

Reliefgebundene Gletscherdynamik.

Von Dr. F. Aurada.

Mit 1 Abbildung.

Ist der Zeitpunkt für einen neuen Schritt, einen Versuch zur Klärung der Gesamtgletscherbewegung gekommen? Lassen Beobachtungen und Messungen heute schon eine andersartige Deutung der Bewegungsvorgänge zu? Sind positive Ergebnisse daraus in Bezug auf Gletscherbewegung und Eiserosion zu erwarten?

Man darf wohl diesen Fragenkomplex ohne Einschränkung mit Ja beantworten.

Die Gletscherkunde hat sich heute zu einem nahezu selbständigen Teil der physischen Erdkunde entwickelt, ihre Beobachtungs- und Messungsmethoden vor allem in physikalischer Richtung hin verfeinert und intensiviert. Sei es in der Anwendung geophysikalischer Methoden zur Bestimmung der Eismächtigkeit oder der photogrammetrischen Geschwindigkeits- und Massenmessung. Schon seit längerer Zeit treten Einzeluntersuchungen in den Vordergrund: So die Forderung nach zahlreichen Bewegungsmessungen im Nährgebiet, ganzjährigen Beobachtungsreihen, Bestimmungen des Massenhaushaltes, Tagesrhythmus der Eisbewegung u. a. m. Das heißt, das allgemeine Wissensbild um den Gletscher hat sich etwas gerundet, nun werden vor allem intensivste Untersuchungen und neuartige Folgerungen den weiteren Weg weisen können

Ich nehme die Kernfrage voraus:

Liegt das Bewegungsmaximum des Gletschers immer an seiner Oberfläche? Die Stellungnahme zu diesem Problem in den grundlegenden Handbüchern der Gletscherkunde erscheint um so beachtenswerter, da sie sowohl die zeitliche Fortentwicklung zeigt, als auch heute die Frage offen läßt, so daß der Zeitpunkt gerade jetzt für einen Deutungsversuch gegeben erscheint.

A. Heim stellt in seinem Handbuch der Gletscherkunde 1885, dem Standardwerk seiner Zeit, fest, man habe nahezu die Gewißheit, daß die Eisbewegung nahe dem Boden eine ähnliche Verzögerung erleide wie nach den seitlichen Begrenzungsrändern. Die Beobachtungen von Forbes 1846, Martins 1846 und Tyndall 1857 in Spaltenwänden der Gletscher, welche ein Bewegungsmaximum an der Oberfläche erkennen lassen, bezeichnet Heim selbst als isolierte Wahrnehmungen.

Die Beziehungen zwischen Bewegung und Untergrundneigung gehen noch kaum darüber hinaus, daß man einer Gefällszunahme eine Geschwindigkeitssteigerung zuordnet. Trotzdem aber ist die Tatsache, daß Eis auch in der Horizontalen, ja lokal sogar aufwärts fließen kann, schon angeführt. Für die Bewegung des Firnraumes läßt Heim auch die Möglichkeit offen, daß im Gebiet der Sammelbecken die tieferen Teile der Mulde gegen den Eisabfluß hinausgequetscht werden, während die höheren einsinken. So daß oben die Vertikalbewegung, unten die Horizontalbewegung stärker wird.

Und nochmals Seite 164: „Wir wissen nicht sicher ob nicht unter gewissen Umständen die Ausquetschung tieferer Teile durch die Last von oben, die Be-

wegung unten vermehrt.“ Aber trotz dieser Überlegung faßt Heim im Vergleich der Gletscherbewegung mit einem Flüssigkeitsstrom abschließend zusammen: „Die Bewegung nimmt von der Oberfläche nach der Tiefe des Eisstromes ab.“

Betrachten wir auf die Gletscherbewegung hin, das 1904 erschienene Sammelwerk von H. Heß, „Die Gletscher“, so zeigt sich Folgendes: Der Autor, sichtlich durch seine Messungen am Hintereisferner entscheidend beeinflusst, sieht das Hauptergebnis darin, daß die Geschwindigkeit des Eises von der Oberfläche gegen die Sohle abnimmt. Er kommt dabei, da er die Geschwindigkeitsabnahme der Tiefe einfach proportional setzt, auf eine Bodenbewegung von 26% der Oberflächenschnelligkeit. Auch Tyndalls Messungen von 1857 werden, wie bei Heim, zur Beweisführung herangezogen, aber wesentlich uneingeschränkter geltend gemacht. So wird in der Zusammenfassung dann festgestellt: „Die Geschwindigkeit wächst vom Talboden aus gegen die Gletscheroberfläche.“

Fast 40 Jahre vergehen, bis erneut ein Handbuch, die Gletscherkunde von Drygalski-Machatschek 1942, das angewachsene Beobachtungsmaterial und neue Ergebnisse sichtet, sammelt und verarbeitet. Doch wo bleibt das Postulat der Oberflächenlage der maximalen Eisbewegung? Es besteht nicht mehr. Neuere Forschungen, wie die von Reid am Fornogletscher und vor allem die Eishaushaltmessungen von Streiff-Becker am Claridenfirn, zeigen, daß der Stromstrich der Eisbewegung zumindest nicht immer an der Oberfläche zu suchen ist. Ausdrücklich wird im Handbuch darauf hingewiesen, daß der einzige Beweis der Abnahme der Geschwindigkeit von der Oberfläche zum Boden bisher die Schrägstellung des zurückgelassenen Bohrgestänges im Hintereisferner ist, daß aber auch dafür eine andere Erklärung zutreffen könnte. Seite 122 heißt es: „Ein Beweis für das Vorseilen der Oberflächen, wie bei Flüssen, liegt nicht vor.“ Im Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie von R. v. Klebelsberg 1948 wird die Möglichkeit der rascheren Tiefenbewegung im Eisstrom angedeutet. Seite 74: „Im starren Bereich herrscht die Gleitkomponente der Gletscherbewegung.“ D. h., daß in der Zone der wenig plastischen Oberflächenschicht, im Bereich der Spaltenbildung, Scherungen möglicherweise ein Guttell der Gesamtbewegung darstellen. Seite 85 wird von der Geschwindigkeitsänderung im Vertikalprofil sogar folgendes ausgesagt: „Da es aber die einzigen und nicht eindeutigen Hinweise in dieser Richtung sind (gemeint ist die Verstellung der Gestänge im Hintereisferner bei den Bohrungen durch Heß), bleibt doch gegenteiliges Verhalten, Zunahme der Geschwindigkeit nach der Tiefe hin entsprechend der Zunahme der Plastizität wahrscheinlicher.“

Auch in Bezug auf die Grundspalten läßt Klebelsberg die Frage ihrer Bildung offen, er meint, daß immerhin die Möglichkeit bestehe, daß solche Spalten infolge der Plastizität der Tiefenschichten nicht entstehen könnten.

