

nen Übersichtskarte — besonders der Soldat braucht sie als Operationskarte — das Gepräge geben müssen.

Bei all diesen Arbeiten möge man sich erinnern, daß es der seinerzeitigen beharrlichen Stellungnahme der Wiener Geographen E. B r ü c k n e r und O. L e h m a n n zu danken ist, daß in der neuen österreichischen Karte die Schichtenlinie auch im Fels erschien, daß die Schraffe verschwand und manche andere Neuerung rasche Verwertung fand. Die Zusammenarbeit von Kartographen und Geographen, die in jener Zeit in Österreich sehr rege war, in den letzten Jahren aber fehlte — nicht durch die Schuld der Erdkundler —, sollte wieder aufgenommen werden.

Z u s a m m e n f a s s u n g. Die kritische Wertung der neuen österreichischen Staatskarten läßt für die künftige Gestaltung der Karte 1:25.000 als notwendig erscheinen: 1. Überall als Grundlage eine wirkliche Neuaufnahme, im Gebirge unbedingt Stereophotogrammetrie. 2. Eine durchaus exakte Führung der Schichtenlinien, schwarze Schichten im Fels mit modifizierter Ebsterscher Felszeichnung; schräge Lichtgebung im Fels und im geschummerten felsfreien Gehänge. 3. Eine Walddarstellung in Form von Aufrißzeichen und im Zusammenhang damit eventuell die Herausgabe einer zweiten Ausgabe mit Waldaufrück; in den Grenzgebieten für militärische Zwecke die Herstellung einer zusätzlichen Druckplatte für reservierte Blätter. 4. Ein größeres Format.

Die Ausgabe der Karte 1:50.000 ist (wenigstens vorläufig) einzustellen. Zumindest ein Teil der Spezialkartenblätter 1:75.000 ist in neuer Ausgabe, deren Ausführung kurz angedeutet wurde, herauszubringen, desgleichen jene Blätter der Generalkarte 1:200.000, die Österreich und seine Randsäume umfassen.

Die Bewegung von Gletschern und Inlandeis.

Von **Erich von Drygalski.**

Mit sechs Abbildungen im Text.

Der Unterschied zwischen Gletschern und Inlandeis ist vor allem quantitativ; die Gletscher gehören zu den Gebirgen und das Inlandeis zu den kontinentalen Flächen, hohen und tiefen, auch zu Wölbungen und Kuppen. Es mag deren Oberflächen zum Teil selbst geformt haben, wie die kleineren Massen der Gletscher ihre Täler; dann könnte man der erodierenden Wirkung der Gletscher eine abradierende des Inlandeises gegenüberstellen. Natürlich gibt es viele Zwischenstufen, die man im einzelnen zu gliedern versucht hat, meist nach den Landformen, auf denen sie liegen, doch haben die darnach aufgestellten Typen mit dem Wesen des Eises wenig zu tun. Deshalb kommt man jetzt auf jene beiden großen Typen der Gebirgs- und der kontinentalen Gletscher zurück.

Der Unterschied zwischen ihnen wird dann auch qualitativ und darauf beruhend, daß die **G e b i r g s g l e t s c h e r** mehr in den wärmeren und das **I n l a n d e i s** in den kalten Zonen liegt. Denn die wärmeren brauchen Gebirgshöhen, um Eis zu bilden und zu erhalten, während dieses in den

kalten Polarzonen bis zum Meere herab möglich ist. Die verschiedenen Temperaturen und ihre Schwankungen gehen in die äußere Erscheinung wie in die Bewegung und Wirkung beider Typen wesentlich ein und bestimmen den Unterschied zwischen Gletschern und Inlandeis ähnlich, wie es ihre Massen und die davon abhängigen Druckwirkungen tun. Die Gletscher gleichen Strömen, die, von Landformen geleitet, von der Höhe zur Tiefe fließen, und das Inlandeis einem Meer, dessen Bewegung hydrostatischen Drucken folgt. Der Unterschied wurde schon von H. Rink¹ in Grönland gemacht und ist neuerdings von M. Demorest² wiederholt worden.

