



Die Gletscher.

Von Professor Dr **HANS CRAMMER**-Salzburg.

(Mit fünfzehn Abbildungen und drei Tafeln.)

Die Wärmestrahlen der Sonne gehen durch die Atmosphäre, ohne dieselbe in höherem Grade zu erwärmen. Vom Erdboden werden sie begierig aufgenommen. Dieser gibt von der empfangenen Wärme an die Luft über ihm ab. Die erwärmte Luft steigt infolge ihres verminderten spezifischen Gewichtes auf, kommt in Höhen geringen Luftdruckes, dehnt sich darum mehr und mehr aus und wird hierbei kälter. Dies und der Wärmeverlust an den Weltenraum sind die Ursachen, warum die Lufttemperatur nach oben abnimmt, so daß sie in gewissen Höhen in allen Zonen der Erde und zu allen Jahreszeiten unter 0° sinkt.

Die Höhe, in der das geschieht, hängt vom Grade der Erwärmung des Erdbodens durch die Sonne ab. Sie wird daher jederzeit in der Nähe des Äquators größer sein als in höheren Breiten, und an jedem einzelnen Orte wieder im Sommer größer als im Winter. Da jedoch die Unterschiede in der Erwärmung des Erdbodens während eines Jahres in der Nähe des Äquators sehr gering sind, bleibt dort die kalte Luft auch während des Winters in großer Höhe. Die untere Grenze der kalten Luftschicht führt also dort im Laufe eines Jahres nur eine kleine vertikale Schwankung aus. Anders ist es in den gemäßigten und kalten Zonen. Da sind die jährlichen Schwankungen so groß, daß die kalte Luft, die hier ohnehin schon während des Sommers dem Meeresniveau näher liegt, im Winter bis zu diesem Niveau herabsteigt.

In kalter Luft erfolgt die Ausscheidung des Wasserdampfes stets in fester Form. Es ist daher die Möglichkeit vorhanden, daß sich über jedem Punkt der Erdoberfläche zu jeder Jahreszeit in der Luft Schnee bildet. Doch wo zwischen der kalten Luft und dem Erdboden eine etwas mächtigere warme Luftschicht lagert, da schmelzen die Schneesternchen und Flocken im Herabfallen; und auf den Boden gelangt statt des Schnees Regen. In den Tropen ist daher die Möglichkeit des Schneefalles nur auf den Gipfeln

der höchsten Berge gegeben, welche in die kalte Luft hineinragen oder ihr doch sehr nahe kommen. In den gemäßigten Zonen kann es während des Winters überall, im Sommer nur auf höheren Bergen schneien. In den polaren Gebieten ist aber die Möglichkeit des Schneefalles überall während der ganzen Jahreszeit vorhanden.

Die Möglichkeit und Ergiebigkeit der Schneefälle hängt nicht bloß von der Lufttemperatur ab, sondern auch vom Wasserdampfgehalt der Luft. So fällt in den Polargebieten trotz langwährender Kälte wenig Schnee, weil dort die Luft besonders im Winter sehr dampfarm ist. Andererseits ist die Niederschlagsmenge auf den Gebirgen aller Zonen größer als in den umliegenden Niederungen; denn die Luft wird durch die Abkühlung beim Übersteigen der Gebirge relativ feuchter und zur Ausscheidung eines Teiles ihres Wasserdampfes gezwungen. Wegen der Temperaturabnahme mit der Höhe erfolgt die Ausscheidung um so öfter in Schneeform, je höher das Gebirge ist. Gegen Ende des Winters ist also das ganze Land der gemäßigten und kalten Zone in eine Schneedecke gehüllt, deren Dicke mit der Meereshöhe zunimmt.

Im Frühling beginnt die Schneeschmelze. Die Grenze der Schneedecke weicht auf den Niederungen gegen die Pole, und auf den Bergen gegen die Gipfel zurück. Endlich werden alle Niederungen, auch die in der kalten Zone, schneefrei. — Auf den Bergen hält sich der Schnee länger. Denn auf den Höhen liegt mehr Schnee, die Luftwärme ist geringer, und auf hohen Gebirgen wird ein Teil des geschmolzenen Schnees auch während des Sommers durch Neuschnee ersetzt. Die Linie auf den Gebirgen, oberhalb welcher die sommerliche Wärme nicht mehr ausreicht, den im Verlauf des Jahres fallenden Schnee wegzuschmelzen, nennen wir kurzweg Schneegrenze. Oberhalb dieser Linie bleibt von einem Jahr zum anderen ein Schneerest liegen.

Die Höhe der Schneegrenze über dem Meere wird nach dem Gesagten vorzugsweise durch die geographische Breite des Ortes bestimmt. Im Allgemeinen senkt sich demnach die Schneegrenze vom Äquator gegen die Pole. Am Kilima-Ndscharo, in 3° S. Br., verläuft sie in 4600 m, in den Öztaler Alpen in 47° N. Br. in etwa 2900 m und auf Franz-Josefsland in 82° N. Br. nur in 50 m Meereshöhe. Eine beachtenswerte Ausnahme von dieser Regel bildet das Kuenlun-Gebirge in 35° N. Br.: Dessen Schneegrenzhöhe steigt bis auf 6000 m an. Diese ungemein hohe Lage ist durch die außerordentliche Niederschlagsarmut inmitten eines großen Kontinentes bedingt.

Kleinere Abweichungen vom regelmäßigen Verlauf der Schneegrenze finden sich übrigens an ein und demselben Gebirge oder Gipfel. Die Schneegrenze senkt sich auf der Wetterseite der Berge (das ist jene, welche den feuchten Winden entgegengerichtet ist), weil diese Seite die meisten Niederschläge empfängt. Sie verläuft ferner auf der Sonnenseite der Berge höher, wie auf der Schattenseite. Wo endlich der Schnee wegen zu großer Steilheit des Gehänges abrutscht, oder wo er vom Winde weggeblasen wird, ist die Schneegrenze vollständig unterbrochen.

In unseren Alpen wird die Anhäufung des Schnees vorzugsweise in den Karen begünstigt (vergl. diese Zeitschr. Jg. II, S. 38). Das sind hochliegende, steilumrandete, weite Mulden, an die sich ein Tal anschließt. Der flache Karboden nimmt den Lawinenschnee der steilen Umrahmung auf, verhindert aber das Abrutschen des Schnees von ihm selber. Die Umrahmung gewährt einigen Schutz gegen Sonnenstrahlung und Wind, und in ihrem Windschatten fällt der treibende Schnee in das Kar.

Auf den Plateaugebirgen Norwegens ist die dauernde Schneedecke zusammenhängender, weil die einförmigen Plateauflächen in ihrer ganzen Ausdehnung die Schnee-Ansammlung gleichmäßiger begünstigen, als es die zerrissenen Hänge der Kettengebirge tun.

Die oberhalb der Schneegrenze jedes Jahr zuwachsenden Schneereste müßten mit der Zeit ungeheuer mächtige Schneelager bilden, würde der Schnee nicht in Eis verwandelt werden, das mit einer gewissen Mächtigkeit Bewegungsfähigkeit erlangt. Dem Gefälle des Untergrundes folgend, überschreitet das Eis die Schneegrenze und kommt hierdurch in wärmere Gebiete, wo es nach und nach der verstärkten Abschmelzung unterliegt. Eine solche bewegte Eismasse nennen wir Gletscher.

Jeder Gletscher besteht demnach aus zwei Teilen: dem Sammel- oder Firngebiet oberhalb und dem Schmelzgebiet unterhalb der Schneegrenze oder Firnlinie, wie sie auf dem Gletscher auch genannt wird. Im Sammelgebiet fällt im Jahre mehr Schnee als geschmolzen wird. Im Schmelzgebiet zehrt die Wärme den ganzen Winterschnee und das aus dem Firnfeld kommende Eis auf.

Bei kleineren Vergletscherungen bedingt das Relief des Gebirges den Umriß des Gletschers. In den Alpen schließt sich an das im weitgedehnten Kare liegende Sammelgebiet das in ein Tal gezwängte, darum schmale und langgestreckte Schmelzgebiet, die Gletscherzunge, an. Auf den Plateaugebirgen hingegen überschreitet das Eis, ohne eingeeengt zu werden, die Schneegrenze. Das Schmelzgebiet hat dort mit dem Firngebiet gleiche Breite. Nur wenn ein solcher Gletscher bis zum tieferliegenden Plateaurand reicht, findet in dessen Nähe eine Zerteilung in mehrere Zungen statt, die über den Plateaurand herabsteigen. Man unterscheidet wegen der geschilderten Verschiedenheiten Kar- und Plateaugletscher oder Gletscher mit alpinem und norwegischem Typus.

Sehr große Vergletscherungen wie jene Grönlands und die des antarktischen Festlandes sind in ihren Umrissen von der Gestaltung des Bodenreliefs unabhängiger, indem sie das ganze Land unter Eis vollständig begraben. Man spricht in solchen Fällen vom Inlandeis. Die abströmenden Eismassen laufen von der Mitte des Landes nach allen Richtungen auseinander ohne den Zusammenhang zu verlieren. Sie bilden also eine Kappe. In den polaren Zonen ist die Abschmelzung gering. Das Eis strömt daher in großer Mächtigkeit bis zum Meere herab. In diesem findet der Riesengletscher durch Abbrechen der Eisberge, die im Meere schwimmend weiter treiben, sein Ende.

Die grönländische Vergletscherung ist die schwächere. In Grönland überragt der Fels an der Küste stellenweise das Eis. Er teilt daselbst das Inlandeis in einzelne gewaltige Eisströme, die durch Fjord-Täler dem Meere zueilen. Auf dem antarktischen Weltteil ist auch die Küste auf weite Erstreckung vom Eise völlig überschwemmt. Durch das Abbrechen großer tafelförmiger Eisberge endet hier das Inlandeis mit einer viele Meilen langen, vertikal ins Meer abfallenden Eiswand.

Im folgenden wollen wir uns eingehender nur mit den Alpen-gletschern befassen.

Oberflächlich betrachtet, scheint die ganze im Kare liegende Masse aus Schnee zu bestehen. An Spalten, welche Einblick in das Innere gewähren, sehen wir jedoch nur obenauf Schnee liegen, während schon in kleinem Abstände unter der Oberfläche alles Eis ist. Die jährlichen Schneereste vereisen nämlich, indem sich an der Oberfläche des Schnees Schmelzwasser bildet, das versickert und im Schnee wieder gefriert. Das eindringende Wasser verdrängt Luft aus den Räumen zwischen den zahllosen kleinen Schneekristallen und verursacht das Wachsen der letzteren, indem sich die Wassermoleküle beim Übergang in den festen Aggregatzustand den schon bestehenden Kristallen angliedern. Diese erhalten hierdurch die Form kleiner Körner und stoßen bald nach Flächen zusammen, mit denen sie fest aneinander haften. So bilden sie in ihrer Gesamtheit eine zusammenhängende Eismasse. Dieses Eis enthält immer noch viel Luft in Gestalt kleiner Blasen. Denn einem großen Teil der im Schnee enthaltenen Luft wurden die Auswege zum Entweichen nach oben durch Zufrieren verschlossen; die Luftblasen verleihen dem Eise ein milchig trübes Aussehen.

Wie tief das Schmelzwasser in den Schnee dringt, hängt in jedem einzelnen Falle von der Menge ab, in der es sich bildet, und von der Temperatur des Schnees. Wenig Wasser dringt, insbesondere bei niedriger Schneetemperatur, nicht tief ein und führt nur zu oberflächlicher Harschbildung. Reichliche Wassermengen durchdringen hingegen bei hoher Schneetemperatur eine größere Zahl von Schneeschichten und vereisen sie ziemlich gleichmäßig. Kommt das einsickernde Wasser bis zu einer schon früher vereisten und dadurch wasserundurchlässig gewordenen Schichte, so staut es sich darüber. Es durchtränkt die nächstüberlagernden Schneeschichten vollständig und vertreibt daraus fast alle Luft. Beim Gefrieren entsteht folglich sehr luftarmes und darum klares Eis.