Ebenso wird die morphologische Bedeutung der Feststellung von Streiff-Becker am Claridenfirn anerkannt: „... eine Vorstellung, die sich gut mit jener über glaziale Übertiefung und Riegelbildung zusammenreimt, aber kaum beobachtungsmäßig belegt sein dürfte.“

Da es im Wesen von Handbüchern liegt, mit besonderer Vorsicht die Forschungsergebnisse zu verwerten und damit stets das Buch notwendig hinter der vorwärtstreibenden Forschung zurückbleibt, so ist die Stellung von Drygalski und Klebelsberg besonderer Beachtung wert.

Die im folgenden dargelegten Gedankengänge führten mich schon während der Kriegsgefangenschaft in Amerika (ab 1943) dazu, die Gletscherbewegung als grundsätzlich reliefgebunden, dem Gelände angepaßt anzusehen.

Die Beziehungen des Gletschers zum Relief sind sehr vielseitig, vor allem die präglazialen Altformen des Gebirges bestimmen so manchen Wesenszug der Gletscherströme. Genügend oft wurde ja auf die Bedeutung des ausgedehnten „mitteltertiären“ Oberflächensystems als eiszeitlichen Firnsammelraum hingewiesen. Die glaziale Schneegrenze lag so tief unter ihren Verebnungsflächen, daß dieses gesamte „Mittelgebirgsstockwerk“ unserer Alpen ausgezeichnetes Nährgebiet der großen Talgletscher werden konnte. Vielleicht noch schärfer aber kristallisiert sich diese Bedeutung heraus, wenn man die heutige Vergletscherung betrachtet. Rückt nämlich die heutige Schneegrenze im einzelnen Gletschergebiet auf diese Altflächen hinauf, dann kann eine an sich geringe Hebung der Firnlinie schon beträchtliche Areale des weniger geneigten Oberflächensystems in den Bereich des Eisverlustes, ins Zehrgebiet bringen. Damit ist das Gleichgewicht im Eishaushalt, wenn vorher noch vorhanden, empfindlich gestört.

W. Pillewizers Messungen über die Firnverhältnisse der Pasterze 1929 und 1939 bestätigen eindrucksvoll die hohe Bewertung der weitgedehnten Altflächen als Nährzentren unserer Gletscher. Wieweit der derzeitige Gletscherrückgang im Alpengebiet allgemein besonders dann kraß wird, wenn die klimatische Schneegrenze auf dieses alte Oberflächenstockwerk hinaufrückt, wäre noch zu untersuchen.

Ebenso mußte man für die zeitliche und größenmäßige Verschiedenheit von Vorstößen unmittelbar benachbarter Gletscher eine Erklärung finden, nachdem wechselnde Exposition gegen Sonne und Wind oder verschiedene Höhenlage als Erklärung selten ausreichten. Orographische Verschiedenartigkeit des Untergrundes, also die Reliefvorform, ermöglichte eine nahezu zufriedenstellende Erklärung. Der Empfindlichkeitskoeffizient und der Stauwinkel von Heß versucht auf diesem Wege eine Erklärung zu geben. Dazu kommt noch als Faktor der vertikale Bau des Firnfeldes sowie Größe und Form des Firnfeldes im Verhältnis zur Zunge. Alles reliefbedingte Größen und Werte, herangezogen zur Erklärung der so unterschiedlichen Gletschervorstöße.

Daß der Untergrund auch im heutigen Gletscher die Bewegung mitbestimmt, geht aus der Tatsache hervor, daß bei Gefällsstufen des Bodens ein deutlicher Geschwindigkeitszuwachs erkennbar wird.

Wenn nun die Reliefgestaltung in bezug auf Ernährung und Eisschwankungen so starken Einfluß gewinnt, tritt die Frage auf: Warum soll die Vorform immer nur passiv als einmal gegebener Faktor auf Firnsammlung, Wucht der Gletscherschwankungen und Form von Firnfeld oder Zunge wirken? Gibt es doch in der Geschwindigkeitssteigerung bei stärkerem Bodengefälle einen Hinweis darauf, daß die Eisbewegung selbst auf Reliefverschiedenheit anspricht, also diese aktiv auf den Bewegungsvorgang im Eis Einfluß nimmt.

Damit aber ist es nur ein Schritt weiter, die Frage zu stellen, ob nicht der gesamte Bewegungsablauf einer Umbildung unterworfen ist, wenn der Untergrund seine Form wechselt. Dabei bleibt gewiß im wesentlichen der Fließvorgang erhalten und auch die Bewegungssteigerung vom Rand zur Mitte des Gletschers kann im Prinzip keine Änderung erfahren. Muß aber der Stromstrich, das Bewegungsmaximum, an der Oberfläche liegen? Wohl stets, wenn die Wirkung der Schwerkraft dominiert, die Bodenreibung überwindet, also bei steilerem Gefälle. Denn dann kann die Steigerung der Geschwindigkeit an der Oberfläche im Stromstrich eindeutig gemessen werden.

Was aber bei horizontalem Boden, oder teilweise gegenläufigem Gefälle? Die Geschwindigkeit der Oberflächenmitte nimmt ab, der unmittelbare Schwerkraft-

einfluß erlahmt. Die Hauptbewegung im mittleren Querschnitt des Eises aber kann nicht so schwinden, der Eisnachschub wäre gestört, die tiefer gelegenen Gletscherteile, vor allem die Zunge, der völligen Auflösung anheimgefallen. Keineswegs kann das langsamere, aber oft im breiteren Querschnitt durchströmende Eis die schnelle Bewegung in engerem Querschnitt immer parallelisieren. Das Bewegungsmaximum aber kann sich in die Tiefe des Eiskörpers verlagern und dort, von uns nicht unmittelbar meßbar, die Eismassen auspressen. Der Eisdruck selbst ist nur im beschränkten Maße dem Schwerkrafteinfluß unterworfen, die Plastizität des Eises in der Tiefe beträchtlich.