Es ist oft darüber gestritten worden, wie weit die Bewegung der Gletscher in einem Fließen und in einem Gleiten besteht, also in Verschiebungen kleiner und kleinster Teile gegeneinander oder geschlossener Massen über dem Boden. Das Fließen wurde unter anderem aus der Entwicklung der Moränen erkannt, auch aus Markenreihen, die quer über die Gletscher gelegt wurden; ich brauche nur an die grundlegenden Rhonegletschervermessungen 1874 bis 1915 zu erinnern. Danach steht eine Zunahme der Oberflächengeschwindigkeit von den Rändern zur Mitte einwandfrei fest, auch daß die Art der Zunahme, also die Form der Querschnittsveränderungen, verschieden ist. Die photogrammetrischen Messungen von R. Finsterwalder³ am Nanga Parbat haben dazu neues Material erbracht. Das Fließen erfolgt wie in Strömen, indem die mittleren Teile der Oberfläche den seitlichen vorausseilen. Gleichzeitig nahm man oft und bis heute an, daß es im Vertikalschnitt ähnlich ist und die höheren Lagen den tieferen vorausseilen, doch ist dies mehr aus dem Vergleich mit Strömen abgeleitet als beobachtet worden. Freilich hatte ein 214 m langes Bohrgestänge im Hintereisferner von 1904 bis 1933 eine vorwärts geneigte, schräge Stellung angenommen, die von H. Heß⁴ dahin gedeutet wurde, daß seine unteren Teile in der Bewegung zurückblieben; hiemit ist aber nicht gesagt, daß auch der Gletscher selbst oben schneller und unten langsamer strömt; ich komme hierauf zurück. Feststehend gilt andererseits, daß Eisoberflächen auseinanderfließen, wenn sie thermisch erweicht werden, doch nicht, wie tief es geht. H. B. Washburn⁵ stellte hiezu in Alaska stündliche Messungen an und fand, daß solche Bewegungen bei klarem, warmem Wetter doppelt so schnell erfolgen als bei kaltem, dunklem, wolkigem, mit Regen, aber nicht tief gehen.

¹ H. Rink: Grönland, Kopenhagen 1852.

² M. Demorest: „Zeitschrift für Gletscherkunde“ 1937.

³ R. Finsterwalder: „Zeitschrift für Gletscherkunde“ 1937.

⁴ H. Heß: „Zeitschrift für Gletscherkunde“ 1935.

⁵ „Bull. Amer. geol. Soc.“, Bd. 48, 1937.

Bei den vielen Feststellungen über das Fließen kam man von der Annahme des Gleitens ganzer Massen mehr und mehr ab, ohne sie aufgeben zu können. R. Finsterwalder³ spricht von Blockbewegungen, also einem Vorrücken von Teilmassen; auch kennt man viele Fälle, in denen sich geschlossene Massen über andere schieben oder scheren, wie dann gesagt wird. Auch die Bewegungen der Grundmoräne gelten als Beweis für ein Gleiten geschlossener Massen, sind es aber richtiger nur dafür, daß die Bewegung bis zum Boden geht und die Geschwindigkeit unten nicht gering oder gar Null ist, wie es auch H. Heß⁶ im Widerspruch gegen M. Lagally betont hat. Heß⁴ hat am Hintereisferner den Anteil des Gleitens noch auf mehr als zwei Drittel der an der Oberfläche sichtbaren Gesamtbewegung geschätzt.

Über die inneren Vorgänge bei der Gletscherbewegung kann man aus den Eisstrukturen Aufschluß erhalten, wie sie als Spalten und Bänderungen bekannt sind. Die Spalten zerlegen das Eis in Teilmassen und umgrenzen Blockbewegungen in Eiskaskaden oder auch in größeren Komplexen. Wo die Zerklüftung bis zum Boden oder einer inneren Trennungsfläche reicht, rücken auf ihr die Teile hintereinander vor, doch weniger gleitend als schierend oder geschoben. Meist reicht die Zerklüftung nicht bis zum Boden. R. P. Goldthwait⁷ stellte hierüber in Alaska an einem 270 m dicken Gletscher nach der seismischen Methode Beobachtungen an; er fand in ihm eine Grenzfläche der Dichte bei etwa 30 m und eine zweite bei etwa 70 m unter der Oberfläche und deutet die erstere als die untere Grenze der starken Zerklüftung. An ihr würde man das Ende einer Blockbewegung und darunter ein Fließen oder Gleiten oder Schieben annehmen können. Jedenfalls lassen sich aus der Entwicklung der Spalten auf Block- oder geschlossene Teilbewegungen Schlüsse ziehen.