Die untersten Schichten des in jedem einzelnen Winter angehäuften Schnees werden im darauffolgenden Sommer vom Schmelzwasser gewöhnlich gar nicht erreicht; denn sie liegen zu tief. Der Schnee dieser Schichten erfährt also eine Verdichtung bloß durch den Druck der darauf liegenden Last, wodurch die ohnehin zarten Schneekristalle in noch kleinere Splitter zerbrochen werden. Erhalten solche Schneelagen die Schmelztemperatur, und das geschieht einmal, so haften die Splitter aneinander, und bilden ebenfalls eine Eismasse. Doch diese mahnt wegen ihrer großen Porosität und ihres außerordentlich reichen Luftgehaltes, dem sie weiße Färbung verdankt, noch sehr an den Schnee, aus dem sie hervorging. Die Berührung

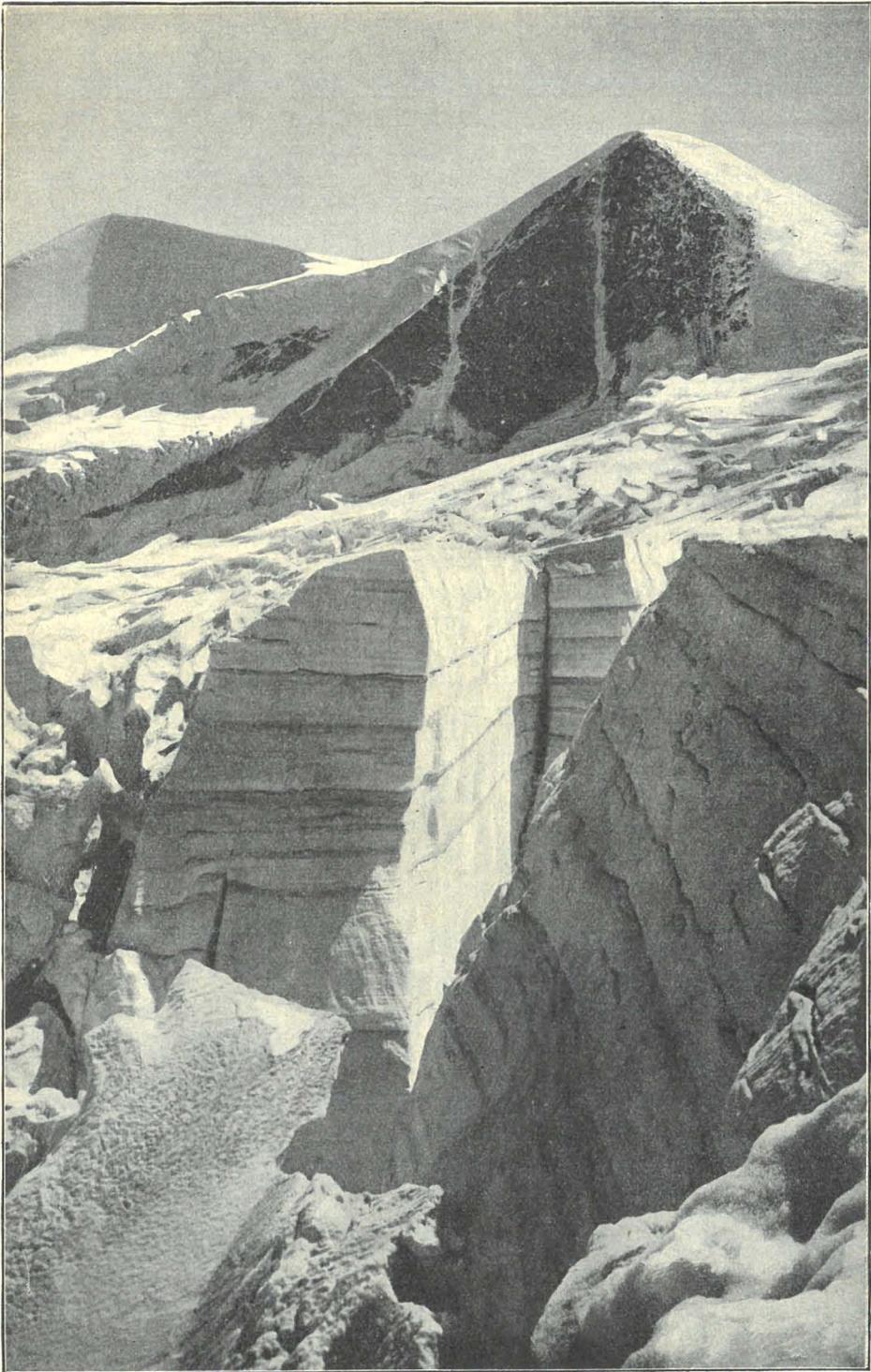


Abb. 1. Schichtung des Eises im Firnfeld des Schlattenkeeses in der Venedigergruppe.
Aufnahme von WÜRTILE in Salzburg.

der winzigen Kristalle dieses Eises findet nicht nach Flächen, sondern mehr punktweise statt. Zum großen Teile bleiben also die Kristalle dieses Eises durch Luft voneinander getrennt.

Nach dem Dargelegten wird der Schnee des Firnfeldes in sehr verschiedenem Grade vereist. Im Eiskörper des Firnfeldes wechseln daher Lagen dichten und klaren Eises mit weniger dichten, milchig getrübbten oder weißen Eislagen.

In tieferliegenden, also älteren Lagen besteht das klare Eis aus auffällig großen Kristallen, die man Gletscherkörner nennt, während das gleich alte oder noch ältere weiße Eis immer noch aus recht kleinen Kristallen zusammengesetzt ist. Durch Beobachtung hat man hierfür folgende Erklärung gefunden: Die Kristalle eines jeden aus Schnee hervorgegangenen Eises sind ungleich groß. Die größeren Kristalle wachsen im Laufe der Zeit auf Kosten ihrer kleinen Nachbarn, indem sie die Moleküle der letzteren nach und nach in ihren eigenen Verband herüberziehen und so die kleineren Kristalle aufzehren. Dieses Überkristallisieren wird durch Berührung der Kristalle nach größeren Flächen begünstigt. Da die Kristalle des weißen Eises sich lange nicht so innig wie die des klaren Eises berühren, bleiben erstere im Wachstum weit zurück.

Wegen der Unterbrechungen im Schneefall ist der Schnee im Firnfeld geschichtet. Sehr bemerkenswert ist die Erhaltung der Schichtung trotz der Umwandlung des Schnees in Eis, obwohl meist mehrere benachbarte Schneeschichten gleichzeitig und in gleichem Grade vereist werden. Auch durch das Überkristallisieren geht die Schichtung nicht verloren. Das überrascht. Denn man erwartet, das Überkristallisieren findet nicht nur zwischen den Kristallen ein und derselben Eisschicht, sondern allgemein auch an den Schichtflächen statt. Man erwartet, daß dort Kristalle der einen Schichte in die andere und umgekehrt hinüberwachsen, wodurch sich die Schichten gegenseitig verzahnen und die Schichtflächen verwischt werden und ganz verschwinden. Das geschieht aber nur in seltenen Fällen wirklich. Die meisten Schichtflächen bleiben mit aller Schärfe fortbestehen. Wir sehen das an unserer Abb. 1.

Das Überkristallisieren von einer Schicht in die andere wird durch den Staub verhindert, der aus der Luft in äußerst feiner Verteilung auf jede Schneeschicht fällt, solange sie obenauf liegt, und der zwischen zwei Schichten kommt, wenn es neuerdings schneit. Ist die Zwischenzeit von einem Schneefall zum anderen sehr kurz, dann sammelt sich auf der Schneefläche nicht genügend Staub; und nur in solchen Fällen geht die Schichtfläche nach und nach verloren.

An jeder Schichtfläche des Eises im Firnfeldes stoßen also die Kristalle nach einer durchlaufenden Fläche zusammen, während die Korngrenzen im Innern einer jeden Schichte nach ganz unregelmäßigen Flächen verlaufen.

Im Schmelzgebiete liegt das Eis im Sommer blank. Das erleichtert hier das Studium der Eisstruktur ungemein. Wir wollen von der Firnlinie bis zum Zungenende wandern und unausgesetzt die Strukturerscheinungen auf der Zungenoberfläche und an den Spaltenwänden im Auge behalten.

Gleich unterhalb der Firnlinie liegen die Eisschichten nicht mehr zur Gletscheroberfläche parallel, sondern sie streichen talwärts auf dieser Fläche

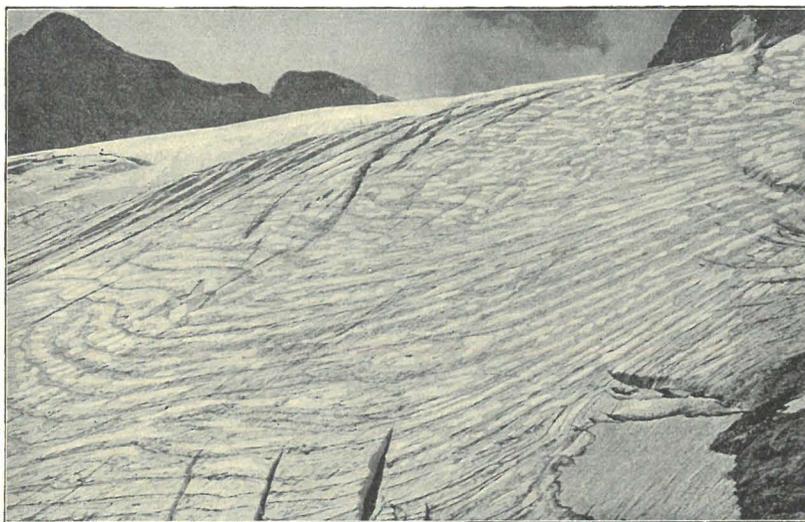


Abb. 2. Ausstreichen der Schichten gleich unterhalb der Firnlinie des Karlseisfeldes am Dachstein.

aus (Abb. 2). Das folgt aus der zunehmenden Abschmelzung des Eises in derselben Richtung.

In der Zungenwurzel (das ist jene Stelle, wo das weite Firnfeld in die schmale Zunge übergeht) sehen wir an Spaltenwänden die Schichten in breite und sehr flache Falten geworfen, die in der Richtung des Gletschers streichen. Die Schichten verschneiden sich daher hier mit der Oberfläche des Gletschers in flachen Bögen, deren konvexe Seite tal- oder talaufwärts gerichtet ist, je nachdem eine Schichtmulde oder ein Schichtsaattel (das ist der untere, bzw. obere stark gebogene Teil einer Falte) zum Ausstrich kommt. Unter Beibehaltung derselben Streichungsrichtung (d. i. die Längsrichtung der Falte) nimmt die Faltung talwärts zu. Die oben erwähnten Bogen werden darum schmaler und in spitze Ogiven ausgezogen, deren Äste fast gradlinig und zur Achse der Gletscherzunge parallel sind.

— Die steilere Stellung der Schichten gegen die Zungenoberfläche und die ungleiche Schmelzbarkeit des klaren und trüben Eises bringen es mit sich, daß die Schichtköpfe an der Oberfläche kammartig vorspringen. Dadurch erhält die Gletscheroberfläche das Aussehen eines frischgepflügten Feldes. Man bezeichnet diese Bildungen treffend als Ackerfurchung (Abb. 3), während die einzelnen Kämme nach ihrem Entdecker REM'sche Kämme genannt werden. Jeder Kamm besteht (siehe Abb. 3) aus einem Komplex von Schichten. Wahrscheinlich gehören die Schichten je eines Kammes den Niederschlägen eines Jahres an.