Die Möglichkeit eines Tiefenstromstriches kann nach dem Stande der heutigen Gletscherforschung nicht mehr geleugnet werden.

Welche tatsächlichen Beweise gibt es für die Oberflächenlage des Bewegungsmaximums? Meines Erachtens nur die Bohrungen am Hintereiserner, von denen Heß selbst als den einzigen Beweisen spricht. Eine der Bohrungen von 1901 wurde nach dem Erreichen einer Tiefe von 70 m aufgegeben und das verwendete Eisenrohr im Eis zurückgelassen. Nach 32 Jahren war dieses Rohr gletscherabwärts gewandert und infolge der Ablation ragte ein Teil aus dem Eise heraus. Es stand nicht mehr vertikal, sondern neigte sich nach vorne talabwärts. Das bedeutet eine langsamere Bewegung des unteren Endes gegenüber dem Oberteil. Allein dieses 70 m lange Rohr durchstieß keineswegs die Spaltenzone des Eises (die sogenannte „spröde Schicht“). Daher zeigt die Schrägstellung nur, daß auch in der Oberschicht verschiedene Bewegungen stattfinden. Diese weniger plastische Zone wird also nicht allein völlig passiv, wie man vielfach annahm, von den plastischen Basisschichten getragen, sondern besitzt auch eigene differenzierte Bewegungen.

Die Bohrungen von 1904 aber erreichten bei 214 m den Felsboden, durchstießen also die gesamten Eismassen. Das zurückgelassene Bohrgestänge wurde in den folgenden Jahren beobachtet und ein fortschreitendes Abweichen von der Senkrechten erkannt. Heß leitet daraus eine raschere Oberflächenbewegung und geringere Tiefengeschwindigkeit ab. Die Tatsache der Schrägstellung besteht, aber man kann sie auch anders deuten. 1. Die Annahme, daß das Rohr in seiner Gesamtlänge gerade geblieben sei, würde als Bodenbewegung etwa 90% der Oberflächen- geschwindigkeit ergeben. Da die innere Reibung des Eises aber mit der Tiefe abnimmt und die Plastizität durch Druckerhöhung anwächst, kann das Rohr nicht in sich gerade sein. Es hat sich gegen die Oberfläche hin konvex vorgekrümmt, also ähnlich wie die vertikale Geschwindigkeitskurve im fließenden Wasser, die Bodengeschwindigkeit ist beträchtlich geringer als 90% der Oberflächenbewegung. In diesem Gletscherteil würde also das Bewegungsmaximum an der Oberfläche liegen. Damit ist aber noch nichts über die Möglichkeit der Lage des Stromstriches in anderen Teilen des Eisstromes ausgesagt.

2. Aber auch die maximale Oberflächenbewegung erscheint dabei nicht völlig eindeutig bewiesen. Drygalski weist darauf hin, daß auch die folgende Erklärung möglich sei: Die oberen Eisschichten waren fester als die tieferen, so daß diese das Rohr infolge erhöhter Plastizität mehr umquollen und zurückließen als das Oberflächeneis, ähnlich wie es bei Steinen im Gletscher zu beobachten ist.

Auch die Messungen und Beobachtungen von Forbes 1846 am Mer de Glace, Martins 1846 am Grünbergletscher und Tyndalls 1857 am Glacier du Geant beschränken sich alle auf Spalten oder Eiswände der Brüche. Sodaß mit den Ergebnissen nichts über die Gesamtbewegung der Gletscher ausgesagt wird, sondern nur die Zone der Spalten, die Oberflächenschicht Beachtung findet. Diese Mes-

sungen der gletscherkundlichen Pioniere in den vierziger und fünfziger Jahren zeigen tatsächlich eine fortlaufende Geschwindigkeitsabnahme von der Gletscheroberfläche zur Tiefe, aber sie wurden auch alle an Gletscherzungen vorgenommen, dort, wo die Eisbewegung völlig unter dem direkten Einfluß der Schwerkraft steht.

Dagegen sprechen Beobachtungen auch für andere Bewegungen in der Eismasse. Schon der Schweizer Agassiz, der Begründer des Eiszeitgedankens, folgerte aus der schüsselförmigen Anlage der Firnschichtung in den Becken des Gletscheroberteils auf eine verstärkte Tiefenbewegung der Eismassen von der Beckenmitte gegen den Rand hin. Tatsächlich fallen im Beckenoberteil die Firnschichtungen talwärts geneigt ein, formen sich schrittweise beim Durchgang durch das Becken um, so daß sie am unteren Beckenrand steil emporgekippt mit Gegenfalle wieder erscheinen. Dieser Überlegung aber legten die Glaziologen seiner Zeit kaum Bedeutung bei, sie wurde für Jahrzehnte vernachlässigt.

Auch das Bild der Spalten wechselt in Firnbecken gegenüber der Gletscherzunge. Im allgemeinen verengen sich die Spalten des Firngebietes nicht nach unten wie in der Zunge, sondern weiten sich bis zu ihrem Abschluß. Das wäre ein Hinweis darauf, daß im Firngebiet tiefere Eisschichten raschere Bewegungen ausführen als die Oberfläche.

Die Bewegungen des Eises zu den Seitenrändern hin sind wohl Nebenerscheinungen, welche das Strömen begleiten, aber für das Verständnis der Gletscherdynamik meines Erachtens geradezu entscheidend. Es kann sich dabei nur um eine Folge des Druckes und Quetschens in den Tiefenlagen handeln, von der mächtigen Eismasse zum Rand, vom Maximaldruck in die Zone der randlichen Druckverminderung.