Andererseits bekunden die Bänderungen molekulare Teilbewegungen, also ein Fließen. Ich darf die Schichten und die Blaubänder oder Blätter zunächst zusammenfassen. Beide sind klare, luftärmere Lagen in dem weißlichen, luftreicheren Eis. Die Schichten liegen annähernd parallel zu den Oberflächen, und wo diese dem Untergrund parallel sind, wie im antarktischen Inlandeis, auch zum Boden. Das letztere trifft für die Blaubänder ebenfalls zu, doch krümmen diese sich in Talgletschern an den Seiten und in der Zunge zur Oberfläche empor und haben dann eine Löffelform. Im Inlandeis sieht man dieses Emporkrümmen an Nunataks und anderen Hindernissen; sie sind stets den vor ihnen befindlichen Felswänden oder Schuttstauungen angepaßt. Ihre Bedeu-

⁶ „Pet. Mitt.“ 1934, S. 236 und 1935, S. 34.

⁷ R. P. Goldthwait: „The geogr. Journal“, Bd. 87, 1936.

tung als Druckflächen des Eises ist bei dieser Lage nicht zu verkennen (Abb. 1).

Wo Schichten und Bänder die gleiche Stellung zum Untergrund haben, wie in den einförmigen, weitflächigen Massen der Antarktis, sind sie äußerlich schwer zu unterscheiden; auch besteht kein Zweifel, daß sie vielfach ineinander übergehen. Andererseits gibt es viele Bänder, die niemals Schichten waren, und Schichten, die nicht zu Bändern werden; wo sie es aber werden, kann man es aus ihrer Struktur erkennen, die sich



Abb. 1. Blaubänderung in einer Seitenwand des Großen Karajak-Eisstromes (Nordgrönland), nach unten verdichtet und durch Druck dem Untergrund angepaßt.

beim Übergang ändert. In der ersten Anlage sind Schichten und Bänder aber verschieden.

Die Schichten entstehen durch Bildung und Wiedergefrieren von oberflächlichem Schmelzwasser entweder in der Jahresperiode, wie zu meist in den Polargebieten⁸, oder in dem kürzeren Wechsel warmen und kalten Wetters, wie in den Alpen⁹. Sie sind luftärmer als ihre Umgebung, weil die Luft durch das Schmelzwasser vertrieben wird, doch blei-

⁸ E. Sorge in Deutsche Grönlandexp. Alfred Wegener, Bd. III, F. A. Brockhaus, Leipzig 1935.

⁹ R. Streiff-Becker: „Zeitschrift für Gletscherkunde“, Bd. 24, 1936.

ben noch Luftblasen zurück, und zwar regellos verteilt (Abb. 2). Die Bänder sind auch luftärmer und deshalb klarer als ihre Umgebung, doch die verbliebenen Luftblasen werden in ihnen zur Parallelstruktur, d. h. zu parallelen Flächen geordnet, je tiefer im Gletscher, desto vollkommener (Abb. 3). Das gleiche gilt von den sandigen, erdigen Beimengungen des Eises, aus denen die Schmutzbänderung (Abb. 4) entsteht. Außerdem gibt es Spaltbänder, die durch Ausfrieren und

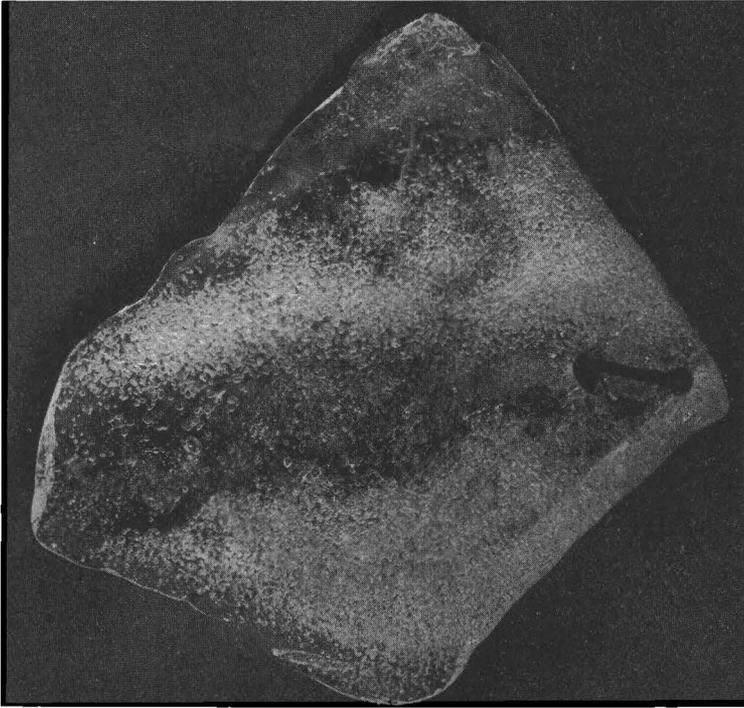


Abb. 2. Schichtung nahe der Oberfläche einer antarktischen Eiswand. Die Luftblasen sind auch in den klaren, luftärmeren Lagen regellos verteilt.

