schon längst zu Blockmeeren zersprengt und das Material sortiert, so z. B. an der ganz nahe dem Meeresniveau gelegenen Erdmanns Tundra (Fig. 14). Ich glaube nicht, dass, wo es geeignetes Material und flachen Boden gibt, die Behauptung MEINARDUS' für Spitzbergen generell gültig ist, nach welcher die Entwicklungsstufen des Strukturbodens in Relation zu der Höhe über das Meer und zur Landhebung stehen. In der Braganzabucht habe ich sogar Detritussortierung in einer Höhe von nur etwa 0,5 m ü. M. gesehen.

Wie zu erwarten ist, findet man Steinnetzwerke auch in den hochalpinen Gegenden, wo ein strenges Klima mit ewigem Schnee, oder richtiger mit perennierender Tjäle herrscht. Im allgemeinen ist in diesen grossen Höhen flacher Boden relativ selten vorkommend, ein Verhältnis, das dazu beigetragen haben möchte, dass Beobachtungen über Steinnetzwerke in alpinen Gegenden so spärlich sind. In den skandinavischen Gebirgen darf ich sagen, dass die Erscheinung erst in einer Höhe von einigen hundert Metern oberhalb der Birkenregion allgemein auftritt. Mehr ausnahmsweise gibt es aber Beispiele aus beträchtlich niedrigeren Gegenden, so z. B. teilt BERGSTRÖM (13) eine besonders interessante Beobachtung aus der Nadelwaldregion Lapplands mit.

Steinguirlanden sind eine ziemlich allgemein vorkommende, durch Bodenbewegung verzerrte Form von Steinnetzwerken, deren Aussehen von dem Namen angegeben ist, und die unter den Solifluktionserscheinungen näher behandelt wird.

Steinringe.

Steinringe unterscheiden sich von den Steinnetzen eigentlich nur darin, dass sie einzeln auftreten und daher keine Netzwerke bilden können. Es gibt auch Übergangsformen, wo einige Steinringe an einander stossen und an einander drängen, wodurch die Form der Steinkreise ein wenig polygonal werden kann. Wohl ausgebildete Steinringe sind eigentlich keine allgemein auftretende Erscheinung, ich habe nie so auffallende Ausbildungsformen wie die, welche MEINARDUS (88) aus der Kings Bay beschrieben und abgebildet hat, gesehen.

Meistens halten sie einen oder anderthalb Meter im Durchmesser; in der Sassen Bay habe ich jedoch einige beobachtet, die über 3 m erreichten. Das erdige Innere ist auch hier fast ohne Steine, und ist meistens von Wasser aufgeweicht. In der Mitte ist es ein wenig gewölbt, der Steinkreis ragt auch über die Umgebung empor. MEINARDUS erwähnt ein Beispiel, wo der Kreis sogar 30 cm hoch war. Dazu habe ich kein Gegenstück gesehen, im allgemeinen mag die Höhe nicht die Hälfte davon erreichen. Mehr bemerkenswert ist es, dass die ganze Bildung, auch die erdige Mittelpartie, über die Umgebung sich hebt, was wahrscheinlich durch Wasser- und vielleicht auch Tonaufnahme zu erklären ist.

Die Steinringe mögen in entsprechender Weise wie die Steinnetzwerke sich erklären lassen; es ist ganz natürlich, dass die Sortierung erst fleckenweise auftritt. MEINARDUS, der in der Hauptsache meinem Erklärungsversuch beistimmt, hat in einem Fall zu finden geglaubt, dass Verwitterungsprodukte eines Geschiebes zu der Bildung von Steinkreisen beigetragen hatten. Es ist auch an und für sich sehr möglich, dass solche Verwitterungsprodukte den ersten Anstoss zur Detritussortierung geben konnten; offenbar aber ist dies nicht immer der Fall; denn es ist nicht möglich, sich das Entstehen der jedoch deutlich verwandten Steinnetzwerke in solcher Weise zu denken.

Erd- oder Schuttinseln in Blockmeeren.

Die Blockmeere habe ich schon in dem Kapitel über den Spaltenfrost behandelt, wie auch das Verhältnis, dass neben dem Blockmateriale gewöhnlicherweise durch fortgehende Frostverwitterung mehr oder weniger erdiges Material entstanden ist. So sind z. B. die oben beschriebenen Steinnetzwerke für solche Blockmeere ganz charakteristisch. Wo dagegen feineres Material nur sehr untergeordnet auftritt, kann sich schwerlich eine so ausgeprägte Detritussortierung wie die Steinnetze entwickeln, und man findet davon nur so zu sagen embryonale Bildungen, nämlich die vereinzelten Erd- oder Schuttinseln. Mit dem Namen ist schon der allgemeine Charakter der Erscheinung angegeben, nämlich gerundete, erdige An-

sammlungen inmitten der Blockmassen, die meistens wie die Erdfelder der Steinnetze und Steinringe ein wenig gewölbt sind.

Die Erdinseln der Blockmeere mögen in entsprechender Weise wie die Steinnetze und Steinringe entstanden sein, sie sind natürlich mit den letzteren am nächsten zu vergleichen; der Unterschied liegt nur in dem Verhältnis zwischen größerem oder feinerem Materiale.

Zellenboden.

Den Namen Zellenboden schlage ich für eine Bildung vor, die wohl ursprünglich als Polygonboden bezeichnet wurde. Hauptsächlich weil eine

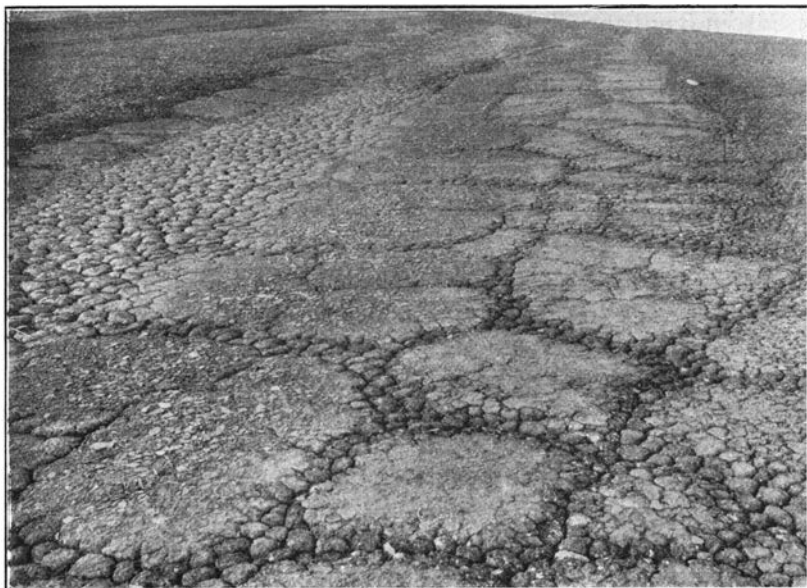


Fig. 19. Zellenboden hinter einem Strandwall an der Braganzabucht. ¹²/s 1910.

Trennung sich oft nicht durchführen lässt, und gewöhnlicherweise auch nicht gemacht worden ist — brauche ich hier, wie schon früher bemerkt worden ist, die Benennung Polygonboden in einem weiteren Sinne. Es ist deutlich, dass der Zellenboden mit den Steinnetzen nicht immer so nahe verwandt ist, wie die Steinringe und Erdinseln; mehrere Verfasser, wie MEINARDUS (88), NORDENSKJÖLD (95), haben sogar keinen genetischen Zusammenhang zwischen ihnen sehen wollen. Später bin ich aber zu der Überzeugung gekommen, dass alle Übergangsformen vorhanden sind, und dass auch der Zellenboden ein typisch arktischer Boden ist. Andererseits muss ich aber auch zugeben, dass bei der Bildung der am meisten ausgeprägten Formen des Zellenbodens auch andere Faktoren mitgespielt haben.

In Gegensatz zu den Steinnetzen entwickeln sich die mehr ausgeprägten Formen des Zellenbodens in feinem Erd- oder Tonmaterial, und nicht in gemischtem Schuttboden, also besonders in den schlammigen, grossen Delta- und Alluvialflächen. In den Fliegerdeabhängen sind auch oft ziemlich gut entwickelte Formen zu sehen, aber hier, wo das Material weniger einheitlich ist, wird man oft in Zweifel geraten, wohin sie zu führen sind, ob nicht die wenig entwickelte, aber jedoch erkennbare Sortierung ihnen mehr den Charakter von Steinnetzwerken gibt.

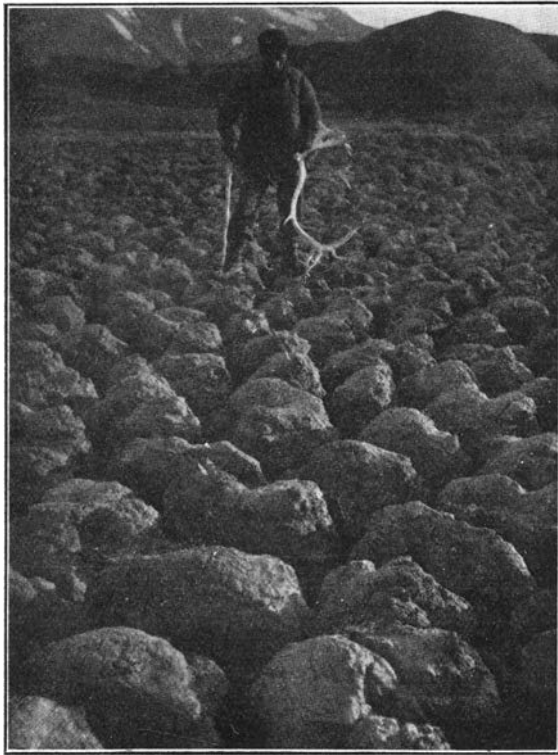


Fig. 20. Durch Wasserspülung ausgeräupelter Zellenboden. Kap Conwentz, Spitzbergen. ¹⁹/s 1911.

Die am meisten ausgeprägte Form des Zellenbodens verdient besonders ihren Namen, indem der Boden durch Spalten bienenwabenähnlich in ein Zellsystem zerteilt ist. Die bisweilen ganz regelmässig sechseckigen Polygone messen meistens ein paar Dezimeter im Durchschnitt, mehr selten einen Meter oder mehr; fast immer sind sie bedeutend gewölbt. Wo sie in ganz homogenem, lehmigem Boden entwickelt sind, ist keine Sortierung vorhanden, oder sie ist wenigstens kaum wahrnehmbar. Ein ausgezeichnetes Bild von dieser ausgeprägten Form hat SAPPER (117)

nach einer von G. SCHULTZE in der Billen Bay aufgenommenen Photographie mitgeteilt; eine recht gute Vorstellung davon gibt auch Fig. 19 (links oben).

Die Spalten, die oft ganz scharfkantig sind, klaffen bis zentimeterbreit und mehr. Sie sind bisweilen nur einige Zentimeter tief offen, aber ihre Fortsetzung kann dann bei Grabung tiefer verfolgt werden; oft kann man in sie mit einem Stäbchen 2—3 dm tief hinab reichen. Dass die Spaltung tief reichen kann, geht auch aus Fig. 20 hervor, die eine sehr eigentümliche Ausbildung von Zellenboden veranschaulicht. Die Polygone, die etwa drei Dezimeter in Querschnitt halten, sind hier durch Wasserspülung auspräpariert und erodiert worden, das Vorkommnis liegt nämlich in einer Überschwemmungsebene. Hier konnte man die Beobachtung machen, dass die ursprüngliche Schichtung der Lehmlager im grossen und ganzen ungestört war, nur im Zentrum machte sich eine Aufwölbung geltend.

Es sind fast nur Botaniker, die sich für diese Bodenform interessiert haben, und sie scheinen alle, ausser G. ANDERSSON (4), der auf die Wirksamkeit des Frostes hinweist, anzunehmen, dass die Spaltensysteme nur gewöhnliche Trockenrisse sind. Besonders scharf wird diese Ansicht von WULFF (140) hervorgehoben, jedoch ohne dass irgend eine Motivierung vorgebracht wird. Er scheint indessen, nach seinen Abbildungen zu urteilen, nicht die mehr ausgeprägten Formen studiert zu haben.¹ Selbst habe ich früher eine ähnliche Auffassung gehabt, und MEINARDUS (87), der den Strukturbodenformen eine eingehende Untersuchung gewidmet hat, betrachtet den Zellenboden ohne weiteres als ein Trockenphänomen ohne Verwandtschaft mit dem Strukturboden. Ich glaube aber, dass man bei näherem Nachdenken gestehen muss, dass diese Polygonbodenform, die für arktischen Gegenden so typisch ist, in anderen Gegenden nirgends wiederzufinden ist, worauf auch SAPPER (117) hingewiesen hat. Trocken-spalten laufen meistens ziemlich unregelmässig, und bilden nie so schöne Spaltensysteme, auch sind sie selten so tief, und zwischen Trockenrissen pflegen die Erdpartieen eine charakteristische konkave Form mit aufgebogenen Kanten zu zeigen, nicht wie hier das umgekehrte Aussehen. Gegen die Theorie, dass sie nur gewöhnliche Trockenrisse sind, spricht auch das Verhältnis, dass der Boden oft ganz nass sein kann, sogar unter Wasser stehen, ohne dass die Spalten sich geschlossen haben. Davon ist z. B. Fig. 20 ein Zeugnis, diese Spalten müssen ziemlich offen gewesen sein, um dem Wasser Gelegenheit gegeben zu haben, solch eine Erosion zu leisten.

Die deutlichen Spalten der besprochenen, sehr ausgeprägten Form zeigen, dass der Boden für starke Kontraktionen und Expansionen ausgesetzt gewesen ist, und die Regelmässigkeit der Polygone in Grösse und Form mag darauf deuten, dass die Kräfte an bestimmte Zentren gebunden sind. Es gibt z. B. in lehmigen, zeitweise überschwemmten Senken zwischen den Uferwällen oft ganz unregelmässige Risse, die man keinen

¹ Die Beobachtungen WULFF's stammen aus der Wijde Bay, und es ist möglich, dass nicht alle Ausbildungsformen dort vorkommen. Selbst sagt er aber: »nirgends trifft man aber Polygonboden in so idealischer Ausbildung, wie in Wijde Bay».

Anlass hat, anders denn als Trockenrisse zu betrachten, die aber hie und da allmählich in einen sehr ausgeprägten Polygonboden übergehen; die Abbildungen WULFF's geben übrigens hiervon eine Vorstellung. Ich denke mir jetzt, dass ein entsprechender Expansions- und Kontraktionsprozess hier vorgehen kann wie im Steinnetzboden, indem besondere Zentren sich zwischen den Trockenrissen mit ihren ausgetrockneten Wänden orientieren, und dass bei wiederholter Regelation schliesslich die Sechseckenform entwickelt werden kann. Die Geneigtheit der Polygonbildung, an schon vorhandenen Rissen sich zu entwickeln, wird auch von Fig. 19 veranschaulicht; an alten Rissen — deren Natur in diesem Falle

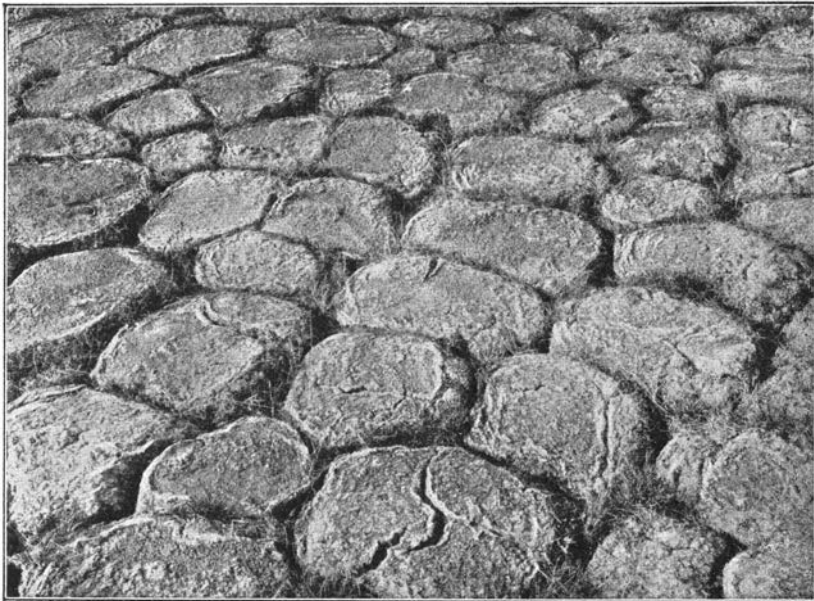


Fig. 21. Zellenboden an der Braganzabucht. Der Boden ist in trockenen Tagen mit einer dünnen Salzkruste bedeckt. ¹²/₈ 1910. (Aus B. HÖGBOM [69].)

schwerlich sich bestimmen lässt — entwickeln sich Reihen von Kleinpolygonen, indem neue Kontraktionszentren dank den von den Spalten hervorgerufenen Verschiedenheiten in der Feuchtigkeit entstanden sind; der Boden ist sogar partiell schon zu typischem Zellenboden entwickelt.

Ich bin nicht in Gelegenheit gewesen, Zellenboden an einem und demselben Lokal sowohl aufgetaut wie ganz gefroren zu sehen, es wäre sonst von besonderem Interesse, die Veränderungen des Bodens näher verfolgen zu können. Dagegen habe ich am Kap Conwentz sehr schön entwickelten Zellenboden gesehen, der gefroren war und dann ganz geschlossene Spalten zeigte. Andererseits habe ich auch mehrfach gefrorenen Zellenboden beobachtet, wo die Spalten nicht geschlossen waren. Es ist

auch natürlich, dass ein gewisser Wassergehalt des Bodens erforderlich ist, um eine genügende Expansion zu bewirken. Im Sommer, wenn der Boden aufgetaut und oft verhältnismässig trocken ist, sieht man auch ganz allgemein Spalten, die gar zu breit sind, um beim Frieren sich schliessen zu können.

Von der eben beschriebenen Form mit scharfen, offenen Spalten gibt es alle Übergänge zu dem in Fig. 21 abgebildeten Zellenboden, der auch in lehmigen Sedimenten entwickelt ist. Die Spalten sind hier nicht mehr scharf und offen, aber die Zentren sind jedoch deutlich vorhanden, und

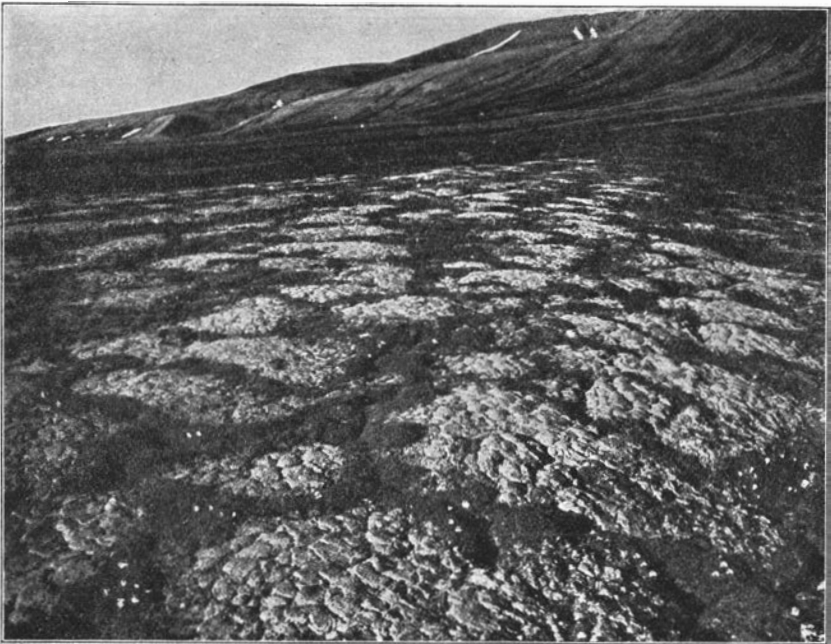


Fig. 22. Verhältnismässig stark bewachsener Zellenboden. Dryasvegetation.
Kap Wijk ³⁰/₇ 1909. (Aus B. HÖGBOM [68].)

die Expansionswirkungen sind teilweise an den wulstigen Aussenrändern erkennbar. Eine kümmerliche Vegetation hat sich an den Rändern angesiedelt. Es ist für den Zellenboden wie für die Steinnetze charakteristisch, dass die Zentren nur ganz ausnahmsweise bewachsen werden können, während die peripherischen Zonen gern von Vegetation markiert sind. Es ist hauptsächlich diese biologische Eigentümlichkeit, die das Interesse der Botaniker auf den Strukturboden und zwar besonders an den Zellenboden gezogen hat. Diese Form des Polygonbodens hat auch die grössere Verbreitung und ist z. B. für die Pflanzenformationen der Tundra ganz typisch.

Fig. 22 aus dem Triasgebiete am Kap Wijk zeigt die vielleicht allgemeinste Ausbildung des Zellenbodens; die Ränder sind nicht mehr scharf und von regelmässigen Spaltensystemen markiert, und die gewölbten Zentren sind nackt und lehmig, und meistens, wie auch bei den Steinnetzen, unregelmässig von kleinen Rissen durchzogen, deren Natur, wie schon gesagt, schwer zu enträtseln ist. In diesem Falle besteht der

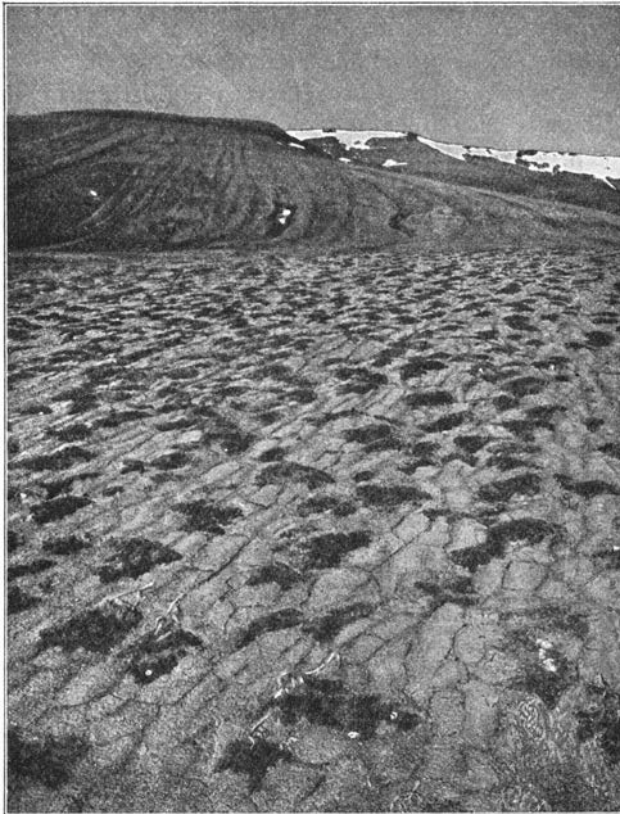


Fig. 23. Durch Solifluktion verzerrter Zellenboden. Vegetation aus vereinzelt Dryaspflanzen. Kap Wijk. $30/7$ 1909. (Aus B. HÖGBOM [68].)

Boden aus lehmigen Verwitterungsderivaten der Triasschiefer, und das Material ist folglich nicht völlig homogen. Hier kann man auch, wie dies übrigens allgemein der Fall ist, eine Sortierung wiederfinden, die an diejenigen der Steinnetze erinnert, und es ist auch nicht möglich, eine Grenze zwischen diesen Formen des Polygonbodens anzugeben. Für diese Übergangsform ist es wahrscheinlich, dass Trockenrisse — oder Taurisse — ursprünglich den ersten Anstoss zu der Strukturbildung des Bodens gegeben haben. Wie schon hervorgehoben, gibt es aber Fälle von ausgeprägten Steinnetzen,

wie auch von Steinringen und Erdinseln, für welche eine solche Erklärung nicht gelten kann.

Die in Fig. 22 abgebildete Form ist durch die Abwärtsbewegung der Bodenkrume entlang der Böschung ein wenig verzerrt worden. Dies ist übrigens sehr allgemein in den grossen Tälern Spitzbergens zu sehen, deren flache Böschungen mehr oder weniger als Polygonboden entwickelt sind. Fig. 23 zeigt eine verhältnismässig kleine Form, die durch die Bewegung des Bodens ganz ausgestreckt worden ist.

Es gibt Formen von Zellenboden, oder allem Anschein nach ganz verwandte Erscheinungen, die in Humusmaterial entstehen. So ist auf Spitzbergen die von abgestorbenen Pflanzenresten und Erdpartikeln zusammengebackte, im Sommer ausgetrocknete, oberflächliche Bodenkrume gern polygonal zerborsten. Auch in reinem Torf gibt es Spaltensysteme, die Felder mit einem Durchmesser umschliessen, der etwa im Verhältnis zu der Dicke der zerborstenen Schicht zu stehen scheint. Einige der grössten Polygone, die ich gesehen habe, kommen in dem grossen Torfmoor des Rendalen am Kap Thorsen vor, wo die einzelnen Felder bis 15 m Durchmesser halten. Die Spalten waren 1—2 dm breit; noch Ende Juli waren sie nicht tiefer als 2 dm aufgetaut. In einem Profile, das ein Bach geschnitten hatte, schien es, als ob die Spalten nicht viel tiefer fortsetzten. Es ist ja auch nicht zu erwarten, dass sie tiefer als zu der niedrigsten Lage der Tjåleoberfläche fortsetzen sollten. Ähnliche Vorkommnisse kenne ich aus Kap Svea und Kap Diabas, woher ich früher eine Abbildung mitgeteilt habe (68). An dem letztgenannten Platze hatten die Polygone, die scharfeckig und wenig regelmässig waren, einen Durchmesser von bis zu 20 m. Hier war aber das Netzsystem nicht durch offene Spalten, sondern nur durch Verschiedenheiten in der Vegetation, markiert. MIDDENDORF (89) berichtet auch von Spaltensystemen in den sibirischen Tundren, wo er Felder mit einem Umkreis von 114 Schritten gemessen hat; die Breite der Spalten war meistens 4—6 Zollen. Die Rasenhügel (schw. »Tufvor») kälterer Gegenden sind offenbar grossenteils Frostwirkungen zuzuschreiben, es gibt u. a. solche, wo die Erde oben nackt liegt, oder, bisweilen aufquillt (vergl. die »Krater» BERGSTRÖM's [13]), Formen die schwerlich als etwas anders als Modifikationen von dem gewölbten Zellenboden (vergl. z. B. Fig. 22) betrachtet werden können. THORODDSEN (130), der wertvolle Beiträge zur Kenntnis dieser Bildungen auf Island mitgeteilt hat, führt auch die »Thufur» (isl.) mit Polygonboden (auch Steinnetzwerken) zusammen. Aus den Mitteilungen dieses Verfassers, wie auch SPETHMANN's (124), geht hervor, dass diese Erscheinungen auf Island in sehr grossartiger Entwicklung auftreten, besonders in dem aus vulkanischer Asche gebildeten »Mohellaboden».