Drygalski hat am Rand des großen Karajakstromes in Grönland solche Bewegungen zum Seitenrand hin beobachtet und gemessen. Entsprechende Beobachtungen liegen vom Fedtschenkogletscher im NW-Pamir (R. Finsterwalder) und Hintereisferner (H. Heß) vor. Das Eis der Mitte sinkt also ein, während das des Randgebietes sich hebt. Es handelt sich um eine abwärts gerichtete Bewegung der Mitte, gegenüber einer aufwärts gerichteten der Randzonen. Die an der Oberfläche gemessene Geschwindigkeit ist gegenüber der in der Längsrichtung gering und zwar aus folgenden Gründen: Ihr Maximum liegt nahe dem Boden und gegen die Mitte, dort wo der Druck am größten ist, nicht an der Oberfläche. Außerdem ist die gemessene Bewegung in die Seitenränder hinein ja nur die horizontale Projektion einer Bewegung von unten der Oberfläche zu, kann also in der tatsächlichen räumlichen Bewegungsrichtung wesentlich größer sein. Diese nach oben gerichtete Vertikalkomponente der Tiefenbewegung geht, wie Drygalski betont, auf die Grundmoräne über und preßt sie zu Seitenmoränen empor.

Die seitliche Hochpressung in der Eisbewegung zeigt sich nicht zuletzt an den Innenmoränen (bzw. Mittelmoränen) zusammengesetzter Gletscher. Entlang eine Art Schweißnaht stoßen die beiden Gletscherteilkomponenten aneinander, hier zieht die Innenmoräne oder das Material ehemaliger Seitenmoränen, jetzt zur Mittelmoräne geworden, durch. Die ausschmelzenden Steine sind durch diese beidseitige Pressung, von unten nach schräg oben dem Rand zu, hochkant gestellt.

Es spricht also alles dafür, daß Tiefenbewegungen bzw. Pressungen vom Gebiet maximalen Druckes gegen geringer mächtige Eisränder stattfinden. Sogar in Gletscherteilen mit einer dominierenden, um eine oberflächliche Stromachse gelagerten Längsbewegung ist das der Fall. Um wieviel stärker kann diese Tiefenbewegung dort erst wirksam werden, wo die Beckengestalt des Untergrundes ein mächtiges, unter hohem Druck stehendes Zentrum schafft und die Schwerkraft

infolge geringen Bodengefälls nicht unmittelbar die einseitig gerichtete Fließbewegung auszulösen vermag.

Ehe man die neueren Beobachtungen verschiedener Forscher zur Beweisführung für verschiedene Stromstrichlage im Eis heranzieht, gilt es noch eine grundsätzliche Feststellung zu treffen: Ist eine maximale Tiefenbewegung vom physikalischen Standpunkt aus im Eis überhaupt möglich?

Mit der Beantwortung dieser Frage steht und fällt natürlich die angestrebte Bewegungsdeutung. Es scheint mir nicht zuletzt an der langen Unsicherheit über das physikalische Verhalten des Eises unter großem Druck und der inneren Reibung in der Tiefe zu liegen, wenn überhaupt eine rasche Tiefenbewegung so lange nicht anerkannt wurde. Innere Reibung im Eiskörper und Plastizität unter Druckwirkung sind die entscheidenden Faktoren.

Die innere Reibung hat auch am längsten die verschiedenste Deutung gefunden. So nahm noch Heß anfangs an, daß der innere Reibungskoeffizient im Gletscher im gesamten Querschnitt uniform sei. Später vertrat er die Ansicht, daß die innere Reibung mit der Tiefe zunehme und deshalb das Eis in Basislagen eine geringere Plastizität besitzen müsse. Wohl nimmt mit erhöhtem Druck die innere Reibung zu, die Fließfähigkeit ab, aber, und darin liegt gerade der Irrtum in der Annahme von Heß, nur so lange keine Veränderung des Aggregatzustandes stattfindet. So aber tritt bei Druckerhöhung nicht nur Verdichtung, sondern auch frühere Schmelzung des Eises, das heißt Aggregatumformung ein. Die größere innere Reibung gilt nur innerhalb des Eises und des Schmelzwassers für sich. Für das Gemisch von Eis und Wasser aber wird die innere Reibung geringer, die Fließfähigkeit verstärkt sich.

Die Plastizität des Eises verstärkt sich mit Annäherung an den Schmelzpunkt, daher auch bei Druckerhöhung. Das zeigen deutlich Tammans Versuche mit plastischem Eisfluß unter langsam ansetzenden Drucken. An der Beantwortung der Frage über die physikalischen Eigenschaften des Eises, einer Vorbedingung zu weiteren Erkenntnissen, haben Laboratoriumsversuche einen beträchtlichen Anteil. Die Plastizität und Beweglichkeit des Eises nimmt mit dem Druck zu und wird deshalb in den Bodenschichten ihr Maximum erreichen.

Für die besondere Beweglichkeit der Tiefenschichten gibt es aber auch im Gletscher selbst Zeugen. Die Fluidalstruktur des Eises ist nichts anderes als die von parallelen Staub- und Luftflächen durchzogene Bänderung, die sich bis in die Grundmoräne hinein fortsetzt. Schon die Bänderung im Eis ist durch den Bewegungsdruck entstanden. Einen verstärkten Hinweis auf die Plastizität dieser tiefliegenden Eismassen stellen die zahlreichen in der Bewegungsrichtung langgezogenen Luftblasen und Mineralgemengteile dar. Die Beschränkung dieser Parallelstruktur auf die Basisschichten des Eises spricht eindeutig für eine besondere Fließfähigkeit in dieser Tiefe. Ebenso ist die Erhaltung von Grundmoränenresten älterer Vereisungsperioden über die neu einsetzende Vergletscherung hinweg, kaum durch eine verhältnismäßig starre, geschobene Eismasse des Gletschers deutbar. Aber leicht durch eine plastische Fließbewegung der Bodenschichten, vielleicht wellenförmiger Art. Einmal dieser Bewegungsform angepaßt, kann das ältere Moränenmaterial wohl tatsächlich erhalten bleiben.