Je weiter wir auf der Zunge abwärts schreiten, um so mehr sind die Falten, die immer und überall in der Bewegungsrichtung streichen, von beiden Seiten her zusammengeschoben. Sie nehmen an Größe ab, an Zahl zu. Sie werden γ förmig (Abb. 4), ihre Schenkel kommen zu gegenseitiger Berührung, und ihre Sättel und Mulden werden in Spitzen ausgequetscht. Die Kontinuität der Schichten geht also vollständig verloren. Die Schichten zerfallen in Blätter, das sind die Schenkel der ehemaligen Falten. Die neue aus der Schichtung hervorgegangene Struktur nennen wir Blätterung.

Auf dem Wege hierher wurden die REM'schen Kämme zunehmend undeutlicher. Immer schwieriger wurde es, sie eine größere Strecke weit ohne Unterbrechung zu verfolgen. Nach und nach verloren sie sich gänzlich. Die grobe Ackerfurchung ging allmählich in die viel zartere Blattbänderung über, welche durch das Ausstreichen der Blätter auf dem Gletscherrücken entsteht.

Von hier abwärts besteht das Eis nur mehr aus Blättern. Die Blätter sind sehr flache Linsen von wechselndem Durchmesser. Sie liegen mit ihren breiten Flächen aneinander. Ehe ein Blatt auskeilt, schmiegt sich ihm ein anderes an, das gewissermaßen die Fortsetzung des ersteren bildet. Sieht man nicht recht genau, so ist in dieser Hinsicht eine Täuschung leicht möglich, und man glaubt, nur ein einziges, fortlaufendes Blatt zu verfolgen.

Die Blätter streichen, wie weiter oben die Falten, in der Richtung der Zunge. An den seitlichen Zungenrändern liegen sie flach auf dem Untergrunde. Mit der Entfernung von den Ufern werden sie steiler aufgerichtet und im mittleren Teil des Zungenrückens stehen sie vertikal. Im Querschnitt durch die Zunge ist ihre Anordnung fächerförmig (Abb. 5).

Das Wichtigste des im Schmelzgebiete Gesehenen ist:

1. Von der Firnlinie abwärts nimmt auf der Zungenoberfläche die Faltung der Schichten zu. Schließlich geht die Faltung in Blätterung über.
2. Die Falten und Blätter streichen, von vereinzelt Störungen abgesehen, durchwegs in der Richtung der Zunge.
3. Störungen treten nur dort auf, wo der Untergrund des Gletschers unregelmäßig gestaltet ist. Unterhalb solcher Orte stellt sich die regelmäßige Anordnung der Blätter alsbald wieder ein.

Gefaltete Schichten, sei es im Fels oder Eis, sind untrügliche Zeugen eines Druckes, der senkrecht zur Streichungsrichtung der Falten gewirkt

hat. Suchen wir im Gletscher nach der Ursache eines solchen Druckes, so finden wir sie bereits im Firnfeld, ganz besonders aber in der trichterförmigen Verengung der Zungenwurzel. Denn besonders hier werden die breiten Eismassen des Firnfeldes unter wachsendem seitlichen Druck in das schmale Profil der Zunge gezwängt. In der Zunge findet solch seitlicher Druck nicht mehr statt, da das Tal, in dem sie liegt, zumeist gleichbleibende Breite hat. Das Schmälerwerden der Zunge gegen ihr Ende ist keine Folge seitlicher Pressung, sondern das Ergebnis der Schmelzung des Eises.

Die Falten und Blätter, die wir auf dem Rücken der Zunge gesehen haben, entstanden also nicht erst in der Zunge, sondern bereits in der

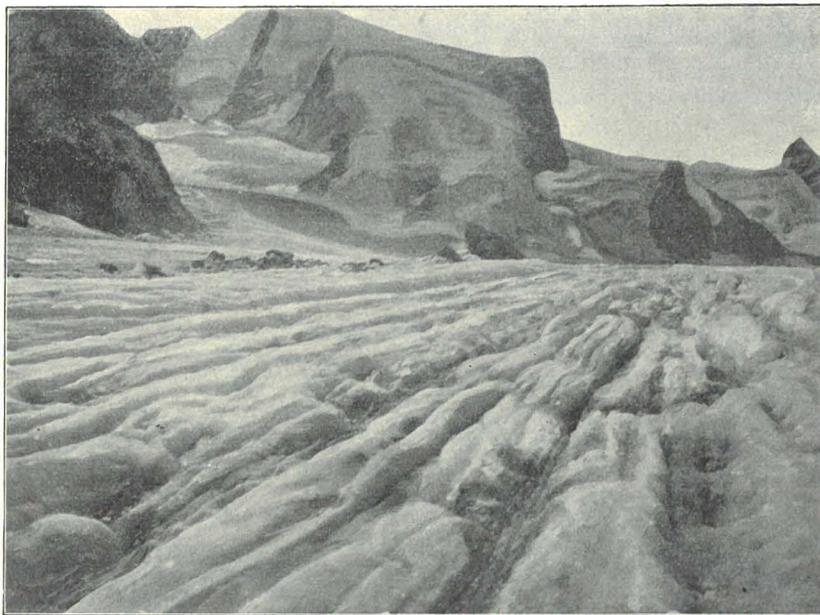


Abb. 3. Ackerfurchung auf dem ~~Fern~~gletscher (Engadin).
Aufnahme des Verfassers. 1905.

Wurzel. Von dort gelangten diese Strukturen mit dem bewegten Eise, ohne zerstört zu werden, in die Zunge.

In der Zunge schmilzt die fortschreitende Eismasse an ihrer Oberseite fortwährend ab, bis sie am Zungenende vollständig aufgezehrt ist. Auf dem Zungenrücken kommen daher in der Richtung gegen das Ende die Eispartien mit ihren Strukturen genau in jener Reihenfolge zum Vorschein, in der sie in der Zungenwurzel untereinander liegen. — Da nun auf dem Zungenrücken talabwärts der schwachen Faltung die starke, und dieser die Blätterung folgt, müssen wir schließen, in der Zungenwurzel geht die an der Oberfläche liegende schwache Faltung vertikal nach abwärts über in die starke Faltung und diese in die Blätterung.

Diese zunehmende Faltung und der Übergang in Blätterung läßt sich nicht durch Zunahme des Seitendruckes mit der Tiefe erklären. Es muß offenbar die Beschaffenheit des Eises in größeren Tiefen eine solche sein, welche die Faltung und Blätterung des Eises erleichtert. Wir kommen hierauf später zurück.

Die Bewegungsvorgänge in den Gletschern erregen schon lange das Interesse der Forscher. Einige Alpengletscher, so z. B. der Rhonegletscher in der Schweiz, dann der Vernagt- und Hintereisferner in Tirol stehen darum sozusagen unter ständiger Beobachtung. Man hat an verschiedenen Stellen dieser Gletscher quer über die Zunge Reihen numerierter Steine gelegt und ihre Lage von Zeit zu Zeit durch genaue geodätische Vermessungen bestimmt. Indem man die gefundenen Positionen in Karten eintrug und die aufeinanderfolgenden Lagen eines jeden Steines durch fortlaufende Linien verband, erhielt man die von den Steinen in der ganzen Beobachtungszeit zurückgelegten Wege. Das sind natürlich zugleich die Bewegungslinien des Eises, auf dem die Steine lagern. Im Sammelgebiete wurden aufrechtgestellte Stangen oder aus Holz gezimmerte Pyramiden als Marken verwendet, da hier Steine schon im ersten Beobachtungsjahre unter dem verbleibenden Schneerest dauernd verschwunden wären.

In der Abb. 6 sind die Bewegungslinien des Hintereisferners dargestellt. Auf den ersten Blick zeigt uns diese äußerst lehrreiche Karte, welche typisch für alle Kargletscher ist, daß die Bewegungslinien auf der Eisoberfläche die Hauptzüge der Gefällslinien des Untergrundes wieder spiegeln. Der Muldenform des Kares entsprechend nähern sich im Firnfeld und in der Zungenwurzel die Bewegungslinien. In der Zunge laufen sie fast parallel zueinander und folgen dem Gefälle der Talsohle. Von dieser Richtung werden sie nur wenig gegen die beiden Zungenufer abgelenkt, wodurch sie etwas auseinanderlaufen. An den Ufern schmilzt nämlich infolge der Wärmerückstrahlung von den Talhängen mehr Eis als in der Mitte der Zunge, von wo der entstandene Abgang durch schwaches Seitwärtsströmen gegen die Ufer zu ersetzen getrachtet wird.

Wo sich die Bewegungslinien einander nähern, müssen auch die Eisteilchen einander näher rücken. Da aber das Eis nahezu unzusammendrückbar ist, kann eine Annäherung von Eisteilchen nur erfolgen, indem ein Teil des Eises nach der einzig möglichen Richtung, das ist vertikal nach oben ausweicht, wodurch die vorhin beschriebene Faltung entsteht. Je breiter das Firnfeld im Vergleich zur Zunge ist, um so größer ist die Konvergenz der Bewegungslinien, um so stärker sind die seitlichen Pressungen in der Zungenwurzel, und um so weiter herauf bis unter die Oberfläche der Zungenwurzel werden die Schichten stark gefaltet und geblättert. In solchen Fällen braucht nur wenig Eis abzuschmelzen um die Blätterung bloßzulegen. Auf Gletschern, die wie der Vernagtferner sich in der Zungenwurzel stark verengen, wird daher die Blätterung schon in kleiner Entfernung unterhalb der Firnlinie sichtbar. In Gletschern hingegen mit geringem Breitenunterschiede zwischen Firnfeld und Zunge (Hintereisferner und Fornogletscher im Oberengadin) werden nur die untersten Eislagen

geblättert. An solchen Gletschern läßt sich daher die Schichtung nahezu bis an ~~ihre~~ Ende verfolgen. Erst dort wird sie von der Blätterung abgelöst.

Die Übergossene Alm, ein Gletscher der Salzburger Kalkalpen, nimmt unter den Alpengletschern eine Ausnahmestellung ein. Ihr Schmelzgebiet hat mit dem Firngebiet gleiche Breite. In diesem Gletscher fehlen daher die seitlichen Pressungen überhaupt und darum wird sein Eis nicht in der geschilderten Weise gefaltet und geblättert.

Kehren wir zu den Gletschern mit zungenförmigem Schmelzgebiet zurück. Das Auseinanderlaufen der Bewegungslinien bezeugt nicht nur die Unmöglichkeit des Vorhandenseins seitlichen Druckes in der Zunge, sondern



Abb. 4. Stark gepresste Falten. Die Schichten werden in Blätter zerteilt.
Rhonegletscher.

Aufnahme von Professor S. FINSTERWALDER. 1899.

im Gegensatz hierzu das Auftreten von Zugspannungen im Eise, senkrecht zu den Bewegungslinien. Am Eisrande, wo sich die Bewegungslinien am weitesten voneinander entfernen, entstehen hierdurch sogar klaffende Risse, Gletscherspalten, die senkrecht zum Zuge, das ist in der Bewegungsrichtung, verlaufen. Zum gerundeten Rande der Stirne des Gletschers sind diese Spalten radial gestellt, weshalb man sie Radialspalten nennt. Sie haben mit allen anderen Gletscherspalten das gemein, daß sie sich nach unten verengen und schließen. Sie durchsetzen also das Eis nicht in seiner ganzen Mächtigkeit, außer am äußersten Rande, wo die Eisdicke sehr klein ist. Aus der Verengung der Spalten nach unten ist zu folgern: in größerem Abstände unter der Eisoberfläche werden die auf-

tretenden Zugspannungen mehr und mehr durch innere Verschiebungen in der Eismasse ausgeglichen. Das Eis in größeren Tiefen ist also nicht nur leichter faltbar, sondern auch beweglicher.