THORODDSEN meint, dass die Risse durch Frieren entstehen; seine Behauptung aber, dass sie im Winter durch starke Kälte entstehen, mag jedoch ein Irrtum sein, denn die Abkühlung von schon gefrorenem Boden kann wenigstens keine grössere Volumenveränderung bewirken. Er denkt

sich weiter, dass die starke Verdunstung im Frühling eine Zirkulation bewirkt, wodurch das Material in den gewölbten Polygonen aufwärts gesaugt wird. Es ist auch nicht der Fall, dass in den Spalten das Eis am längsten sich erhält, dadurch ein Zellen-system bildend. Besonders wenn die Aussenränder reich an Steinen sind, taut der Boden dort zuerst auf. SPETHMANN erwähnt, dass diese Bodenformen bei Kultivierung Schwierigkeiten darbieten, indem die »Thufur« gern wieder entstehen.

Es mag schliesslich noch eine Form im bewachsenen Boden genannt werden, nämlich wo das Moorpolster in eigentümliche Wälle aufgetrieben ist, die ein polygonales System bilden, dabei oft wassergefüllte Teiche umschliessend (siehe z. B. die Abbildung H. RESVOLL-DIESET's [109]). Eine ähnliche Bildung wird von MIDDENDORF (89) aus Sibirien erwähnt.

Ich habe oben angeführt, dass mehrere Botaniker, welche den Zellenboden studiert haben, die Erscheinung nur als eine Kontraktion beim Austrocknen des Bodens auffassen. Dies mag aber meistens nur auf die einfache Form mit scharfen Rissen sich beziehen; die anderen Formen sind oft nicht näher beschrieben oder zusammen mit den Steinnetzen diskutiert worden, was übrigens meiner Ansicht nach ganz richtig ist. Als Verfasser, die offenbar Zellenboden im Auge haben und sein Entstehen Frostwirkungen zuschreiben, können u. a. CONWAY (25) und MIDDENDORF (l. c.) genannt werden. Jener berichtet von »a polygonal bog of strange regularity« (in dem Sassen Tal, Spitzbergen), der »expanding and contracting between extremes of temperature becomes cracked up hexagonally.« MIDDENDORF sagt u. a. (S. 506) »der Ausdruck 'die Erde wächst' (semlja ros' tjöt), den man so oft im Munde der Sibirier hört, bezieht sich unfraglich auf verschiedene Arten von Aufquellen der Erde nicht nur durch Wasser, sondern namentlich durch dessen Gefrieren und die damit verbundene Ausdehnung.«

Über die regionale Verbreitung des Zellenbodens ist nicht viel mehr zu sagen, als dass sie mit derjenigen der Steinnetzwerke übereinzustimmen scheint. Diese Form des Polygonbodens ist, ausser aus Spitzbergen und Island, auch aus Grönland (WARMING [136], HARTZ [59]), Novaja Semlja (v. BAER [10]) und Sibirien (MIDDENDORF, KJELLMAN [79] u. a.) erwähnt. Ihre Verbreitung scheint etwa mit der der perennen Tjäle übereinzustimmen, was auch für ihre Abhängigkeit von Frostwirkungen spricht. Die Erscheinung verdient somit ein besonderes Interesse als eine Illustration zu den Frostwirkungen im Erdboden, wenn auch die Meinungen über den genaueren Mechanismus verschieden sind. Nur ein Beispiel aus nicht arktischen Gegenden ist mir bekannt, nämlich aus dem Glommental (160 m ü. M.) in Norwegen, woher BJØRLYKKE (14) von einer eigentümlichen Bodenform, »Koppjord« (»Pockenboden«) berichtet hat. Die Erscheinung, die den Abbildungen nach, eine Form von Zellenboden ist, entsteht in dem hier aus feinen, stark kapillären lehmigen Sedimenten (schw. »Mo«) bestehenden Boden, und steht nach BJØRLYKKE wahrscheinlich mit Frostphänomenen in Zusammenhang.

Solifluktion.

Eigentümlicherweise waren es die fossilen Solifluktionserscheinungen, die zuerst die Aufmerksamkeit auf sich zogen, besonders in England, wo sie unter verschiedenen Namen, wie »warp«, »trail«, »head«, »rubble drift«, u. a., lebhaft diskutiert worden sind. Da entsprechende rezente Phänomene nicht bekannt waren, wurden natürlich die älteren Erklärungsversuche ziemlich phantastisch, aber um so mehr bemerkenswert ist es, dass es unter ihnen auch solche gibt, die auf die Bedeutung der Tjäle für die Durchträngung des Bodens (z. B. WOOD [139]) hinweisen. FISHER (42) betont besonders die Frostwirkungen, so auch KERR (78) und DAVISON (28, 29); ihre Auseinandersetzungen sind aber bald fast ganz vergessen worden. GEIKIE (50) hat jedoch klar ausgesprochen, dass diese Erscheinungen ein rauhes Klima für ihre Entstehung voraussetzten; er hat auch die fossile Natur der falkländischen Steinströme eingesehen. Langsam kriechenden Bodenbewegungen schreibt auch DAVIS (27) eine wichtige Rolle für die »base-leveling« zu, wenn er auch das arktische Erdfließen oder die Frostwirkungen nicht besonders hervorhebt.

Die ersten systematischen Feldbeobachtungen über sowohl wirksame wie fossile Fliesserde stammen von J. G. ANDERSSON (1, 2, 3), der auch als der erste bezeichnet werden muss, der eine allgemeine Aufmerksamkeit auf die grosse geologische Bedeutung dieser Solifluktionserscheinungen gerichtet hat. Später hat GÖTZINGER (53) den nichtarktischen, langsamen Bodenbewegungen eingehende Untersuchungen gewidmet und ihnen eine wichtige morphologische Rolle zugeschrieben.

Es würde hier zu weit führen, eine vollständige Historik über diese Fragen zu geben suchen, ich muss mich darauf beschränken, eine Anzahl, besonders älterer, Arbeiten und Aufsätze nur in das Literaturverzeichnis aufzunehmen.

Im letzten Jahrzehnte sind rezente Fliesserdeäusserungen aus verschiedenen Gegenden beschrieben worden. Aus dem Hochgebirge Schwedens sind die wichtigsten Beiträge von SERNANDER (120) gegeben, und von SVENONIUS (127), G. DE GEER (33), HAMBERG (58), SJÖGREN (121), ENQUIST (40), und FRIES (45) stammen ferner Beobachtungen; A. G. HÖGBOM (66) diskutiert einige nahestehenden Phänomene (»Jäslera«) aus der Waldregion von Mittel- und Nordschweden. Aus Norwegen stammen Beiträge von REUSCH (110) und REKSTAD (108). Aus Spitzbergen, woher, ausser aus Skandinavien, mein hauptsächliches Beobachtungsmaterial stammt, ist die geologische Bedeutung der Solifluktion vom Verfasser (68), DRYGALSKY (37) u. a. betont worden.

Für die Beobachtungen aus anderen Gegenden, wie Irland, Grönland, Nordamerika, Zentralasien u. s. w., weise ich auf die regionale Zusammenstellung hin, so auch für entsprechende fossile Erscheinungen, besonders aus dem mittleren Europa und England.

Es ist ganz auffallend, wie wenig die Solifluktion Gegenstand näherer Untersuchungen gewesen ist, trotz ihrer grossen geologischen Bedeutung, die wohl mit der des strömenden Wassers und der Gletscher verglichen werden kann. Die Solifluktion zeigt nur ganz ausnahmsweise so augenfällige Eigentümlichkeiten wie z. B. der Polygonboden, sondern entzieht sich meistens leicht der Beobachtung, wenn man nicht seine Aufmerksamkeit speziell darauf gerichtet hat. Es sind auch eigentlich nur die mehr auffallenden Formen der Fliesserde, wie der Streifenboden, die Blockströme und die ganz durchnassen Schlammassen, die dem Wanderer Verdrüsslichkeiten verursachen, die mehr allgemein erwähnt worden sind. Die weniger auffallenden Formen, die aber allgemeiner und daher für die Transportarbeit des Bodenmaterials wichtiger sind, sind im allgemeinen der Aufmerksamkeit entgangen. Die langsam kriechenden Bodenbewegungen können nämlich über grosse Areale stattfinden, ohne dass z. B. die deckende Vegetation merkbaren Einfluss davon erfahren hat, oder dass der Boden besonders durchfeuchtet ist; es geben dann nur gewisse, scheinbar unbedeutende Einzelercheinungen von ihrem Vorhandensein kund. Im folgenden hoffe ich mit verschiedenen Beispielen die Aufmerksamkeit auf diese Bodenbewegungen richten zu können, und auch Beiträge zum Verständnis ihres Mechanismus zu liefern.

Die unten mitgeteilten Beobachtungen und Auseinandersetzungen, die sich hauptsächlich auf meine Reisen in arktischen und hochalpinen Gegenden gründen, machen keinen Anspruch, den Gegenstand zu erschöpfen. Besonders wären systematische und über lange Zeit ausgedehnte Messungen, so auch experimentelle, oder vielleicht noch besser in der Natur ausgeführte Untersuchungen über den mechanischen Verlauf dieser Bodenbewegungen erwünscht. Bei meinen Aufenthalten auf Spitzbergen habe ich aber für diese Studien leider sehr wenig Zeit übrig gehabt, und jedesmal, wenn ich dort gewesen bin, habe ich nicht gewusst, dass ich während des kommenden Sommers wiederkehren würde; sonst hätte es wohl während meiner vier Sommerreisen Gelegenheiten gegeben, einige Untersuchungen wie die obengenannten auszuführen.

Dass in dieser Abhandlung das Erdfliessen unter die geologischen Wirkungen des Frostes einbezogen wird, kann vielleicht eigentümlich vorkommen, da die Solifluktion von den meisten Verfassern, u. a. von J. G. ANDERSSON (1, 2, 3) nur der Plastizität des Bodens durch Wassereinträngung zugeschrieben wird. Wie im folgenden erläutert wird, ist aber der Frost teils unmittelbar durch Regelationsprozesse wirksam, teils auch mittelbar durch das Vorhandensein der Tjäle, wodurch der Boden wenigstens partiell immer feucht gehalten wird. Schon die ausgeprägt arktische Natur dieser Formen der Fliesserde weist auf eine Rolle des Frostes bei ihrem Entstehen hin. Es darf aber nicht geleugnet werden, dass auch unter ganz anderen Klimaverhältnissen in Folge von Wasserdurchträngung ent-

sprechende, wenn auch meistens weniger bedeutende und anders ausgebildete Bodenbewegungen vorkommen, wobei aber die Schwerkraft, Kleinbewegungen innerhalb des Bodens, oder die Plastizität des Materiales, sie genügend erklären. Es gibt solche, die sowohl langsam kriechend wie die der arktischen Fließerde und meistens noch langsamer und unmerklicher sind (siehe GÖTZINGER [53]), wie auch solche, die katastrophenartig ausgelöst werden, wie z. B. die »Frane« der Apenninen oder die Ausrutschungen in den mächtigen Sedimentablagerungen der nordskandinavischen Flusstäler. In dem letztgenannten Falle sind die Verhältnisse gewissermassen denen der arktischen Gegenden ähnlich. Es ist allgemein bekannt, dass diese Ausrutschungen besonders im Frühling bei dem Auftauen der Tjäle (schw. »Tjällossning») eintreffen. Aus dem folgenden wird hervorgehen, dass die arktische Solifluktion ausgeprägte Züge aufweist, die in engem Zusammenhang mit der Tjäle und den Frostwirkungen stehen.

Ich habe früher (68) auf die Bedeutung des Frostes für das Entstehen der Solifluktion hingewiesen, und auch vorläufig die Regelationsfließerde als einen besonderen Typus aufgestellt. Dies ist aber mehrfach bestritten worden, indem die meisten Verfasser mit Wasserdurchtränkung allein diese Bodenbewegungen erklären wollen, und andere keinen Zusammenhang mit dem Strukturboden und den dabei arbeitenden Frostwirkungen sehen.¹ Das Wort »Regelationsfließerde« ist, das gebe ich gern zu, nicht ganz gut gefunden, weil es im allgemeinen unmöglich zu entscheiden ist, inwieweit die Frostwirkungen oder andere Faktoren, wie Schwerkraft und Wassergehalt, die wichtigsten sind. Es kann überhaupt nicht geleugnet werden, dass die Wassereintränkung wichtig ist, denn sie ist ja sogar für die Regulation die erste Voraussetzung, denn die Volumenveränderungen des Bodenmaterials selbst können nicht mit denen beim Gefrieren und Schmelzen von Wasser verglichen werden.

Für den Wassergehalt des Bodens spielt die Tjäle eine wichtige Rolle, wie TARNUZZER (129) und nach ihm² andere Verfasser betont haben, indem alles Wasser über sie abrinnen muss. Dass aber darin eine ausreichende Erklärung für die vorwiegend arktische Verbreitung der Fließerde zu sehen ist, ist nicht ohne weiteres klar, denn auch unter anderen Klimaverhältnissen ist in dem Grundwasserniveau das Erdmaterial mit Wasser gesättigt, und zwar unter grossem Drucke, ohne dass entsprechende Bodenbewegungen sich merkbar machen. Gewissermassen kann ein Unterschied darin liegen, dass in arktischen Gegenden, wie ich oft wahrgenommen habe, gleich oberhalb des mehr stabilen niedrigeren Sommerniveaus der Tjäleoberfläche, das Material besonders lehmig und plastisch ist. Dies mag mit dem Auffrieren des gröberen Materiales und der Schuttsortierung

¹ Da MEINARDUS (88) die Verwandtschaft zwischen Solifluktion und Strukturboden leugnet, beabsichtigt er wohl eigentlich die falsche Vorstellung ULE's (133), dass Steinnetze sekundär aus Streifenboden (siehe den nächsten Abschnitt) entstanden sind.

² Theoretisch schon von WOOD (139) betreffs der fossilen Fließerde Englands ausdrücklich hervorgehoben.

in irgendeiner Weise in Zusammenhang stehen; auch ist es natürlich, dass hier die fortschreitende Frostverwitterung das Material allmählich verkleinern muss. In beiden Fällen sind Frostwirkungen die erste Voraussetzung für die Bodenbewegungen, und die Tjäle hat die Funktion eines Gleitplanes. Es ist möglich, dass G. DE GEER (33) sich die Bedeutung der Tjäle als Gleitplan in dieser Weise denkt (daher der von ihm vorgeschlagene Term »Gleiterde«). Es muss indessen betont werden, dass die Tjäle keine glatte Oberfläche hat, wie z. B. Eis (vergl. Fig. 40, wo über eine glatte Fläche von Gletschereis lehmiges Moränenmaterial abgerutscht ist). Durch Grabungen kann man konstatieren, dass die Tjäleoberfläche sehr schroff und uneben ist, und an sich selbst gar keine Eigenschaften eines Gleitplanes haben kann, sondern muss die Friktion hier eher besonders gross sein. DE GEER bemerkt aber andererseits, dass Wassereinträngung nicht für die Fliesserde entscheidend ist, sondern dass vielleicht Regelation eine beitragende Ursache sein könne.

Schon aus den zahlreichen Beispielen für eine innere Bewegung des Bodenmaterials geht deutlich hervor, dass bei hinreichender Neigung eine langsame Abwärtsbewegung stattfinden muss. Die Steinnetze, die Steinringe u. s. w. legen auch davon Zeugnis ab, wie bedeutend die Verschiebungen im Erdboden sein müssen, um eine solche vollständige Sortierung bewirken zu können. Dass entsprechende Vorgänge auch in geneigtem Boden stattfinden, ist selbstverständlich, wenn auch die Resultate soeben durch die Abwärtsbewegung verwischt werden. Die unten beschriebenen Steinguirlanden bieten aber noch völlig erkennbare Beispiele dafür; ebenfalls durch Gekriech verzerrter Zellenboden kommt, wie schon erwähnt, vor (siehe Fig. 23). Allem Anschein nach ist auch der Streifenboden, der unter den Solifluktionerscheinungen unten abgehandelt wird, durch Frostsortierung entstanden. Es ist aber ganz natürlich, dass im allgemeinen solche auffallende Sortierungsergebnisse nicht gern in einem sich bewegenden Boden entstehen, und daher kommt es, dass, wenn Bodengekriech hie und da wahrgenommen worden ist, man meistens als die am nächsten liegende Erklärung nur die Schwerkraft und die allgemeine Plastizität des Bodens akzeptiert hat. Wer aber das allgemeine, gleichmässige Auftreten und zugleich die verhältnismässig grosse Bewegungsfähigkeit der Fliesserde in arktischen und hochalpinen Gegenden wahrgenommen hat, kann solche Ursachen nicht für ausreichend halten. Im folgenden werden verschiedene Solifluktionerscheinungen beschrieben, unter denen wenigstens einige ziemlich un widersprechlich auf Regelationsvorgänge hinweisen.

Die Vegetation spielt für die Solifluktion eine gewisse Rolle, teils wirkt sie isolierend und verzögert das Abrinnen, teils wirkt sie, wenigstens oberflächlich, einigermassen bindend und stauend. Dagegen ist die Behauptung falsch, dass die starke Entwicklung der Fliesserde unter kalten Klimaverhältnissen von der Dürftigkeit der Vegetation in erster Linie verursacht wäre. Auch die alpine Vegetation kann einen kräftigen Teppich bilden, und oft kann man wahrnehmen, dass auch die am kräftigsten

entwickelte Vegetation der Birkenregion die Bodenbewegungen nicht zu verhindern vermag. Dagegen hat die Fliesserde oft eine sehr auffallende Einwirkung auf die Vegetation und auf die einzelnen Pflanzen ausgeübt. An der sehr grossen Verbreitung der sterilen Böden auf den niedrigeren Niveaus der Regio alpina, wo sonst die Vegetation zu kräftiger Entwicklung gelangen kann, ist in erster Linie die Solifluktion schuld.

Ich führe hier die Solifluktionserscheinungen zu gewissen Typen zusammen, obgleich eine befriedigende Systematik sich schwerlich durchführen lässt, da im allgemeinen die verschiedenen Formen in einander ohne bestimmte Grenzen übergehen.

Verschiedene Formen der Fliesserde.

Streifenboden.

»Streifenboden«, »Steinstreifen«, »soil stripes« oder »striate land« sind die Namen einer Form von Fliesserde, die ganz ausgeprägt arktisch oder hochalpin ist. Sie gehört eigentlich den nackten Bodenflächen der Schneeregionen an und zwar besonders den nassen Böschungen unterhalb der Schneefelder und scheint eine perenne Tjäle für ihr Entstehen zu erfordern. Das Aussehen dieser Bildungen ist schon durch den Namen angegeben; der Boden ist mit Streifen verschiedenen Materiales den Böschungen entlang gestreift. Zwischen einige Dezimeter und ein paar Meter breiten Bändern von feinerem Material ziehen schmalere Steinränder, oft ein wenig rinnenförmig, und wenn die Steine plattig sind, mit diesen kantengestellt. Die Vegetation ist, wenn sie das Feld nicht ganz geräumt haben muss, auf die Rinnen beschränkt, die Bodenstruktur dann besonders schön hervorhebend (siehe Fig. 25). Es gibt auch weniger differenzierte Formen von Streifenboden, die mehr wie Reihen von aufgequollenen Erdpartien — eine Art »Frostbeulen« — aussehen, und die nur durch die Verteilung der Vegetation mehr auffallend werden können, wie z. B. die in Fig. 24 aus Nuolja (Lapland) abgebildete Böschung.

Im grossen darf man den Streifenboden als eine ausgezogene Form von Steinnetzen betrachten, also eine Schuttsortierung, die von der Abwärtsbewegung des Bodens beeinflusst worden ist. NORDENSKJÖLD (93), soweit ich gefunden habe der erste, der dem Phänomen Aufmerksamkeit gewidmet hat, hat später auf dieses Verhältnis hingewiesen (95), und beschreibt eingehend Übergangsformen von polygonbodenähnlichen »Frostbeulen« in flacherem Terrain zu diesen Steinstreifen. Er teilt weiter ein Querprofil mit, welches die für Steinnetzwerke typische Sortierung zeigt, und er weist auch auf die sortierende Wirksamkeit der Regelation hin. Auch andere Verfasser (z. B. TARNUZZER [129]) haben Übergangsformen zwischen Polygon- und Streifenboden, bzw. Steinguirlanden, erwähnt, und MEINARDUS (87, 88) führt sie ja unter der Bezeichnung »Strukturboden«, der durch die Arbeit des Frostes entstanden ist, zusammen.

Andere Erklärungen sind auch vorgeschlagen, so hat man z. B. allgemein in dem Streifenboden nur eine Wirkung von strömendem Wasser sehen wollen (vergl. CHOLNOKY [21], ULE [133] u. a.), und zwar von dem Schmelzwasser der Schneefelder. Selbstverständlich sucht sich gern Sickerwasser den Steinrinnen entlang seinen Weg, wäre aber strömendes Wasser von einiger Bedeutung, dann würden keine parallel laufenden Rinnen sich entwickeln, sondern müsste die für Wassersysteme charakteristische Federverzweigung erkennbar sein. Es kann auch bemerkt werden, dass in den Schiefergebirgen Spitzbergens Streifenboden allgemein vorkommt, auch wo kein Wasser herabrieselt, so z. B. an den gerundeten Rücken selbst, wovon divergierende Streifensysteme ausgehen. Aus Nuolja ist schliesslich eine Art Streifenboden zu erwähnen, der über die Böschung schief hinab

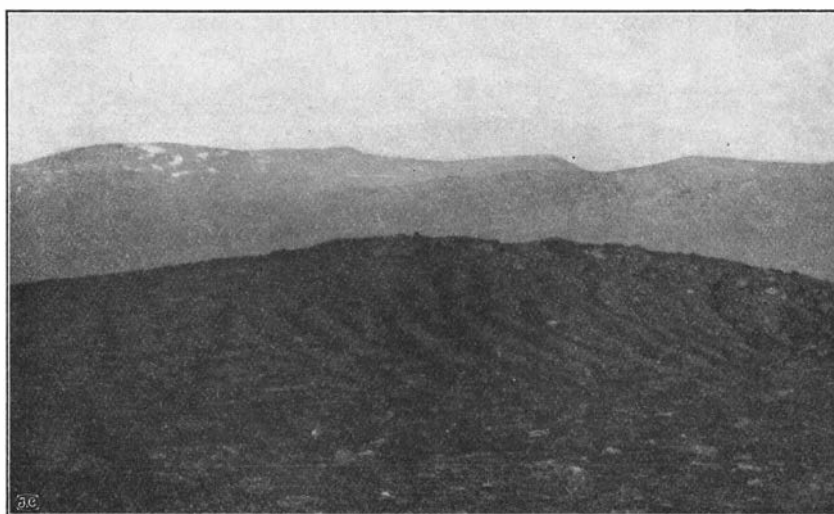


Fig. 24. Eine unregelmässige Form des Streifenbodens. Nuolja, Lappland. ²¹/7 1913.

zieht (siehe Fig. 25), wo also strömendes Wasser offenbar keine Rolle spielt. Diese Erscheinung, eine Übergangsform zu den terrassenähnlichen Fliesserdewällen bildend, ist überhaupt schwererklärlich; entweder muss der Wind oder die Lagerstellung des schiefrigen Berggrunds sie beeinflusst haben.

In der streifenförmigen Anordnung des Schuttmaterials muss man die Resultate einer langsamen Bewegung, eines Gekrieches, sehen, die über breite Flächen gleichzeitig, nach der Durchschnittsböschung des Bodens, ohne Kleinabweichungen vorgeht. Die Streifung selbst und die dadurch repräsentierte Sortierung könnte vielleicht durch die Bewegung allein erklärt werden, worüber vielleicht Experimente Auskunft geben könnten; es scheint aber, als wäre dann die gleichmässige Ausbildung schwerverständlich. Es bleibt dann übrig, eine Sortierung durch Regelation, wie im

Polygonboden, sich zu denken; dafür spricht ja auch das Vorkommen von Übergangsformen zu diesem.

Es ist wahrscheinlich, dass die Bewegung in den aus feinerem Material bestehenden Streifen am grössten ist; wo Zwischenformen zu den Steinguirlanden vorhanden sind, geht dies ganz deutlich hervor. Es sagt sich von selbst, dass eine derartige Bewegung mit der Annahme von strömendem Wasser als hauptsächlicher Faktor nicht vereinbar ist.

HOBBS (63), der dieser Erscheinung einen Aufsatz gewidmet hat, denkt sich, dass die Entstehung der Streifen von halbfließenden Bewegungen



Fig. 25. Streifenboden aus schief laufenden Terrassen. Nuolja, Lappland. 21/7 1913.

des Bodenmaterials abhängig ist. Er macht einen Vergleich mit einer ähnlichen Rinnenstruktur an Schneefeldern (durch abrinnendes Schmelzwasser entstanden?), ohne sich jedoch dabei für eine genetische Übereinstimmung direkt auszusprechen. Er weist auch auf eine gewisse Übereinstimmung mit den Barrancas an den Vulkankegeln hin. Diese sind wohl mehr durch Wassererosion als Bodenbewegungen erzeugt, und es verdient hervorgehoben zu werden, dass an den Vulkanen mit ihrer geometrisch regelmässigen Kegelform Bedingungen vorhanden sind für das Entstehen nicht konvergierender Erosionsrinnen, die in der Natur sonst wohl selten vorkommen. HOBBS betrachtet den echten Streifenboden als »cold humid regions» zugehörend.

Wenn ich schliesslich solche phantastische Theorien wie die, dass der Streifenboden durch Erdbeben entstandene Klangfiguren sein sollte, was übrigens von dem Urheber selbst (PHILIPPI [102]) später verworfen worden ist, übergehe, bleibt schliesslich nur eine Erklärung übrig, die beachtet zu werden verdient, nämlich dass, wie TH. M. FRIES (47) sich denkt, Windwirkungen die Ursache wären. Für gewisse Formen wäre wohl diese Erklärung in sich nicht ganz undenkbar, sie kann aber deutlicher Weise nicht mehr allgemein in Anspruch genommen werden. WERTH (137), der den Streifenboden auf Kerguelen studiert hat, macht dieselbe Behauptung. Es scheint mir übrigens zweifelhaft, inwiefern alle die von diesem Verfasser als Windwirkungen angesehenen Erscheinungen wirklich solche sind, so sind z. B. seine »Windkanäle« ringsum Blöcke den oben (S. 303) beschriebenen ausgefrorenen Rinnen recht ähnlich, und Gegenstücke zu den Felsensäulen gibt es aus mehreren Fließerdegebieten. Auf Spitzbergen sind Steinstreifen äusserst allgemein, und kommen sogar hie und da auf den niedrigsten Niveaus vor. Es ist wahrscheinlich, dass Vegetation ein beträchtliches Hindernis ist, und dass daher in niedrigeren Niveaus Streifenboden sich erst völlig entwickeln kann, wo diese entfernt worden ist. Wo nur feineres Material vorhanden ist, wie in den triadischen Schiefergebieten, oder wo der Boden einer verhältnismässig schnellen und gleichmässigen Bewegung ausgesetzt ist, werden die Streifen leicht unmerkbar; oft sind sie nur schwach durch die Vegetation angedeutet (vergl. Fig. 42 und 44), dadurch Übergangsformen zu dem undifferenzierten Fließerdeboden darbietend.

In den skandinavischen Hochgebirgen hat Streifenboden etwa dieselbe Verbreitung wie der Polygonboden und gehört also eigentlich den Regionen der perennen Schneefelder an. In Lappland (auf Nuolja, etwa 1,100 m ü. M.), auf Dovre (nahe Snehetan, in etwa 1,500 m Höhe) und in Härjedalen (Herrångstötten ca 1,400 m ü. M.) habe ich gut erkennbaren Streifenboden beobachtet, und ULE (133) erwähnt dieselbe Erscheinung aus Jotunheimen. Beispiele für Streifenboden aus niedrigeren Niveaus sind bis jetzt überhaupt nicht bekannt.