Je plastischer das Eis, desto weiter wird die Bruchgrenze hinausgeschoben. Da aber Spalten jeder Art ein Zeichen der Eissprödigkeit und die tiefliegenden Schichten besonders plastisch sind, könnte es kaum zur Bildung von Grundspalten kommen. Wohl liegen über die Tiefe von Spaltensystemen keine sicheren Messungen vor, allerdings zeigt sich, daß Spalten nur im Gebiet der Gletscherzunge,

in der Randzone oder in nur wenig mächtigen kleinen Gletschern bis auf den Grund reichen. Im allgemeinen liegen die Messungen zwischen 30—50 m, seltener bei 80 und 90 m Tiefe. Das deutet zumindest darauf hin, daß Spalten eine Erscheinung der oberen Eisschicht im Gletscher sind. Um so mehr als man bisher auch Grundspalten als Parallele zu den Oberflächenspalten kaum nachweisen konnte. Die einzige Grundspalte, von der gesprochen wird, fand Hugi unter dem Eis des Fieschergletschers. Bezeichnend ist, daß sie sich unter dem Rand der Eiszone befand, also dort, wo bei schwächerem Druck und geringerer Eisdicke auch die Plastizität des Eiskörpers schwinden muß und dazu noch die Temperaturschwankungen der Atmosphäre einwirken konnten. Schon Heim stellt dazu 1885 in seinem Handbuch fest: „Je tiefer desto größer der Druck, das Eis am Grund muß daher am beweglichsten sein. Das heißt, es könnten Spalten am Grund fehlen, auch Spalten der Oberfläche haben vielleicht eine Tiefengrenze.“

Gibt es eine weniger plastische Oberflächenschicht?

Beobachtungen verschiedenster Art sprechen immer eindeutiger dafür. So zeigen einige Jahre alte, noch vertikal liegende, Bohrlöcher im Firngebiet, daß der Firn nur geringste oberflächliche Eigenbewegung hat, vielmehr passiv von den fließenden Bodenschichten getragen wird. Für eine passiv bewegte Oberschicht spricht auch, daß vielfach die Spaltensysteme, nur durch Verwitterung und Ablation verändert, wandern. Die Lage der Schichten schneidet dabei völlig ungestört durch die Zacken und Seraks zwischen den Spalten hindurch. K. A. Sherzer und Ph. Visser bringen typische Beispiele dafür.

Aber auch von der Seite der modernen geophysikalischen Untersuchungsmethoden wird diese Annahme schon gestützt. So stellte R. F. Goldthwait bei seinen seismischen Messungen in Alaska bei einem 270 m mächtigen Gletscher bei etwa 30 m und um 70 m Tiefe zwei Grenzen der Eisdichte fest. Man kann nun diese Reflexionshorizonte als untere Begrenzung der passiv bewegten Oberschichte ansprechen. Goldthwait nimmt das für die Tiefe von 30 m an. Bis dorthin treten Spalten auf, die Plastizität ist noch nicht groß genug, der Eisdruck nicht ausreichend. Man kommt zu der Annahme, daß tatsächlich die oberen Eisschichten weniger plastisch sind, wohl auch ihre eigene Bewegung haben, aber im wesentlichen doch von der aktiven Wellenbewegung der plastischen Bodenschichten getragen und geschoben werden.

Die Gletscherforschung der neueren Zeit erst bringt überzeugende Beweise für eine Tiefenbewegung im Zusammenhang mit der Reliefgestalt. Dabei sei darauf hingewiesen, daß die Messungen Reids 1896 und 1897 am Fornogletscher im Oberengadin die ersten waren, die an das Problem der Tiefenbewegung durch tatsächliche Feststellung der Vertikalkomponenten der Eisbewegung herangingen. Sechs Beobachtungsreihen wurden auf dem einfachen zungenförmigen Gletscher ausgesteckt. Zwei quer über das Firnbecken, eine in Schneegrenzhöhe, weitere zwei auf der Gletscherzunge und die letzte am Gletscherende. Jährlicher Firnzuwachs und jährliche Ablation wurden ebenfalls festgestellt. Die Nachmessungen 1897 zeigten folgendes Ergebnis: Im Firnbecken hatte die Eisbewegung eine bedeutende Vertikalkomponente, sie nahm schrittweise ab und erreichte in der Schneegrenznähe den Nullwert. Im Gebiet der Gletscherzunge aber zeigte sich eine Aufwärtskomponente, die bis zum Gletscherende stetig zunahm. Die Messungen stimmten mit der Beobachtung überein, daß Firnschichten im Oberteil eines Gletschers talwärts geneigt sind, während die Bänderung der Gletscher-

zung zuge geneigt ist und gegen das Gletscherende einen steilen Einfallswinkel zeigt.

Davon ausgehend stellte Reid einen idealisierten Gletscherlängsschnitt her, in dem die Schichten in nach oben konkav gekrümmten Linien vom Gletscheroberteil zu seinem Ende verlaufen. Inzwischen aber hat man erkannt, daß dieses Diagramm höchstens für ganz einfach gebaute Gletscher, ohne größere Bodengliederung, Geltung hat. Niemals aber für die in den Hochgebirgen hauptsächlich vorkommenden zusammengesetzten Eisströme mit ihrem stufenförmigen Längsschnitt.

Die Gruppe von Glaziologen, welche neuerdings aus der Struktur der löffelförmigen Schichtung im Gletschereis auf ein Absinken des Bewegungsmaximums in tiefere Schichten in Beckenformen und Karen schließt, ist mit wenigen Namen umrissen. Streiff-Becker, der durch 20 Jahre systematische Messungen am Claridenfirn der Tödigruppe durchführte, war der erste. Dieselbe Erscheinung beobachteten Gibson und Dyson 1937 im stark rückschreitenden Grinellgletscher in Montana. Ebenso hat M. Demorest in seiner Veröffentlichung 1937 über die Vergletscherung der Nugssuak-Halbinsel (Westgrönland) zwischen einem schwerkraftbedingten Eisfließen der Randgebiete und einem „flow by hydrostatic pressure“ der Innenzonen unterschieden.