Die Abb. 7 zeigt, welche Gestaltveränderung eine von den Gletscherforschern ADOLF BLÜMCKE und HANS HESS im Jahre 1893 quer über den Hochjochferner im Ötztal gelegte gerade Steinlinie bis zum Jahre 1899 erfuhr. Die Ursache davon liegt in der Geschwindigkeitszunahme des Eises von den Ufern gegen die Mitte der Zunge. Einige Zahlen, die sich freilich auf einen anderen Gletscher, nämlich auf den Rhonegletscher beziehen, mögen eine bestimmte Vorstellung von dieser Geschwindigkeitszunahme geben:

Entfernung vom rechten Ufer in m	Mittlere Geschwindigkeit pro Jahr in m
100	12.9
160	43.3
200	50.9
220	58.0
240	65.1
260	70.4
.
460	95.8
480	96.7
500	98.2
520	98.0
540	98.0
560	98.4
580	98.1
600	98.0
620	97.1
640	97.—
660	95.9
.
960	60.7
980	50.7
1000	39.2
1020	25.8
1040	18.—
1060	10.—

Die Geschwindigkeit auf der Oberfläche der Zunge nimmt hiernach genau wie die Mächtigkeit des Eises von den Ufern gegen die Mitte zu: in der Nähe der Ufer rasch, in der Mitte langsam. Auf den Zusammenhang zwischen der Mächtigkeit und Geschwindigkeit des Eises werden wir alsbald an anderer Stelle wieder stoßen.

Die verschieden rasche Bewegung benachbarter Eisteile ruft Zugspannungen hervor, die am größten sind, wo sich die Geschwindigkeit am raschesten ändert. Darum reißen an den seitlichen Zungenrändern Spalten auf. Ihrer Lage wegen nennen wir sie Randspalten. Sie ziehen vom Rande gegen die Gletschermittle schief aufwärts, und schneiden die Bewegungslinien unter spitzen Winkeln.

Geschwindigkeitsmessungen haben ferner ergeben, daß die Geschwindigkeit des Eises sich auch in der Bewegungsrichtung ändert. Im allgemeinen

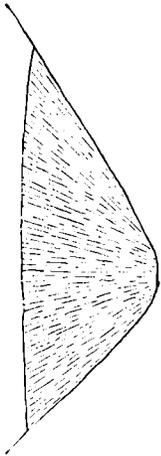


Abb. 5. Fächerförmige Anordnung der Blätter im Querschnitt durch die Zunge eines einfachen Gletschers.

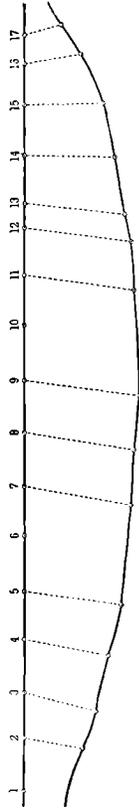


Abb. 7. Steinlinie auf dem Hochjochferner 1893 und 1899.
Aus IANS HESS; Die Gletscher.

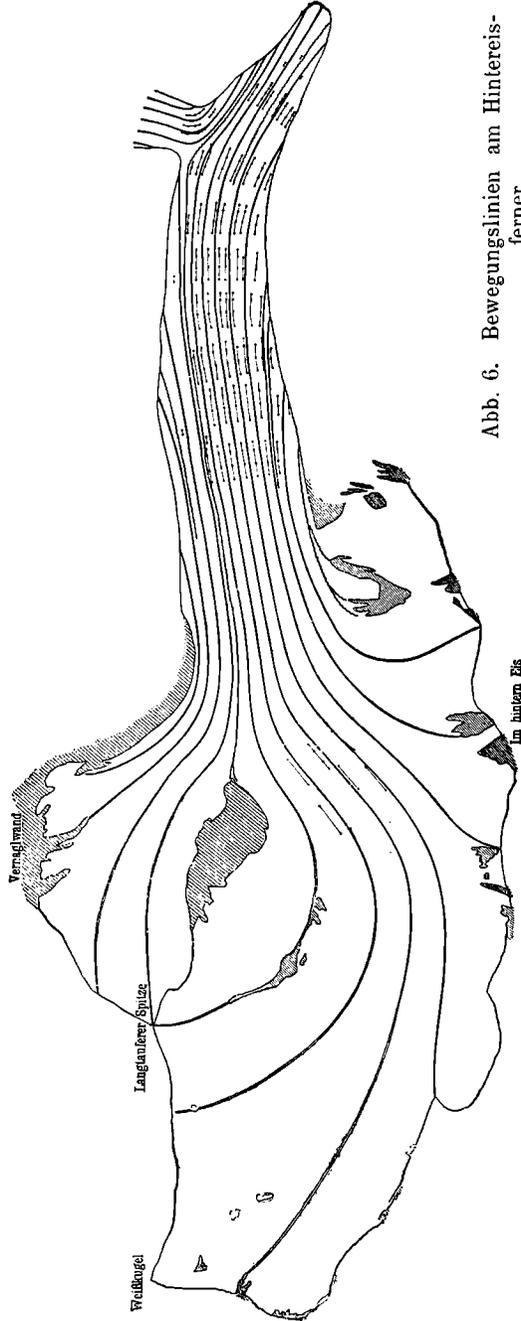


Abb. 6. Bewegungslinien am Hintereisferner.
Aus IANS HESS; Die Gletscher.

Aus IANS HESS; Die Gletscher.

nimmt die Geschwindigkeit vom obersten Firnrand bis zum Anfang der Zungenwurzel zu, und von da bis zum Zungenende wieder ab. Hier offenbart sich, wie oben angedeutet wurde, wieder die Beziehung zwischen der Mächtigkeit des Eises und seiner Geschwindigkeit. Denn vom oberen Firnfeldrand bis zur Zunge schwillt das Eis an infolge des Zusammenrückens der Massen; in der Zunge verliert es durch Abschmelzung an Mächtigkeit bis zum Ende.

Den vorderen Eispartien des Firnfeldes können die rückwärtigen nicht rasch genug folgen. Es entstehen Klüfte, die auf der Bewegungsrichtung senkrecht stehen, weil hier der Zug in der Bewegungsrichtung wirkt. Zu diesen Klüften gehört auch der Bergschrund. Das ist jene Spalte, die im obersten Teile des Firnfeldes parallel zu dessen Rande oft weithin ohne Unterbrechung verläuft.

Die Geschwindigkeitszunahme in der Bewegungsrichtung vollzieht sich im Firnfelde nicht überall gleichmäßig und ungestört. Wo das Gefälle des Untergrundes steiler wird, nimmt die Geschwindigkeit rascher zu. Wo aber das Untergrundgefälle verflacht, ist die Geschwindigkeitszunahme gering. Wird das Gefälle um vieles kleiner, dann tritt sogar eine Verlangsamung der Eisbewegung ein, die freilich nur lokale Bedeutung hat. An solchen Stellen holen die zurückgebliebenen Eispartien die vorderen wieder ein und die vorhandenen Spalten schließen sich. In den Eistiefen aber, bis zu welchen die Spalten nicht hinabreichen, werden die Schichten infolge des raschen Nachschubes in Falten geworfen, die zur Bewegungsrichtung senkrecht streichen. Diese Falten kippen im Verlaufe der weiteren Bewegung nach vorne über und werden durch die Last der überlagernden Massen in Blätter ausgewalzt, die dem Untergrunde flach aufliegen.

In der Zunge wird die Verlangsamung der Bewegung durch flache Stellen der Talsohle besonders gefördert. Über Talstufen aber geht die verzögerte Bewegung in eine beschleunigte über. Die Beschleunigung erzeugt natürlich auch in der Zunge sogenannte Querspalten, die mitunter über die ganze Breite der Zunge reichen. Unterhalb der Stufe schließen sich die Spalten zwar wieder, aber ihre Narben bleiben auf dem Zungenrücken sichtbar. Sie werden durch die Bewegung wie die Steinreihen in Bogen ausgezogen, deren konvexe Seite dem Zungenende zugekehrt ist.

Es ist ausdrücklich zu betonen, daß die Spaltflächen trotz vollständiger Schließung der Spalten nie verschwinden, indem die Kristalle einer Spaltenwand nicht in die andere Wand überkristallisieren. Die Spaltflächen verhalten sich insoferne den Schichtflächen ähnlich. Gewiß spielt auch hier der feine atmosphärische Staub eine Rolle, der, solange die Spalte offen war, auf die Spaltwände fiel und an ihnen haften blieb.
~~statt, deren Resultierende die Gletscherbewegung ist.~~

Viel umstritten ist die Frage, wie eigentlich die Bewegung des Gletschereises vor sich geht. Versuchen wir es, der Sache näher zu treten.

Zwei Fälle sind zunächst denkbar: Entweder bewegt sich die ganze Masse als starrer Klotz, der auf seiner Unterlage einfach gleitet, oder es finden innerhalb der Eismasse Verschiebungen zwischen Teilen derselben statt, deren Resultierende die Gletscherbewegung ist.

Ersteres kann nicht der Fall sein. Dagegen reden die im Eise wahrgenommenen Geschwindigkeitsunterschiede eine deutliche Sprache. Die Eisbewegung ist demnach zweifellos das Ergebnis von Verschiebungen seiner Teile. Da ist aber wieder zweierlei möglich. Entweder verschiebt sich ein Eismolekül an dem anderen, ähnlich wie es die Moleküle des fließenden Wassers tun, oder es verhalten sich Gruppen von Molekülen mehr oder weniger als starre Einheiten, die sich als Ganzes aneinander verschieben.

Würde die Bewegung von Molekül zu Molekül vor sich gehen, würde also jedem einzelnen Molekül eine von seinem Nachbarn verschiedene Geschwindigkeit zukommen, dann würden die Moleküle, welche einen Kristall zusammensetzen, alsbald voneinander getrennt werden. Mit anderen Worten: durch solche Bewegungsart müßte die kristalline Struktur des Eises in kürzester Zeit vollständig verloren gehen. Diese Struktur bleibt aber in allen Gletschern, auch im grönländischen und antarktischen Inlandeis, bis an das Ende erhalten.

Bestände hingegen die Bewegung in der gegenseitigen Verschiebung der einzelnen Kristalle, so würden zwar diese gegen Zerstörung geschützt sein, aber sie würden ohne Rücksicht auf die Zugehörigkeit zu einer bestimmten Schicht miteinander vermengt werden. Es würde folglich schon nach Zurücklegung eines kürzeren Weges jede Spur von Schichtung verschwinden. Die Schichtung geht jedoch im Gletscher trotz der Bewegung lange nicht verloren. Im Gletscherende gibt es zwar keine durchlaufenden Schichten mehr, aber das ganze Eis besteht dort immer noch aus Blättern, den wohl erhaltenen Teilen der Schichten. Das macht wahrscheinlich: das Gletschereis bewegt sich, indem seine Schichten und die daraus hervorgegangenen Blätter nach den Schicht- bzw. Blattflächen aneinander gleiten. Die Gewißheit hierfür erhalten wir durch die Beobachtung der Tatsachen, daß die Schicht- und Blattflächen immer und überall in der Bewegungsrichtung stehen, und daß besonders die Blattflächen wie abgeschliffen aussehen.