Aus Ostgrönland hat NORDENSKJÖLD (93) das Phänomen beschrieben. Für Nordamerika sind die Beobachtungen HOBBS' (63) aus den Selkirk Mountains zu erwähnen. Aus der Antarktis stammt schliesslich das reiche Material NORDENSKJÖLD's (95) aus Graham Land, PHILIPPI's (102) von den Crozet Inseln und WERTH's (137) aus Kerguelen.

Steinguirlanden.

Mit diesem Namen wird, wie schon erwähnt, eine ziemlich allgemeine Form von Steinnetzen bezeichnet, die durch die Abwärtsbewegung des Bodens entstanden ist. Es gibt Steinguirlanden, die offenbar Übergangsformen zu Steinstreifen bilden, ausgezogene Steinnetze, wo die abwärts

laufenden Steinränder am meisten markiert sind (vergl. die Abbildung BERGSTRÖM's [13]). Oft sind die zwischen diesen noch erkennbaren, querlaufenden Steinstreifen, dank der grösseren Bewegungsfähigkeit des feineren Materiales, zwischen den Steinstreifen bogenförmig nach unten ausgezogen. Gewöhnlich haben aber die Steinguirlanden bei ihrer Entwicklung eine andere Richtung eingeschlagen, indem die querlaufenden Steinbogen am meisten markiert werden. Sie bilden dann wie kurze, zungenförmige Erdflecke mit abwärts gebogenen, zusammengesetzten Wällen von kantengestellten Steinen an der Fronte (vergl. die Abbildungen TARNUZZER's [129], DRYGALSKY's [37] und MEINARDUS' [88]). Die eingeschlossene erdige Partie, die auch hier der Vegetation meistens entbehrt, zeigt gern kleine, mit den Steinbogen parallel laufende Wülste, die auch die Abwärtsbewegung veranschaulichen.

Es ist wahrscheinlich, dass die mit den Steinstreifen verwandten Steinguirlanden bei stärkerer Bewegung und Abwesenheit der Vegetation sich entwickeln, während die mehr querlaufenden Wülste Böschungen mit stärker entwickeltem Vegetationsteppich angehören. Die letztgenannten, meistens von kurz zungenähnlicher Form, liegen gern ein wenig stufen- oder terrassen-artig über einander und bilden damit einen Übergang zu den unten beschriebenen Fliesserdeterrassen, wie auch zu anderen unter der Gemeinbenennung »Fliesserdewülste« zusammengefassten Solifluktionbildungen.

Über die regionale Verbreitung der Steinguirlanden ist nicht viel zu sagen; sie scheint mit der des Polygonbodens etwa übereinzustimmen, oder besonders mit den Übergangsformen zu den Fliesserdewülsten auf niedrigeren Niveaus, wo die Vegetation sich kräftiger entwickeln kann. Auf Spitzbergen sind sie an Böschungen um 5—10° allgemein zu sehen, aber meistens nur mehr vereinzelt oder über kleinen Flächen. In Lappland, Dovre und Härjedalen habe ich sie hie und da gesehen. Aus Unterengadin in den Alpen sind sie auch bekannt (TARNUZZER [129]).

Fliesserdewülste.

Unter diesen Namen fasse ich eine Reihe von einander verwandten Fliesserdeerscheinungen zusammen, die durch quer über die Böschungen laufende Wülste oder Terrassen charakterisiert sind. Oft nehmen sie ein kurz zungenförmiges Aussehen an, gewöhnlich aber sind es wenig auffallende Solifluktionssäusserungen, die sich besonders in vegetationsgekleideten Geländen entwickeln. Um sie besser besprechen zu können, eignet es sich, einige Typen zu unterscheiden.

Fliesserdeterrassen ist die übliche Benennung einer in den skandinavischen Gebirgen allgemeinen Solifluktionerscheinung. Sie sind kleine, selten mehr als 1—2 m breite und einige Meter lange Erdterrassen (siehe Fig. 26), die oben meistens nackt sind, während die steilere, nach der

Mitte oft ein wenig ausgebogene Kante bewachsen ist. Diese Terrassen liegen also wie stufenartig über einander und die wagerechten Flächen sind, wenn nackt und feucht, und besonders während der Schneeschmelze, ganz breiig. Die Erdkrume ist deutlicherweise von dem Rasenteppich aufgestaut, es gibt auch Fälle, wo sie ausquillt. Die Terrassenkante wird allmählich verschoben, dabei oft die Vegetation begrabend (vergl. SERNANDER [120] und FRIES [45]), dabei Formen bildend, die aber wohl den unten als »zungenförmige Fließerdewülste« beschriebenen Erscheinungen näher

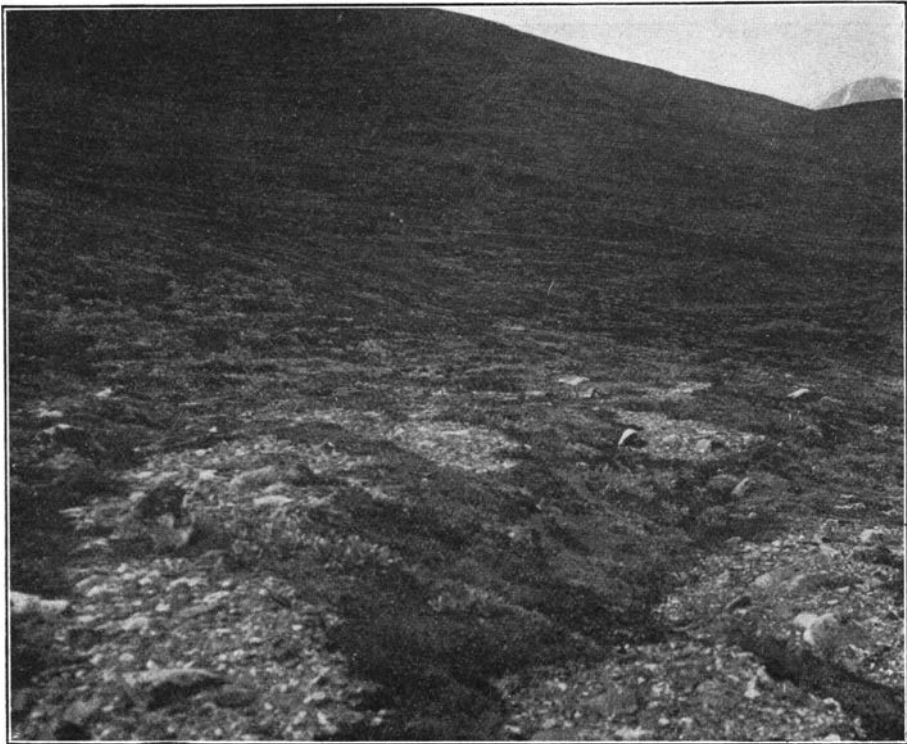


Fig. 26. Im Vordergrund typische Fließerdeterrassen, im Hintergrund grössere, langgestreckte Fließerdewülste, mit grauen Salices bewachsen. Gabbro, Vardesjöhö, Dovre. ^{8/s} 1913.

stehen. Dass die Terrassenflächen oben nackt sind, ist nicht, wie einige Verfasser annehmen, von Winderosion abhängig, dann wäre es z. B. schwererklärlich, warum nur die ganz horizontalen Flächen erodiert sein sollten; sondern diese Nacktheit hat dieselbe Ursache wie die der Polygonbodenzentren. Es gibt auch alle Übergangsformen von diesen Terrassen zu den Steinguirlanden und also auch zu den Steinnetzen; in ausgeprägten Terrassen ist sogar oft eine Schuttsortierung wahrnehmbar, indem das gröbere Material an der Terrassenkante angesammelt ist.

Fig. 25 bildet eine eigentümliche Form von Terrassen ab, die ich nur einmal, auf Nuolja in Lappland, gesehen habe; sie ist vielleicht am nächsten mit Streifenboden verwandt. Es sind lange, ganz regelmässige Streifen, die diagonal eine Böschung überqueren, deren Terrassencharakter darin liegt, dass die Streifen stufenartig auf einander folgen und mit bewachsenen, schief nach unten gerichteten Absätzen absteigen.

Auf Spitzbergen sind die Fliesserdeterrassen nicht besonders allgemein vorkommend und selten typisch ausgebildet; sie sind eigentlich nur in den mehr vegetationsgekleideten Talböschungen zu finden. In



Fig. 27. Zungenförmige Fliesserdewülste. Nuolja, Lappland. 21/7 1913.

den skandinavischen Gebirgen sind sie dagegen eine der gewöhnlichsten, mehr auffallenden Fliesserdeerscheinungen. Sie sind hier in fast allen mässig bewachsenen, verhältnismässig stark geneigten Gebirgsabhängen bis nach der Birkengrenze hinab vorhanden. Solche Fliesserdeterrassen erwähnt REUSCH (110) aus Valdres in Norwegen, SERNANDER (120) aus Härjedalen, DE GEER (33) aus Oviksfjällen (eine Abbildung hiervon ist in SERNANDER's Arbeit mitgeteilt), HAMBERG (56), SJÖGREN (121) und FRIES (45) aus Lappland und HULT (74) aus dem nördlichsten Finnland. Selbst habe ich diese Terrassen mehrfach am Torne Träsk in einer Höhe von 700—1,100 m und in Härjedalen und Dovre besonders allgemein ein paar hundert Meter oberhalb des Birkenwaldes gesehen.

SERNANDER (l. c.) betrachtet einige von den Terrassen als fossil (aus der subatlantischen Periode), so z. B. solche, die nicht unterhalb jetziger Schneefelder liegen und von ihnen mit Wasser gesättigt werden. Typische,

sich noch bewegende Fliesserdeterrassen sind aber überhaupt nicht für durchnassen Boden charakteristisch, sondern vielmehr für verhältnismässig trockenes Terrain, wo sie z. B. ganz allgemein oben an den flach gewölbten Rücken und Höhen in Dovre und Härjedalen vorkommen. Andere Fliesserdeformen, die SERNANDER als fossile betrachtet, dürften nur durch Verschiedenheiten in der Vegetation, der Böschung, der Feuchtigkeit u. s. w. entstanden sein. Ich glaube überhaupt nicht, dass so wenig widerstandsfähige Bildungen wie Fliesserdeterrassen sich fossil erhalten können. Auch DE GEER (33), SJÖGREN (121) und FRIES (45) haben die



Fig. 28. Zungenförmige Fliesserdewülste. Einzelne Blöcke aus Gyps. Billen Bay. ^{31/7} 1910. (Aus B. HÖGBOM [69].)

Ansicht ausgesprochen, dass die fossilen Fliesserdeerscheinungen SERNANDER's hauptsächlich rezent sein dürften.

Zungenförmige Fliesserdewülste sind mit den vorigen sehr nahe verwandt, scheinen aber weniger bewachsenen und nur schwach geneigten Bodenflächen zugehören. Es sind hier keine ausgeprägte, horizontale Terrassenflächen entwickelt, sondern die nackten Erdflecke sind mehr oder weniger gewölbt, und die unregelmässig gebogene Fronte verleiht ihnen ein etwas zungenähnliches Aussehen. An den Kanten wird gern die Vegetation eingepresst und unter der vorwärts kriechenden Zunge allmählich begraben (Fig. 27, siehe auch die Abbildung SJÖGREN's [121]). SERNANDER (120) berichtet von einem Fall, wo man aus begrabenen *Saussurea*-Rhizomen schliessen konnte, dass die Vorwärtsbewegung während des Sommers (bis zu der Mitte Juli) 2—3 dm gewesen sein dürfte, eine Be-

wegung, die nach meinem Erachten, für aussergewöhnlich gross gehalten werden muss.

Fig. 28 aus der Billen Bay zeigt eine Form von diesen zungenartigen Fliesserdebildungen, die als Übergangsform einerseits zu Streifenboden, andererseits zu Polygonboden betrachtet werden kann. Es gibt übrigens auch unter diesen Formen solche, die eine deutliche Sortierung wahrnehmen lassen.

Dieser Typus der Fliesserdewülste scheint weniger allgemein als die eigentlichen Fliesserdeterrassen zu sein, hat aber wohl etwa dieselbe Verbreitung. Gut entwickelte Beispiele kenne ich bis jetzt nur aus Spitzbergen und Lappland.



Fig. 29. Flacher Bergabhang, mit grossen Fliesserdezungen drapiert. Vardesjöhö, Dovre.
8/8 1913.

Grössere Fliesserdezungen. Unter dieser Benennung fasse ich eine Mehrzahl unscharf differenzierter Fliesserdeformen zusammen, die den oben beschriebenen ziemlich ähnlich sind, aber viel grösser und daher, allem Anschein nach, keine nähere Verwandtschaft mit den Strukturbodenformen zeigen. Diese Zungen kommen besonders auf den niedrigen und stärker bewachsenen Niveaus der Regio alpina vor. Sie haben den Charakter von breiten, bewachsenen Fliesserdewülsten, die meistens unregelmässig zungenförmig sind (Fig. 29), bisweilen auch terrassenartig (vergl. Fig. 26, im Hintergrund). Für sie ist eine steile, oft deutlicher Weise sich vorwärts wälzende Fronte typisch, die als langgestreckte, unregelmässige Guirlanden die Abhänge überquert. Die Oberfläche ist flacher, bisweilen sogar wagerecht. Diese Fronte, die mehrere Meter hoch

werden kann, ist meistens sehr reich an Blockmaterial, das durch eine Vegetation von Gebüsch aus *Betula nana* und *Salices* (*S. lapponum*, *S. lanata*, *S. glauca* u. a.) markiert ist; oben bestehen sie dagegen aus feinerem Material und sind oft sumpfig und mit feuchter Wiesen- oder Moorvegetation bewachsen. Die Blöcke in der Fronte können sich zu moränenartigen, quer über die Böschungen ziehenden Wällen ansammeln. Die Bodenbewegung verursacht, dass in dem kleinen Steilabhang die Blöcke hie und da ganz labil liegen und sich oft losmachen und hinabrollen. In Härjedalen (W. von Wälåsjön) habe ich solch eine moränenartige, blockreiche Fliesserdefronte gesehen, die mehrere hundert Meter lang und bis ein paar Meter hoch war.

Diese Fliesserdeformen sind von SERNANDER (120) aus Härjedalen erwähnt; im allgemeinen scheinen sie sich aber der Aufmerksamkeit entzogen zu haben. Sie sind nach meiner Meinung die gewöhnlichsten Fliesserdeäusserungen in den niedrigeren sanft gebirgigen Teilen der Regio alpina. Sie sind nicht sehr auffallend, aber wenn man einmal ihr Dasein beachtet hat, findet man, dass sie sehr allgemein vorkommen, so dass die Böschungen mit ihnen wie drapiert sind. Sie lassen sich schwer photographisch wiedergeben, Fig. 26 und 29 dürften jedoch eine Vorstellung davon geben. In der Natur sind sie dank der Vegetationsverteilung (besonders durch die Guirlanden aus grauen *Salix*-sträuchern) oder unter gewissen Beleuchtungsverhältnissen gut erkennbar.

Auf Spitzbergen sind diese Fliesserdewülste nicht allgemein, und ich habe hier nie solche gesehen, wo die zusammengeschobene Blockfronte bis meterhoch wird. In Skandinavien, in den bewachsenen Gebirgsabhängen ein oder ein paar hundert Meter oberhalb der Birkengrenze sind sie dagegen sehr allgemein. In Lappland habe ich sie am Torne Träsk beobachtet; in Dovre und Härjedalen scheinen sie aber noch allgemeiner zu sein; fast alle Gebirgsböschungen sind hier mit ihnen wie drapiert. Sie kommen hier sogar bis in die oberen Teile des Birkenwaldes hinab vor. Ihr Entstehen mag teilweise von der Vegetation beeinflusst sein; auch ist es deutlich, dass wo die Tjäle nur sehr oberflächlich auftaut, keine dickeren Fliesserdezuagen dieser Art entstehen können. Teilweise scheinen es Fliesserdeformen wie diese zu sein, die SERNANDER als fossil betrachtet, Dass sie rezent sind, zeigt aber die Vegetation, ich habe sogar Birken gesehen, die von hervorkriechenden solchen Fliesserdezuagen getötet worden sind (Vargtjärnstöten, Härjedalen); auch wird die Bewegung, wie oben erwähnt, von der labilen Lage der Blöcke in der Fronte kenntlich gemacht.

»Rissträngar« (»Gesträucher-Stränge«), die für die Moore Nordschwedens einen charakteristischen Zug bilden, sind lange, unregelmässig laufende Wülste oder Bänder mit einer abweichenden Vegetation, wo Gesträucher und Gebüsch besonders hervortretend sind. Es ist für diese »Rissträngar« typisch, dass sie die Moore in einer Richtung senkrecht zu der Böschung überqueren und dass das Moor dadurch schwach terrasiert wird. Es ist daher wahrscheinlich, dass sie zusammengeschobene Zonen

in den Mooren bezeichnen (schon von SVENONIUS [127] u. a. ausgesprochen). Teilweise dürften Auffrierungsphänomene beitragen, um sie über ihre Umgebung aufzuheben, wie bei den »Palsen«, ein Name, der übrigens auch für diese »Rissträngar« benutzt worden ist (vergl. HESSELMAN [62]). Ich habe hier die »Rissträngar« erwähnt, weil ich in Härjedalen und Dovre in stärker geneigten Mooren oberhalb der Birkengrenze solche gesehen habe, die teilweise wirkliche Fliesserdenwülste aus zusammengeschobenem blockreichem Erdmaterialen waren. Dass auch reines Torfmaterial in Bewegung sein kann, geht aus den gefalteten und zusammengeschobenen Torfschichten hervor, die in Profilen nicht selten zu sehen sind. Es ist auch natürlich, dass durch den Druck wassergesättigte, weiche Torfmassen sich bewegen können, wofür übrigens besonders arktische Verhältnisse wohl kaum erforderlich sind. »Rissträngar« sind aber eigentlich für unsere nördlicheren Moore charakteristisch. Auch wo die Moore grundgeforen sind, können Bewegungen in den oberen Schichten vorkommen, Beispiele dafür werden z. B. aus der Hudson Bay-Region von TYRELL (132) erwähnt.

Welche Rolle die Regelation für die obenerwähnten Formen von Fliesserdenwülsten spielen kann, lässt sich schwierig angeben, dass sie aber in gewissen Fällen mitwirke, wird von der oft vorhandenen Schuttsortierung wahrscheinlich gemacht; die Verwandtschaft gewisser von diesen Formen mit dem Polygonboden spricht ja auch dafür. Dass die Tjäle von einiger Bedeutung sein muss, geht schon daraus hervor, dass ähnliche Bildungen aus anderen Gegenden mit wärmerem Klima fast nicht bekannt sind, obgleich es auch unter nicht-arktischen Verhältnissen vielfach feuchten Boden mit nicht stärker entwickelter Vegetation gibt. Ich kenne aber ein paar Beispiele für entsprechende Fliesserdenwülste aus anderen Gegenden, die in diesem Zusammenhang erwähnt zu werden verdienen. Kleine stufenartige bewachsene Fliesserdeterrassen sind in den steilen Abhängen der feinen Sedimentablagerungen der skandinavischen Flusstäler ziemlich allgemein; ich habe solche z. B. in dem Säter Tal (vergl. A. G. HÖGBOM [66]) und zu Meraker in Norwegen gesehen. Auch hier wird durch das Herabkriechen des Bodens die Vegetation unter den Terrassenfronten begraben. Die Fliesserdeäusserungen in diesen Lehmlagerungen (»Jäslera«) scheinen, wie A. G. HÖGBOM (l. c.) angedeutet hat, besonders in Zusammenhang mit dem Auftauen der Tjäle im Frühling (»Tjällossning«) zu stehen, indem das Wasser dann nicht einsickern kann.

Bewegliche Blockmassen.

Auch in den höheren Teilen der Regio alpina, wo der Boden nur von nackten Blockmassen gedeckt ist, findet man Bodenbewegungen, die den oben erwähnten Fliesserdeerscheinungen entsprechen, es gibt Streifen von kantengestellten und zusammengeschobenen Blöcken, die den Bösch-



Fig. 30. Durch Bewegung der Blockmassen entstandener Trümmerwall.
Amphibolit, Kierona, Lappland. 24/7 1913.

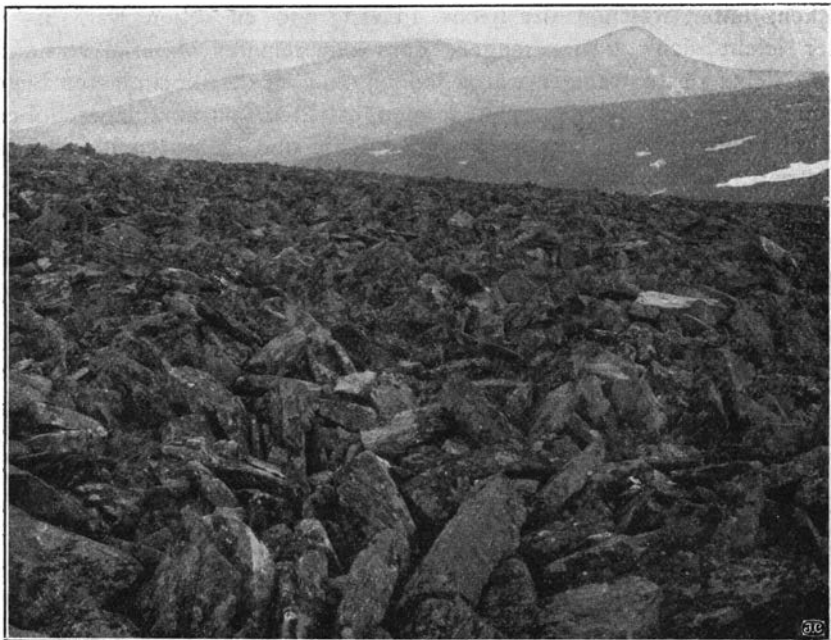


Fig. 31. Zusammengeschobene Blockmassen in einem stark geneigten Blockmeer.
Kierona. 24/7 1913.

ungen entlang wie eine Art Streifen laufen, wie auch querlaufende Zonen von zusammengepressten, bisweilen wulstartig aufgetriebenen Blockmassen (siehe Fig. 30 und 31). Diese Erscheinungen entgehen leicht der Aufmerksamkeit; in einiger Entfernung treten sie aber meistens deutlicher hervor, besonders unter günstiger Beleuchtung. Die Blockböschungen sind wie mit Draperieen und Guirlanden mit schwachem Relief und von ungleichmäßigem Materiale gezeichnet. In dem Amphibolitgebirge südlich vom Torne Träsk z. B. sind diese Erscheinungen fast überall in den Blockmassen zu sehen, die in einer Höhe von etwa 800 m und höher die Abhänge sowohl in den flacheren wie in den steileren Böschungen kleiden. Dasselbe findet man auf Spitzbergen in den geneigten Blockfeldern und Schutthalden.

Diese Bodenbewegungen lassen sich wohl meistens durch das Vorhandensein feinerer Verwitterungsprodukte erklären, die dem Boden plastische Eigenschaften geben. Oft fehlt es aber ganz an feinerem Material, wenigstens oberhalb der Tjäleoberfläche, dann steht also nur die Regelation — und daneben selbstverständlich auch die Schwerkraft — der Bodenbewegung zur Verfügung. Dies ist z. B. der Fall an dem Berge Kierona (in den Torne Träsk-Alpen), wo Bewegungen in den Blockmassen allgemein auftreten, und wo zwischen den Blöcken nur ganz ausnahmsweise feinerer Detritus vorkommt, da er allmählich in der Schneeschmelze von Wasser wegtransportiert worden ist. An der NO-Seite dieses Berges konnte ich eine erleuchtende Beobachtung hierüber machen. Es gibt hier weite, nur 5—10° geneigte Blockfelder mit durchschnittlich 50—100 kg schweren Blöcken, unter welchen der flache Felsengrund zu sehen war. Es war daher leicht sich zu überzeugen, dass kein feineres Material vorhanden war. Nichts desto weniger waren jedoch offenbar die Blockmassen Bewegungen ausgesetzt. Zonen von kantengestellten, zusammengeschobenen Blöcken durchsetzten die Böschung, und hie und da waren kleine Wälle aufgetrieben. Fig. 31 mag eine schwache Vorstellung von der Erscheinung geben, es muss aber betont werden, dass in diesem Fall, wie so oft, eine photographische Aufnahme die Bodenstrukturen nur schlecht wiedergeben kann.

Es liegt hier ein besonders interessantes Beispiel vor, dass Bodenbewegungen, auch wo die Böschung sehr schwach ist, ohne die Mitwirkung von wassergesättigten, plastischen Erdbestandteilen vorgehen können. Dass aber hier die Regelation diese Bewegung hervorrufen kann, lässt sich leicht denken. Im Frühling oder Frühsommer bleibt zwischen den Blöcken ein Eiskuchen als der letzte Rest der Schneemassen des Winters lange liegen, und gute Wärmefänger, wie die Steine sind, geben sie zu Regelationsprozessen Veranlassung. Wenn die Steine von der Sonne erwärmt werden, wird eine wassergefüllte Grube an jedem Blocke ausgeschmolzen, und, da die Steine durch die stetigen Volumenveränderungen an einander labil liegen, verschieben sie sich gern abwärts, eine gute Illustration, wie die Regelationswirkungen im allgemeinen im Boden stattfinden.

Fliesserde an den Schneefeldern.

An den Schneewehen, die im Sommer lange liegen bleiben, oder perennieren (schw. »Snölägen» = »Schneelagen«), entwickelt sich eine nasse und verräterische Fliesserdeform, die dank ihrer unangenehmen Eigenschaften wohl die am öftesten bemerkte Äusserung der Solifluktion ist, und für manche vielleicht den Begriff Fliesserde überhaupt ganz umfasst. Da die Schneewehen sich in schwach nischenartigen Senken sammeln und diese sich auch weiter einwärts fressen, werden jene im allgemeinen an



Fig. 32. Zerborstene Plateaukante. Sandstein, Advent Bay. 19/7 1909.

ihren oberen Enden am mächtigsten, und beim Abschmelzen ist es hauptsächlich das untere Ende, das sich zurückzieht, dabei einen nackten und stets durchfeuchten Fliesserdeboden zurücklassend. Die Fliesserde hier ist meistens durch die Stein- und Blockmassen an ihrer Fläche gekennzeichnet, die die schlammige und weiche Erdkrume verräterisch decken. Dass die Blöcke an der Oberfläche angereichert sind, mag von Auffrierungsprozessen bewirkt sein. Oft entwickeln sich in diesem Boden sehr ausgeprägte Streifen, und, wo die Böschung schwächer ist, auch Steinnetze und Steinguirlanden. Es gibt auch eine andere, sehr allgemeine Form von Schneeweheboden, nämlich wo es an feinerem Material fehlt. Auch in diesen Blockmassen sind Bodenbewegungen — ganz wie in den oben beschriebenen, sich bewegenden Blockmeeren — merkbar; die Blöcke

sind, wenn plattig, kantengestellt, hie und da auch zu Wällen zusammengeschoben.