Streiff-Becker aber war es, der die Existenz einer maximalen Tiefenbewegung im Firnbecken tatsächlich durch eine quantitative, wenn auch angenäherte Methode feststellte. Außerdem wies er darauf hin, daß dieser Bewegungstypus nur auf die Firnbecken beschränkt ist und von einer maximalen Oberflächenbewegung abgelöst wird, wenn der Gletscher über eine Schwelle abfließt. Das Ergebnis war einprägsam: Die Tiefenbewegung war im Firnbecken etwa drei- bis achtmal (je nach Annahme der Firnbeckentiefe) so groß wie die Oberflächengeschwindigkeit. Das heißt, das bewegliche Eis nahe dem Beckenboden wird sozusagen unterhalb des relativ trägen, überlagernden Firnes herausgequetscht.

Die Arbeit mit der quantitativen Methode ist interessant genug, um sie hier kurz zu skizzieren. Die Oberfläche des Claridenfirns blieb über längere Zeitabschnitte bemerkenswert konstant, weder Anschwellen noch Einsinken waren von Bedeutung, d. h. der jährliche Firnzuwachs wurde durch den jährlichen Abfluß aus dem Firnbecken ausgeglichen. Gute topographische Karten ermöglichten mit einem ziemlichen Grad von Genauigkeit das Gebiet des Firnbeckens zu bestimmen, das durch einen bestimmten Querschnitt seine Ableitung erfährt. Dann wurde, bei bekanntem jährlichen Firnzuwachs, die Gesamtmenge des Firns berechnet, die jährlich durch den Querschnitt abfließen muß. Unter Berücksichtigung der fortschreitenden Verfestigung des Firnes ergab sich der Betrag von 3,100.000 m³. Allein die gemessenen Oberflächengeschwindigkeiten waren alle für den jährlichen Transport so gewaltiger Eismassen zu klein. Sogar wenn man die Maximalgeschwindigkeit der Gletschermitte überall wirkend annimmt und die seitliche Verzögerung durch äußere Reibung an den Bergflanken vernachlässigt, konnten nur etwa 952.000 m³, das ist weniger als ein Drittel des jährlichen Gesamtzuwachses an Firn, abgeleitet werden.

Diese Massenberechnungen führen dazu, daß man in einem Becken dieser Art maximale Bewegungen nicht an der Oberfläche, sondern in den Tiefenschichten des Eises annehmen muß. Das von Streiff-Becker daraus abgeleitete Längsschnitt-Diagramm eines Gletschers mit wechselnder Schichtstruktur im Firnbecken, an der Karschwelle und Gletscherzunge bedeutet einen außerordentlichen

Fortschritt und gibt, wenn auch zweifellos nicht frei von Unstimmigkeiten, ein richtigeres Bild vom Hochgebirgsgletscher. Leider war es mir bisher, infolge fehlender Literaturangaben, nicht möglich, die entsprechenden Arbeiten von Gibson-Dyson einzusehen.

In den zahlreichen Bewegungsbeobachtungen und Messungen der Gletscherströme verschiedenster Art und in weit auseinanderliegenden Gebieten treten immer wieder zwei Erscheinungen in den Vordergrund, werden zur Tatsache: 1. Die Bewegung in den Gletscherzungen und auf steiler geneigtem Boden läßt sich sehr gut an der Eisoberfläche messen und erkennen, sie ist dort maximal. 2. Dagegen treten in den Firngebietern, in Becken, Karen oder flachen Talstrecken starke Vertikalbewegungen auf. Die Oberfläche wird mehr passiv von plastischen Bodenschichten getragen, die stärkste Bewegung ist damit, das kann mit ziemlicher Sicherheit behauptet werden, auf die Tiefenlagen des Eises übergegangen.

Die grundsätzliche Reliefbedingtheit der Bewegungsvorgänge im Hochgebirgsgletscher als allgemein gültiges Gesetz anzusehen, erscheint mir nach dem bisher Gesagten nicht nur folgerichtig, sondern auch erfolgversprechend.

Je nach der Vorform, nach der jeweils vorglazialen Reliefgestalt, pendelt die Zone der Maximalbewegung von der Eisoberfläche zu den Bodenschichten und zurück. Oberflächenstromstrich und Bodenstromstrich lösen einander reliefbedingt ab; es kann also ein Gletscher verschiedene Bewegungstypen in seinem Verlauf entsprechend dem Längsprófil seines Untergrundes haben. Damit würde der Stromstrich bei Gletschern mit gestuftem Längsprófil des Untergrundes (das sind wohl heute die Mehrzahl vom alpinen Gletschertypus und fast alle Eisströme der Eiszeit) eine weiträumige Wellenbewegung in der Vertikalen durchführen.

Es kommt damit zur Ausbildung von zwei Arten der Eisbewegung, besser gesagt von Eisfließen:

1. Wenn das Gefälle des Untergrundes größer ist, so daß die Schwerkraft unmittelbar angreifen und die Bodenreibung überwinden kann, bewegt sich der Gletscher ähnlich dem fließenden Wasser. Er hat eine Zentralströmung nahe oder an der Eisoberfläche. Die Bewegung ist einseitig talab gerichtet, um den Stromstrich gelagert. Sowohl nach den Rändern als auch nach der Tiefe nimmt die Geschwindigkeit von der Oberflächenmitte her ab. Es ist die Fließbewegung, welche die Pioniere der Gletscherkunde an den Gletscherzungen gemessen hatten und die auch Heß in einem bestimmten Teil des Hintereisferners vorfindet. Der Hauptteil aller Bewegungsbeobachtungen und Messungen spielte sich ja bis vor Kurzem in solchen Teilen des Gletschers ab. Dieses schwerkraftbedingte Fließen ist vom Gelände allein abhängig und nur abwärts möglich.