Wiederverschluß von Spalten entstehen. Sie sind ebenfalls klar und luftarm, doch die verbliebene Luft ist anders als in den Blaubändern oder als der Sand in den Schmutzbändern geordnet, nämlich in Reihen senkrecht zu den Spaltwänden, auch in einer Mittelfläche des Bandes (Abb. 5). Die Spaltbänder durchschneiden die Schichten und Blaubänder unter steilen Winkeln. Man darf in ihnen die Spuren von Block- und in den Blaubändern die von Fließbewegungen sehen, während unveränderte Schichten Aufschüttungsflächen entsprechen und für die Bewegungsvorgänge weniger in Betracht kommen.

Die Blau- und Schmutzbänder verdichten sich mit der Tiefe

unter der Oberfläche und können am Boden in die ungeschichtete Grundmoräne übergehen (Abb. 4). Sie bedeuten innere Veränderungen und die Schichten äußere, jene infolge von innerem, diese von äußerem Schwund und darauffolgendem Wiedergefrieren an Stellen, wo geringerer Druck herrschte. Die Bänder verdichten sich mit der Tiefe, also mit wachsendem Eisdruck und den Erniedrigungen des Schmelzpunkts, die er bewirkt. In beiden Fällen wird die im Eise vorhandene Luft beim Schmelzen befreit und beim Wiedergefrieren neu verschlossen, soweit sie nicht entweicht, was im Inneren weniger eintreten kann als bei der Schicht-

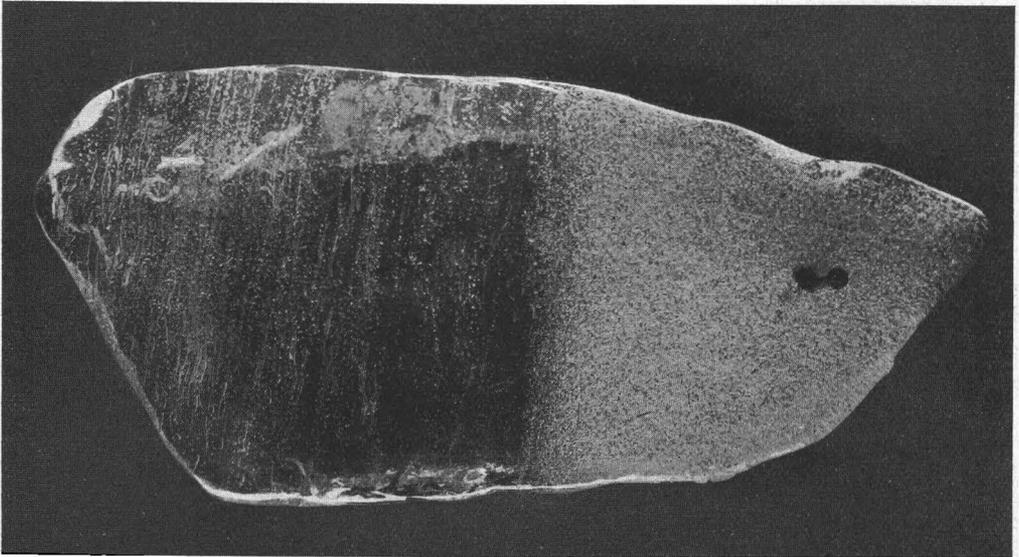


Abb. 3. Bänderung in tieferen Teilen der antarktischen Eiswand. Die Luftblasen sind in der klaren, luftärmeren Lage in parallelen Flächen und Streifen geordnet (Parallelstruktur).

bildung nahe der Oberfläche. Deshalb bleibt sie in der Bänderung mehr erhalten, doch umgelagert und in Flächen gesammelt, die senkrecht zur Druckrichtung liegen. Für die Schmutzbänderung gilt das gleiche, während in der Schichtung verbliebene Luftblasen keine derartige Änderung zeigen. Die Neubildungen des Eismaterials selbst beim Wiedergefrieren des Schmelzwassers unterscheiden sich in den Schichten und Bändern, indem die Hauptachsen der Eiskristalle in jenen regellos und in diesen untereinander parallel, senkrecht zu den Luft-, bzw. Schmutzflächen liegen; dieses ist um so vollkommener, je größer der Abstand von der Oberfläche und damit die drückende Eismasse ist. Nach allem hat der Druck die inneren Schmelzprozesse durch Erniedrigung des Gefrierpunkts befördert und die dabei befreite Luft in Flächen geordnet; doch wie weit