Verschiebungen nach den Schichtflächen setzen zwar keine vollkommene Lösung, doch unbedingt eine Lockerung des Zusammen-

hanges im Eise nach diesen Flächen voraus. Untersuchen wir ein herausgeschlagenes Stück Gletschereis, dessen Temperatur unter 0° ist, so nehmen wir an ihm von solcher Lockerung nichts wahr. Die entstandene Bruchfläche ist muschelrig und verläuft unbekümmert um Korngrenzen und Schichtflächen. — Hat aber das Eis die Schmelztemperatur, dann folgt die Bruchfläche, wenigstens teilweise den Korngrenzen und Schichtflächen. Besäße also der Eiskörper des Firnfeldes in seinem Innern die Schmelztemperatur, dann würde auch dort der Zusammenhang nach diesen Flächen gelockert sein.

Über die Temperatur des Eises im Sammelgebiete liegen keine Beobachtungen vor. Bisher hat man Temperaturmessungen nur in Schmelzgebieten angestellt. BLÜMCKE und HESS fanden in einem 85 m tiefen Bohrloch in der Zunge des Hintereisferners folgende Temperaturen:

Tiefe in m	Temperatur in $^{\circ}\text{C}$.	Tiefe in m	Temperatur in $^{\circ}\text{C}$.
18	— 0.012	54	— 0.046
30	— 0.023	66	— 0.055
42	— 0.038	82	— 0.062

Hieraus ergibt sich, daß die Temperatur im Innern der Zunge, die den jeweiligen Druckverhältnissen entsprechende Schmelztemperatur des Eises ist. Es schmilzt nämlich das Eis bei einer um so niedrigeren Temperatur, je höherem Druck es ausgesetzt ist. Einfach anzunehmen, auch im Sammelgebiet habe das Eis die Schmelztemperatur, ist nicht statthaft. Wollen wir eine Vorstellung von der Temperaturverteilung im Eise des Firnfeldes erhalten, so sind wir vorläufig noch auf theoretische Erwägungen angewiesen.

Betrachten wir demnach das Eis des Firnfeldes zunächst als vollständig ruhende Masse. Sie bildet so einen Teil der festen Erdkruste, in welchem sich, wie sonst im bloßliegenden Fels, die jährlichen Temperaturschwankungen nur bis zu einer gewissen Tiefe fühlbar machen. Diese Schwankungen reichen im mächtigen Eise nicht bis zum Untergrunde hinab. In jener Eisschicht in der die Temperaturschwankungen aufhören fühlbar zu sein, herrscht eine konstante Temperatur, die jedenfalls unter 0° ist. Wir heißen diese Schichte invariable Schichte. Unterhalb derselben wird die Temperatur durch die Erdwärme bestimmt. Sie nimmt daher mit der Tiefe zu. Im mächtigen Eise muß sie sich so steigern, daß sie an seiner Unterseite die dem dort herrschenden Vertikaldruck entsprechende Schmelztemperatur erreicht. Die hierzu erforderliche Mächtigkeit erlangt das Eis sicher einmal, weil im Firnfeldes Jahr für Jahr Eis zuwächst. Ist dieser Moment gekommen, dann wird in den untersten Eispartien das Gefüge nach den Korngrenzen, also auch nach den Schichtflächen gelockert. Nun können daselbst die von der einwirkenden Schwerkraft längst erstrebten Verschiebungen beginnen. Die ganze Eismasse verschiebt sich auf dem Untergrunde und jede gelockerte Schichte auf der unter ihr liegenden in der Richtung des Schichtfallens, also talwärts.

Die gegenseitige Reibung der Schichten erzeugt Wärme. Zum einen Teil vergrößert diese die Lockerung an den Schichtflächen, an denen sie

entstand, zum anderen Teil wird sie mit der Erdwärme nach oben zur nächsthöherliegenden Schichtfläche geleitet und führt auch hier jenen Grad der Gefügelockerung herbei, der den Beginn der Verschiebung auch längs dieser Schichtfläche ermöglicht. So geht es weiter aufwärts fort. Haben demnach die Verschiebungen zwischen den untersten Schichten begonnen, ist die Bewegung des Eises einmal eingeleitet, so sorgt die entstehende Reibungswärme für die Förderung der Bewegung, indem sie den Eiskörper im Vereine mit der Erdwärme von unten nach oben auf die Schmelztemperatur bringt und hierdurch den Zusammenhang zwischen den Kristallkörnern und Schichten fortgesetzt lockert. Je länger die Eismasse sich bewegt, desto beweglicher wird sie also unter sonst gleichbleibenden Verhältnissen. Das ist gewiß auch ein Grund für die Geschwindigkeitszunahme im Firnfeld.

Die Mächtigkeit des in Bewegung geratenen Eises wächst im Firnfeld: teils durch das Zusammenströmen der Eismassen, teils durch die jährlich hinzukommenden Schneereste. Mit der Zeit steigt folglich im Innern des bewegten Eises an jeder Stelle der Vertikaldruck, was überall ein Sinken der Schmelztemperatur nach sich zieht. Die hierdurch freiwerdende Wärme wird ebenfalls zur verstärkten Gefüge-Lockerung verbraucht, was wieder die Bewegungsfähigkeit des Eises erhöht. So erklärt sich in einer Weise der Einfluß der Eismächtigkeit auf die Geschwindigkeit.

Jede gelockerte Schichte überträgt ihre eigene Geschwindigkeit auf die sie überlagernde Schichte. Dazu kommt noch die relative Geschwindigkeit, das ist die Geschwindigkeit, mit der die letztere Schichte auf ihrem unteren Nachbarn gleitet. Die absolute Geschwindigkeit nimmt folglich bei ungehinderter Bewegung von unten nach oben, von Schicht zu Schicht zu, so daß sie an der Oberfläche am größten und gleich der Summe der relativen Geschwindigkeiten aller darunterliegenden Schichten ist. Je mehr Schichten übereinanderliegen, das heißt, je mächtiger das Eis ist, um so größer ist folglich die Geschwindigkeit an der Oberfläche des Eises. Damit haben wir eine zweite Erklärung für die Zunahme der Geschwindigkeit mit der Mächtigkeit des Eises gefunden.

Indem die Erdwärme und die Reibungswärme das Eis von unten her erwärmen, die Schmelztemperatur im Eise aber nach oben steigt, also oben zur Erlangung des gleichen Grades der Gefüge-Lockerung eine größere Wärmemenge als unten erforderlich ist, folgt, daß das Eisgefüge unten am meisten gelockert ist. Nach oben nimmt der Grad der Lockerung von einer Schicht zur anderen ab. Nahe der Oberfläche verhält sich dem-



Abb. 8.



Abb. 9.



Abb. 10.



Abb. 11.

Anordnung der Blätter in zwei sich vereinigen den Gletscherströmen.

nach das Eis fast ganz starr, während es zunehmend mit der Tiefe Verschiebungen in seinem Innern gestattet. Das ist der Grund, warum die Eisschichten in größerer Tiefe leichter faltbar sind, und weshalb die Spalten nur eine beschränkte Tiefe erreichen.

Werden die Schichten in Blätter zerteilt, so verschieben sich diese längs der Blattflächen. Es tritt sonach durch die Umwandlung der Schichtung ~~der~~ Blätterung keine wesentliche Änderung in der Bewegungsart des Eises ein.

Im Vorstehenden war nur die Rede von Verschiebungen nach den Schicht- und Blattflächen, obwohl der Zusammenhang des Eises auch innerhalb der Schichten nach den Korngrenzen gelockert ist; denn innerhalb der Schichten und Blätter verlaufen die Korngrenzen so unregelmäßig, daß an ihnen keine bedeutenden Verschiebungen erfolgen können.

Es erhellt nun die große Bedeutung, welche der an den Schichtflächen befindliche feine atmosphärische Staub als Erhalter der Schichtflächen für die Art der Bewegung des Gletschereises besitzt. Der Staub wird überflüssig sobald die Bewegung im Gange ist; denn dann ist diese allein imstande, das Hinüberwachsen der Kristalle einer Schicht in die andere zu verhindern.

Schließlich sei gesagt, unter der Lockerung an den Schicht- und Blattflächen hat man sich keine Verflüssigung vorzustellen, sondern bloß eine Erweichung des Eises, die von einer Fläche zur anderen in den allerfeinsten Nüancen abgestuft ist.

Wenn zwei Gletscherzungen, die verschiedenen Firnbecken entstammen, bis über die Vereinigungsstelle ihrer Täler herabreichen, so vereinigen sie sich zu einer einzigen Zunge, die man einen zusammengesetzten Gletscher nennt. In diesem vermengen sich die Eismassen der Zuflüsse nicht. Sie schmiegen sich nur aneinander. Die besonderen Eigentümlichkeiten der Strukturen jedes Zuflusses, z. B. die Art des Verlaufes der Ogiven, bleibt darum auch im zusammengesetzten Gletscher eine Strecke weit erhalten. Doch schwächen sich diese Unterschiede mit der Entfernung von der Vereinigungsstelle ab. Gegen das Ende etwas längerer Gletscher wird die Struktur quer über die ganze Zunge einheitlich.

Die Abb. 8—11 sind aufeinanderfolgende Querprofile zweier sich vereinigender Gletscherzungen, welche nur mehr aus Blättern bestehen. Die Eismassen beider Zuflüsse werden an der Vereinigungsstelle mehr und mehr gegeneinander gepreßt. Dadurch entsteht zwischen ihnen eine aufrechte Schweißnaht, längs welcher jene Stellen der Zuflüsse zur Berührung kommen, die vor der Vereinigung auf der Gletschersohle lagen. Im vollständig vereinigten Strom (Abb. 11) sind sämtliche Blätter beider Zuflüsse zu einem einzigen fächerförmigen Systeme angeordnet, wie in einem einfachen Gletscher. Wo die Schweißnaht an der Oberfläche ausstreicht, ist also nicht das gemeinsame Ufer zweier sich berührender Gletscher, sondern die Mitte eines einheitlichen Gletscherstromes. Es überrascht daher nicht, daß im zusammengesetzten Gletscher die Oberflächengeschwindigkeit, wie im einfachen, von den Ufern gegen die Mitte des Gesamtstromes ununter-

brochen zunimmt, also bei Annäherung an die Schweißnaht keine Ver-
ringerung erfährt.

Manchmal vereinigen sich nicht erst die Zungen, sondern schon die
Wurzeln verschiedener Gletscher. Das ist z. B. beim Tschierva-Gletscher in

Mte Seerscen

Piz Roseg

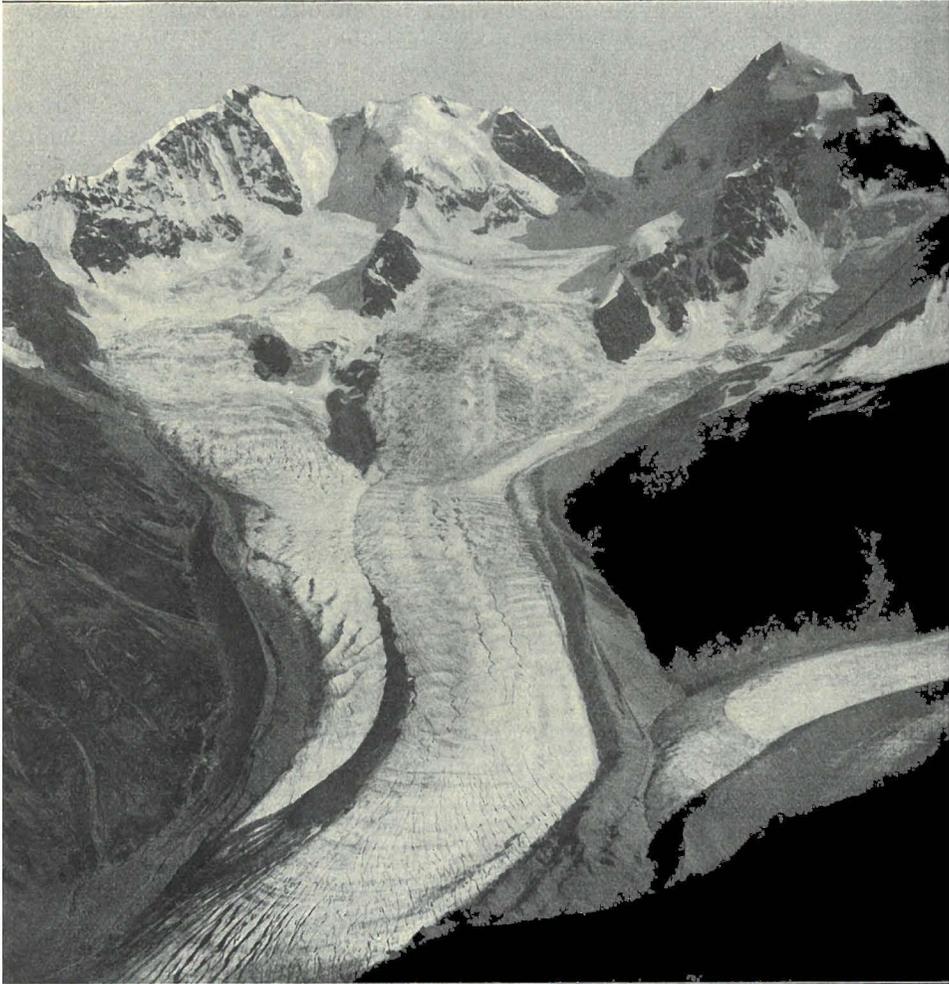


Abb. 12. Der Tschierva-Gletscher in der Bernina-Gruppe.