2. Dort aber, wo der Untergrund Beckenform hat, wie in Karen, oder sich ganz flache, ja horizontale Strecken einschalten, wird die Schwerkraft nicht in der Lage sein, von sich aus die Grundreibung auszugleichen. Dann übernehmen die plastischen Tiefenschichten das Bewegungsmaximum, vorausgesetzt, das Eis hat genügend Mächtigkeit. Denn diese Bewegung wird durch die im mächtigen Zentrum und in den Randzonen verschiedenen Drucke in der Eismasse selbst eingeleitet und durchgeführt. Das Bewegungsmaximum liegt in diesem Fall in den plastischen Basisschichten des Eises, die Bewegung ist allseitig gerichtet, vom mächtigen Zentrum und seiner starken Druckwirkung zu den dünneren Randteilen mit erheblicher Druckabschwächung. Das durch Eisdruck geregelte Fließen

ist rein druckbedingt, kann daher auf ebenem Untergrund ja sogar hangaufwärts stattfinden. V. Vareschi gelang es mit dem feinen Untersuchungsmittel der Pollenanalyse, den sicheren Nachweis zu erbringen, daß sich der Hauptteil des Gletschers nach der Finsterwalderschen Theorie strömend bewegt und nur in randnahen Teilen scheinbar noch die Scherbewegungen eine Rolle spielen. Diese neuen Erkenntnisse sprechen natürlich keineswegs gegen einen wechselnden Tiefen- und Oberflächenstromstrich, im Gegenteil, ein rhythmischer Wechsel der Maximalbewegung paßt sogar recht gut dazu.

Durch die Verlagerung der Maximalgeschwindigkeit vom Oberflächen- zum Bodenstromstrich und umgekehrt mußte aber in der verhältnismäßig eng begrenzten Zone des Bewegungswechsels, an Karschwellen oberhalb von Stufen oder am Stufenfuß, also dort, wo sich das Gefälle des Untergrundes rasch verändert, eine kritische Zone der gesamten Gletscherbewegung liegen. Hier müßten auch die stärksten Vertikalkomponenten des Fließens sowohl zur Tiefe als auch zur Oberfläche hin zu finden sein. Diese starken „Vertikalströmungen“ können den allgemeinen Bewegungsvorgang im Gletscher wohl nur störend beeinflussen, aber in welcher Weise und was sind die Auswirkungen?

Da bekam ich Anfang 1945 die Hydrologie von E. Meinzer in die Hand. Das Kapitel über die Gletscher, verfaßt von François E. Matthes, war außerordentlich interessant und aufschlußreich. Denn der Autor gibt dort in kurz gefaßter Form die neuesten, meines Wissens 1945 noch nicht veröffentlichten Arbeitsergebnisse des Glaziologen Max Demorest wieder.

Demorest kommt auf Grund seiner langjährigen praktischen Erfahrung in Gletscherbeobachtung und Bewegungsmessung von anderer Seite und anderen Gesichtspunkten her zu einem mit dem Reliefwechsel konform gehenden Bewegungswechsel des Gletschers und damit zur verschiedenen Lage des Stromstriches der Maximalbewegung. Er schlägt als Einteilung der Bewegungsarten für die dem fließenden Wasser ähnliche Bewegung die Bezeichnung „gravity flow“, für die Bewegung in Becken und Flachstrecken den Namen „extrusiv flow“ vor, entsprechend den die Bewegung einleitenden und durchführenden Kräften. So wechselt, wie schon besprochen, die Maximalbewegung in ihrer Lage von der Eisoberfläche zu den Basisschichten, je nach der Reliefform.

Darüber hinaus aber gibt Demorest für die Bewegungsvorgänge in den, wie ich sie nennen möchte, „kritischen Querschnitten“ eine ausreichende Deutung, indem er die Beziehung der Scherbewegung zum Fließen der Eismassen zu erklären sucht und so plastisches Fließen und gleitende Scherbewegung zum gesamten Bewegungsvorgang des Eisstromes zusammenfaßt:

Wo ein Gletscherteil mit einer gewissen Geschwindigkeit fließend seine Bewegung gehemmt findet, sei es von anderer, langsamerer Bewegung oder einer unbewegten Masse, ist er bestrebt diese Teile zu überwuchten, zu überschieben. Alle Scher- und Stoßbewegungen treten im Gletscher dort auf, wo das Eis im plastischen Fließen weder über das Hindernis hinweg, noch um dasselbe herum kann. Dort, wo das normale Fließen stark behindert wird. Es entwickeln sich so im Eis Scherflächen, schmale Zonen der Rekristallisation (Blaubänder) vorwärts und aufwärts gekrümmt.

Da es im Gletscher zwei Arten plastischen Fließens gibt (durch Druck oder Schwerkraft eingeleitet), so treten auch entsprechend zwei Arten von „obstructed flow“ (gehemmtem Fließen) auf, die Ursache von Scherbewegungen sein können.

1. Scherflächen des gehemmten Schwerkraftfließens. Diese Scherflächen sind eine typische Eigenart im Zungenteil des Gletschers, da hier die Mächtigkeit des

Eises laufend durch Ablation abnimmt und jede Verringerung der Eisdecke den Druck auf die Bodenschicht mindert und damit deren Plastizität und Beweglichkeit herabsetzt. Am Zungenende selbst sind Blaubänder (Scherflächen) besonders zahlreich.

2. Scherflächen des gehemmten Druckfließens. Solche Scherzonen bilden sich folgerichtig dort, wo das Gefälle des Gletscherbodens talab zunimmt, denn dort nimmt auch das Bodenmaximum zwangsweise ab. Es ist sehr wahrscheinlich, daß solche Scherflächen an den Unterenden der Becken und Kare (Karschwelle) auftreten, wo der Übergang vom Bodenstromstrich zum Oberflächenstromstrich einsetzt. Denn dort verringert sich die Beweglichkeit der Basisschichten beträchtlich und die der Oberfläche wächst rasch an. Ein Nachweis dieser Scherungen wird nicht einfach zu erbringen sein.

Zusätzlich zu diesen Scherbewegungen aber nimmt Demorest ein Auftreten von Stoßbewegungen entlang abgesonderter Bruchflächen an, hervorgerufen wahrscheinlich durch plötzliche oder völlige Hemmung der fließenden Bewegung.

Verfolgen wir die Beobachtungen neuerer Zeit genügend genau, dann führen uns die gewonnenen Erkenntnisse über die verschiedenartige Eisbewegung in den Gletscherteilen folgerichtig zu einer „reliefgebundenen Gletscherdynamik“ bei der die Vertikalverlagerung des Stromstriches zum Ausdruck der wechselnden Untergrundformung wird.