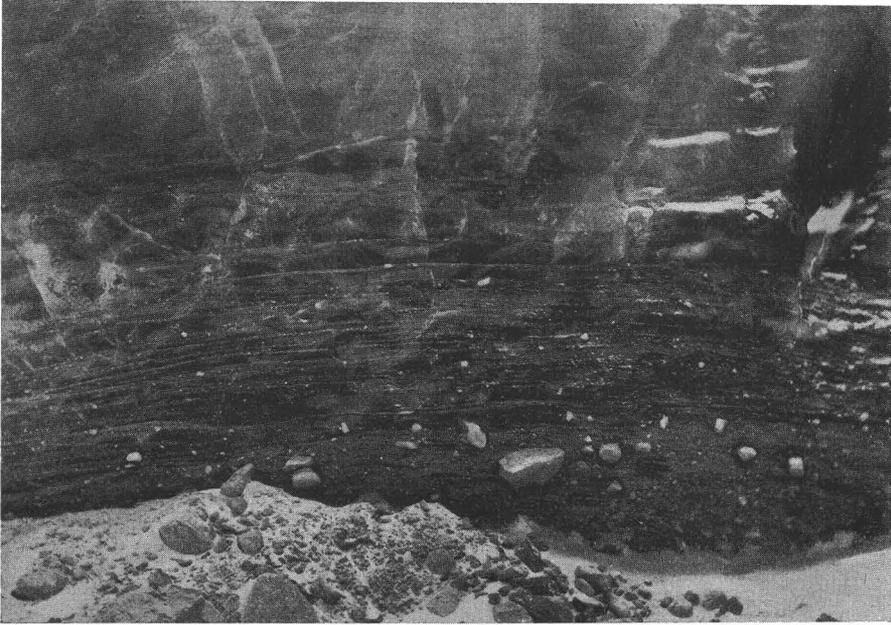


Abb. 4. Schmutzbänderung in einer Seitenwand des Großen Karajak-Eisstromes (Nordgrönland), nach unten verdichtet und in die ungeschichtete Grundmoräne übergehend.

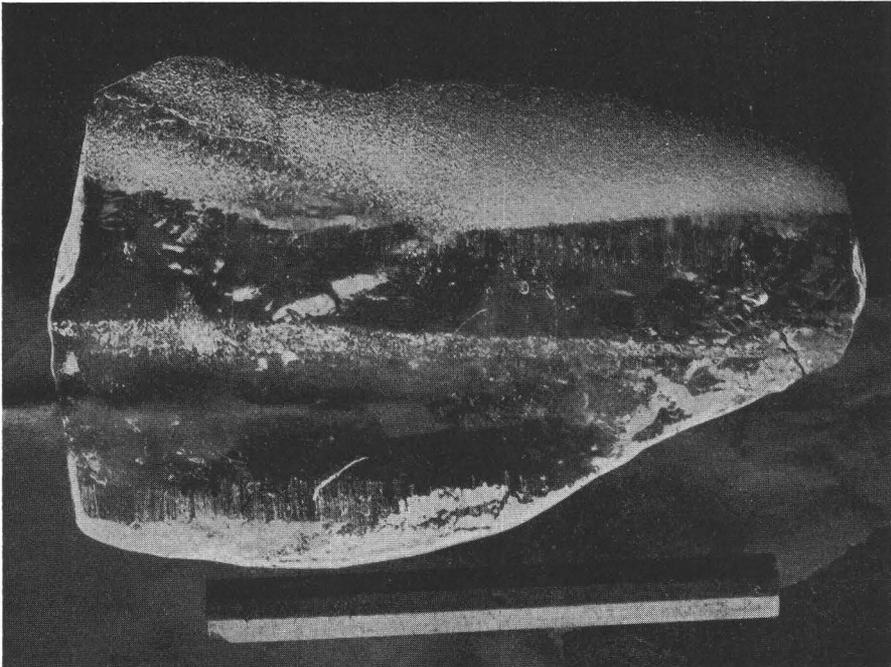


Abb. 5. Spaltband in einer antarktischen Eiswand. Die Luftblasen sind in Reihen senkrecht zu den Spaltwänden und in einer Mittelfläche geordnet.

er zugleich die gleichmäßige Orientierung der Kristalle bedingt hat, ist eine auch durch G. Tamanns¹⁰ Experimente noch offengelassene Frage. Nur die Tatsache, daß die Hauptachsen in der Bänderung mit wachsendem Druck in dessen Richtung eingestellt sind, ist nicht zu verkennen.