der Bernina-Gruppe der Fall (Abb. 12). Vom Mte Seerscen (der Gipfel in
der Bildmitte) und dem Piz Roseg (der Gipfel im Bilde rechts) ziehen zwei
Felsgräbe herab, welche das Sammelgebiet des Tschierva-Gletschers in drei
selbständige Becken zerlegen, deren Abflüsse sich gleich nach dem Ver-
lassen der Becken zu einer einzigen Zunge vereinigen. Auch solche Zungen
sind zusammengesetzte Gletscher.

Die Zungen einfacher und zusammengesetzter Gletscher sind häufig beiderseits durch Schuttwälle eingedämmt. Als Musterbeispiel können wir wieder den Tschierva-Gletscher anführen. Solche Wälle beginnen, wo die ersten gegen den Gletscherrand gerichteten Bewegungslinien das Gletscherufer treffen. Hier ist die Wallhöhe klein. Talab nimmt sie ziemlich rasch zu. In ganz besonderen Fällen erreicht sie 100 m. Am Zungenende folgen die Wälle dem Eisrand in schönem Bogen quer über die Talsohle, in deren Mitte sie sich treffen. Auf der Talsohle ist der Wall stets viel niedriger.

Die Wälle bestehen aus großen und kleinen Gesteinsstücken, aus Sand und Schlamm. All das ist innig miteinander vermengt, nicht nach der Größe gesondert, wie es bei Ablagerungen des fließenden Wassers der Fall ist, wo einzelne Bänke nur aus groben Schottern, andere nur aus Sand oder nur aus Schlamm bestehen. Die Gesteinsstücke aus den Wällen haben entweder bestoßene Kanten und Ecken- oder sie sind wie Flußgeschiebe vollkommen gerundet. Scharfkantige Blöcke sind zumeist Ausnahmen. Die gerundeten Stücke unterscheiden sich aber wieder, besonders wenn das Gestein Kalk ist, durch große Glätte ihrer Oberfläche und darauf befindliche feine Kritze und kräftig eingerissene Schrammen von den Flußgeröllen.

Daß in den Wällen eine Anhäufung von Gehängeschutt vorliegt, dagegen sprechen die Geschiebe mit Kritzen und die Form der Anhäufung. Gehängeschutt bildet Kegel oder Halden, die sich an die Berghänge anlehnen, niemals Wälle, die sich davon frei abheben oder gar im Bogen quer über die Talsohle ziehen. Es können daher die merkwürdigen Wälle nur in ursächlichem Zusammenhang mit dem Gletscher stehen, worauf schon ihre Lage unmittelbar am Eise hinweist. Wir überzeugen uns davon am Gletscherrande. Dort ist das Eis in der Nähe seines Untergrundes unreinigt durch gerundete oder kantenbestoßene Geschiebe, durch Sand und Schlamm. Bei warmer Witterung schmelzen diese Einschlüsse aus dem Eise, kollern oder fließen mit Schmelzwasser zu Brei vermengt über den Eisrand herab und bauen die Wälle auf.

Alle Schutt und Schlamm, welchen der Gletscher transportiert oder irgendwo abgelagert hat, heißt Moräne. Man gebraucht besondere Beinamen. Das an der Unterseite im Eise steckende Gesteins- und Schlammmaterial wird Untermoräne genannt. Sie macht die Bewegung des Eises mit und schmilzt am Gletscherrande aus. Durch Anhäufung des ausge-

schmolzenen Materiales entstehen dort auf festem Untergrund zu beiden Seiten der Zunge die Ufermoränen und an der Gletscherstirne die Stirnmoräne. Bleibt die ausschmelzende Untermoräne auf dem Eisrand liegen, weil seine Oberfläche zu wenig steil ist um das sofortige Abrutschen zu ermöglichen, so entsteht eine Seitenmoräne.

Die Lage unmittelbar über dem Untergrund verrät die Stelle, woher die Untermoräne ihr Material bezieht; die eigentümliche Anordnung des Schuttes und Schlammes im Eise erzählt, wie das Material ins Eis kam. Die Untermoräne ist nämlich nicht regellos im Eise verteilt, sondern sie bildet darinnen viele bald größere, bald kleinere, immer aber flache, dünne Schmitzen, welche sich der Anordnung der Blätter vollständig einfügen, indem sie die Gestalt und Lage wie diese haben. Das kommt von der innigen Beziehung zwischen der Aufnahme des Schuttes in das Eis und der Entstehung der Blätter. Der Vorgang ist folgender:

Wo der felsige Untergrund so zerklüftet ist, daß es nur eines verhältnismäßig geringen Kraftaufwandes bedarf, um Felsstücke auszubrechen, tut es der darüber schreitende Gletscher. Jeder losgerissene Gesteinsbrocken wird in das Eis gepreßt, doch nur so weit, daß er mit dem Felsgrunde in Berührung bleibt, über den er vom Eise fortgeschleppt wird. An seiner Unterseite durch die große Reibung am Felsgrunde etwas zurückgehalten, führt das kantige Felsstück auch eine langsam rollende Bewegung aus. Stets andere Ecken und Kanten des Stückes stoßen auf den Boden und werden kurze Zeit darüber hinweggeschleift. Dadurch gehen zunächst alle scharfen Vorsprünge verloren. Endlich entstehen vollkommen runde Geschiebe. Das feine Pulver, das durch die gegenseitige Abnutzung des losen Stückes und des Untergrundes entsteht, vermengt sich mit geringen Mengen Schmelzwassers zu feuchtem Schlamm, der als Poliermittel wirkt, und dem Geschiebe, falls es aus polierbarem Gestein, wie Kalk oder Serpentin besteht, die schon erwähnte Glätte verleiht. Reibt sich das Geschiebe an einer härteren und noch kantigen Stelle des Untergrundes oder eines anderen losen Stückes, so erhält es die charakteristischen Kritze. (Nebenbei sei bemerkt, daß auch der felsige Untergrund durch das darüber geführte Gesteinsmaterial abgerieben wird. Ist der Fels an einer Stelle nicht klüftig, brechen also da nicht fortwährend neue Trümmer aus, so entstehen auf ihm glattgeschliffene Flächen, Gletscherschliffe, deren parallel gerichtete Kritze die Bewegungsrichtung des Eises festhalten.)

Wird nun das Eis irgendwo am Untergrunde gefaltet, so wird das in seiner untersten Schicht steckende und an ihr haften bleibende Moränenmaterial mit in das Eis eingefaltet. Nach Auswalgung der entstandenen Falten bildet der Schutt und Schlamm vom Eise ganz umschlossene, dünne Schmitzen, die wie die Blätter liegen. Bei Wiederholung der Faltung in derselben Eispartie werden die bereits darin vorhandenen Moränenschmitzen gerade so wie die Eisblätter in mehrere kleinere zerteilt. Auch wird auf's neue Schutt und Schlamm in das Eis aufgenommen. Schließlich ist das Eis in der Nähe des Untergrundes mit Moräne dicht gespickt.

In die Untermoräne kommen auch kantige Gesteinsstücke, wenn dieselben unmittelbar nach ihrem Ausbrechen aus dem Untergrunde eingefaltet werden.

Dem Rande der Zunge wird ununterbrochen Untermoräne zugeführt; denn im Abschmelzgebiet ist die Eisbewegung gegen den Eisrand gerichtet. Je rascher das Eis hier schmilzt, um so rascher ist der Nachschub an Eis und Untermoräne. Das ist die Hauptursache, warum die Ufermoränenwälle talwärts größer werden.

Untermoräne schmilzt an manchen Stellen auch unter dem Eise aus und bildet Lager von Grundmoräne. Die geringe Schmelzkraft der Erd-

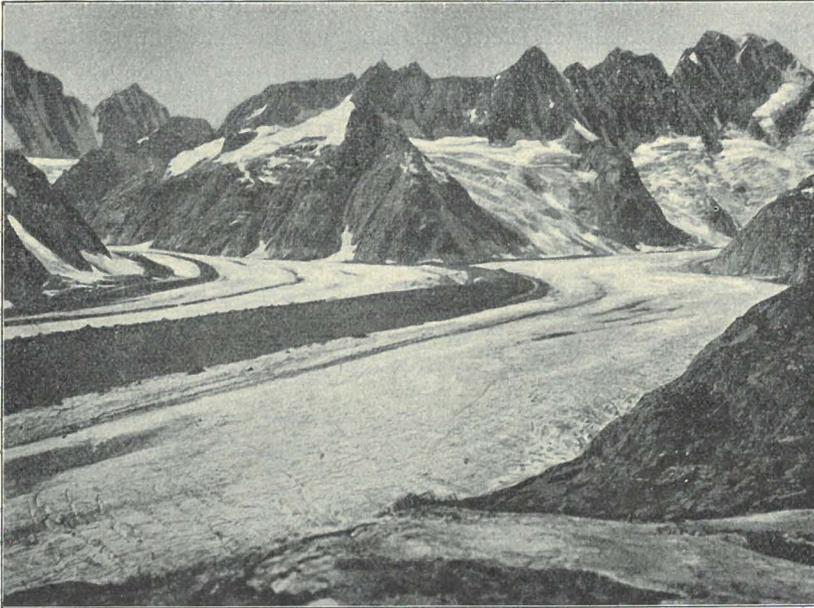


Abb. 13. Der Unteraargletscher mit seiner großen Mittelmoräne.

Aufnahme von S. FINSTERWALDER. 1899.

wärme wird unter dem Eisrande durch Luft und Wasser unterstützt, welches von außen zwischen Eis und Fels eindringt. Die meiste Grundmoräne wird sonach hauptsächlich in der Nähe der Eisränder abgelagert. Sicher kann kein Grundmoränenlager entstehen, wo das Eis fortwährend der Faltung unterworfen ist. Denn was hier ausschmilzt, wird sofort wieder eingefaltet.

Interessant ist die Mittelmoräne. Dieselbe liegt auf dem Eise. Sie beginnt an der Vereinigungsstelle zweier Gletscher, folgt auf dem Gletscher Rücken dem Ausstreichen der Schweißnaht und strandet, wo letztere am Gletscherrand endet. Sie erscheint als Wall, der wie eine Ufermoräne talwärts an Höhe und Breite zunimmt. Auf dem Unteraargletscher (Abb. 13) erhebt sich eine Mittelmoräne bis zu 40 m über den Zungenrücken.