Diese Fliesserdeformen sind wohl in allen höheren Gebirgsgegenden, besonders auf verhältnismässig flachem Boden, allgemein vorhanden. Sie entwickeln sich aber meistens nur ganz lokal und spielen deshalb als denudierender Faktor keine wichtigere Rolle. Blockreiche Fliesserdeformen wie diese haben die Voraussetzung, sich »fossil« erhalten zu können, und man wiederfindet sie auch z. B. auf verhältnismässig niedrigen Niveaus in den Mittelgebirgen Europas, wo sie während der Eiszeit entstanden

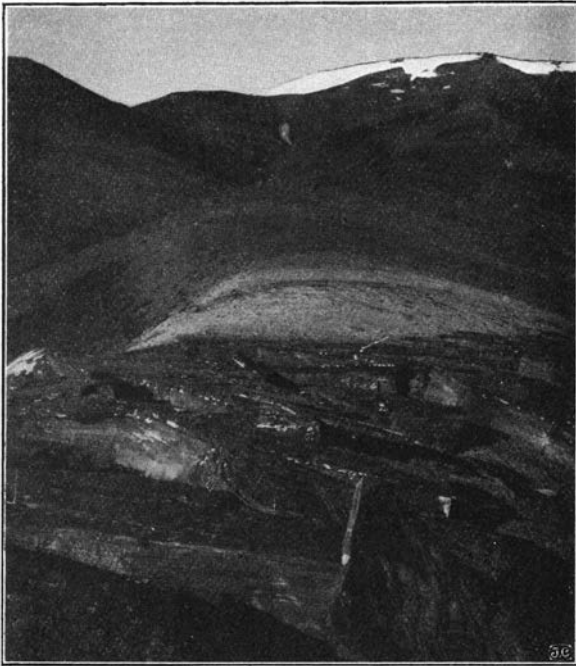


Fig. 33. Durch Gekriech zerborstene Permsandsteinschicht. Middelhook im Eisfjord. ³¹/₇ 1909.

sind. Ich habe solche in dem Harz (Sonnenklee, 700 m ü. M. und an mehreren anderen Lokalen), auf dem Riesengebirge (z. B. oberhalb der Prinz Heinrich Baude 1,480 m ü. M.), im Bayrischer Wald (am Teufelstisch, in etwa 890 m Höhe) gesehen. Aus dem Ural kenne ich schliesslich einige Beispiele für entsprechende Bildungen von der Gegend zwischen Slatoust und Oufalei. Solche geneigte Blockfelder, die besonders aus Granit- oder Quarzitmaterial bestehen, sind oft aus der ferne schon erkennbar, da sie meistens vegetationsfrei sind.

Herabkriechendes Thalusmaterial.

Dass die Blockmassen der Thalushalden sich auch in langsamer Bewegung befinden, kann mehrfach bestätigt werden. Sie sind oft nicht steil genug, um Blöcke herabpoltern zu lassen, und doch liegen die Blöcke ganz labil, Verschiebungen verraten sich auch durch Zonen von hie und da auftretenden kantengestellten Blöcken. Plateaukanten und in den Abhängen ausgehende Schichtköpfe aus widerstandsfähigeren Lagern tragen deutliche

Zeugnisse von diesen Schuttbewegungen, indem die losgemachten Stücke allmählich nach unten geführt werden (siehe Fig. 32 und 33).¹

Unter den Thalussmassen habe ich bei meinen Kohlenuntersuchungen fast überall die abwärts gebogenen Schichtköpfe (die pseudoglazialen »Hakenwerfen«) gesehen, die von Schuttbewegungen Zeugnis ablegen. In den Schuttmassen findet man auch oft eine ziemlich regelmässige Schichtung wieder, die der Lagerungsfolge der Gesteinlager entspricht, was wohl auch dem Gekriech zuzuschreiben ist.

Unter den Thalusböschungen wirkt die Fliesserde kräftiger, da die Blockmassen hier viel mehr mit feineren Verwitterungsderivaten bemengt sind, denn dank der Bodenbewegung sind ja diese Teile des Thalus die ältesten. Durch die Solifluktion werden die Schutthalden hier ausgezogen und gehen allmählich in flacheren Fliesserdeboden (siehe Fig. 34 und 39) über. Dass dies nicht von strömendem Wasser bewirkt ist, geht u. a. daraus hervor, dass die Blöcke ganz unsortiert und noch scharfkantig sind; oft sind sie in Platten zersprengt, die noch ihre gegenseitige Orientierung erhalten (Fig. 34 und 35).

Blocktransport auf flacherem Boden.

Es versteht sich von selbst, dass Blocktransport durch Fliesserde auch auf verhältnismässig flach geneigtem Boden stattfinden kann, und Beispiele dafür wurden oben schon mehrfach erwähnt; die zuletzt beschriebene block-

¹ Es gibt zu dieser Erscheinung interessante Gegenstücke in grossem Masstab, die wohl nicht zu den Fliesserdeerscheinungen gerechnet werden können, aber erwähnt werden dürfen, da möglicherweise der gefrorene Zustand des Bodens dazu beigetragen hat, weichere Gesteinlager gewissermassen plastisch zu machen. Östlich von Romells Tal in Belsund ist eine etwa 50 m breite Partie des Abhanges wenigstens 100 m tief abgerutscht, ohne zerbrochen zu sein; die Gesteine sind hier flach gelagerte tertiäre Sandsteine und Schiefer. An der Südseite von der Sassen Bay ist ein Teil des Diabasettes (von Schiefen umgeben) in derselben Weise gesunken. Gegenstücke in kleinerem Masstab kenne ich aus der Braganzabucht (Sandstein und Schiefer) und aus dem Erosionstrichter an der Südseite des Pyramidberges (Sandsteine, Schiefer und Gyps). Auf dem triassischen Schiefer plateau an der Südseite von der Sassen Bay gibt es Kämme und Gipfel, wo der jurassische »Festungssandstein« einen ununterbrochenen, leicht erkennbaren Absatz bildet, an einem kleinen, freistehenden Gebirgshügel aber, an welchem derselbe Sandstein eine kleine Haube bildet, kehrt dieses Niveau wieder, aber etwa 75 m tiefer, so dass die Schieferlager hier bedeutend zusammengesenken sein müssen. Es gibt noch eine Anzahl Beispiele, in den oben erwähnten Fällen geht es aber besonders deutlich hervor, dass keine tektonischen Faktoren mitgewirkt haben. CHOLNOKY (21) erwähnt diese Erscheinung, er geht aber von der falschen Voraussetzung aus, dass die Böschungen durch Glazialerosion untergraben worden sind. Die von ihm genannten Beispiele sind übrigens nicht glücklich gewählt; die eine »Rutschung«, in der Mimer Bay, ist sicher tektonisch, die andere, von der Küste zwischen der Advent Bay und der Sassen Bay, sehr wahrscheinlich tektonisch (vergl. DE GEER [34]).

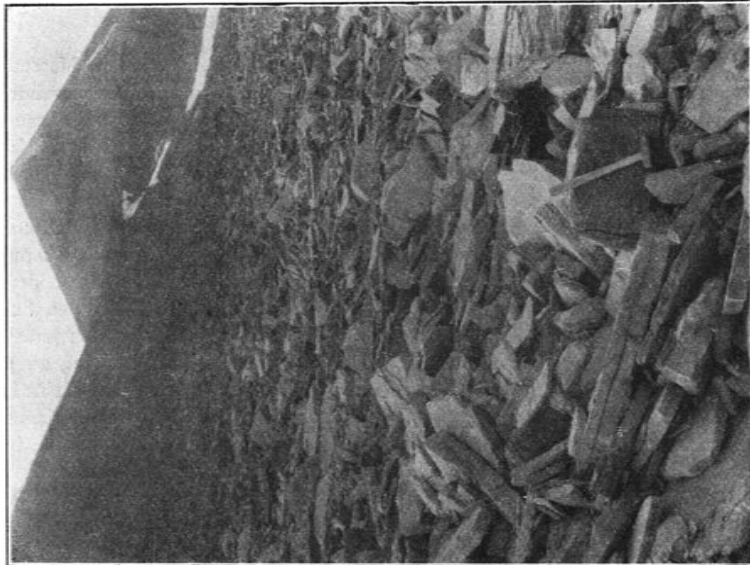


Fig. 34. Abwärts kriechende Blockmassen unterhalb einer Thalushalde. Sandstein, Van Mijens Bay.



Fig. 35. Dieselbe blockreiche Böschung, wie Fig. 34, aber etwa 400 m weiter abwärts. Die Blöcke sind zerkleinert und verwittert.

reiche Fliesserdeform am Fusse der Thalusbahänge konnte auch unter diese Rubrik gestellt werden; die Erscheinung verdient aber mit einigen Worten besonders behandelt zu werden.

Je nachdem das Material weitergeführt wird, werden die Wirkungen der Verwitterung, und zwar besonders der Frostsprengung, mehr merkbar, und im allgemeinen enthält der Boden schon unweit von den Thalusbahängen überwiegend erdigen Schutt mit kleineren Steinen und Scherben. Die vereinzelt, noch erhaltenen Blöcke werden an der Oberfläche der Fliesserde ruhig weitertransportiert. Fig. 36 zeigt einen Gypsblock, an dessen Oberfläche ab rinnendes Wasser scharfe Furchen ausgelöst hat, die andeu-

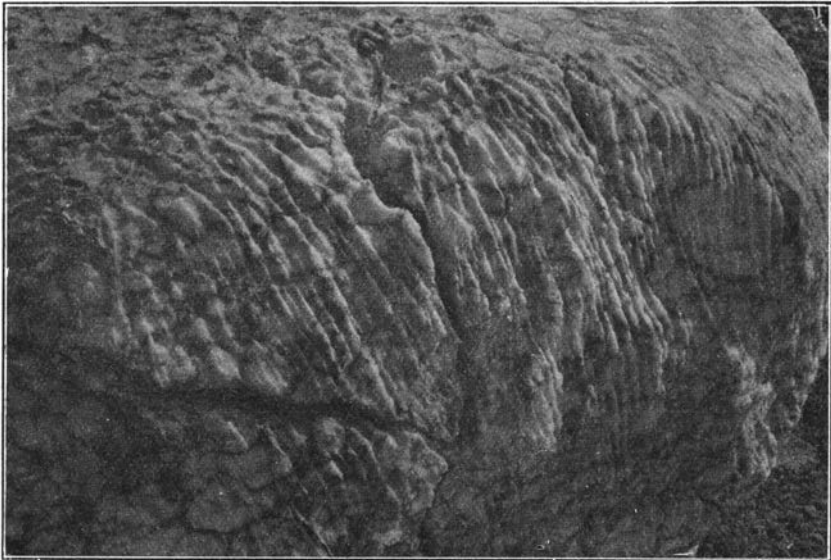


Fig. 36. Durch Solifluktion etwa 200 m von einem Thalusbahang verschleppter Gypsblock. Billen Bay. ^{31/7} 1910.

ten, dass der Block während seines Transportes etwa dieselben Lage behalten hat.

Das hauptsächliche Interesse bekommt dieser Blocktransport auf flach geneigtem Boden dadurch, dass er gut erhaltene fossile Zeugnisse von Bodenbewegungen abgibt. Wo man Blöcke findet, die über fremden Berggrund gebracht worden sind, ohne dass die Böschung stark ist, und ohne dass Gletschertransport mitgewirkt hat, müssen deutlicherweise Bodenbewegungen die Ursache sein. Sie sind oft für Gletschergeschiebe gehalten worden, sind aber meistens nicht schwer von ihnen zu unterscheiden, da sie immer nur abwärts transportiert worden sind. In Deutschland, ausserhalb der Grenze der grössten Vergletscherung, habe ich mehrere Beispiele für in dieser Weise transportierte Blöcke getroffen, z. B. im

Harz, im Bayrischer Wald, und im Odenwald (näheres hierüber siehe die regionale Zusammenstellung).

Gleitende Blöcke.

Es gibt Beispiele, dass Einzelblöcke sich bedeutend rascher als der Boden selbst abwärts bewegen, was von einem gewissen theoretischen Interesse für die Fliesserdemechanik ist. Fig. 37 gibt von dieser Erscheinung eine gute Vorstellung: ein Block hat in einer sanften Böschung eine lange

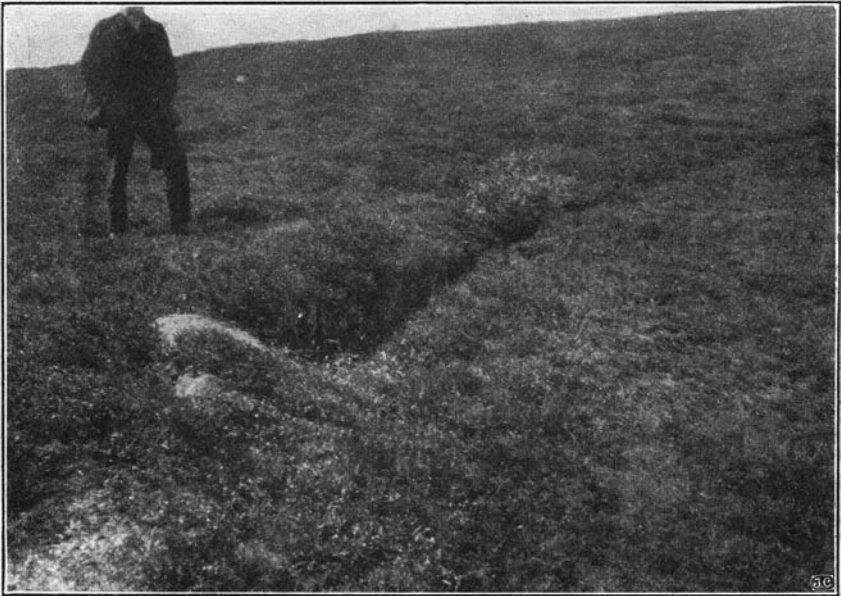


Fig. 37. Ein kriechender Block. Gröndörrstöten, Härjedalen. 16/s 1913.

Rinne zurückgelassen, die von seiner Bewegung kund gibt. Oft ist auch ein Wulst an der Stosseite des Blockes zusammengeschoben. Ich habe solche Rinnen gesehen, die bis 20 m lang sind, um nach oben allmählich kleiner und immer mehr mit Vegetation zugewachsen zu werden. Das ganze gibt den Eindruck, dass der Block mit ungeheurer Kraft die Böschung entlang geschleudert, oder von einem steilen Abhang niedergerutscht wäre; solche Blöcke kommen aber auch an den flachhügeligen Gebirgsebenen vor, wo die Böschung nicht mehr als einige Grade erreicht.

SERNANDER (120), der das Phänomen aus Härjedalen beschrieben hat, betrachtet es als eine fossile Fliesserdeerscheinung aus einer Zeit, wo der Erdboden feucht und weich war. Ich kann ihm darin nicht

beistimmen, denn im allgemeinen ist es ganz deutlich, dass die Vegetation das untere Ende der Rinne noch nicht völlig erobert hat, auch ist die Rinne hier deutlich tiefer und schärfer als oben, ein Unterschied, der sich kaum fossil erhalten dürfte. Übrigens kann man oft sehen, dass der zusammengeschobene Wulst die Pflanzen allmählich begräbt. An Grändörrstöten in Härjedalen, wo die Erscheinung hie und da sogar in dem Birkenwald auftritt, sah ich ein Beispiel, wo eine Birke eine seitliche Verschiebung der Rinne verursacht hatte. Es ist bemerkenswert, dass solche Blöcke in gewöhnlichem, trockenem Wiesen- oder Heideboden vorkommen.

REKSTAD (108), der die Erscheinung beiläufig erwähnt, denkt sich, dass unter dem Block die Tjäle sich am längsten erhalte, und dass der Block wiederholt über diese Eisreste niedergerutscht sei. Das Verhältnis mag aber vielmehr das umgekehrte sein, der Stein muss als Wärmefänger die Tjäle zuerst zum Auftauen bringen. Ich denke mir, dass die Regelation an dem wärmeleitenden Block besonders oft wirksam wird, und ihn allmählich nach unten verschiebt, was dadurch befördert wird, dass der Block schwerer als das übrige Bodenmaterial ist. Ich habe Beispiele dafür gesehen, dass auch an der abwärts gerichteten Seite des Blockes, und zwischen diesem und dem zusammengeschobenen Walle an dessen Vorderseite, ein Graben vorhanden ist, ein Gegenstück also zu den von Graben umgebenen Blöcken in unseren Moränengeländen (siehe S. 303). Das Phänomen scheint mir des Interesses besonders wert, da es die Bedeutung der Regelationswirkungen im Erdboden gut illustriert. Diese eigene Bewegung des Blockes ohne Regelation zu erklären, dürfte kaum möglich sein. Wäre der Boden in gewöhnlichem Sinne plastisch — er ist aber, wie schon gesagt, oft verhältnismässig trocken und fest — würde der Block einsinken, und eine Rinne würde sich auch nicht erhalten können.

In Härjedalen habe ich diese Erscheinung an den weiten Gebirgs- geländen sehr allgemein getroffen, Beispiele kenne ich auch aus Dovre und aus den Torne-Träsk-Gebirgen. REKSTAD hat das Phänomen aus den Gegenden südlich von Sognefjord erwähnt, er teilt auch eine gute Abbildung mit. Aus den höheren Niveaus der skandinavischen Gebirge, sowie aus Spitzbergen, kenne ich aber diese Blockbewegungen nicht; vielleicht liegt hier die Tjäle so oberflächlich, dass alle grösseren Blöcke den ganzen Sommer durch festgefroren sind. Es ist hier vielleicht gewöhnlicher, dass sich die Fliesserde über die Blöcke, die »am Grund« stehen, allmählich hinüberwälzt. Daran gibt es übrigens auch Beispiele aus unseren niedrigeren Gebirgsgegenden (näheres hierüber, siehe S. 360).

Blockstreifen.

Wie durch den Namen angegeben wird, ist diese Erscheinung mit den Streifen verwandt, zu denen es auch Übergangsformen gibt. Bei den Blockstreifen ist das Material gröber und sie werden auch nie so

regelmässig wie die Streifen entwickelt. Sie scheinen keine Verwandtschaft mit Polygonboden zu haben, und dürfen wohl eigentlich nicht zu den Strukturbodenformen gerechnet werden. Die Blockstreifen laufen die Böschungen herab, sind verhältnismässig kurz und breit und bilden oft ein wenig eingesenkte Vertiefungen mit kantengestellten und zusammengeschobenen Blöcken. Es liegt am nächsten, sich zu denken, dass diese Blockstreifen bei der allgemeinen Abwärtsbewegung des Bodens zu Senken zusammengeschoben sind, wo Wasser hervorrieselt und feineres Material abspült. Als eine schwererklärliche Eigentümlichkeit, worauf schon A. G.



Fig. 38. Blockstreifen unterhalb eines Thalusbanges. Braganzabucht, Spitzbergen 1911.

HÖGBOM (66) hingewiesen hat, mag aber erwähnt werden, dass man entsprechende Blocksenken auch in flachem Boden wiederfindet, wo sie nur mit ganz stillstehendem Wasser gefüllt sind.

In blockreichem Fliesserdoben sind Blockstreifen sehr allgemein, oft treten sie gesellig auf, dem Boden eine auffallende Struktur gebend, so z. B. unter den Thalusböschungen (Fig. 38). Diese Blockstreifen sind die ersten »Quellflüsse« der grossen Blockströme (siehe Fig. 39). Sie kommen sowohl in höheren wie in niedrigeren Niveaus vor, wenn sie auch in den letzteren allgemeiner, oder wenigstens dank der Vegetationsverteilung mehr merkbar sind. A. G. HÖGBOM hat von ähnlichen Blockstreifen sogar aus der Nadelwaldregion Norrlands (Helsingland) berichtet, wo sie jedoch nicht

so häufig wie in grösseren Höhen sind. Sie sind in der Regio alpina der skandinavischen Gebirge fast überall zu sehen. Auf Spitzbergen treten sie besonders unterhalb der blockreichen Thalushalden allgemein auf. Ähnliche, deutlicherweise fossile Bildungen habe ich im Harzgebirge getroffen, wie auch in dem Riesengebirge (auf dem oben erwähnten, blockreichen alten Schneeweheboden).

Blockströme.

Es wurde oben beschrieben, wie Blöcke mit der Fliesserde abwärts transportiert werden, oder sogar schneller als der übrige Erdboden herabkriechen, und wie sie gern zu Blockstreifen zusammengeführt werden. Es ist dann natürlich, dass schliesslich wirkliche Stromsysteme aus Blockmassen entstehen können. Dafür eignen sich besonders flachhügelige Gelände, deren Senken nicht von stark strömenden Wasserzügen aufgenommen sind. Auf Spitzbergen, wo Blöcke von allen Böschungen, oft als stromartige Blockstreifen, heruntergeführt werden, entstehen fast in allen Tälern eine Art zusammengesetzte Blockströme, wobei fließendes Wasser oder Gletscher den schliesslichen Transport besorgen. Die Höhenunterschiede sind hier zu gross, und das fließende Wasser bekommt bei der Schneeschmelze eine zu grosse Kraft, um echte Blockströme zum Entstehen kommen lassen; auch fehlt es an grösseren Massen wirklich grosser Blöcke. Ich kenne nur ein paar Beispiele aus Mimers Tal, wo die Fliesserde das Blockmaterial zu Flusssystemen ähnelnden Blockströmen zusammengeführt hat (Fig. 39). Auch aus den skandinavischen Hochgebirgen kenne ich keine echten, wohlausgebildeten Blockströme.

Das klassische Beispiel von Blockströmen geben die grossartigen, fossilen, durch Erdfließen entstandenen »stone rivers« auf den Falkland Inseln. Sie wurden schon von DARWIN beschrieben, und WYVILLE THOMSON verstand sie durch Bodenbewegungen zu erklären, wenn auch er sich dieselben rezent und hauptsächlich dank der Vegetation entstanden dachte. JAMES GEIKIE (50, S. 723) dagegen hat sie mit dem aus kälteren Perioden stammenden »rubble drift« Englands verglichen. Es ist aber J. G. ANDERSSON (2, 3), dem die Ehre zukommt, mit den rezenten Fliesserdeerscheinungen als Ausgangspunkt, ihre Natur richtig aufgefasst zu haben. Ich weise hierüber auf die wichtigen Arbeiten ANDERSSON's hin, besonders die spätere (3), die auch von einer vorzüglichen Karte in grossem Masstab begleitet ist. Er betont, dass diese Steinströme aus der Klimadepression stammen, wenn der naheliegende südamerikanische Kontinent einer umfassenden Vereisung ausgesetzt war, und dass ein kaltes Klima mit kräftiger Frostverwitterung und arktischer Solifluktion das Entstehen dieser grossartigen Blockströme bewirkt hat.

In der flachhügeligen Landschaft der Falkland Inseln bilden die gewaltigen Blockströme einen charakteristischen Zug. Von den aufragenden Quarzitrücken sind grosse Quadern losgemacht und den Böschungen entlang zu Blockstreifen und Stromsystemen zusammengeführt. Der von ANDERSSON besonders beschriebene »Darwin stone river« erreicht sogar eine Länge von 5 km. Strömendes Wasser kann diese Blockmassen nicht transportiert haben, teils fehlt es an Flüssen mit dazu ausreichender Kraft, teils sind die Blöcke ganz scharfeckig, wie sie nur bei Fliesserdetransport sich erhalten können. Dagegen ist es wahrscheinlich, dass feineres Material



Fig. 39. Blockstreifen, ein stromartiges System bildend. Mimers Tal, Spitzbergen. 1910.

allmählich weggeführt worden ist — man soll oft Wasser unter den Blockmassen rieseln hören —, und dadurch sind die Blockströme auspräpariert und mehr auffallend geworden. STAMM (125) macht die Bemerkung, dass kaum gewöhnliches Gekriech oder Solifluktion diese Arbeit geleistet und so grosse Blöcke transportiert haben kann, ohne dass diese abgerundet worden seien; er stellt sich deshalb vor, dass Gletschertransport möglicherweise mitgewirkt habe. Ich will aber darauf hinweisen, dass gerade bei dem langsamen Gekriech des scheinbar festen Bodens grosse Blöcke mitgeführt werden können, und dass sie dann so zu sagen sehr vorsichtig gefrachtet werden. Zu ANDERSSON'S Erklärung dürfte beigefügt werden, dass eine perenne, im Sommer nicht zu oberflächliche Tjäle von grosser Bedeutung sein muss, da durch sie Bodenbewegungen über grosse Flächen begünstigt werden. Wahrscheinlich hat die Regelation auch eine wichtige Rolle für den Blocktransport gespielt.

Nächst den Blockströmen der Falkland Inseln sind wohl die im Ural am Berge Taganai und in der Nähe der Bakalschen Eisengruben die grossartigsten bis jetzt bekannten. Auch hier sind sie aus riesigen Quarzitblöcken zusammengesetzt und bilden ein fast untrafikables Terrain. In RATZEL'S »Die Erde« ist ein Bild mitgeteilt, der eine etwaige Vorstellung von diesen uralischen Blockströmen gibt. TSCHERNYSCHEW (131) beschreibt sie, ohne doch irgend eine Erklärung zu geben versuchen: »Les amoncellements de grès d'un blanc de neige et de quartzites qui descendent dans les vallées latérales, offrent un aspect très original; de loin ces traînées de pierres ressemblent de vrais cours d'eau, tant le caractère de leurs sinuosités rapelle les véritables torrents«.

J. G. ANDERSSON (2, 3) hat auf die Verwandtschaft dieser Blockströme mit den falkländischen hingewiesen, und hebt ihre fossile Natur hervor. Diese Gegend liegt weit ausserhalb der Grenze der grössten Vereisung, aber es dürfte damals hier ein arktisches Klima geherrscht haben. Jetzt liegen diese Blockströme z. T. tief unter der Waldgrenze; die Blockfelder selbst sind jedoch grossenteils nackt. Ähnliche, aber kleinere und unansehnlichere Blockströme, auch aus Quarzit, habe ich ein wenig nördlicher im Ural, südlich von Oufalei gesehen.

Bei einem Besuche im Odenwald habe ich den Eindruck bekommen, dass das Felsenmeer am Felsberg ein verhältnismässig kurzer und steiler Blockstrom sei. Eine von dem Gipfel herabgehende Senke ist hier in einer Länge von etwa 300 m mit Massen von grossen, gerundet verwitterten Granitblöcken bedeckt. Von den Seiten kommen auch kleinere Seitenäste herab, die den Charakter von gewöhnlichen Blockstreifen haben. Die Blöcke sind freilich nicht plattig, aber doch geben die chaotischen Blockmassen den Eindruck, dass sie zusammengeschoben sind (Fig. 48). Anders lässt sich ein Transport schwerlich nachweisen, da der Blockstrom aus demselben Granit wie der unterliegende Berggrund besteht. In der Nähe habe ich jedoch mehrfach durch Gekriech deutlich

verschobene Blöcke gefunden (siehe S. 378), und nach meiner Ansicht liegt hier ein Beispiel von einem fossilen, aus der Eiszeit stammenden Blockstrom vor. CHELIUS (20), der die Felsenmeere Odenwalds beschrieben hat, denkt sich, dass nur ausgewitterte Blöcke vorliegen, die durch Wasserspülung freigelegt worden sind. Dieser Verfasser, der überhaupt nicht Fließerdetransport in Betracht gezogen hat, erwähnt auch andere Felsenmeere, deren Blöcke über fremden Berggrund transportiert sind, und nimmt u. a. Gletscher in Anspruch, um sie zu erklären. Nunmehr werden wohl sämtliche diese »Vergletscherungs«-Zeugnisse im Odenwald als pseudoglazial betrachtet, und diese deutlich transportierten Blockmassen können wohl dann für nicht anderes als echte Blockströme gehalten werden.