Da die inneren Um- und Neubildungen Verlagerungen von Massen bedeuten, müssen ihnen Bewegungsvorgänge folgen. Denn wo Schmelzwasser entweicht, sinken Massen nach und gleiten oder scheren auf den Trennungsflächen; wo es wieder gefriert, kommen solche innere Verschiebungen zum Stillstand. Bei niedrigen Temperaturen, bei denen keine Schmelzung eintritt, können Risse entstehen und zu trockenen Scherflächen werden. Auch diese sind aus allen Gletschergebieten bekannt, nebst großen und kleinen Verschiebungen der hangenden gegen die liegenden Teile. Doch die allgemeine Anwendung, die H. Philipp¹¹ und K. Gripp¹² hievon machen, findet in vielen Beobachtungen keine Stütze, zumal man weit mehr Bänder unabhängig von Reißbildungen sieht und dazu rein plastische Verschiebungen, auch in den kalten Zonen, als Risse oder von Rissen bedingte. Diese kommen mehr bei größeren als bei kleineren und kleinsten Massen vor, während die plastischen Umformungen nach Schmelzwasserbildung bis ins kleinste zu verfolgen sind. Denn die Luft- und Schmutzflächen können die Bänder so dicht und so aufgelöst und verteilt durchschwärmen, daß man eine völlige Zersplitterung der Masse annehmen müßte, wenn man in ihnen geheilte Risse sehen will. Die Bewegungsvorgänge des Eises sind in der Tat ganz ähnlich wie im Gestein, bruchlos und bruchbedingt, doch die bruchlosen überwiegen, weil der Schmelzpunkt und damit die Aggregatveränderungen schon durch geringe Drucksteigerungen bewirkt werden können, weitab von den hohen, die bei den Gesteinen notwendig sind. Ich¹³ habe die Bewegungsvorgänge im Gneis und im Eise wiederholt miteinander verglichen, wie es neuerdings auch von H. Cloos¹⁴ geschehen ist. Wie weit die rein plastischen oder die bruchbedingten, scherenenden Bewegungen eintreten, ist eine Frage der Temperatur und des Drucks.

Die Plastizität des Eises ist in unseren Breiten größer und allgemeiner als in den Polarzonen und wächst des Druckes wegen überall mit der Tiefe. Sie muß am Boden der Gletscher ein Maximum haben

¹⁰ G. Tamann: Aggregatzustände, Leipzig 1922.

¹¹ H. Philipp: Neues Jahrb. f. Min. etc., Beilagenband 43, 1920 und vielfach später.

¹² K. Gripp: Hamburgische Spitzbergen-Exp. 1927.

¹³ v. Drygalski: Grönl.-Exp. d. Berl. Ges. f. Erdk., Bd. I, S. 537 ff. „Pet. Mitt.“ 1935, S. 303 ff.

¹⁴ „Geol. Rundschau“, Bd. 20, 1929, S. 66 ff.

(Abb. 6), zumal wenn die Wirkung der Erdwärme hinzutreten kann. Die vom lockeren Firn und luftreichen Firneis der Oberflächen bis zum Boden zunehmende Vereisung und Verdichtung der Bänder läßt hieran keinen Zweifel. Auch Messungen von Eistemperaturen sprechen dafür. Die Winterkälte dringt von oben her nicht tief, die Polarkälte tiefer, doch darf man aus zahlreichen Beobachtungen schließen, daß mächtige untere Lagen, auch im polaren Inlandeis, am Schmelzpunkt liegen¹⁵. Die von oben und von den Seiten zur Tiefe stürzenden Schmelzwasser