Auf dem Tschierva-Gletscher (Abb. 12, S. 471) beginnt die Mittelmoräne, welche in der Fortsetzung des vom M^{te} Seerscen herabziehenden Felskammes liegt, als kaum bemerkbarer Schmutzstreifen. Als mächtiger Wall erreicht sie das rechte Gletscherufer nahe dem Zungenende. Die kleine Mittelmoräne in der Fortsetzung des Piz Roseg-Kammes strandet hingegen schon in kleiner Entfernung unterhalb der Zungenwurzel, und ihr Material vereinigt sich mit der linken Ufermoräne.

An den Wänden von Spalten, welche Mittelmoränen queren, sehen wir, daß die Wälle lange nicht durchaus aus Moräne, sondern der Hauptsache nach aus Eis bestehen. Die Mittelmoräne ist tatsächlich nur eine dünne Decke über einem Eiswall (Abb. 14.) Etwas Moräne steckt freilich auch im Eiswall und in dem Eis darunter. Diese Innenmoräne bildet längs der Schweißnaht der vereinigten Gletscherströme ein durchlaufendes dünnes Blatt und beiderseits davon doch nur bis zu einem gewissen Abstand, Moränenschmitzen, die zur Nahtfläche parallel stehen. Das zeigt die Abb. 14. Hier ist längs den Moränenschmitzen das Eis stärker geschmolzen. Es entstanden dadurch Furchen, zwischen denen scharfe Kämme reinen Eises stehen blieben.

Die Anordnung der Innenmoräne in Schmitzen erinnert an die Untermoräne. In der Tat liegt eigentlich nichts anderes vor. Denn, wie uns schon bekannt ist, schmiegen sich längs der Naht die vereinigten Gletscher mit ihren einstigen Unterseiten aneinander. An der Schweißnaht befindet sich also der Schutt und Schlamm, der bei der Vereinigung an den Unterseiten der Gletscher haften blieb, und zu beiden Seiten der Naht ist die samt den Blättern aufgerichtete Untermoräne je eines Gletscherzuflusses. Nur weil jetzt die Untermoräne im Eisinnern steckt, führt sie den Namen Innenmoräne.

Wo die Innenmoräne auf dem Eisrücken ausstreicht, schmilzt sie aus und wird zur Mittelmoräne. Diese bleibt auf dem Eise liegen, das sie weiter trägt. Mit der Entfernung von der Vereinigungsstelle der Gletscher erhält die Mittelmoräne durch fortgesetztes Ausschmelzen Zuwachs. Hierdurch schützt sie das unter ihr liegende Eis immer besser gegen Sonnenstrahlen und warme Luft, während das Eis zu beiden Seiten von ihr diesen Angriffen nicht widersteht. Es bleibt also unter dem Moränenstreifen ein Eiswall stehen. Über dessen Böschungen gleitet die Moräne langsam herab und breitet sich aus. Der Kamm des Eiswalles wird so weit entblößt, daß auf ihm neuerdings Moräne ausschmelzen kann, die dann wieder das Eis darunter schützt. So geht es unter steter Erhöhung und Verbreiterung des Walles weiter.

Wo ein Gletscher hart an einer Felswand vorüberzieht, fällt auf seinen Rand Gehängeschutt. In solchen Fällen bildet also auch Gehängeschutt einen Bestandteil der Seitenmoräne, die weiter unterhalb zur Ufermoräne wird. Sonst stammt, wie wir gesehen haben, alles Moränenmaterial aus der Untermoräne, die es dem Untergrund entnimmt. Das gibt Zeugnis, in welchem hohem Maße der Gletscher sein Bett angreift und vertieft. Diese erodierende Tätigkeit wird indes lange nicht voll gewürdigt, wenn nur das

rings um die Zunge aufgehäuften Moränenmaterial in Betracht gezogen wird. Denn vom Gletscher werden auch jene großen Mengen von Sinkstoffen erodiert, die der Gletscherbach aus dem Gletscher bringt und weithin entführt. Ein gleich großer Bach ohne Gletscher wäre nicht imstande, eine annähernd gleichkommende Erosionswirkung hervorzubringen.

Im Winter dürfte der Gletscherbach hauptsächlich durch Quellen gespeist werden, die unter dem Eise hervorbrechen. Im Sommer schwillt der Bach durch das hinzukommende Schmelzwasser sehr an. Das Schmelzwasser sammelt sich auf dem Rücken der Zunge zu Bächen, die im Eise meist stark gewundene Betten einschneiden. Wird ein derartiger Bachlauf

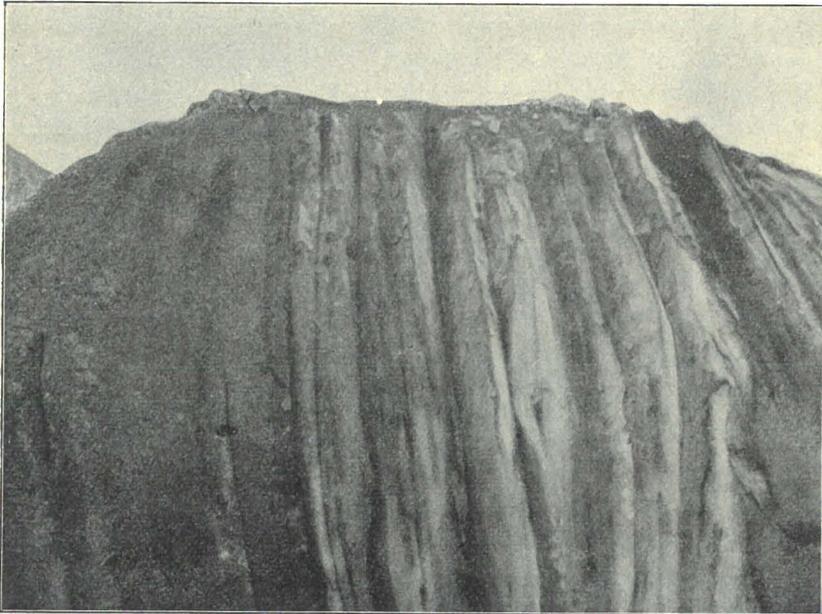


Abb. 14. Wand einer Gletscherspalte, welche eine Innenmoräne des Ffno-
gletschers im Engadin quert. Aufnahme des Verfassers. 1905. *o*

von einer Spalte gequert, so stürzt das Wasser hinab und fließt im Eise, in Höhlen folgend, weiter. Wie im Kalkgestein keine Höhle werden kann, wenn nicht von vornherein durch Spalten und enge Risse dem Wasser ein Weg gewiesen ist, so ist es auch im Eise. In diesem folgt also das Wasser den feinen Rissen, welche die Fortsetzung der Spalten bilden, und erweitert sie zu Höhlen. Da jedoch die Risse nur beschränkte Eistiefen erreichen, gelangt das Wasser im mächtigen Eise nicht an den Grund, sondern erst in den randlichen Partien der Zunge. Hier sammeln sich die zahlreichen Wasseradern auf dem Felsboden zum Gletscherbach, der durch das Gletschertor ins Freie tritt.

Nach Durchbrechung der Stirnmoräne lagert der Bach auf dem flachen Talboden vor dem Zungenende die größeren Geschiebe ab, die er

der Grund- und Stirn- moräne entriß. Er verschüttet damit sein eigenes Bett, fließt über und verlegt seine aufschüttende Tätigkeit an eine Stelle daneben. So pendelt der Bach auf der Talsohle hin und her und schüttet ein breites Schotterfeld auf, das durch seine Vegetationslosigkeit im Gegensatz zu den grünen, grasbewachsenen Talhängen einen wüsten Eindruck macht.

Im Schotter, der vom Gletscherbach abgelagert wurde, suchen wir vergeblich nach gekritzten Geschieben. Der kurze Transport im Wasser genügte, um Glättung und Kritz, die sicheren Merkmale glazialen Ursprungs, auf den Geschieben zu vernichten.

Zeitweise verlegt der Gletscherbach auch unter dem Eise seinen Lauf. Er durchbricht dann an einer neuen Stelle die Stirn- moräne, deren Wachstum er so bald da bald dort verhindert.

Ein anderer Grund am zurückbleibenden Höhenwachstum der Stirn- moräne sind die Gletscherschwankungen. Man versteht darunter Veränderungen in der Menge des Gletschereises. In Zeiten der Eisverringering werden die Zungen kürzer, die Gletscher ziehen sich zurück. Während solcher Perioden wird die am veränderlichen Rande der Gletscherstirne ausschmelzende Untermoräne überhaupt nicht zum Walle gehäuft, sondern über eine große Fläche verstreut. Wächst die Zunge wieder, stößt der Gletscher vor, dann überschreitet er die beim Rückzug ausgestreute Moräne. In der Übergangszeit von einem Vorstoß zu einem Rückzug ist der Gletscher stationär, d. h. sein Ende bleibt längere Zeit an derselben Stelle. Nur das ist die Zeit, in der ein Stirn- moränenwall entstehen kann. Ein langjähriger Rückzug wird in der Regel durch kleine Vorstöße unterbrochen, denen kurze Zeiten stationären Zustandes folgen. Auf dem vom Gletscher verlassenen Boden bezeichnen dann ebensoviele in Abständen verlaufende, niedere Stirn- moränen die Lagen des Gletscherendes während der Unterbrechungen des Rückzuges.

Bei Vorstößen wird die Gletscherzunge nicht nur länger, sondern auch mächtiger. Ist der Zungenrücken wieder eingesunken, so bezeichnen die höherliegenden Kämme der Ufermoränen den einstigen Hochstand des Eises. Absätze an den inneren Böschungen der Ufermoränen, wie sie am Tschierva- Gletscher (Abb. 12, S. 471) vorhanden sind, markieren Unterbrechungen des Rückzuges. Sie entsprechen den eben erwähnten kleinen Stirn- moränen.

Von steilen Hängen rutscht die Ufermoräne nach Rückzug des Eises ab. Der einstige Stand des Gletschers bleibt trotzdem lange noch erkennbar. Denn so hoch das Eis die Hänge hinaufreichte, sind sie vegetationslos und gescheuert. Auf der Abb. 15 sieht man das vortrefflich. Auf derselben ist, für den Beschauer rechts, das Firnfeld und die Zunge des durch seine großartigen Vorstöße berüchtigt gewordenen Vernagtferners. Von der anderen Seite her nähert sich ihm der Guslarferner. Die lichte Fläche im Vordergrund war während der Vorstoßes der beiden Gletscher am Ende der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts unter Eis.



Abb. 15. Vernagi- und Guslarferner. Im Vordergrund ist das Vernagital, das im Jahre 1848 so hoch hinauf mit Eis erfüllt war, als seine Hänge licht gefärbt sind. Aufnahme von WÜRTHLE in Salzburg.

Diesem großen Vorstoß folgte ein langwährender Rückzug. Vom Jahre 1848—1898 ging das Gletscherende um 1950 m zurück, und die Gletscherzungen trennten sich. Aber schon im Jahre 1891 wurden im Vernagtferner Anzeigen eines neuen Vorstoßes wahrgenommen. Die jährliche Maximalgeschwindigkeit, welche im Querprofile 1000 m oberhalb des damaligen Endes der Vernagtzunge in der Zeit von

	1889—1891	mit 17 m gemessen wurde,
stieg	1891—1893	auf 25 „
	1893—1895	„ 50 „
	1895—1897	„ 96 „
	1897—1898	„ 196 „

Dabei lief eine Schwellung in der Zeit von 1889—1896 bis zum Gletscherende herab und zwar beträchtlich schneller als die Eisbewegung an der Oberfläche. Als die Schwellung das Ende erreicht hatte, begann der Vorstoß, und das Eis schritt bis 1899 um 200 m, bis 1900 um weitere 150 m vor, wobei sich die Zunge um 150 m verbreiterte und bis zu 70 m Dicke anschwell. Im obigen Profil war die Geschwindigkeit 1898—1899 auf etwa 250 m gestiegen, 1899—1900 wieder auf 205 m zurückgegangen. Seither nahm sie weiter ab, und der Vorstoß ist in stetem Abflauen.