Es ist wahrscheinlich, dass auch in anderen Gegenden ausserhalb der grössten Vereisung solche Blockströme vorhanden sind. Schon aus den Reiseführern bekommt man eine Vorstellung, wie allgemein solche »Felsenmeere«, »Felsengarten« u. s. w. in den Gebirgsgegenden von mittlerem Europa sind, und vielleicht kann für einige von ihnen ein Transport auch nachgewiesen werden. LOZINSKY (83) erwähnt eine Anzahl, die er als diluvial, aber als *in situ* durch Spaltenfrost entstanden betrachtet. BRAUN (18) dagegen hat neulich ausgesprochen, dass vielleicht in mehreren Fällen diese Felsenmeere durch Gekriech entstanden sind. Die Blockanhäufungen in dem Odertal, wie auch an anderen Lokalen im Harz, dürften von diesem Gesichtspunkt aus betrachtet zu werden verdienen; wenigstens bin ich bei einem kurzen Besuche von ihrer echten Moränennatur nicht überzeugt worden (näheres hierüber siehe S. 378).

Den »rock glaciers«, die HOWE (73) aus Colorado und CAPPS (19) aus Alaska beschrieben haben, mögen hier einige Worte gewidmet werden, da sie oft mit den durch Solifluktion entstandenen Blockströmen in Zusammenhang gebracht worden sind. Für diese Blockgletscher ist, ausser ihrem gletscherartigen Aussehen, charakteristisch, dass sie aus sehr ausgeprägten, hoch gelegenen, jetzt aber von Schnee und Eis verlassenem Karen herabgekrochen sind und aus Thalusmaterial bestehen. Die »rock glaciers« in den San Juan Mountains in Colorado sind bis 1 km lang, 600 m breit und wenigstens 20–40 m mächtig; jetzt scheinen sie keinen Bewegungen mehr ausgesetzt zu sein.

HOWE beschreibt auch andere Bodenbewegungen aus derselben Gegend, teils katastrophenartige, den »Frane« der Apenninen ähnelnd, teils langsame, durch Gekriech. Mit diesen haben doch die Blockgletscher keine Verwandtschaft. Überhaupt darf man sie nicht mit Blockströmen vergleichen, welche verzweigt und vor allem sehr dünn sind und sich nur oberhalb der Tjäle bewegen, während jene dagegen unverzweigt, ganz zungenförmig oder gletscherähnlich und am dicksten in der Mitte sind, und scharf abgesetzte Fronte haben. Dass auch die Bewegungen grössere Mächtigkeiten umfasst haben, geht schon aus den Abbildungen hervor, nach welchen die »Gletscher« zu gewaltigen, gerundeten Wülsten zusammengeschoben sind.

HOWE scheint zu der Hypothese zu neigen, dass diese Blockmassen durch katastrophenartige Bergstürze, wie z. B. die allbekannten in Elm und Frank-Alberta, entstanden seien. Er denkt sich, dass die Zirkuswände zu steil gewesen und deshalb niedergestürzt sind. Wohl ist es bekannt, dass niedergestürzte Bergmassen sich wie plastisch bewegen können, es muss aber für sehr zweifelhaft gehalten werden, ob gletscherartige Ströme, wie diese, dadurch entstehen können, besonders lässt es sich schwer denken, dass eine markierte, steil abgeschlossene Fronte sich bilden würde, und sogar in ziemlich stark geneigtem Terrain liegen bleiben könnte.

Viel wahrscheinlicher ist wohl die Hypothese CAPP's (19) betreffs der ganz analogen Blockgletscher in Alaska, nämlich dass sie »fossile«, stark blockführende Gletscher sind. Bei Grabungen fand er Eis zwischen den Blöcken, was übrigens zu erwarten war, da der Boden hier stets gefroren ist. In solch einem Falle ist es nicht ausgeschlossen, dass sie sich noch in Bewegung befinden, oder dass sogar ein Kern des alten Gletschers unten noch erhalten ist. Es gibt auf Spitzbergen noch lebende Gletscher, die in Blockmassen so begraben sind, dass nichts von dem Eis zu sehen ist, so z. B. ein an der Ostseite von der Recherche Bay befindlicher Gletscher, der übrigens auf HAMBERG's Karte nicht als Gletscher bezeichnet worden ist, aber doch, dank der Genauigkeit der Karte, an den Höhenkurven erkennbar ist. Ein anderer Gletscher in Belsund, in der Nähe von Wahlenbergs Berg, ist in seinem unteren Teil wenigstens in einer Länge von 500 m in Blockmassen völlig begraben, und man würde den Gletscher kaum erkennen, wenn nicht am Ende dieser wülstigen Landschaft ein Gletscherbach aus einem Tunnel herausströmte.

Ausfliessungen von Kies.

Dass Kies, auch ohne Beimengung von lehmigem Material, Solifluktionserscheinungen zeigen kann, ist nur zu erwarten, da, wie schon beschrieben worden ist, reines Blockmaterial sich bewegen kann. Es ist aber deutlich, dass reiner Kies für Solifluktion verhältnismässig ungeeignet ist; so sind z. B. oft die gehobenen Uferterrassen auf Spitzbergen, die aus den karbonischen Kalk- und Kieselgesteinen bestehen, im grossen und ganzen ziemlich wohl erhalten, wenn sie auch hie und da unscharf geworden sind und oft kleinere Ausfliessungen zeigen. In grösseren Höhen sind in den »Frosthannadas« bedeutendere Bodenbewegungen aus kiesigem Material zu sehen, die also mit den Bewegungen der Blockfelder in denselben Niveaus ganz analog sind.

Mit 'Ausfliessungen von Kies' meine ich eine sehr allgemeine Kleinererscheinung, die ein gewisses Interesse darbietet, wenn sie auch ohne grössere geologische Bedeutung ist. Das Phänomen tritt besonders im Kiesboden auf, der vegetationsgekleidet ist, z. B. in den gehobenen Uferter-

rassen auf Spitzbergen, wie auch in unseren Gebirgsgegenden auf verhältnismässig niedrigen Niveaus der Regio alpina. Aus nackten Bodenflecken dringt Kies empor und fliesst wie kleine Ströme über den Pflanzenteppich herab, meistens nur bis einige Meter lang und mit einer Loben- oder Zungenform endend, wie bei einer zähflüssigen Masse oder einem kleinen Gletscher. Diese Kiesausfliessungen habe ich nur ganz trocken gesehen; wahrscheinlich tritt die Bewegung in der Schneeschmelze ein.

Breiiige Fliesserde.

Es ist eine allgemeine Vorstellung, dass die arktische Fliesserde ganz nass und schlammig ist, wozu wohl teilweise die Beschreibung J. G. ANDERSSON'S (1, 2) von einigen Fliesserdeformen aus Beeren Eiland (»mudglaciers«) beigetragen hat. Freilich treten solche schlammige Fliesserdeformen mehrfach auf, besonders unterhalb der Schneefelder, und sie sind dank ihrer für den Wanderer unangenehmen Eigenschaften besonders merkbar; doch spielen sie keine Rolle, die mit der an der Bodenoberfläche mehr unmerklichen »festen« Solifluktion oder kriechenden Bewegung verglichen werden kann.

Bodenarten, die hauptsächlich aus feinem Lehm (Grösse der Partikeln $0,02$ — $0,002$ mm) bestehen, können bei starker Wasseraufnahme ganz breiartig und zähflüssig werden (siehe hierüber die eingehenden Untersuchungen ATTERBERG'S). Diesen Charakter haben z. B. gern die Solifluktionsercheinungen in den sedimentären Lehmablagerungen unserer Flusstäler (»Jäslera«). Ähnliche breiiige Solifluktion tritt allgemein auch unter arktischen und hochalpinen Verhältnissen lokal auf, und zwar besonders unterhalb abschmelzender Schneefelder. Es bilden sich dann gern kleine Schlammströme, oder entstehen, wo nur die der Tjäleoberfläche anlagernde Schicht breiartig ist, katastrophenartige Ausgleitungen. Besonders allgemein kommen diese beiden Formen in feinem Moränenmaterial vor, das auf Gletschereis liegt. Beispiele dafür bieten u. a. die Sefströms und Paulas Gletscher auf Spitzbergen, wo sie Lehm von dem Fjordgrund aufgeschoben haben; und ebenso sind die moränenbedeckten Reste dieser Gletscher an dem Cora Insel und an den Küsten im Innern von der Van Mijens Bay an solchen Schlammströmen sehr reich. Auch entstehen hier Rutschungen über die glatte Eisfläche, indem die unteren Schichten mit Wasser durchtränkt worden sind (siehe Fig. 40).

Die von ANDERSSON aus Beeren Eiland beschriebenen gletscherähnlichen Schlammströme sind vielleicht nicht ganz zu diesen durchnassen Schlammausfliessungen zu rechnen, sondern sind wohl mehr von dem gewöhnlichen Solifluktionstypus; es scheint mir, als wären sie mit den oben unter der Benennung »grössere Fliesserdezungen« beschriebenen am nächsten zu vergleichen, einige auch vielleicht mit den Steinguirlanden.

ANDERSSON nennt ein Beispiel eines solchen »mud-glacier«, der 35 m lang war und eine 17 m breite und bis 2,5 m hohe Fronte hatte. Mehrere der oben beschriebenen Fliesserdeformen, besonders die nackten, werden bei der Schneeschmelze, wenn nicht ganz breiig, doch gern aufgeweicht. Beim Auftauen ist nämlich der Boden exzeptionell aufgelockert und nimmt

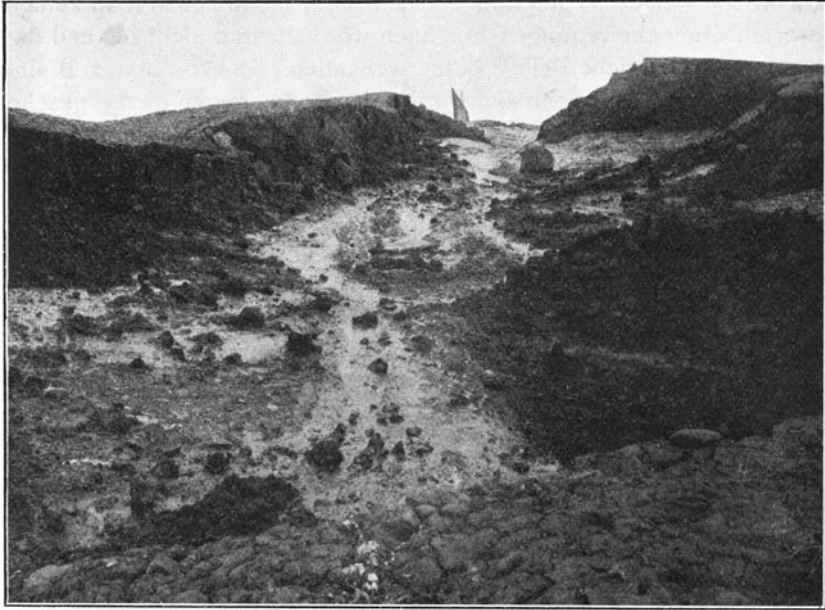


Fig. 40. Breiige Ausrutschung über Gletschereis. Im Hintergrunde ein Bootsegel. Van Mijens Bay. $\frac{1}{9}$ 1911.

dann auch besonders viel Wasser auf. Es versteht sich von selbst, dass der Boden in diesem Zustande besonders gern Bewegungen ausgesetzt wird.

Undifferenzierte Fliesserde.

Oben ist eine Anzahl mehr oder weniger auffallender Formen und Äußerungen von Solifluktion beschrieben worden, die aber ganz besondere Bedingungen erfordern, um ihre charakteristische Entwicklung zu erreichen, wie Stein- und Blockstreifen, Steinguirlanden, Fliesserdewülste, Schlammströme u. a. Wenn auch die meisten von diesen in den Fliesserdegeländen allgemein sind, treten sie doch im grossen gesehen eigentlich nur mehr lokal auf. Die gewöhnlichste und daher geologisch wichtigste, die undifferenzierte Fliesserde verdient noch einige Aufmerksamkeit, wie auch eine Anzahl Kleinerscheinungen, die von ihr Zeugnis ablegen. Unter arktischen

Verhältnissen sind die Voraussetzungen für die Solifluktion, die Tjäle und die Regelation, überall vorhanden, wo nicht Wasser, Schnee oder Eis den Boden bedeckt, und man kann behaupten, dass die Bodenbewegungen hier viel bedeutender sind als bei dem gewöhnlichen Bodengekriech anderer, nicht-arktischer Gegenden.

Es gibt grosse Bodenflächen, die mit zusammenhängender und normaler, oft xerophiler Vegetation bedeckt sind, auf welchen man keine nennenswerten Bodenbewegungen erkennen würde, wären nicht hie und da einzelne, oft unansehnliche Belege dafür vorhanden. So kann man z. B. finden, dass, wo es einen grösseren Block gibt, der Boden gegen diesen geschoben und aufgestaut ist; der Block steht so zu sagen auf dem Grund, wohl meistens in der Tjäle. Diese Erscheinung ist schon von mehreren Verfassern erwähnt worden, u. a. von SERNANDER (120) aus Härjedalen, von SAPPER (118) und CHOLNOKY (21) aus Spitzbergen; der letztere teilt auch eine gute Abbildung mit.

Eine Erscheinung von etwa entgegengesetzter Natur habe ich schon beschrieben (S. 350), Blöcke die sich rascher als der übrige Erdboden abwärts bewegen, was auch oft in Lokalen auftritt, wo man an dem allgemeinen Aussehen des Bodens oder der Vegetation gar kein sonstiges Anzeichen einer Solifluktion entdecken kann. Es ist aber selbstverständlich, dass, wo solch eine Ungleichmässigkeit der Bewegungsgeschwindigkeit je nach der Grösse des Materiales vorhanden ist, auch ein allgemeines Gekriech vorgehen muss. In diesem Zusammenhang können schliesslich die Blockstreifen genannt werden, die oft dort auftreten, wo sonst keine Bodenbewegungen verdacht werden dürften.

Teilweise dank der stauenden Einwirkung der Vegetation, und wohl auch teilweise dank einer Ungleichmässigkeit der Bewegung, entstehen die oben erwähnten Fliesserdewülste, die manchmal das Gekriech des Bodens verraten. Die Fliesserdeterrassen z. B. gehören eigentlich verhältnismässig trockenem oder, nach gewöhnlichen Begriffen, festem Boden an. Weil mehrere hierhergehörige Formen in solchem Boden auftreten, der nicht den allgemeinen Vorstellungen von Fliesserdeboden entspricht, erklärt es sich wohl, dass sie grossenteils als fossil betrachtet worden sind (SERNANDER [120]). Es gibt Beispiele, dass der Rasenteppich durch Solifluktion, von der man anders nichts wissen würde, lokal zusammengeschoben wird. Fig. 41 bildet diese Erscheinung ab. Eine etwa 2 dm dicke Torfschicht mit trockener Flechten- und Dryasvegetation ist ganz zusammengefaltet worden. Offenbar liegt hier eine Ungleichmässigkeit der Bewegung des Bodens vor.

Es gilt für den weniger differenzierten Fliesserdeboden, dass seine Natur aus der Entfernung leichter erkennbar ist, es kommt dann, dank Verschiedenheiten in Material, Feuchtigkeit und vor allem Vegetation, eine allgemeine, unscharfe Fliessstruktur zum Vorschein. Diese Struktur findet man allgemein auf Spitzbergen wieder, so z. B. in den Talböschungen unterhalb der Thalushalden und auch in den flachhügigen, nackten Ge-

ländern oben an den Hochebenen. Es liegt nahe, sich zu denken, dass eine solche Streifung nur durch ab rinnendes Wasser hervorgebracht worden sei. Die Fluidalstruktur einer zähflüssigen oder kriechenden Masse zeigt aber gewisse Merkmale, besonders mehr parallele Orientierung als die durch fließendes Wasser hervorgebrachte. Diese abweichende Eigenschaften der Fliesserde treten besonders an dem Streifenboden gut hervor und finden sich auch in den Blockströmen, die mehr eine flächenhafte und nicht nur lineare Fliessung zeigen.

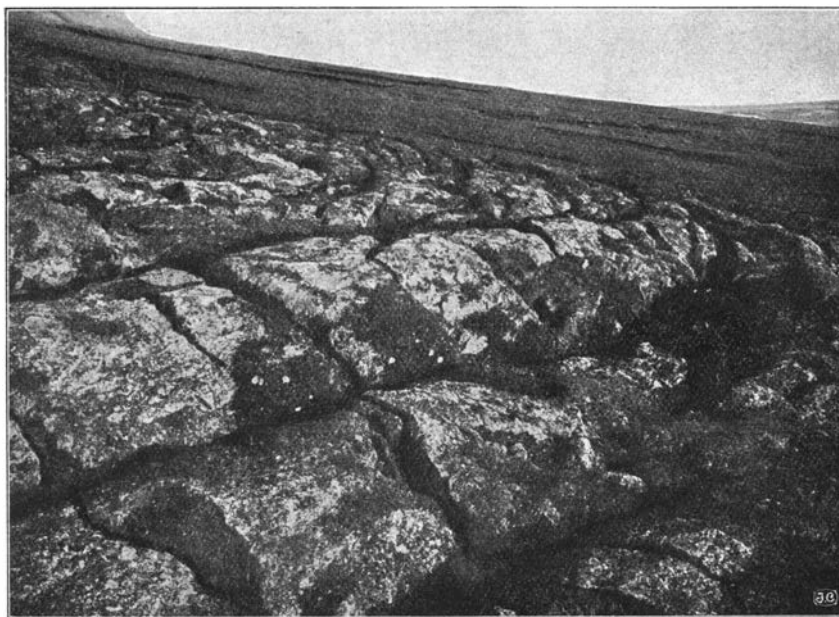


Fig. 41. Durch Erdfließen zusammengeschobener und gefalteter Torf.
Kap Wijk. 30/7. 09. (Aus B. HÖGBOM [68].)

Oft kann die Vegetation am Fliesserdeboden gut gedeihen, besonders an den festeren Formen, und einen zusammenhängenden Rasenteppich bilden, der keine Spuren von der Bewegung zeigt. In anderen Fällen wird der Teppich zusammengeschoben und zerrissen, wofür schon mehrere Beispiele genannt worden sind. Wo Fliesserde im Walde auftritt, was in den höheren Teilen der Birkenregion recht allgemein ist, tragen auch die Bäume oft von den Bewegungen Zeugnis; die Stämme sind unten gebogen, und Fliesserdewülste oder gleitende Steine können an sie angeschoben sein. Dieselben Umwandlungen der Baumstämme sind auch aus nicht-arktischen Fliesserdeböden bekannt. A. G. HÖGBOM (66) hat solche aus der norrländischen Nadelwaldregion abgebildet. Eine ganz ähnliche Abbildung gibt HOWE (73) aus Colorado.

Wo die Bodenbewegungen kräftiger sind, besonders wo es zur Bildung von Strukturboden kommt, wird die Vegetation sehr auffallend beeinflusst; ein zusammenhängender Teppich kann sich dann nicht entwickeln, sondern es entsteht eine Vegetation aus vereinzelt Gruppen oder Individuen. In dem Strukturboden hält sich gern die Vegetation an die Steinränder oder Spalten, und auch in anderen Fliesserdeböden nimmt sie von den Bewegungen Eindruck, und bildet dann gern Streifen entlang der Böschungen (Fig. 42 und 44), damit zum Markieren der allgemeinen Fluidalstruktur des Bodens beitragend.

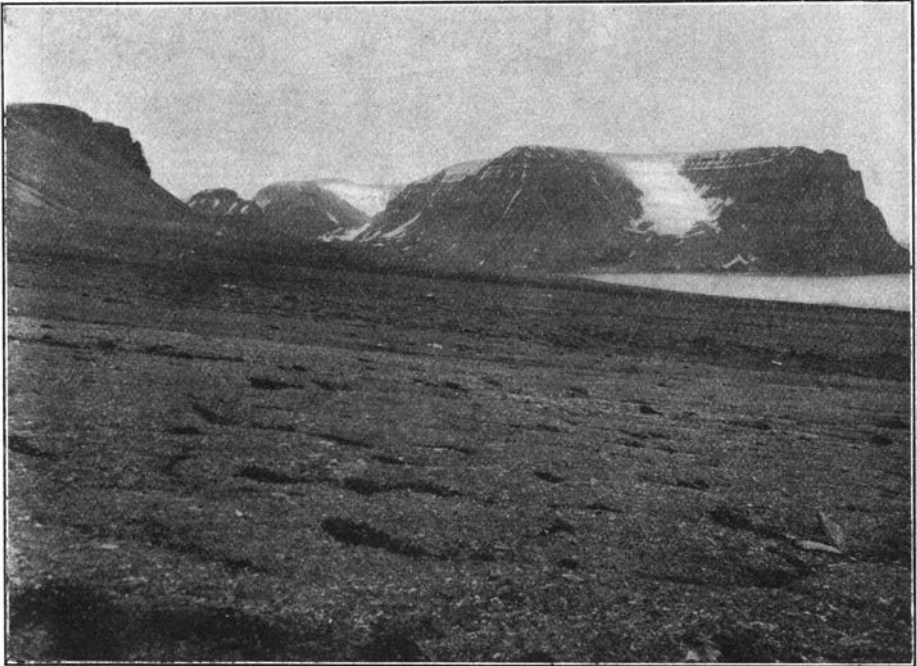


Fig. 42. Nackte, fliesserdestruierte Böschung. Gyps Bay, Spitzbergen 1911.

Auch die Pflanzenindividuen selbst tragen von den Bodenbewegungen Zeugnis. Die gebogenen Baumstämme wurden schon erwähnt; entsprechende Erscheinungen kann man manchmal an anderen Pflanzen beobachten, besonders an Sträuchern. SERNANDER (120) hat beschrieben, wie Pflanzen von Fliesserdewülsten überwältigt werden und (wie z. B. in einem Falle *Saussurea alpina*) Ausläufer entwickeln, um nicht begraben zu werden. Die Pflanzen Spitzbergens sind fast ausnahmslos mehrjährig, und sie werden natürlich, wo die Bodenbewegungen einigermaßen gross sind, in ihren unterirdischen Teilen von diesen beeinflusst. *Dryas* z. B., der sich fast allen Bodenverhältnissen anzupassen versteht, bekommt ein sehr ausgedehntes Wurzelsystem, das man über weite Strecken in der Fliesserde begraben

finden kann. Fig. 23 zeigt durch Solifluktion stark beeinflusste *Dryas*-Pflanzen; alte Stammarten liegen an der Böschung ausgestreckt, und unter den Pflanzen selbst findet man oft ein neues Wurzelsystem entwickelt. Ähnliche Erscheinungen hat G. SWENANDER (in J. G. ANDERSSON [1, 2] mitgeteilt) aus Beeren Eiland beschrieben. Es geht aus dem Verhalten der Pflanzen hervor, dass die Bewegung der oberen Bodenschichten gern am grössten ist, was ja auch zu erwarten ist, da diese der Regelation am meisten ausgesetzt sind und dazu oft eintrocknen und bei alternierender Trocknung und Wasserdurchtränkung des Erdbodens bedeutenden Volumenveränderungen ausgesetzt sind, die auch Bewegungen veranlassen müssen. In anderen Fällen habe ich auf Fliesserde Pflanzen mit Pfahlwurzeln gefunden, die besonders tief reichen. So habe ich z. B. auf Fliesserde *Braya purpurascens* mit einer Hauptwurzel gefunden, die etwa 4 mal länger war als gewöhnlich bei Individuen, die auf verhältnismässig ruhigem Boden wuchsen. Die Länge der Wurzel diene wohl dazu, die Pflanze zu verankern und gegen Auffrierung (vergl. HESSELMAN [62]) zu schützen.

Über die Fliesserde als geologischer Faktor.

Deutlicherwise muss die Solifluktion mit ihrer allgemeinen Verbreitung in arktischen und hochalpinen Gegenden eine wichtige geologische Rolle als transportierender Faktor spielen. Es ist das Verdienst J. G. ANDERSSON's, die Aufmerksamkeit darauf gelenkt zu haben. Ebenso wie er betreffs Beeren Eilands betont, dass die Solifluktion die wichtigste Transporterscheinung ist, darf ich dasselbe Urteil für Spitzbergen und die Fliesserderegionen unserer Hochgebirge abgeben. Die Arbeitsweise der Solifluktion stimmt mit derjenigen der Gletscher mehr als derjenigen des Wassers überein, indem der Transport langsam, aber über grosse Flächen gleichzeitig ausgeführt wird. Um überhaupt die gewöhnlichen sanften Bodenformen hervorzurufen, ist ein Gekriech des Bodenmaterials, wie die Solifluktion, nötig; das linear wirkende Wasser würde sonst überall eine fürchterliche »bad land«-Natur entwickeln. Für das Entstehen der Peneplains hat auch schon DAVIS (27) auf »the slow wasting and creeping of the waste down the land slopes; not bodily or hastily, but grain by grain, inch by inch« hingewiesen. GÖTZINGER (53) hat später dies Gekriech und seine morphologische Bedeutung für das Entstehen von Bergrückenformen betont. Es ist aber deutlich, dass die arktische Solifluktion eine viel grössere Leistungsfähigkeit als die gewöhnlichen, kriechenden Bodenbewegungen unter mehr temperierten Klimaverhältnissen hat. Schon was im Vorhergehenden über die Bedeutung der Tjäle für die Wassereintränkung und die Regelationsbewegungen gesagt worden ist, berechtigt zu dieser Behauptung, auch kennt man aus anderen Gegenden keine so auffallenden und unwidersprechlichen Zeugnisse von allgemein auftretenden Bodenbe-

wegungen, wie in arktischen und hochalpinen Regionen. Eine andere, für die geologische Bedeutung der arktischen Solifluktion wichtige Frage ist, wie lange diese klimatischen Bedingungen vorhanden gewesen sind.

Nach dem Erscheinen der Arbeit J. G. ANDERSSON's (2) sind die Solifluktionsphänomene von mehreren Verfassern studiert und ihre geologische Bedeutung hervorgehoben worden. Für das skandinavische Hochgebirge haben SERNANDER (120) und SVENONIUS (127) ihre grosse Bedeutung betont, und ENQUIST (40) hat darauf hingewiesen, dass durch sie Moränenmaterial weggeführt wird, wenn er auch eigentlich nur die Solifluktion an den Schneefeldern beachtet hat. SJÖGREN (121) dagegen meint, dass die Fliesserde dank ihrer langsamen Bewegung in ihren Wirkungen geringfügig sein muss. Dass die Solifluktion auf Island eine wichtige morphologische Rolle hat, ist von SPETHMANN (124) hervorgehoben. Betreffs Spitzbergens haben, ausser dem Verfasser (68, 69), DE GEER (33), DRYGALSKY (37) PENCK (101) ihre allgemeine Verbreitung und grosse Bedeutung betont.

Dass die Solifluktion auf Spitzbergen eine wichtige Rolle spielt, geht schon daraus hervor, dass das Moränenmaterial nach der grossen Vereisung fast völlig weggeführt worden ist. Ich habe schon (S. 274) darauf hingewiesen, dass sogar einzelne Findlinge auch auf den verhältnismässig flachen Hochebenen nur selten gefunden werden. Viel allgemeiner kommen sie auf niedrigeren Niveaus vor, besonders unter dem Ufergerölle, was wohl teilweise durch den Abwärtstransport zu erklären ist, der erst an der See gehemmt wird.