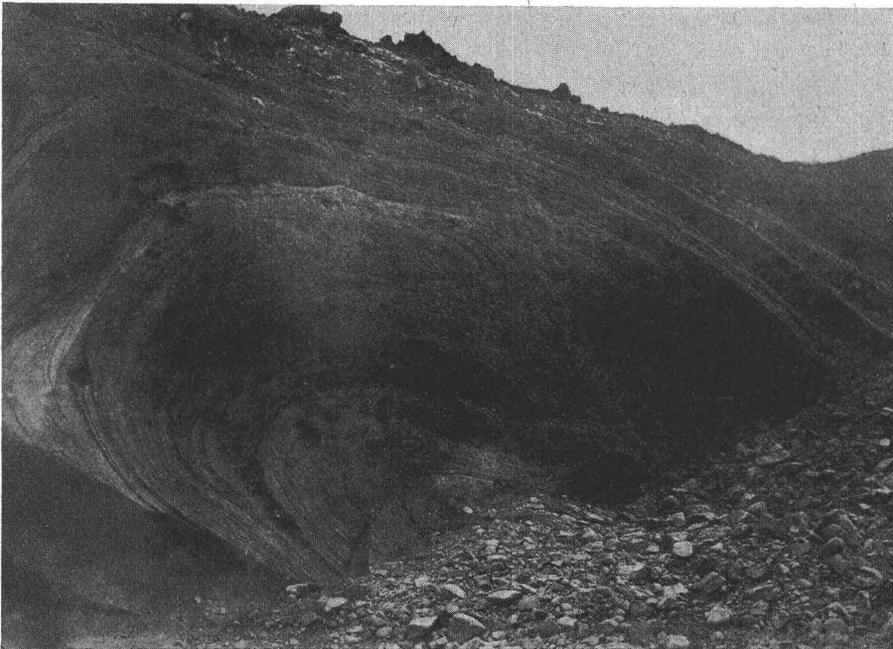


Abb. 6. Plastische Umformung in einer Seitenwand des Kome-Gletschers (Nordgrönland).

des Sommers tragen dazu bei und beim Inlandeis sein Eintritt ins Meer¹⁶; dazu kommen innere Reibungsvorgänge und — in bisher unbestimmter Größe — die Erdwärme. Daß die Tiefen der Gletscher plastischer sind als die oberen Lagen, wird nicht mehr bezweifelt. In den niederen Breiten werden die oberen wohl thermisch erweicht und fließen auseinander,

¹⁵ B. Brockamp: Deutsche Grönlandexp. Alfred Wegener, Bd. III. — K. Wegener in „Zeitschr. f. Geophys.“, Bd. 12, 1936. — H. U. Sverdrup: Norweg.-schwed. Spitzbergenexp. 1934, Stockholm 1936. — M. Oechslin: Verhandl. schweiz. Naturforsch. Ges. 1936.

¹⁶ v. Drygalski in Deutsche Südpolar-Exp. Bd. I; Grönland-Exp. Bd. I.

doch in den kalten Zonen bleiben sie starr und bewegen sich auf den plastischen unteren Lagen, stark zerklüftet und in Blöcke zerteilt.

So ist es ein notwendiger Schluß, daß die Bewegung von Gletschern und Inlandeis besonders auf ihren Tiefen beruht. Ich habe dieses in Grönland und in der Antarktis erkennen können, in Grönland auch aus Messungen¹⁶ von Vertikal- und daraus folgenden Tiefenbewegungen. Denn am Großen Karajak-Eisstrom senkte sich die Oberfläche der mächtigen mittleren Teile, während die der dünneren Randgebiete sich hob, weil die plastischen Massen der Tiefen von jenen unter diese, die völlig erstarrt waren, gepreßt wurden. Der Vorgang beruht auf den Mächtigkeits- und daher Druckunterschieden, wie in kommunizierenden Röhren. Die neuere Literatur kommt auf ähnliche Erklärungen hinaus. So spricht E. Seidl¹⁷ von der größeren Bildsamkeit der Tiefen und K. Wegener¹⁵ von einem Flottieren der oberen Lagen auf den fließenden unteren; R. Streiff-Becker⁹ findet Tiefenbewegungen im Claridenfirn und Ch. H. Holmes¹⁸ betont deren besondere Wirksamkeit infolge von Druckschmelzung und Regelation. Und das schräge Bohrgestänge von H. Heß⁴ beweist nicht, daß die oberen Lagen sich schneller als die unteren verschieben, sondern daß sie weniger plastisch sind. Deshalb konnte das Bohrgestänge von den oberen mehr mitgenommen werden als von den unteren, weil diese es umquellen, so daß es zurückbleibt. Auch die geologischen Wirkungen des Eises auf die Grundmoräne und den Felsuntergrund werden durch die Plastizität der Tiefen und ihre Bewegung leichter erklärt, als wenn die oberen Lagen über die unteren schieben würden und die Bewegung am Boden gering oder gar Null wäre.