Es ist sonderbar, daß während dieses letzten Vorstoßes der unmittelbar benachbarte Guslarferner fast stationär blieb. Siehe die drei beigegebenen Tafeln. Es sind das drei photographische Aufnahmen von demselben Standplatz aus den Jahren 1897, 1899 und 1900. Sie wurden mir von Professor S. FINSTERWALDER freundlichst zur Verfügung gestellt. Seinem in Breslau gehaltenen Vortrag sind die vorstehenden Daten entnommen.

In der Mitte aller drei Bilder ist der Guslarferner mit nahezu unverändert gebliebenem Aussehen. Der Vernagtferner, von dem man in Tafel I ganz rechts am Bildrande nur dessen äußerste Spitze sieht, ist in Tafel III bereits bis zum linken Bildrande vorgestoßen.

Die Ursachen der Gletscherschwankungen sind Schwankungen des Klimas. Wird die jährliche Niederschlagsmenge im Firnfeld größer, so steigert sich die Eisproduktion. In die Zunge gelangt dann eine größere Eismenge, die einen längeren Weg zurücklegt, bis sie ganz schmilzt. Der Gletscher stößt vor.

Kühlere Sommer werden infolge der verringerten Schmelzung ebenfalls eine Verlängerung der Zunge im Gefolge haben.

Verminderung der Niederschlagsmenge und heiße Sommer rufen einen Rückgang der Gletscher hervor. Noch unaufgeklärt ist es, warum manchmal zwei unmittelbare Gletschernachbarn, wie z. B. der Vernagt- und Guslarferner, die offenbar denselben klimatischen Verhältnissen unterliegen, sich hinsichtlich ihrer Schwankungen ganz verschieden verhalten.

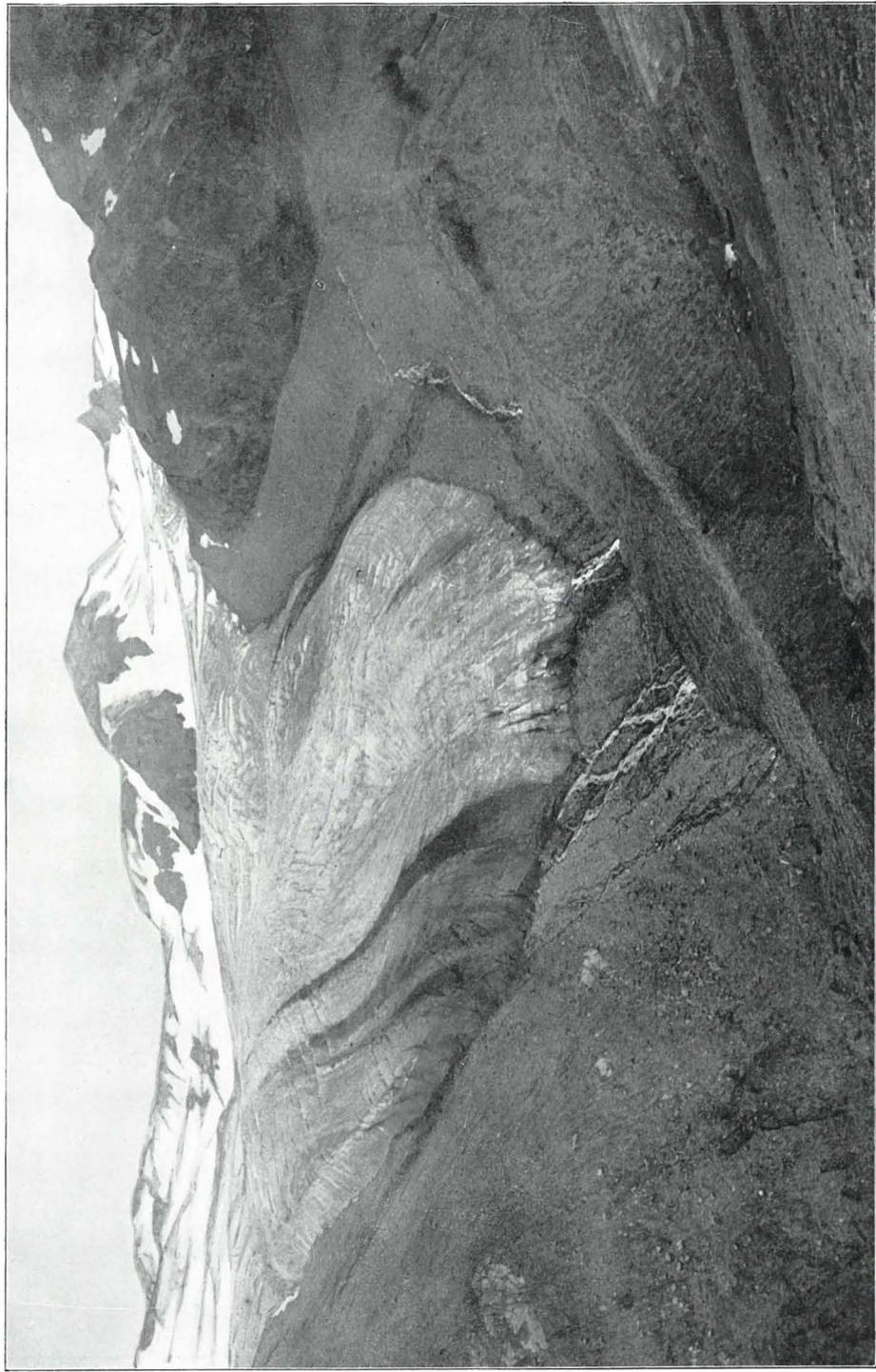
Die Stärke und besonders die Dauer der Klimaschwankungen ist für die Größe der Gletscherschwankungen von Belang. Eine bedeutende Klimaveränderung von etwa nur einjähriger Dauer, macht sich am Zungenende kaum bemerkbar. Hingegen wird eine schwache Klima-Änderung von vieljähriger Dauer die Länge der Zunge um Bedeutsames zu ändern vermögen.

Bei sehr lange anhaltender Verschlechterung des Klimas erfahren die Gletscher ungeheure Vergrößerung. In der Quartärzeit, das ist der letztverstrichene geologische Zeitabschnitt, stiegen die Alpengletscher bis in die Haupttäler herab. Sie erfüllten diese Täler bis hoch hinauf, und ihr Eis strömte, besonders auf der Nordseite der Alpen bis auf das Alpenvorland hinaus, auf dem es sich fächerförmig ausbreitete. Dasselbst geben heute noch wohl erhaltene Stirnmoränen Zeugnis von der riesigen Ausdehnung unserer Alpengletscher während der Eiszeit. Damals besaßen die Gletscher ein viel größeres Sammelgebiet wie heute. Denn mit der Verschlechterung des Klimas senkte sich die Schneegrenze. Auch in der Jetztzeit verändert die Schneegrenze ihre Lage und schwankt auf und ab. Würde sie sich dauernd bis über die höchsten Gipfel der Alpen erheben, so wäre damit das Ende der Gletscher in diesem Gebirge gekommen.¹⁾

¹⁾ Berichtigung. Auf Seite 398 ist die letzte Zeile zu streichen.



Zu „Crammer, Die Gletscher.“



(Aufnahme von Prof. FINSTERWALDER.)

Vernagt- und Guslarferner im Jahre 1897.

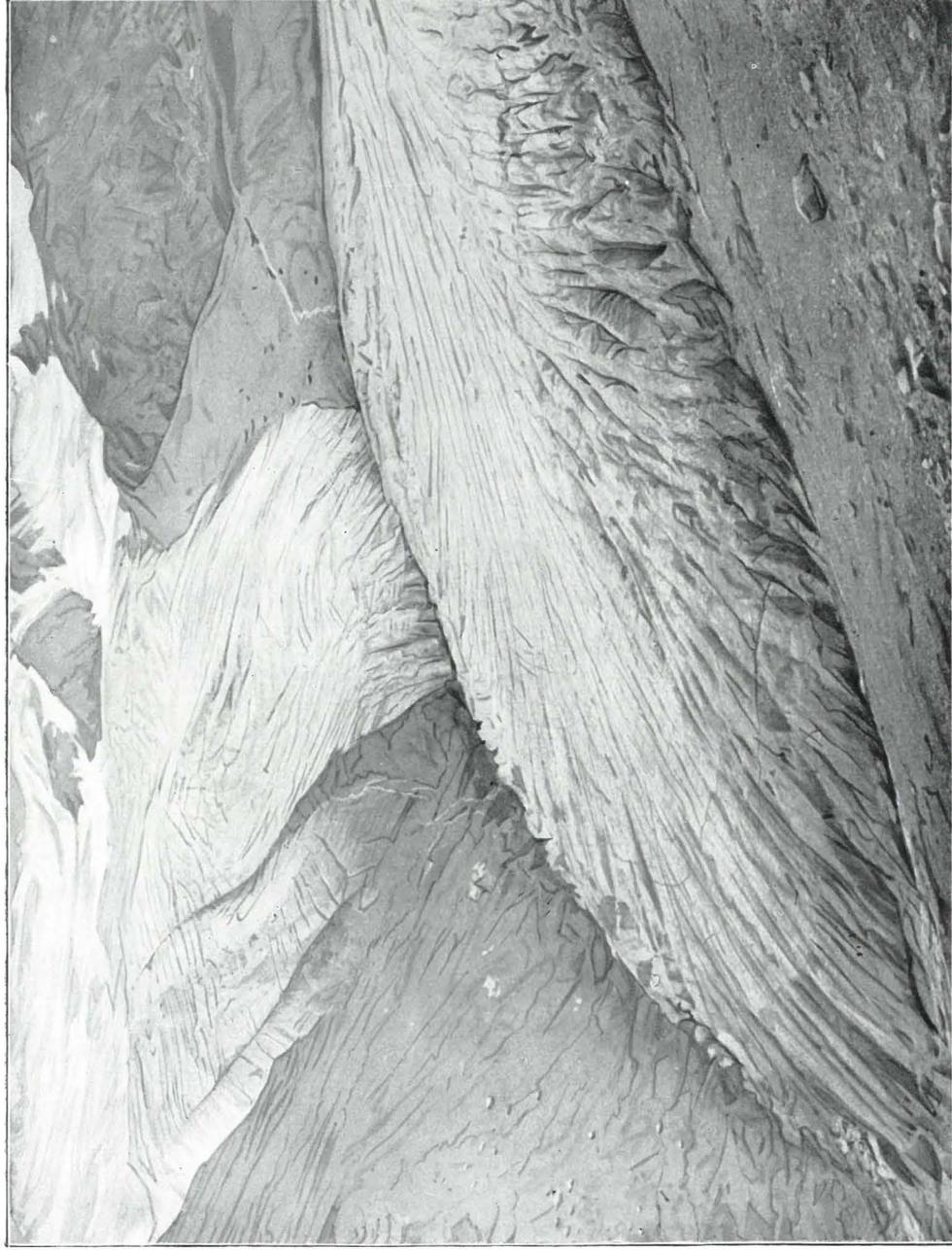
„Aus der Natur“ 1906.



(Aufnahme von Prof. FINSTERWALDER.)

Vernagt- und Guslarferner im Jahre 1899.

Zu „Crammer, Die Gletscher.“



(Aufnahme von Prof. FINSTERWALDER.)

Vernagt- und Guslarferner im Jahre 1900.

„Aus der Natur“ 1906.