Durch die Frostsprengung bekommt die Fliesserde stets frisches Material. Die Blockmeere, mit oder ohne feines Material, bewegen sich schon bei geringer Neigung abwärts, dadurch immer neuen Berggrund dem Spaltenfrost exponierend. Im allgemeinen sind wohl die Hochebenen von relativ feinem Bodenmaterial bedeckt, und dann sind natürlich die Bewegungen noch bedeutender, hier wird auch der Boden von den abschmelzenden Schneefeldern grossenteils durchfeuchtet, was auch die Solifluktion begünstigt. Durch Schmelzwasserbäche wird das Material bald weitergeführt, oder der Boden kriecht allmählich die Abhänge herab. Wer diese Erscheinungen studiert, wird bald davon überzeugt werden, dass in der flachhügeligen Landschaft der Hochebenen die Solifluktion ein sehr wirksamer Denudationsfaktor ist. Als eine besonders gute Illustration zu dieser Wirksamkeit der Fliesserde in einer sanft hügeligen Landschaft können die Blockströme der Falkland Inseln genannt werden. Aus Gründen, die schon hervorgehoben worden sind, entstehen nicht auf Spitzbergen so grossartige Blockströme; Fig. 39 repräsentiert aber eine ähnliche Bildung, die auch von der Bedeutung der Fliesserde in einem flachhügeligen Talboden eine Vorstellung geben kann.

Wo die Höhen aus weichen Gesteinen, wie z. B. Schiefen, bestehen, bekommen die Fliesserdeerscheinungen eine besonders kräftige Entwicklung. Solche Berge zeigen gerundete Kuppeln- oder Rückenformen, mit

sanft geneigten Abhängen, wo keine wirklichen Thalusanhäufungen zur Entwicklung kommen, sondern nur eine dünne Fliesserde vorhanden ist. Beispiele bieten auf Spitzbergen besonders die triadischen Schieferberge (Fig. 43), wo sie nicht von Diabasbetten oder anderen mehr widerstandsfähigen Lagern geschützt sind.

Den grössten Zuschuss an Material bekommt die Fliesserde ohne Vergleich aus den Thalusbhängen. Wie ich schon beschrieben habe, sind auch in den Thalushalden selbst Solifluktionsbewegungen nachweisbar,

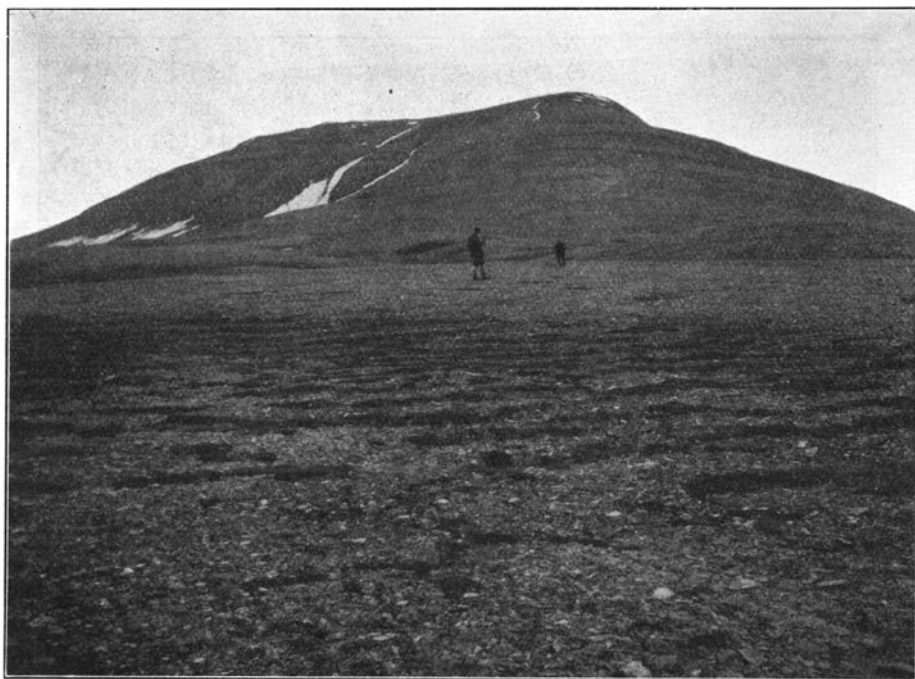


Fig. 43. Gerundeter Berg aus Triasschiefern. Im Vordergrund terrassenartige Pflanzenwülfte. Im Innern des Sassen Tales, Spitzbergen. (E. Andersson 1913 photo.)

aber erst an ihrem Fuss werden sie mehr auffallend, indem das Schuttmaterial hier allmählich weggeführt wird, wodurch die steilen Abhänge der eigentlichen Thalusakkumulationen in den flachen Talboden allmählich übergehen. An fast jedem Landschaftsbild aus Spitzbergen oder aus anderen Fliesserdegegenden wiederfindet man die dadurch entstandenen charakteristischen Profile der Bergabhänge. Die Täler bekommen in dieser Weise, wenigstens oberflächlich, offene U-Formen, die mitunter als durch frühere Gletscher auskulptierte U-Täler aufgefasst worden sind (vgl. z. B. WAHNSCHAFFE [135]).

Die Fliesserde kann natürlich in gewissen Fällen, wie in den Fjordseiten, direkt in das Meer hinausgeführt werden, und an den Ufern sieht man

oft den Erdboden über die Ufersteilen herabkriechen oder vom Meer, gern in einer kleinen Abrasionsstufe, angegriffen werden (Fig. 28 und 44). Meistens aber wird diese Fliesserde von strömendem Wasser weiterbefördert. Fig. 45 zeigt, wie die Fliesserde einem kleinen Bach zugeführt wird; die Bewegung ist durch den zerborstenen Rasenteppich markiert. Die meisten Ströme Spitzbergens haben den Charakter von vielverzweigten Wildbächen, die sich über weite, steinige Talböden unregelmässig hervorwindeln, ihre Läufe hin und wieder umwerfend. Dazu ist auch die Wassermenge sehr wechselnd, den einen Tag vielmal grösser als den anderen.



Fig. 44. Fliesserde ins Meer hinaus kriechend. Gyps Bay, Spitzbergen 1911.

Es ist daher natürlich, dass das strömende Wasser nicht überall die Fliesserde angreifen kann, vielmehr trifft dies nur mehr zufällig ein, aber dann um so kräftiger. In andern Fällen können auch Gletscher den Weitertransport der Fliesserde übernehmen, wie z. B. von Fig. 9 gezeigt wird.

Durch das Wegtransportieren des Thalusbaterialies hat die Fliesserde ihre grösste morphologische Bedeutung. Dadurch kann nicht der Schutt die Bergseiten ganz begraben, sondern diese werden immerfort dem Spaltenfrost ausgesetzt. Es folgt daraus, dass die Abhänge immer zurückgetrieben werden, dabei den etwaigen Thalusbwinkel zeigend, mit den Abweichungen, die Ungleichmässigkeiten in Widerstandsfähigkeit verschiedener Lager hervorrufen können. In dieser Weise spielt die Solifluktion eine Rolle, die derjenigen der Gletscher recht ähnlich ist. Auch kann

man eine gewisse Analogie zu der Wirksamkeit der Winde in der Wüste sehen, die auch flächenhaft arbeiten und die Bergseiten von Schutt freihalten, dadurch immer neue Angriffspunkte für die Insolation schaffend.

Es ist natürlich schwer, von dem Masstab eine Vorstellung bekommen, in welchem die Fliesserde in postglazialer Zeit abtragend gewirkt hat, wie viel z. B. durch ihrer Vermittlung die Täler erweitert oder die Gebirgsseiten zurückgedrängt worden sind. Ich habe schon auf das Verhältnis hingewiesen, dass auch an dem Bergfusse die Thalusakkumulationen meistens nur unbedeutende Mächtigkeiten erreichen können, und dass sogar



Fig. 45. Fliesserde, in eine Bachravine herabkriechend. Kap Wijk, Spitzbergen 1910.

weiter unten, wo die Fliesserde beginnt, das feste Gestein in unbedeutender Tiefe angetroffen wird. Dies habe ich manchmal in den Bachravinen konstatieren können, so auch bei meinen Kohlenuntersuchungen.

Es ist eine allgemeine Erscheinung, dass isolierte Felsen bei der Fliesserdeabtragung zurückbleiben. Besonders gilt dies für widerstandskräftige Gesteine, die von weicheren umgeben sind, z. B. eruptive Gänge, wie die Diabasapophysen u. s. w., welche aufragende Kämme bilden. Hie und da auf den Plateauebene, und noch mehr auf den gerundeten Berg Rücken, sieht man solche zurückgebliebene Felsen, deren Widerstandsfähigkeit der Lagerstellung zuzuschreiben ist, diese mag ganz horizontal sein, oder ausgehende Schichtköpfe bilden (Fig 46). Ein interessantes Beispiel für solche, mehrere Meter hohe Felsenruinen hat man östlich

von Goës Bay in Hornsund. Sie gehören einem Dolomite und Kieselgesteine durchsetzenden Gang von Kalkspat an, der eigentümlicherweise besonders widerstandsfähig gewesen ist. In diesem Falle ist es aber unsicher, ob sie als Zeugnisse der Soliflukationsabtragung betrachtet werden können, oder ob sie, da sie unter der marinen Grenze vorkommen, möglicherweise durch Ufererosion entstanden sind.

Es gibt solche Felsenbildungen in Gegenden, wo jetzt das Bodengekriech wohl keine Rolle spielt, aber wo einst eine arktische Solifluktion vorhanden gewesen ist. Von dieser Natur sind wohl die scharfen Quarzit-

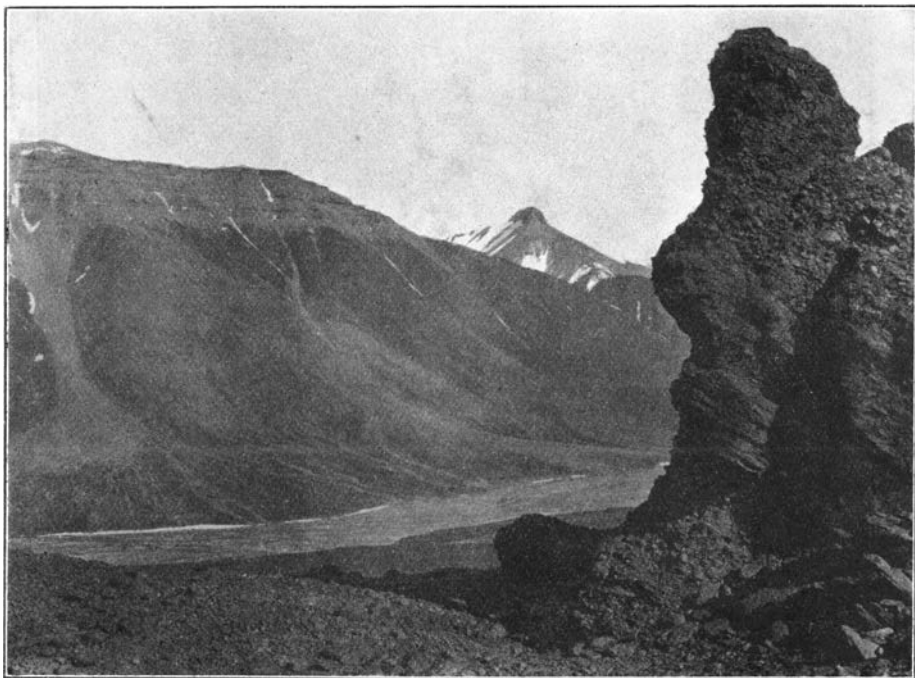


Fig. 46. Felsenruinen an einem flach gerundeten Bergrücken. Devonische Konglomerate, Mimers Tal, Spitzbergen 1911.

rücken der Falkland Inseln, vielleicht auch die von ANDERSSON (3) beschriebenen »ruin villages« aus Sandstein. »Der Pfahl« im Bayrischer Wald dürfte auch durch Bodengekriech herauspräpariert sein, wohl hauptsächlich während der Eiszeit, da die Solifluktion dort kräftig gewesen sein muss. Die eigentümlichen, kühnen Felsen aus flach gebänktem Granit im Harz (»Ottofels«, »Zeterklippen« u. s. w.), im Riesengebirge (»Dreisteine«, »Katzenstein«, »Mittagstein«, u. a.), der Teufelstisch im Bayrischer Wald und eine Anzahl anderer sind möglicherweise auch in derselben Weise entstanden. Auf diesen Gedanken kam ich zuerst, als ich nahe an Jekaterinenburg — also auch in der Nähe des grossen uralischen

Vereisungsgebietes ganz ähnliche Granitfelsen sah. Dieselben sind schon früher von CLERC (23) beschrieben worden. Dass diese Granitfelsen sich erhalten haben, dürfte durch ihre flache Bankung zu erklären sein, wodurch sie gegen den Spaltenfrost widerstandsfähig gewesen sind. Auch haben sie meistens eine dominierende Lage an Höhenrücken, wo die Solifluktion wenig wirksam gewesen sein dürfte.

Wenn es auch bis jetzt an direkten Messungen fehlt, gibt es doch verschiedene Verhältnisse, die eine gewisse Vorstellung von der Grösse der Bewegung geben können und daher Aufmerksamkeit verdienen. Die Anpassungen der Pflanzen, wofür schon oben (S. 339) Beispiele erwähnt sind, können bisweilen beleuchtend sein, und deuten eine beachtenswerte Bewegung an, so auch die Nacktheit des ausgeprägten Fliesserdebodens.

Es trifft oft ein, dass Fliesserde über zurückgebliebene Schneereste, z. B. in den Bachravinen, herausquillt, wodurch manchmal ein Vorrücken von mehreren Metern während des Sommers festgestellt werden kann.¹

Für die Kohlenuntersuchungen in Spitzbergen ausgeführte Erdschachtungen sind oft in dem nächsten Sommer mit Fliesserde ausgefüllt worden. Dieselbe Beobachtung bin ich auch in Gelegenheit gewesen, an Erdschachtungen in Härjedalen zu machen.

DE GEER (33) hat mitgeteilt, dass er bei einem Besuche 1896 an der schwedischen Station am Kap Thordsen eine Pferdebahn, die für Grubenbetrieb 1872 gebaut war, ganz zerbrochen und verschoben fand. Es kann hinzugefügt werden, dass die Bahn die Böschung herab geht, und dass daher die Verschiebungen nur eine Ungleichmässigkeit in der Bewegung angeben. Da die Bahn dazu ganz oberflächlich am Boden ausgelegt war, mag sie nicht allen Bodenbewegungen mitgemacht haben. Sie überquert einen Bach, der wohl Fliesserdematerial allmählich wegführt. Der Boden hat eine Neigung von nur einigen Graden, und gehört zu den undifferenzierten bewachsenen Fliesserdeformen; nur hie und da ist die gewölbte, teilweise nackte Form von Zellenboden entwickelt. Auch ist er nicht besonders nass, ich fand dort 1910 sogar bis zentimeterdicke Salzeffloreszenzen. DE GEER berichtet auch von einem Steinpfeiler in dem Observatorium an demselben Platz, der durch das Abwärtsgleiten des Bodens und des Hauses an den Fussboden gepresst wurde, den man daher allmählich ausschneiden musste.

Durch Beispiele, wie die obengenannten, und andere, bekommt man eine Vorstellung von der Schnelligkeit der Solifluktionsbewegungen. Ich glaube, dass man schon sagen darf, dass eine jährliche Verschiebung, die einige Zentimeter oder Dezimeter beträgt, als ziemlich mässig betrachtet werden kann, aber wo sie einen oder einige Meter erreicht, dass die Geschwindigkeit verhältnismässig gross ist. Daneben gibt es auch Schlamm-

¹ Offenbar ist es diese Erscheinung, die COLE (24) fälschlich als durch Lawinen entstanden erklärt (»mounds produced by snow slide action«). Er schreibt überhaupt den Lawinen eine grosse Bedeutung zu, was man, nach meiner Auffassung, für Spitzbergen nicht tun darf.

ströme und katastrophentartige Ausrutschungen, die hundert Meter oder mehr in kurzer Zeit vorrücken können, Erscheinungen die aber nicht zu der typischen, arktischen Solifluktion gerechnet werden können. Ganz sicher aber ist die Schätzung CHOLNOKY's (21, S. 35) fehlerhaft, wenn er annimmt, dass die jährliche Bewegung nur einige Zehntelmillimeter ausmacht (»im Jahr einige Zehntelmillimeter ausmacht, in einigen hundert Jahren aber schon Meter ausmachen kann«, wie er sagt, ist auch eine recht fehlerhafte Berechnung).



Fig. 47. Fliesserdebedeckte Strandlinie. Grufstöten, Jämtland. 18/s 1913.

Es gibt ein Einwurf, der gegen die Annahme von der allgemeinen Verbreitung der Solifluktion leicht herangezogen werden kann, nämlich dass sowohl auf Spitzbergen wie in den skandinavischen Hochgebirgen alte Strandlinien sich allgemein erhalten haben. Die Uferterrassen der eisgestauten Seen in unseren Gebirgstälern liegen freilich meistens in der Regio subalpina, wo die Bodenbewegungen nur mehr ausnahmsweise zu der eigentlichen arktischen Solifluktion gerechnet werden können. In höheren Niveaus, wie auch auf Spitzbergen, sind in der Tat die Uferlinien im grossen gesehen nur ganz fleckenweise erhalten, und dann sind es meistens die breiten Deltaterrassen oder Wälle, die aus reingespültem Kies- und Sandmaterial bestehen, das ja an und für sich für Solifluktion weniger geeignet ist. So ist es z. B. recht natürlich, dass die schön erhaltenen Uferterrassen aus Kalk- und Kieselgesteinen an Bionas Hafen (an dem

Tempelberg) oder die grossartigen, von offenem Meere aus Heklahook-Materiale (Dolomit, Kieselgesteine, Quarzite etc.) aufgeworfenen Terrassen an der Trinayres Bay, die HOEL (65) abgebildet hat, nicht durch Erdfließen zerstört worden sind. Auch macht der letztgenannte Verfasser darauf aufmerksam, dass diese alten Strandbildungen von herabgleitenden Verwitterungsderivaten oft verwischt worden sind. Ausser den oft nachweisbaren Solifluktionserscheinungen in den Terrassen selbst, besonders der Kiesausfließungen und kleinen Fliesserdebildungen an den Kanten der Terrassen, ist es, wo die Topographie es gestattet, die von oben kommende Fliesserde, welche die grösste Demolierung an diesen Terrassen bewirkt.

Es ist eine recht eigentümliche Tatsache, dass Uferlinien sich erhalten können, auch wo Fliesserde über sie herabkriecht, was dadurch zu erklären sein muss, dass die Tjåle auch für die Kleinzüge der Topographie schützend wirkt, und die Fliesserde nur als eine etwa gleichförmig dicke Decke herabkriecht. Fig. 47 bildet solch eine Uferlinie aus Jämtland ab, die von einer ganz durchnassen Fliesserde überdeckt ist. Noch am Ende des August bleibt das kleine Schneefeld liegen, das den Boden hier mit Sickerwasser durchtränkt.

Regionale Übersicht.

Es scheint mir überflüssig, in dieser regionalen Zusammenstellung die Spaltenfrosterscheinungen mitzunehmen; sie sind allgemein bekannt, wie auch ihre Verbreitung, die von arktischen und alpinen Verhältnissen bedingt ist. Mehr Interesse könnten wohl die fossilen Spuren des Spaltenfrostes darbieten, aber auch diese sind ziemlich bekannt, wie verlassene Kare und Blockmeere; beide kommen allgemein in den Gebirgsgegenden ausserhalb der grossen Vereisung vor; die letzteren sind, was Europa betrifft, schon von LOZINSKY (82, 83) beschrieben worden. Im folgenden wird übrigens eine Anzahl Blockmeere erwähnt, wo Bodenbewegungen mitgewirkt zu haben scheinen.

Was die Solifluktion und den naheverwandten Strukturboden betrifft, kommen sie wohl in allen arktischen und hochalpinen Gegenden vor. Sie sind aber weniger beobachtet worden, und Angaben darüber sind bis jetzt geringer an Zahl, weshalb ich glaube, dass sie eine Zusammenstellung verdienen. Da meistens Notizen, die sich auf die Solifluktionserscheinungen beziehen, nur ganz beiläufig gegeben worden sind, und oft wo man es nicht erwarten kann, wie in Reiseschilderungen u. s. w. stecken, kann die folgende Übersicht keinen Anspruch darauf machen, vollständig zu sein.

Ich stelle zuerst die mehr arktischen und die mehr alpinen Vorkommnisse rezenter Fliesserde für sich zusammen, um später die fossilen

Fliesserdevorkommen für sich zu behandeln, und bediene mich der Gelegenheit, die letzteren mit einigen eigenen Beobachtungen zu komplettieren.

Rezente Fliesserde. Spitzbergen. Da das wichtigste Material für diese Abhandlung eben von Spitzbergen herrührt, mag es nicht nötig sein, hier alle die verschiedenen Fliesserdeerscheinungen zu wiederholen, die dort vorkommen. Es kann kurz gesagt werden, dass die Solifluktion eine kräftige Entwicklung hat, sowohl auf höheren wie auf niedrigeren Niveaus, und von beachtenswerter morphologischer Bedeutung ist. In der westlichen Küstenregion ist, dank der Nähe des Golfstromes, das Klima auffallend feuchter als im Innern der Fjorde, ein Unterschied, der aber für die Entwicklung der Solifluktion von keiner merkbaren Bedeutung zu sein scheint. Auch am Boden, der im Sommer zuweilen mit Salzeffloreszenzen bekleidet wird, ist die Fliesserde kräftig entwickelt.

Im grossen spielen die Verschiedenheiten im Bodenmaterial nicht die wichtige Rolle für das Entstehen der Bodenbewegungen, die man sich denken dürfte; sie kommen in Diabas- wie in Sandstein- und Schiefermaterial vor. Am besten eignen sich wohl die Schiefer, die toniges und lehmiges, bei Wasseraufnahme gern ein wenig plastisches Verwitterungsmaterial liefern, Fliesserde zu erzeugen. Kalk- und Kieselgesteine sind dagegen für Solifluktion weniger geeignet, ihre scherbigen Derivate können sogar oft kein Wasser kapillär halten. Die Urgebirgsgegenden des nördlichen Spitzbergen kenne ich zu unvollständig, um mich über sie äussern zu können.

Die Vegetation, wie sie sich auf Spitzbergen entwickeln kann, ist von keiner nennenswerten Bedeutung für die Fliesserde, umgekehrt aber ist die Entwicklung der Vegetation von der Fliesserde, die sogar auf den niedrigsten Niveaus ganz nackt ist, sehr abhängig.

(Hiehergehörige Literatur, siehe: 21, 22, 24, 25, 33, 37, 47, 48, 65, 68, 69, 85, 87, 88, 90, 91, 101, 109, 116, 117, 118, 140.)

König Karls Land, kann wohl eigentlich zu Spitzbergen gerechnet werden, und etwa dieselben Bodenverhältnisse dürften hier vorhanden sein. G. ANDERSSON (4) hat beiläufig Polygonboden von hier erwähnt.

Beeren Eiland. Die Fliesserdeerscheinungen sind hier nach J. G. ANDERSSON (1, 2) sehr kräftig entwickelt, besonders in den Schiefergebieten. Die Jahrestemperatur ist $-4,9^{\circ}$, also etwa ein Grad höher als für die wärmeren Gegenden Spitzbergens, und eine perenne Tjäle ist sicher vorhanden. Das Klima ist aber viel feuchter, weshalb der Fliesserdeboden im allgemeinen mehr wassergetränkt sein dürfte als auf Spitzbergen, was auch aus dem häufigen Auftreten von Schlammströmen und aus den übrigen Beobachtungen ANDERSSON's hervorzugehen scheint. TH. M. FRIES (47, 48) hat aus Beeren Eiland auch Steinnetzboden erwähnt.

Island. Die niedrigen Teilen der Insel sind zu der subarktischen Region zu rechnen. Es herrscht hier ein Seeklima, und die Jahrestemperatur liegt über Null; es ist für die niedrigeren Niveaus also keine perenne Tjäle zu erwarten. SPETHMANN (124) schreibt der Fliesserde eine wichtige

morphologische Rolle zu. Derselbe Verfasser, wie auch THORODDSEN (130), beschreibt Polygonbodenformen und die nahe verwandten »Thufur«, die eine allgemeine Verbreitung haben, und für deren Entstehen der »Mohella«-Boden (vulkanischer Staub) sich besonders zu eignen scheint.

Grönland hat ja im grossen eine sehr ausgeprägt arktische Natur, es ist deshalb zu erwarten, dass die Solifluktionerscheinungen dort eine grosse Verbreitung haben, wenn auch das bis jetzt mitgeteilte Beobachtungsmaterial sehr unvollständig ist. NORDENSKJÖLD (93) beschreibt aus Ostgrönland Streifenboden und Steinnetze aus Westgrönland (95). Nach HARTZ (59) und WARMING (136) kommt auch Zellenboden vor.

Arktisches Nordamerika. Hiehergehörige Erscheinungen sind von dieser Region fast nicht beschrieben worden, aber kommen wahrscheinlich in grossem Masstab vor. An Landschaftsbildern in den Reiseschilderungen erkennt man die sehr ausgezogenen Thalusbahänge. BELCHER (11) spricht beiläufig von den Schwierigkeiten, welche der durchnasse lehmige Boden dem Wanderer verursacht (Buckinham Insel, Victoria Archipelag). TYRELL (132, S. 44) erwähnt abwärts gleitende, flache Tundraebenen aus den Gegenden westlich von der Hudson Bay. An der Nordostseite der Grossen Bären-See hat J. M. BELL (in ANDERSSON [3] mitgeteilt; siehe auch unten, S. 383) grossartige Solifluktionsäusserungen beobachtet.

Nördliches Sibirien. Es ist hier eine perenne und sehr tief reichende Tjäle vorhanden, und damit auch die Voraussetzungen für das Auftreten der Fliesserde. Polygonbodenformen und verwandte Erscheinungen sind von MIDDENDORF (89, S. 506, 739) und KJELLMAN (79, S. 11—12) aus Nordsibirien beschrieben worden.

Novaja Semlja. Polygonboden wird beiläufig von v. BAER (10, S. 174) erwähnt.

Die Kolahalbinsel und das nördlichste Finnland. HULT (74, S. 47—50) beschreibt aus dem nördlichsten Finnland Fliesserdeterrassen, und RAMSAY teilt in seinem Lehrbuch der Geologie¹ eine Abbildung von terrassenartigen Kiesausfliessungen aus Kola mit.

Graham Land. Es gibt hier an den unvereisten Landpartieen eine kräftig entwickelte Fliesserde; so beschreibt und bildet NORDENSKJÖLD (95) aussergewöhnlich schönen Streifenboden ab, wie auch »Frostbeulen«, eine Übergangsform zu Polygonboden, der übrigens nach diesem Verfasser hier schlecht entwickelt ist.

Süd-Georgien. Es herrscht auch hier ein ausgeprägt arktisches Klima, und Fliesserde scheint stark entwickelt zu sein. J. G. ANDERSSON (3) beschreibt langsam kriechende Schlammströme, die ihn an die der Beeren Insel erinnert haben. Er schreibt hier der Solifluktion eine wichtige morphologische Rolle zu.