Die theoretischen Behandlungen der Eisbewegung, wie sie von S. Finsterwalder¹⁹, C. Somigliana²⁰ und M. Lagally²¹ herrühren, haben der Plastizitätsverteilung und ihren Folgen nur unvollkommen Rechnung getragen und damit die physischen Vorgänge nicht zutreffend erfaßt. Bei geophysischen Entwicklungen lassen sich ja die Prämissen selten ausreichend ansetzen, und beim Eis ist es besonders schwer wegen der Unbestimmtheit seiner physischen Konstanten, insbesondere der Kohäsion. Deshalb ist es bisher zu keiner befriedigenden Theorie der wirklichen Eisbewegung gekommen. Denn wenn man die innere Ablation, die sicher stark vorhanden ist, einführen könnte, würde man zu wesentlich anderen Bahnen der Eismoleküle kommen, als

¹⁷ „Zeitschr. d. deutschen geol. Ges.“ 1936.

¹⁸ „Amer. Journal of Science“, Bd. 33, 1937.

¹⁹ Der Vernagtferner. Wiss. Ergh. D. u. Ö. Alpenverein, 1897.

²⁰ „Boll. Com. glaciol. Ital.“ 1931.

²¹ Gerlands Beiträge zur Geophysik, II, Suppl.-Bd., 1933.

S. Finsterwalder annimmt, und wenn man die innere Reibung nicht konstant, wie M. Lagally, sondern mit der Tiefe, also mit der wachsenden Plastizität abnehmend ansetzen würde, zu der umgekehrten Verteilung der Geschwindigkeiten wie dieser. Sein Ansatz, daß die Geschwindigkeit am Boden Null ist, führt zu irrigen Folgerungen⁹. Natürlich soll über diese theoretischen Entwicklungen nicht abgesprochen werden, da sie anregende Versuche sind, doch der wirkliche Vorgang der Eisbewegung und ihrer Wirkungen wird durch sie nicht erfaßt. Und wenn einzelne andere Tatsachen ihnen entsprechen mögen, so ist das bei vielen nicht der Fall, und die ersteren sind auch anderer Deutungen fähig. Für eine theoretische Fassung der Eisbewegung sind weitere Experimente notwendig, wie die von G. Tamann¹⁰. Meine vorliegenden Ausführungen haben die Bewegung nach Beobachtungen und Erfahrungen in der Natur zu erfassen gesucht.

Der Unterschied zwischen Gletschern und Inlandeis ist so nach allem auch qualitativ und tritt in ihrer Bewegung hervor. Denn die Gletscher der niederen Breiten sind überwiegend plastisch und fließen, doch das Inlandeis der Polarzonen nur in seinen mächtigen Tiefen und ist in den oberen Lagen vom Klima erstarrt. Deshalb und wegen des gewaltigen Druckes seiner Massen muß die Tiefenbewegung beim Inlandeis sich weit stärker entwickeln als bei den Gebirgsgletschern, wodurch es zu jenen großen Geschwindigkeiten der grönländischen Inlandeisströme kommt, welche die der Alpengletscher hundertfach und mehr übertreffen. Das gleiche gilt von den geologischen Wirkungen des Inlandeises, wie man sie in der Nivellierung der Felsen, in zahlreichen Beckenbildungen, in der Tiefe der Fjorde, in der Bildung weiter Abrasionsflächen und wohl auch des antarktischen Kontinentalschelfs ersieht. Die Ablagerungen des Eises liegen meist außerhalb der Inlandeisgebiete, lassen sich aber in gewaltigem Ausmaß auf diese zurückführen.

Die meteorologischen Ursachen des steirischen Hochwassers im Mai 1938.

Von Fritz Hader.

In der Zeit vom 21. bis 26. Mai führten die steirischen und kärntnerischen Gewässer in einem derartig katastrophalen Umfang Hochwasser, wie er in historischer Zeit in diesem Gebiete wohl kaum jemals eingetreten sein dürfte. Daher scheint es am Platz, einen kurzen Überblick über das Wettergeschehen zu geben, das durch Zusammentreffen aller ungünstigen Umstände zur Auslösung der Hochwasserwelle führte.

Die Wettergeschichte der Maimitte 1938 läßt erkennen; daß die Ostalpen zwischen dem 13. und 20. Mai an der Rückseite eines Hochdruckgebietes