Crozet Inseln. Auch von hier sind Solifluktionerscheinungen bekannt; so beschreibt PHILIPPI (102) Streifenboden und Polygonboden aus der Possession Insel.

¹ Geologiens Grunder, S. 191. Helsingfors 1912.

Kerguelen. WERTH (137) erwähnt Streifenboden, den er sich durch Windwirkungen entstanden denkt, PHILIPPI (l. c.) aber führt ihn zu den typischen Solifluktionsäusserungen. Möglicherweise sind wohl auch die von WERTH beschriebenen Felsenruinen nicht durch Winderosion, sondern durch Fliesserdeabtragung entstanden.

Skandinavien. In der Regio alpina ist fast überall eine perenne Tjäle vorhanden, und die Frostphänomene und die Fliesserde sind kräftig entwickelt. Eine Ausbildung, die z. B. mit der auf den niedrigsten Niveaus Spitzbergens völlig übereinstimmt, findet man wohl erst ein paar oder einige hundert Meter oberhalb der Birkengrenze, wo erst die klimatischen Verhältnissen denen von Spitzbergen entsprechen. Auf den höheren Niveaus sind etwa dieselben Fliesserdeäusserungen wie auf Spitzbergen vorhanden, in den niedrigeren Teilen der Regio alpina zeigt aber die Fliesserde vielfach einen abweichenden Charakter. Hier dominieren die zungen- und lobenförmigen Fliesserdewülste und Terrassen, deren Ausbildung wahrscheinlich von der verhältnismässig kräftigen Vegetation, wie auch von der grösseren Tiefe bis zur Tjäleoberfläche, beeinflusst wird. Der letztgenannte Umstand mag auch für die oben beschriebenen gleitenden Blöcke eine notwendige Bedingung sein.

Es dürfte auch betreffs des skandinavischen Hochgebirges überflüssig sein, hier alle die vorkommenden Äusserungen von Fliesserde noch einmal zu erwähnen. Nach meiner Auffassung darf man der Solifluktion in der Regio alpina eine beachtenswerte morphologische Bedeutung zuschreiben. Bemerkenswert ist es, dass die beträchtlichen klimatischen Unterschiede verschiedener Teile der skandinavischen Hochgebirge, besonders betreffs der Niederschlagsmenge, keine merkbare Einwirkung auf die Ausbildung dieser Erscheinungen zu haben scheinen. So gehören z. B. Dovre und Härjedalen zu den am meisten kontinentalen und niederschlagsarmen Gegenden Skandinaviens, aber dort ist doch die Solifluktion sehr kräftig entwickelt. Eine andere bemerkenswerte Tatsache ist, dass an fast jeder Art von Berggrund Solifluktion entsteht, so z. B. auch an Granit und Gabbro (Dovre), in etwa derselben Entwicklung wie an weicheren Schiefeln.

Auch auf niedrigeren Niveaus kommen auffallende Frostäusserungen vor, so sind z. B. die eigentümlichen »Palsen« für die grossen Moore Nordschwedens typisch, die nicht grundgefroren aber wohl meistens doch stets teilweise gefroren sind. Die Gebüschstreifen — »Rissträngar« — sind auch für die nördlicheren Moore charakteristisch; sie stehen wahrscheinlich mit Bodenbewegungen in Zusammenhang. Einzelne Beispiele an Steinnetzen sind sogar aus der Nadelwaldregion bekannt, die wohl durch Regulationsprozesse entstanden sind (hierüber siehe BERGSTRÖM [13]), die aber andeuten, dass unter gewissen Verhältnissen eine perenne Tjäle für ihr Entstehen nicht nötig ist. Dasselbe gilt auch von dem Zellenboden, den BJØRLYKKE (14) aus dem Glommental beschrieben und in Beziehung zu Gefrierprozessen gestellt hat. Schliesslich mögen auch Blockstreifen und die sich an Blöcke anschliessenden Gräben erwähnt werden,

die allgemein in Schweden vorkommen, jene bis nach Helsingland, diese bis nach Schonen.

(Literatur siehe: 13, 14, 30, 33, 40, 45, 46, 54, 56, 58, 66, 104, 108, 110, 120, 121, 122, 127, 128.)

Die Alpen. In der *Regio alpina* dürfte man wohl auch hier Solifluktion erwarten, aber im allgemeinen sind es nur die Gipfel mit ihren steilen Abhängen, die hier die genügende Höhe erreichen. Soviel ich weiss, sind bis jetzt die hiehergehörigen Phänomene nur aus Unterengadin beschrieben (TARNUZZER [129]), wo Steinnetze (»Schuttfazetten«, »Steingärtchen«) in einer Höhe von 2670—2900 m ü. M. auftreten.

Zentralasien. In den Hochgebirgen Asiens sind die Bedingungen für das Entstehen von Solifluktionsphänomenen vorhanden. In Reiseschilderungen, z. B. von SVEN HEDIN (60, Bd I, S. 453 ff., 503; Bd II, 243 ff.), aus diesen Gegenden findet man Notizen, wie auch Landschaftsbilder, die ihr Dasein bezeugen. HEDIN hat besonders mit den unangenehmen, durchnassen Fliesserdeformen Bekanntschaft gemacht. FRIEDERICHSEN (44, S. 160) und MACHATSCHEK (84), erwähnen aus dem Tianschan Solifluktion; der erstgenannte Verfasser betont ihre morphologische Rolle, und weist übrigens auch auf die Bedeutung der Regelation für ihr Entstehen hin. CHOLNOKY (von SAPPER [117] mitgeteilt) soll in der Mongolei polygonbodenähnliche Bildungen beobachtet haben.

Das Felsengebirge Nordamerikas. Aus diesem mächtigen Gebirgskettenkomplex werden Fliesserdeerscheinungen mehrfach erwähnt, und wahrscheinlich enthält die reiche amerikanische Literatur, welche ich nicht Gelegenheit gehabt habe, genauer durchzusuchen, wenigstens eine Anzahl beiläufiger Notizen, die das Material komplettieren könnten. Streifen hat HOBBS (63) aus Selkirk Mountains beschrieben. Aus den Bighorn Mountains berichtet MATTHES (86) von bedeutenden Fliesserdeäusserungen, für deren Entstehen er übrigens der Regelation eine wichtige Rolle zuschreibt. HAYDEN (GEIKE [50] cit. S. 391) erwähnt aus Colorado Fliesserde, »earth glaciers«, und aus San Juan Mountains (auch in Colorado) beschreibt HOWE (73), ausser den Blockgletschern, die wohl nichts mit eigentlicher Solifluktion zu tun haben, auch andere grossartige Bodenbewegungen, unter denen wenigstens einige zu den typischen, arktischen Solifluktionserscheinungen zu rechnen sind (siehe z. B. Pl. XVI A, l. c.).

Die Patagonischen Anden. Nach mündlichen Mitteilungen von Dr. P. QUENSEL und Dr. TH. HALLE ist hier die Fliesserde kräftig ausgebildet, auch gibt es Polygonboden. Es scheint, als wären die nassen und für die Reisenden unangenehmen Formen besonders häufig. Die Reiseschilderung SKOTTSBERG's (123, S. 229, 277) gibt eine Vorstellung von diesen mehr merkbaren Fliesserdeformen, auch erwähnt er, dass die halbfliessende Erdkrume oberflächlich von Steinen oft wie gepflastert ist. DUSÉN (38) berichtet später von grossartigen Solifluktionsphänomenen in diesen Gegenden.

Falkland Inseln. Ausser den klassischen, fossilen Blockströmen erwähnt J. G. ANDERSSON (3) aus den höheren Gegenden der Inseln rezente Fliesserdeformen.

Neu-Zeeland. Nach einer in ANDERSSON's Falkland-Beschreibung mitgeteilten Notiz von J. M. BELL hat hier die Solifluktion eine grossartige Entwicklung; in den alpinen Regionen scheinen sogar rezente, wirkliche Blockströme vorhanden zu sein.

Fossile Fliesserdebildungen. In den Gegenden ausserhalb der grossen Vereisungen herrschte gleichzeitig ein arktisches Klima, von welchem, ausser der fossilen Fauna und Flora, die verlassenen Kare, alte Blockmeere u. s. w. Zeugnisse sind. Es muss in diesen Regionen eine perenne Tjäle und starke Solifluktion vorhanden gewesen sein. Es ist aber kaum zu erwarten, dass man von dieser Fliesserde auffallende Spuren antreffe. Die meisten Formen eignen sich ja nicht für längere, fossile Aufbewahrung, die Morphologie der losen Erd- und Schuttmassen wird teils leicht verwischt, teils werden diese von Vegetation bald überwachsen. Oberflächlich bleiben eigentlich nur solche Formen erkennbar, die reich an grobem Blockmaterial gewesen sind, wie Blockstreifen und Blockströme, die durch Wasserspülung oft besonders schön auspräpariert worden sind; oder man findet Einzelblöcke, die längs sanften Böschungen transportiert worden sind.

Meistens lässt sich die fossile Fliesserde erst bei Schachtungen konstatieren. Diese Bildungen sind besonders aus Süd-England bekannt geworden und seit langem Gegenstand der Diskussion gewesen.

Eine so charakteristische Bodenform wie Polygonboden hat ja keine grössere Voraussetzungen sich fossil zu erhalten, unmöglich wäre es aber wohl nicht, dass z. B. Steinnetzwerke mit grobem Blockmaterial noch erkannt werden könnten, wo nicht die Vegetation zu stark deckend ist. Selbst kann ich nur ein Beispiel, und dieses nur mit einer gewissen Reservation, nennen, nämlich an dem blockreichen Boden der »Teufelswiese« im Riesengebirge (siehe S. 381), wo Andeutungen von Steinnetzwerken vorzukommen scheinen.

Aus den Gegenden der Eisrezession sind kaum Fliesserdezeugnisse zu erwarten, da dort keine Tjäle und übrigens kaum arktische Verhältnisse vorhanden gewesen sein dürften. Wenigstens gilt dies für Skandinavien, wo, dank der Geochronologie DE GEER's eine unerwartet grosse Geschwindigkeit der Rezession festgestellt worden ist. Die an und für sich recht kühne Behauptung MEINARDUS' (88), dass die Steingräber unserer megalithischen Voreltern, nach den bei der Abschmelzung des grossen Inlandeises entstandenen Steinringen als Prototyp gemacht worden sind, scheint daher um so unglaublicher.

Es wird im folgenden eine Anzahl fossiler Fliesserdeerscheinungen aus den Gegenden ausserhalb der grossen Vereisung zusammengestellt.

England ist das klassische Land der fossilen Solifluktionssphänomene, sie wurden hier früher studiert als überhaupt die entsprechenden, rezenten Erscheinungen näher bekannt waren. Im südlichen England kommen sehr allgemein moränenähnliche, längs den Böschungen abwärts transportierte Schuttmassen vor, die unter Namen wie »warp«, »trail«, »rubble-drift« u. s. w. in der älteren Literatur vorkommen. Unter den vorgeschlagenen Erklärungen, wie diese Bildungen entstanden sind, gibt es mehrere recht phantastische; so glaubt PRESTWICH (105), dass sie submarin, als das Land 900—1,000 Fuss tiefer als jetzt lag, gebildet wurden. Mehrfach wer-

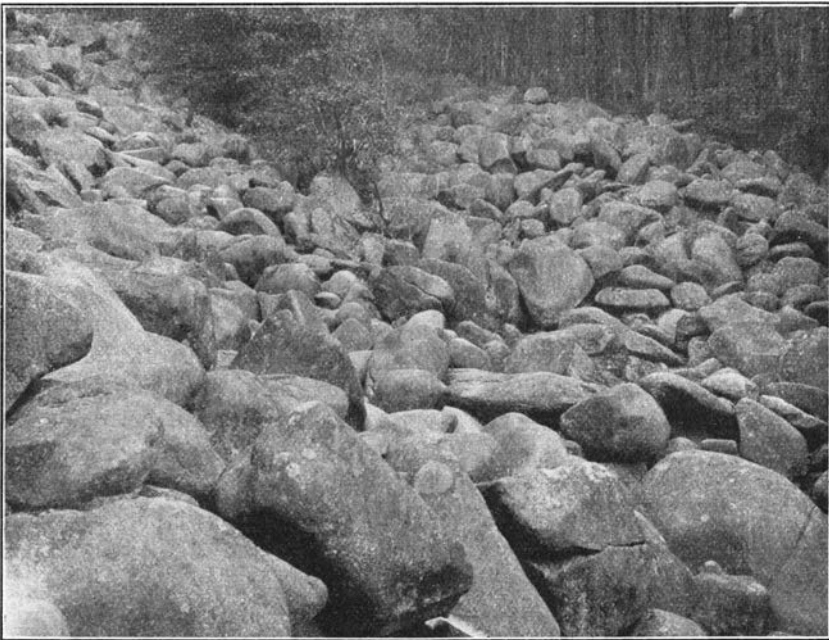


Fig. 48. Das Felsenmeer am Felsberg, Odenwald. 1913.

den diese Bildungen in Zusammenhang mit der Vereisung und einem kalten Klima gebracht; Schneewasserfluten, Schneedruck, u. s. w. sind in Anspruch genommen worden, um sie zu erklären. Bemerkenswert ist ein kurzer Aufsatz von FISHER (42), worin die Bedeutung des Frostes für die flächenhaften Bodenbewegungen betont wird. GEIKIE (50) hat die »rubble-drift« als eine aus der Diluvialzeit stammende Solifluktionerscheinung aufgefasst.

Gibraltar. GEIKIE (l. c. S. 598) beschreibt von hier eine »rubble-drift«, die nach seiner Meinung aus der Eiszeit stammt. Es scheint aber wohl zweifelhaft, ob damals auf einem so niedrigen Niveau ein hinreichend strenges Klima geherrscht haben kann, um eine arktische Solifluktion hervorzurufen zu können.

Odenwald. Bei einem kurzen Besuche¹ konnte ich hier Zeugnisse von Bodengekriech finden, die wohl aus der Eiszeit stammen. An den Böschungen liegen zahlreiche grosse Blöcke, meistens aus granitischen Gesteinen, und ein Abwärtstransport ist oft nachweisbar, auch an Böschungen, die ziemlich sanft sind. So liegen die Blöcke gern streifenartig unter den zurückgebliebenen Felsenruinen, und in einem Falle, an der Westseite des Felsberges, fand ich Granitblöcke, die über einen Felsengrund mit gestauchten Schichtköpfen hinausgeführt waren.

Das Felsenmeer am Felsberg (Fig. 48) scheint mir ein fossiler Blockstrom zu sein, wenn sich auch der Transport nicht unmittelbar nachweisen lässt. Wie schon bemerkt (S. 356), sind andere von CHELIUS (20) aus dem Odenwald beschriebene Felsenmeere wohl unwidersprechlich wirkliche Blockströme; es gibt nämlich unter ihnen Fälle, wo der Transport über fremden Berggrund sich beweisen lässt.

Taunus. Verschiebungen des Schuttmaterials sind hier von LEPPLA (80) eingehend beschrieben worden; er erwähnt z. B. Schuttströme und Quarzitblöcke, die über gestauchte Schichtköpfe transportiert worden sind.

Harz. Ich habe im Harz ein paar kurze Touren² gemacht, um eventuelle Fliesserdeerscheinungen zu suchen, und um die umstrittenen Glazialspuren zu sehen.

Die Frage von der Lokalvergletscherung des Harz, und zwar besonders des Odertales, während der Eiszeit ist umstritten; nachdem KAYSER (76) moränenähnliche Bildungen beschrieben hatte, sprachen sich LOSSEN und WAHNSCHAFFE (81) gegen die Annahme aus, dass sie glazial sein sollten. Eine besondere Kommission kam aber schliesslich zu dem Resultat, dass das Odertal, und wahrscheinlich auch einige andere Lokale in dem Brockengebiete, wirklich vergletschert gewesen waren, eine Ansicht, der übrigens auch WAHNSCHAFFE sich anschloss; die Resultate dieser Untersuchung sind von BODE (16) publiziert worden.

Gegen die Andreasberger Rinderställe herab zeigt das Odertal ein unebenes Blockterrain, wo die Blöcke hauptsächlich aus Brockengranit bestehen, während in den angrenzenden Talwänden Hornfels anstehend ist. BODE sieht hierin Endmoränenablagerungen, und glaubt auch drei verschiedene Moränengenerationen ausscheiden zu können. Die Kommission erachtete, dass: »Eine Erklärung der Blockanhäufungen durch Bergstürze oder das Herabgleiten auf gefrorenen Flächen oder Schneefeldern bei sorgfältiger Prüfung der Sachlage in allen Fällen als durchaus ausgeschlossen«. An und für sich ist eigentlich nicht viel gegen die Moränenatur dieser Blockanhäufungen anzuführen, wenn es auch bemerkenswert ist, dass keine ausgeprägten Quermoränen vorkommen, sondern hauptsächlich kleinere, längslaufende Blockwälle und Senken. Ohne die Moränen-

¹ Ich unternahm eine kurze Exkursion Zwingenberg—Melibocus—Felsberg—Bensheim.

² Die eine Tour ging über Steinerne Renne—Zeterklippen—Brocken—Schierke—Elend, der andere über Braunlage—Andreasberger Rinderställe und das Odertal aufwärts und zurück.

natur dieser Bildungen bestimmt leugnen zu wollen, erlaube ich mir doch, trotz der kurzen Zeit, die ich Studien an dem Platz widmen konnte, mich auf die Seite der ursprünglichen Zweifler zu stellen. Es scheint mir, als ob Solifluktion wenigstens in Betracht gezogen zu werden verdiene. Der Talboden hat eine genügende Neigung, um die Bildung eines Blockstromes zu gestatten, und das unebene Blockterrain konnte eine solche repräsentieren, besonders wenn fließendes Wasser das feinere Material teilweise weggeführt hat. Diese Erklärung ist teils damit motiviert, dass ich an anderen Lokalen im Harz Blocktransporte durch Fließerde nachweisen konnte; teils wäre es schwer zu erklären, warum eben das Odertal bis 6–700 m Meereshöhe vereist gewesen wäre, da im übrigen auf höher gelegenen Lokalen deutliche Vereisungsspuren nicht zu finden sind. Es fehlt erstens typische Kare, die, wie HOBBS (64) betont, zu den am meisten charakteristischen Zeugnissen einer ehemaligen Vergletscherung gehören, auch sind bis jetzt geschrammte Felsen nicht gefunden worden. In der Steinerne Renne, einen engen V-förmigen Talschlucht, liegen auch Blockmassen, die teilweise in längslaufenden Rücken gesammelt sind. Es kann hier keine Rede von Vergletscherung sein, sondern die Blöcke sind deutlicherweise durch Gekriech entlang den recht steilen Seiten zusammengeführt. Auch bei Schierke und Elend kommen Blocksammlungen vor, die nicht von glazialen Ursprung sein können. An dem letztgenannten Lokale waren die Granitblöcke auch über Hornfelsgrund hinausgeführt.

In den höheren Gegenden des Brockengebietes sind blockreiche Böden recht allgemein, und an mehreren Lokalen kann man die Transportresultate alter Fließerde erkennen. So sind unter den Felsenruinen, z. B. bei Sonnenklee, Blockfelder längs den Böschungen abwärts ausgezogen, was nicht von Gletschertransport bewirkt sein kann, denn die Blöcke müssten dann in diesen Talmulden den Abhängen entlang gefrachtet sein. Auch an dem Wege nach den Zeterklippen begegnet man einem Trümmerfeld von Riesenblöcken, die an einander geschoben und angehäuft sind. In dem oberen Ende des Ilsetales ist auch Blockmaterial aus allen Richtungen, von dem Höhenrücken mit den Zeterklippen wie vom Brocken, angesammelt, und die Talmulde ist von einem Blockstrom eingenommen, der jedoch dank beigemischtem Erdmaterial und der Vegetationsdecke weniger auffallend ist; nur in dem Bach selbst kommen die Blockmassen, dank der Freispülung, besser zum Vorschein.

Von rezenter Solifluktion konnte ich im Harz keine Spuren finden, auch nicht oben an dem Brocken selbst. Blöcke mit Graben ringsum, eine Frosterscheinung, die ja sogar im südlichsten Schweden vorkommt, konnte ich aber mehrfach in Höhen von etwa 800 m und darüber wiederfinden.

Bayrischer Wald. Während einer Tagestour in der Gegend von Regen¹ habe ich hier einige Beobachtungen über teilweise unwidersprech-

¹ Regen—Weissenstein—Farnbach—Teufelstisch—Triefenried—Regen.

liche fossile Gekriechäusserungen machen können. »Der Pfahl«, der aufragende Quarzrücken, ist bei der allgemeinen Gekriechabtragung zurückgeblieben, da der Quarz gegen die Verwitterung widerstandsfähiger als die umgebenden Gesteine gewesen ist. Es liegt am Fusse der steilen Wände des Pfahls kein Thalus, sondern die losgekommenen Blöcke sind fast alle mehr oder weniger weit transportiert, so dass man sie jetzt mehrere hundert Meter von ihrem Ursprungsort entfernt findet, auch wo die Böschungen sehr schwach geneigt sind.

In den Talböschungen südlich von hier liegen überall Granitblöcke ausgestreut, aus den Ackerfeldern aufgesammelt und zu Steinzäunen aufgestapelt, so dass man glauben könnte, in den Moränenäckern Schwedens zu sein. Meistens lässt es sich wohl nicht beweisen, dass diese Blöcke transportiert, und nicht nur in situ ausgewittert sind, aber man bekommt den Eindruck, dass sie durch Bodengekriech mitgeschleppt sind, besonders unter Höhenrücken und Felsenruinen, wo sie gern reihen- oder streifenartig angeordnet sind. An geeigneten Lokalen würde wahrscheinlich auch ein Transport über fremdem Berggrund sich nachweisen lassen.

Von Farnbach bestieg ich den Teufelstisch. Schon am Fuss des Berges sind die Waldböschungen sehr reich an Granitblöcken, die mit der Höhe allmählich an Anzahl und Grösse zunehmen, um schliesslich nahe der Spitze ein nacktes, unter etwa mit dem Thaluskwinkel abfallendes Blockfeld zu bilden. Die Spitze des Teufelstisch selbst (902 m ü. M.) repräsentiert die letzten Felsenreste. Es liegt hier ein Beispiel für einen alten Thaluskhang vor, der durch Bodengekriech, und zwar durch arktische Solifluktion, ausgezogen worden ist. Oben haben wahrscheinlich grosse Schneefelder ihre Lage gehabt. Zwischen diesem Berge und Triefenried wandert man fortwährend über typische, blockbesäete Böschungen, und der Rasenberg zeigt noch ein nacktes Trümmerfeld, eine kleine Auflage von dem des Teufelstisch.

Der Bayrischer Wald ist nie vereist gewesen, aber der naheliegende Böhmerwald zeigt mehrere deutliche Spuren von Lokalvergletscherung. Es liegt am nächsten, sich zu denken, dass die obenerwähnten Bodenbewegungen während des kalten eiszeitlichen Klimas stattfanden; besonders gilt dies vom Teufelstisch, wo die Trümmeranhäufungen offenbar tote Thalushalden repräsentieren.

Riesengebirge. Ich habe in der Schneekoppegegend eine Tagesexkursion gemacht, um fossile Solifluktionsspuren zu suchen. Granitblöcke liegen überall in den Böschungen ausgestreut; hie und da kann man unter den Felsenruinen Andeutungen zu einer streifenartigen Anordnung erkennen, da aber der Berggrund nur aus Granit besteht, lässt sich ein Transport schwer nachweisen. Die Blöcke liegen in granitischen Verwitterungsprodukten, in welchen man oft eine deutliche, der Böschung parallele, Schichtung sehen kann, die auf eine abwärts kriechende Bewegung des Bodens deuten dürfte.

Oberhalb des Mittagssteins liegt in einer sanften Böschung in der Knieholzregion ein kurzes und breites Trümmerfeld, das einer typischen, alten »Schneelage« entspricht. Eine Bewegung der Blockmassen ist in der Zusammenschiebungsstruktur erkennbar; auch kommen einzelne Blockstreifen als Ausläufer von dem Blockfelde vor.

Wie man erwarten kann, ist der flache Bergrücken hier oben ein altes Blockmeer, das trotz der Vegetation und sekundärer Verwitterung hie und da ziemlich gut erhalten ist. An der Teufelswiese ist eine Sortierung erkennbar, indem die Blöcke vielfach kantengestellt und zusammengeschieben sind. Hat man Detritussortierung in Blockmeeren gesehen,



Fig. 49. Dreisteine auf dem Riesengebirge. 1913.

muss man den Eindruck bekommen, dass hier ein Beispiel von einem fossilen, unregelmässigen Steinnetzwerk vorliege.

Von rezenter Fliesserde konnte ich keine Spuren finden; es sind auch nur die steileren Gipfel, die nennenswert über die Waldgrenze hinauf reichen. Auch die Blockmassen an diesen scheinen grossenteils, wenigstens an der Kleinen Sturmhaube, nunmehr keine Bewegungen zu zeigen. Blöcke mit ringsum ausgefrorenen Gräben kommen aber vor, auch unten in dem Walde; und in den Wegen fand ich (nach einer Frostnacht ²²/₁₀ 1913) ausgefrorene Steine (siehe Fig. 13).

Betreffs des Klimas im Riesengebirge während der Eiszeit, weiss man, dass die höchsten Parteen des Riesengebirges lokale Gletscher getragen haben; dies geben schon die aussergewöhnlich schönen Kare kund. PARTSCH (96) hat übrigens drei verschiedene Vereisungsstadien nachge-

wiesen. BERENDT (12) denkt sich eine viel mehr verbreitete Vergletscherung; nach ihm sollten sogar die Kämme und Rücken vereist gewesen sein, eine Ansicht, die schon PARTSCH (l. c.) widerlegt hat. BERENDT stützt sich z. T. auf Geschiebepackung, eine Erscheinung die jedoch eben durch Solifluktion hervorgebracht werden kann, aber noch mehr gründet er seine Ansicht auf das Vorkomnis von Gletschertöpfen ähnelnden Bildungen in den Granitfelsen. Es sind eigentlich diese, die mich veranlassen, hier diese sonst schon von PARTSCH aus anderen Gesichtspunkten widerlegten Ansichten zu erwähnen. Es kommen solche »Gletschertöpfe« sogar an den eigentümlichen Felsenruinen vor, welche übrigens schon an und für sich die grosse Vergletscherung BERENDT's völlig widerlegen, so z. B. an dem Mannstein (der kein umgewälztes Geschiebe ist); ähnliche Bildungen kommen auch an den Dreisteinen vor (Fig. 49). Solche schalenförmige Aushöhlungen sind in Graniten nicht selten auftretende Verwitterungsformen; ganz ähnlich kommen sie z. B. an den Felsenruinen nahe Jekaterinenburg vor, auch habe ich sie in den Tropen gesehen. Bemerkenswert ist, dass sie z. B. an den Dreisteinen und an dem Mittagstein im Riesengebirge besonders an der Südseite entwickelt sind, die, nach der Ausbildung der Vegetation in der Nähe zu urteilen, die Windseite ist, die aber während der Eiszeit die Luwseite gewesen sein dürfte. Diese Felsentürme zeugen von einer sehr bedeutenden Abtragung, die entweder durch Bodenbewegungen oder möglicherweise durch Deflation hervorgebracht sein muss. In beiden Fällen ist es wahrscheinlich, dass ihre Bildung während der Eiszeit stattgefunden habe. Dafür spricht auch das Auftreten von ähnlichen Bildungen in anderen Gegenden an dem Eisrande, wie z. B. im Harz und Ural. Deflationswirkungen in diesem Masstab sind wohl nicht aus arktischen Gegenden bekannt, wo der durch die Bodenkälte immerfeuchte Erdboden kaum eine Winderosion in diesem Masstab gestatten dürfte. Wahrscheinlicher liegt wohl hier ein Beispiel für Fliesserdeabtragung vor. Gegen den Spaltenfrost sind diese Felsen, dank der flachen Bankung des Granites, besonders widerstandsfähig gewesen,

Ural. Ausserhalb der äussersten Grenzen der Vereisung war hier eine kräftig entwickelte Solifluktion vorhanden, wie die grossartigen schon oben (S. 355) erwähnten Blockströme aus Quarzitblöcken nahe Bakalsk (nördlich von Slatoust) zeugen. Nördlicher, in der Nähe von Oufalei, habe ich weniger ausgeprägte, entsprechende Bildungen gesehen, wie auch mehrfach kleinere Blockfelder aus Quarzit und Granit, die die Lage alter Schneewehen bezeichnen dürfen. In Zusammenhang mit diesen sind auch meistens ausgezogene Blockstreifen zu sehen.

Grundmoränenähnliche Geschiebepackung, «rubble-drift», habe ich z. B. bei der Eisengrube Tschernekansky (nahe Oufalei) gesehen. Hier sind u. a. Quarzitblöcke, die von einem Quarzitücken stammen, über die flache Böschung hinab weit transportiert worden. In der Nähe von Bogdanovitsch, an der Ostseite des Ural (nordöstlich von Jekaterinenburg), habe ich mehrere hundert Meter weit gefrachtete Porphyritblöcke gesehen.

Wahrscheinlich kommen solche moränenähnliche Bildungen, wo Blocktransport sich nachweisen lässt, hier allgemein vor.

Schliesslich sind die schon oben erwähnten eigentümlich ausgeformten Granitfelsen nahe Jekaterinenburg zu nennen, die denen des Riesengebirges ganz ähnlich sind, und auch »Gletschertöpfe« zeigen (von CLERC [23] als Werke prähistorischer Menschen gedeutet).

Canada. J. M. BELL (in ANDERSSON [3] mitgeteilt) schreibt: «While travelling on the north-eastern shore of Great Bear Lake, I saw marvellous examples of modern solifluction and even greater evidences of the activity of this phenomenon in the past. The rocks consist of hard quartzite, like those you describe from the Falkland Islands, with narrow beds of shale. The quartzite breaks into small angular fragments which are slowly, but constantly, passing down the slopes towards the valleys.»

Falkland Inseln. Von hier sind die oben (S. 353) besprochenen, von ANDERSSON (2, 3) eingehend beschriebenen, grossartigen Blockströme zu erwähnen.

Neu-Zeeland. Nach J. M. BELL (siehe ANDERSSON [3]) kommen hier, ausser rezenter Solifluktion, auch wahrscheinlich Zeugnisse fossiler Fliesserde vor.

Die Solifluktion mag während der Eiszeit eine allgemeine periglaziale Verbreitung gehabt haben, und die oben gegebene Zusammenstellung lässt sich sicher vielfach komplettieren. Es sind auch in der Literatur eine Anzahl Erscheinungen erwähnt, besonders aus Mitteleuropa, die sich wahrscheinlich auf »rubble-drift« beziehen, die hier nicht aufgenommen worden sind. Dass die Endmoränen der grossen Eiszeit topographisch grossenteils verwischt worden sind, mag vielleicht von Solifluktion während dieser Eiszeiten verursacht sein.

Postglaziale fossile Fliesserdeerscheinungen dürften auch nachgewiesen werden können, aber wenn nicht in höheren Niveaus, handelt es sich wohl kaum um wirklich arktische Solifluktion, wie z. B. bei der von v. POST (104) beschriebenen Fliesserdeeinlagerung in einem Torfmoor in Lappland, 370 m ü. M. Aus schon angeführten Gründen kann ich nicht der Auffassung SERNANDER'S (120) beistimmen, dass einige von ihm beschriebene Fliesserdeformen fossil sein sollten.¹ Es mag aber zugegeben werden,

¹ SERNANDER betrachtet diese Fliesserdeäusserungen als aus der subatlantischen Zeit stammend, d. h. etwa aus dem Beginn des Eisenzeitalters in Schweden. Er meint auch in Härjedalen, auf dem Hammarfjället, die Spuren einer Lokalvergletscherung gefunden zu haben. Ich habe leider den Lokal nicht besuchen können; es scheint mir aber, nach SERNANDER'S Beschreibung zu urteilen, nicht ganz ausgeschlossen, dass die von ihm als Endmoränen aufgefassten Bildungen nur grosse Fliesserdewülste sind. Es lässt sich auch an und für sich kaum denken, dass das nur 1139 m hohe Hammarfjället lokalvergletschert gewesen

dass, wie auch FRIES (45) hervorhebt, verschiedene Fliesserdeäusserungen nicht konstant dieselbe Aktivität besitzen, sondern dass es auch tote Fliesserdeformen gibt, oder wo wenigstens die Bewegungen jetzt nur unbedeutend sind. Für solch einen Wechsel der Bewegungsfähigkeit mag der Wasserzugang bei der Schneeschmelze von entscheidender Bedeutung sein, wie auch die Voraussetzungen für Regelation. Es gibt z. B., wie schon erwähnt, Strukturböden, die einen relativen Ruhezustand erreicht haben, so auch Fliesserdewülste und -Terrassen; auch habe ich Ausrutschungen und abnorme Bewegungen im Boden beschrieben, z. B. wo ein kräftiger Rasenteppich gefaltet worden war (Fig. 41). Bodenerscheinungen, wie diese, haben aber keine Voraussetzungen sich fossil erhalten zu können, sondern sie dürften, wenn auch nicht mehr wirksam, doch nicht als fossil betrachtet werden.

Literaturverzeichnis.

1. ANDERSSON, J. G. Den svenska expeditionen till Beeren Eiland sommaren 1899. Ymer 1900, h. 4. Sthlm. 1901.
2. ——. Solifluction, a component of subaërial denudation. Journ. of Geol. Vol. XIV, No 2. 1906.
3. ——. Contributions to the Geology of the Falkland Islands. Wissenschaftl. Ergebn. der Schwed. Südpolarexp. 1901—03. Sthlm. 1907.
4. ANDERSSON, G. Zur Pflanzengeographie des Arktis. Hettners Geogr. Zeitschr. 8 Jahrg. Leipzig 1902.
5. ——. Tjälens djuplek i nordligaste Sverige. Ymer 1903, h. 1. Sthlm. 1903.
6. ——. Die jetzige und fossile Quartärflora Spitzbergens als Zeugnis von Klimaänderungen. Die Veränd. des Klimas seit dem Max. der letzten Eiszeit. XI. Geol. Kongr. Sthlm. 1910.
7. ANDREWS, E. C. An Excursion to the Yosemite, or Studies in the Formation of alpine Cirques. Proc. Royal Soc. of New South Wales. Vol. XLIV.
8. ATTERBERG, A. Studier i jordanalysen. Kgl. Landtbr.-Akad. Handl. och Tidskrifter. 1903, 1907 (siehe auch 1911, 1912 und 1913).
9. ——. Om lerornas natur. Geol. För. Förh. Bd. 30, h. 1. Sthlm. 1908.
10. v. BAER, K. E. Expédition à Novaja Semlja et en Laponie. Bull. scient. de l'Academie des Sciences. St. Petersburg. 1837.
11. BELCHER, E. The last of the Arctic Voyages. Vol. I. London 1855.

sein sollte, da in diesen Gegenden jetzt nur Berge von 17—1800 m Höhe Gletscher tragen, weshalb es sich um eine Regionverschiebung von mehreren hundert Metern handeln müsste.

12. BERENDT, G. Spuren einer Vergletscherung des Riesengebirges. *Jahrb. der Königl. Preuss. Landesanst.* Bd. XI, 1891.
13. BERGSTRÖM, E. En märklig form af rutmark från barrskogsregionen i Lappland. *Geol. För. Förh.* Bd. 34, h. 3. Sthlm. 1912.
14. BJØRLYKKE, K. O. Om jordbunden i Solør. *Tidskr. for det norske Landbrug.* Kristiania 1901.
15. BLANKENHORN, M. Theorie der Bewegungen des Erdbodens. *Zeitschr. der deutsch. geol. Ges.* Vol. XLVIII, 1896.
16. BODE, A. Die Moränenlandschaft im Oderthale bei St. Andreasberg. *Jahrb. der Königl. Preuss. Landesanstalt.* Bd. XXV, 1905.
17. BONNEY, TH. G. On the Relation of Certain Breccias to the Physical Geography of their age. *Quart. Journ. Geol. Soc.* Vol. LVIII, 1902.
18. BRAUN, G. Über Bodenbewegungen in Mittel- und Südeuropa. *Zeitschr. der Ges. für Erdkunde zu Berlin.* 1912.
19. CAPPS, ST. R. Rock Glaciers in Alaska. *Journ. of Geol.* Vol. XVIII, No 4. 1910.
20. CHELIUS, C. Die Bildung der Felsenmeere im Odenwald. *Zeitschr. der deutsch. geol. Ges.* Vol. XLVIII, 1896.
21. CHOLNOKY, E. Spitzbergen. Budapest 1912.
22. CHYDENIUS, K. Svenska Expeditionen till Spetsbergen 1861. (Notiz aus dem Tagebuch von S. LOVÉN von 1837, siehe S. 360.) Auf deutsch von L. PASSARGE. Jena 1869, S. 287.
23. CLERC, O. Ville d'Ekaterinenburg. Guide des excursions du VII Congr. Géol. St. Petersbg. 1897, No III.
24. COLE, G. A. J. Glacial Features in Spitsbergen in Relation to Irish Geology, *Proc. Royal Irish Acad.* Vol. XXIX, Sect. B, No 5. 1911.
25. CONWAY, M. The first crossing of Spitsbergen. London 1897.
26. DALY, R. A. Summit Levels among Alpine Mountains. *Journ. of Geol.* Vol. XIII, No 2. 1905.
27. DAVIS, W. M. *Physical Geography.* 3 Edit. Boston and London 1899.
28. DAVISON, CH. On the Creeping of the Soil-cap through the Action of the Frost. *Geol. Mag. n. s. D.* III, 1889. Vol. VI.
29. —. Note on the movement of scree-material. *Quart. Journ. Geol. Soc.* Vol. XLIV, 1888.
30. DE GEER, G. Om den senkvartära landhöjningen kring Bottniska viken. *Geol. För. Förh.* Bd. 20, h. 7. Sthlm. 1898.
31. —. Om östra Spetsbergens glaciation under istiden. *Geol. För. Förh.* Bd. 22. Sthlm. 1900.
32. —. Die quartären Niveauveränderungen: der gegenwärtigen Standpunkt der Frage und Aufgaben für künftige Untersuchungen. *Naturforskarmötet i Helsingfors* 1902. Förh. IV.
33. —. Äusserung in einer Diskussion. *Geol. För. Förh.* Bd. 26, h. 1. Sthlm. 1904.
34. —. Guide de l'excursion au Spitzberg. XI Congr. Géol. Sthlm. 1910.
35. —. The Coal Region of Central Spitsbergen. *Ymer* 1912, h. 3. Sthlm. 1912.
36. v. DRYGALSKY, E. Zum Kontinent des eisigen Südens. Berlin 1904.
37. —. Spitzbergens Landschaftformen und ihre Vereisung. *Abh. Bayr. Akad. der Wiss. Math.-Phys. Klasse.* Bd. XXV, Abh. 7. München 1911.
38. DUSÉN, P. Vortrag über quartärgeologische Untersuchungen in Patagonien. *Geol. För. Förh.* Bd. 35, h. 5. Sthlm. 1913.

39. ERHOLM, N. Observ. météor. faites au Cap Thorsen, Spitzbg. par l'Exp. suédoise. T. I, 1:3. Sthlm. 1890.
40. ENQUIST, FR. Lokale Gletscher in Jämtland und Härjedalen. Sv. Geol. Unders. Ser. Ca. No 5, V. Sthlm. 1910.
41. EVANS, J. W. The Wearing down of the Rocks. Proc. of the Geol. Ass. Vol. XXIV, No 5. 1913.
42. FISHER, O. On the Warp. Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. XXII, 1866.
43. FREDHOLM, K. A. Öfversikt af Norrbottens geologi. Sv. Geol. Unders. Ser. C, No 83. 1886.
44. FRIEDERICHSEN, M. Forschungsreise in der centralen Tien-schan. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg. Vol. XX, 1904.
45. FRIES, TH. C. E. Botanische Unters. im nördlichsten Schweden. Akad. Abhandl. Upsala 1913.
46. FRIES, TH., och BERGSTRÖM, E. Några iakttagelser öfver palsar och deras förekomst i nordligaste Sverige. Geol. För. Förh. Bd. 32, h. 1. Sthlm. 1910.
47. FRIES, TH. M., och NYSTRÖM, C. Svenska Polarexpeditionen 1868. Sthlm. 1869.
48. FRIES, TH. M. Några ord om rutmarken på Spetsbergen och Beeren Eiland. Geol. För. Förh. Bd. 24, h. 5. Sthlm. 1902.
49. GAVELIN, A. Über die Gletscher des Norra Storfjället und des Ammarfjället. Sv. Geol. Unders. Ser. Ca, No 5. Sthlm. 1910.
50. GEIKIE, J. The Great Ice Age. 3 Edit. London 1874.
51. GILBERT, G. K. Systematic Assymetry of Crest Lines in the High Sierra of California. Journ. of Geol. Vol. XII, 1904.
52. GODWIN-AUSTEN, H. On the new Railway-Cutting at Guildford. Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. XL, 1884.
53. GÖTZINGER, G. Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Geogr. Abhandl. Vol. IX. Leipzig 1907.
54. HALLÉN, K. Undersökning af en frostknöl (pals) å Kaitajämke myr i Karesuando socken. Geol. För. Förh. Bd. 35, h. 1. Sthlm. 1913.
55. HAMBERG, A. Geologiska och fysisk-geografiska undersökningar i Sarjekfjällen. Ymer 1901. Sthlm. 1902.
56. ——. Äusserung in einer Diskussion. Geol. För. Förh. Bd. 26, h. 1. Sthlm. 1904.
57. ——. Till frågan om alltid frusen mark i Sverige. Ymer 1904, h. 4. Sthlm. 1905.
58. ——. Die Geomorphologie und Quartärgeologie des Sarekgebirges. Geol. För. Förh. Bd. 32, h. 4. Sthlm. 1910.
59. HARTZ, M. Østgrønlands Vegetationsforhold. Medd. om Grønland. Bd. XVIII. Copenhagen 1895.
60. v. HEDIN, SVEN. Im Herzen von Asien. Leipzig, 1903. (Siehe auch J. G. ANDERSSON [2] cit.)
61. HELLAND, A. Om Botner og Sækkedale samt deres Betydning for Theorier om Dalenes Dannelse. Geol. För. Förh. Bd. 2. Sthlm. 1874—75.
62. HESSELMAN, H. Studier öfver skogsväxt på mossar. Medd. från Statens Skogsförsöksanstalt. H. 3, 1906. Sthlm. 1907.
63. HOBBS, W. E. Soil Stripes in cold humid Regions, and a Kindred Phenomenon. Michig. Acad. of Science. 12th Report, 1910.
64. ——. The Cycle of Mountain Glaciation. Geogr. Journ. Febr. and March, 1910.
65. HOEL, A. Geologiske iagtt. paa Spitsbgexp. 1906 og 1907. Norsk Geol. Tidsskr. Bd. II, No 11. Kristiania 1909.

66. HÖGBOM, A. G. Om s. k. »jäslera» och om villkoren för dess bildning. Geol. För. Förh. Bd. 27, h. 1. Sthlm. 1905.
67. ——. Über die norwegische Küstenplattform. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol. XII. Upsala 1913.
68. HÖGBOM, B. Einige Illustrationen zu den geol. Wirkungen des Frostes auf Spitzbg. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol. IX. Upsala 1910.
69. ——. Bidrag till Isfjordsområdets kvartärgeologi. Geol. För. Förh. Bd. 33, h. 1. Sthlm. 1911.
70. ——. Wüstenerscheinungen auf Spitzbergen. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol. XI. Upsala 1912.
71. HOLMQUIST, P. Mechanische Störungen und chemische Umsetzungen in dem Bänderthon Schwedens. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol. III. Upsala 1897.
72. HOMÉN, E. Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde. Acta Soc. Scientiarum Fennicae. Helsingfors 1897.
73. HOWE, E. Landslides in the San Juan Mountains, Colorado. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper No 67, 1909.
74. HULT, R. Die alpinen Pflanzenformationen des nördlichsten Finlands. Medd. af Societas pro Fauna et Flora Fennica. Vol. XIV, 1887.
75. JOHNSON, W. D. Maturity in Alpine Glacial Erosion. Journ. of Geol. Vol. XII, 1904.
76. KAYSER, E. Über Gletschererscheinungen im Harz. Verh. der Ges. für Erdkunde zu Berlin, 1888.
77. ——. Beiträge zur Beurteilung der Frage einer einstmaligen Vergletscherung des Brockengebietes. Jahrb. der Königl. Preuss. Landesanst. Bd. XI, 1891.
78. KERR, W. C. On the Action of Frost in the Arrangement of superficial earthy Material. The Amer. Journ. of Science. Ser. 3, Vol. XXI, 1881.
79. KJELLMAN, F. R. Om växtligheten på Sibiriens Nordkust. Öfversikt af Kungl. Sv. Vet. Akad. Förhandl. Årg. XXXVI, No 9. Sthlm. 1879.
80. LEPPLA, A. Über Schuttbildungen im Bereich des Taunusquarzites. Jahrb. der Königl. Preuss. Geol. Landesanst. Vol. XV, 1895.
81. LOSSEN, K. A., und WAHNSCHAFFE, F. Zur Frage der Vergletscherung des Brockengebietes. Jahrb. der Königl. Preuss. Landesanst. Vol. IX, 1889.
82. v. LOZINSKY, W. Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. Bull. Intern. de l'Acad. des Sc. de Cracovie. Classe math.-nat. Jahrg. 1909, I.
83. ——. Die periglaciale Fazies der mechanischen Verwitterung. Comptes Rendus XI Géol. Congr. 1910. Sthlm. 1912.
84. MACHATSCHKE, FR. Der westliche Tien-schan. Petermanns Mitt. Ergänz.-heft No 176, 1912.
85. MARTIN, A. R. Dagbok hållen vid resa till Norrpolen eller Spitzbergen. Ymer 1881. Sthlm 1882.
86. MATTHES FR. E. Glacial Sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming. U. S. Geol. Survey. 21st Ann. Report, part II, 1900.
87. MEINARDUS W. Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturboden auf Spitzbergen. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde zu Berlin. 1912, No 4.
88. ——. Über einige charakteristische Bodenformen auf Spitzbergen. Sitzber. der Med.-Nat.-wissenschaftl. Ges. zu Münster. Bonn 1912.
89. MIDDENDORFF, A. Reise in der äussersten Norden und Osten Sibiriens. Bd. IV. St. Petersburg. 1864—67.

90. MIETHE, A. Über Karreeboden auf Spitzbergen. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde zu Berlin. 1912, No 4.
91. NATHORST, A. G. Nya bidrag till kännedom om Spetsbergens kärlväxter och dess växtgeografiska förhållanden Kungl. Sv. Vet. Akad. Handl. Bd. XX. Sthlm. 1883.
92. ——. Beiträge zur Geologie der Bären-Insel, Spitzbergen und des König-Karl-Landes. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol. IX. Upsala 1910.
93. NORDENSKJÖLD, O. On the Geology and Physical Geography of East-Greenland. Medd. om Grönland. Vol. XXVIII. Copenhagen 1908.
94. ——. Die Polarwelt und ihre Nachbarländer. Leipzig und Berlin 1909.
95. ——. Die Schwedische Südpolarexp. und ihre geogr. Tätigkeit. Wiss. Ergebn. der Schw. Südpolarexp. 1901—03. Sthlm. 1911.
96. PARTSCH, J. Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. Forsch. zur deutschen Landes- und Volkeskunde. Vol. VIII. Stuttgart. 1894.
97. ——. Die Eiszeit in den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet. Ges. Deutsch. Nat.-forsch. und Ärzte. Verh. 1904. Allg. Teil. Leipzig 1904.
98. PENCK, A. Vortragsreferat über pseudoglaciale Erscheinungen. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. Vol. XXXVI, 1884.
99. ——. Morphologie der Erdoberfläche. Vol. II, 1894.
100. ——. Glacial Features in the Surface of the Alps. Journ. of Geology. Vol. XIII, 1905.
101. ——. Über Polygonboden in Spitzbergen. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde zu Berlin. 1912, No 4.
102. PHILIPPI, E. Geologische Beobachtungen auf der Possession-Insel. Deutsche Südpolarexp. 1901—03. Bd. II. Berlin 1912.
103. PIWOWAR, A. Über Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalden. Vierteljahrsschr. der Naturf. Ges. in Zürich. Bd. XLVIII, 1903.
104. v. POST, L. Norrländska torfmossestudier. Geol. För. Förh. Bd. 28, h. 4. Sthlm 1906.
105. PRESTWICH, J. The raised Beaches, and »Head» or Rubble-drift. Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. XLVIII, 1892.
106. RATZEL, FR. Die Erde. Leipzig und Wien 1901.
107. REID, CL. On the Origin of Dry Chalk Valleys and of Coombe Rock. Quart. Journ. of Geol. Soc. Vol. XLIII, 1887.
108. REKSTAD, J. Geologiske iakttagelser fra strøket mellem Sognefjord, Ekingedal og Vossestranden. Norges Geol. Unders. Aarbog 1900.
109. RESVOLL-DIESET, HANNA. Lidt om Spitsbergens plantevekst. Norske Geogr. Selsk. Aarbog. 1908—09.
110. REUSCH, H. Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia. Norges Geol. Unders. Aarbog 1900.
111. ——. Evig frosen jord i Norge. Naturen Vol. XXV. Bergen und Copenhagen 1901.
112. REYER, F. Bewegungen in losen Massen. Jahrb. k.-k. Geol. Reichsanst. in Wien. Vol. XXXII, 1882.
113. RICHTER, E. Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. Sitzber. Wiener Akad. Mat.-Nat. Klasse. Vol. 105, 1896.
114. ——. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Petermanns Mitt. Ergänz.-Heft 132, 1900.
115. SALOMON, W. Können Gletscher in anstehendem Felse Kare, Seebecken und Thäler erodieren? Neues Jahrb. für Mineralogie. 1900, II.

116. SALOMON, W., Die Spitzbergenfahrt des Intern. Geol. Kongresses. Geol. Rundschau. Bd. I, H. 6. Leipzig 1910.
117. SAPPER, K. Über Fliesserde und Strukturboden auf Spitzbergen. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde zu Berlin. No 4, 1912.
118. ——. Erdfließen und Strukturboden in polaren und subpolaren Gebieten. Geol. Rundschau. Bd. IV, H. 2. Leipzig 1913.
119. ——. Das Experiment in der physikalischen Geographie. Petermanns Mitt. Juli-Heft, 1913.
120. SERNANDER, R. Flytjord i svenska fjälltrakter. Geol. För. Förh. Bd. 27, h. 2. Sthlm. 1905.
121. SJÖGREN, O. Geografiska och glacialgeologiska studier vid Torne Träsk. Sv. Geol. Unders. Årsbok 3. Sthlm. 1909.
122. SMITH, H. Postglaciala regionsförskjutningar i norra Härjedalens och sydvästra Jämtlands fjälltrakter. Geol. För. Förh. Bd. 33, h. 7. Sthlm. 1911.
123. SKOTTSBERG, C. Båtfärder och vildmarksridter. Sthlm. 1909.
124. SPETHMANN, H. Über Bodenbewegungen auf Island. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde zu Berlin. 1912, No 4.
125. STAMM, K. Schuttbewegungen. Geol. Rundschau. Bd. II, H. 3. Leipzig 1911.
126. ——. Glacialspuren im Rheinischen Schiefergebirge. Verh. des Nat.-hist. Ver. der Preuss. Rheinl. und Westf. Bd. XLIX, H. 1. Bonn 1913.
127. SVENONIUS, FR. Äusserung in einer Diskussion. Geol. För. Förh. Bd. 26, h. 1. Sthlm. 1904.
128. ——. Om skärf- eller blockhafven på våra högfjäll. Geol. För. Förh. Bd. 31, h. 3. Sthlm. 1909.
129. TARNUZZER, CHR. Die Schuttfazetten der Alpen und des hohen Nordens. Petermanns Mitt. 1911, II.
130. THORODDSEN, TH. Polygonboden und »thufur« auf Island. Petermanns Mitt. 1913, Novemberheft.
131. TSCHERNYSCHEW, TH. A. A partier de la ville d'Oufa. Guide des Excursions du VII Congr. Géol. St. Petersbg. 1897, No III.
132. TYRELL, J. B. Report of the Doobaunt, Kazan and Ferguson Rivers. Geol. Survey of Canada. Part F, Annual Report. Vol. IX, 1896.
133. ULE, W. Glacialer Karree- oder Polygonboden. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde zu Berlin. 1911, No 4.
134. ——. Strukturboden in Norwegen. Petermanns Mitt. 1914, Jahresheft.
135. WAHNSCHAFTE, F. Die Exkursion des Intern. Geol.-Kongresses nach Spitzbergen. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde zu Berlin. 1910.
136. WARMING, E. Om Grønlands Vegetation. Medd. om Grønland. H. XII, Notiz S. 105. Copenhagen 1888.
137. WERTH, E. Aufbau und Gestaltung von Kerguelen. Deutsche Südpolar-Exp. 1901—03. Bd. II. Berlin 1912.
138. WESTMAN, J. Observ. météor. faites en 1899 et en 1900 à la Baie de Treurenberg, Spitzbg. Missions Scient. pour la mesure d'un arc méridien au Spitzbg. Miss. Suéd. T. II, Sect. 8, A. Sthlm. 1904.
139. WOOD, S. W. On the newer Pliocene Period in England. Quart. Journ. of Geol. Soc. Vol. XXXVIII, 1882.
140. WULFF, TH. Botanische Beobachtungen aus Spitzbergen. Akad. Abhandl. Lund 1902.

Nachtrag.

Eben während der Drucklegung dieser Abhandlung ist mir die wichtige Monographie G. HOLMSEN's, »Spitzbergens Jordbundsvis« (Norsk Geogr. Selsk. Aarbok 1912—13 [Resumé in Deutsch]), in die Hände gekommen. Durch die Untersuchungen HOLMSEN's wird es dargelegt, dass Bodeneis in den Talböden Spitzbergens eine beträchtliche Verbreitung hat und bedeutende Mächtigkeiten erreichen kann. Betreffs der Bildungsweise ist er zu der Folgerung gelangt, dass dieses Eis nicht fossil ist, sondern, wie ich früher (68, siehe auch diese Abhandlung, S. 301) ausgesprochen habe, durch Ausfrieren im Innern des Bodens entsteht. Nach HOLMSEN gilt diese Deutung auch für das Bodeneis Sibiriens, Alaskas, u. s. w.

Gedruckt 8/5 1914.