Die Bedeutung dieses Bewegungsrhythmus erscheint vor allem nach zwei Richtungen hin maßgebend zu sein:

1. Zur Klärung der Gesamtdynamik des alpinen Talgletschers. Unzweifelhaft tritt neben der Tatsache, daß sich das Eis wie ein plastischer oder zähflüssiger Körper im ganzen und seinen Teilen verhält, eine zweite gleitende, unstetige gegenseitige Verschiebung von Gletscherteilen auf, die wir als Scherbewegung ansprechen. Diese beiden verschiedenartigen, sich widersprechenden Bewegungsvorgänge waren ja der Anlaß dazu, daß sich so gegensätzliche Theorien über Eisbewegung entwickeln konnten wie die Plastizitätstheorie von Forbes oder die Annahme von Philipp, der die stetige Bewegung zugunsten einer un-stetigen Bewegung entlang der Scherflächen ablehnt.

Die Bewertung des Anteils des Fließens und der Scherbewegungen am gesamten Bewegungsvorgang der Gletscher ist auch bis jetzt noch umstritten. Während Heß 1931 den Scherbewegungen nur untergeordnete Bedeutung zugesteht, sprechen sich etwa zur gleichen Zeit Koch und Wegener für einen Hauptanteil der Scherbewegungen an der Gesamtbewegung aus. Zumindest für die alpinen Gletschertypen ist in der Erklärung von Demorest, im Zusammenhang mit wechselnder Stromstrichlage, die Stellung beider Bewegungsvorgänge eindeutig bestimmt. Das plastische Eisfließen wird bei zu großen Bewegungshemmungen örtlich von Scherbewegungen ergänzt, die vielleicht auch dort dominieren können. Dabei handelt es sich um Bewegungslähmungen durch Abnahme der Eismasse oder aber durch Verlagerung des Stromstriches in der Vertikalen, eine Folge wechselnden Gletscherbodenreliefs. Scherflächen sind demnach Begleiterscheinungen des Fließens, gebunden an Störungen der plastischen Bewegung und deshalb vielfach reliefbedingt. Ein großer Schritt vorwärts ist damit getan, daß sowohl der Fließ- wie der Gleitbewegung im Gletscherstrom die entsprechende Stellung eingeräumt und ihre ursächliche Verknüpfung aufgezeigt wird.

2. Noch weitgehender aber sind meines Erachtens die Auswirkungen der reliefbedingten Eisbewegung auf alpine Oberflächengestaltung. Es würde hier zu weit führen, das gesamte Stufenproblem aufzurollen. Tatsache bleibt

das gehäufte Auftreten von Stufen in ehemals vergletscherten Gebirgsteilen im Vergleich mit Gebieten, die nie unter Eiseinwirkung standen. Der Einfluß der Gletscher verrät sich also darin viel mehr als in der unmittelbaren glazialen Formung.

J. Sölchs eingehende Analyse zahlreicher Stufen in den Alpen hat die Stufenklärung entschieden soweit gefördert, daß wir sie nicht mehr als Problem ansehen können. Dem Zusammenwirken zwischen Eisbearbeitung auf der Stufenhöhe und dem besonderen Anteil fluviatiler Erosion und Denudation am Stufenabfall verdanken wir die Erhaltung der Stufen und die „Verheftung der Gefällssteiler.“

Die zum größten Teil schon präglazial bestehenden Stufen in den Längsprofilen der Täler und Talverzweigungen aber werden von den eindringenden Gletschern nicht vernichtet, niedergeschliffen, ausgeglichen, sondern erhalten, ja sogar beträchtlich verstärkt. Der Stufentritt wird eingetieft, übertieft, der Stufenabfall versteilt, während im talab anschließenden Teil wieder Übertiefung zur Beckenform führen kann. Damit verhindert das Eis die Rückwanderung der fluviatil vorgeformten Gefällsstufen, sie werden „verheftet“. Ähnliches gilt für die Trogschlüsse und Mündungsstufen von Seitentälern.

Dabei wird dem Gletscher einerseits eine Übertiefung oberhalb und unterhalb der Stufe, also eine beträchtliche Erosionsarbeit zugemutet; andererseits im Stufenabfall, ja schon am Stufenrand (ähnlich an der Karschwelle) eine konservierende Rolle zugeschrieben. Diese wechselnde Wirkung eines Gletschers in seinem Verlauf aber kann durch eine Änderung seiner Dynamik in den einzelnen Laufteilen genügend erklärt werden.

Eisdruck und Bewegung sind die Komponenten der Eiserosion in Verbindung mit der Grundmoräne. Die reliefgebundene Gletscherbewegung nun gestattet eine ausreichende Erklärung für den wechselnden Angriff der Eiserosion aus den Bewegungsabläufen im Eis selbst. Entscheidend wird dabei die präglaziale Ausgestaltung des Untergrundes, seine fluviatilen Erosionshaltestufen und Ebenheiten im Längsprofil.

In flachen Böden oder Becken wird der Gletscher infolge des geringen Gefälles zum druckbedingten Fließen übergehen, der Bewegungsstromstrich sich in die Tiefe verlagern. Damit aber beginnt eine verstärkte Eiserosion am Boden, in der Nähe des Bewegungsmaximums. Die Übertiefung ebener Talstrecken der Becken und Kare wird eingeleitet. Mit dem Vorrücken der Bewegung gegen eine Steilstufe oder größeres Gefälle setzt die schwerkraftgebundene Fließbewegung ein, der Stromstrich geht auf die Oberflächenschicht über, die Basisschichten werden schon vor der Gefällsteile bewegungsärmer, die Erosion erlahmt. Da der Stromstrich gegen die Eisoberfläche hin wechselt, werden die Tiefenschichten in ihrer Bewegung gehemmt und an Scherflächen überschoben. Es könnte zur Bildung von wenig beweglichen „Eis-Keilen“ in den Basisschichten vor dem Stufenrand oder Karriegel kommen, wodurch eine Erhaltung der Karschwellen außerordentlich begünstigt wird. So bleiben die Karschwellen und Stufenränder verhältnismäßig unangetastet. Folgt talab eine neuerliche Gefällsverringerung im Längsprofil, dann klingt das Schwerkraftfließen ab, an seine Stelle tritt das Druckfließen und damit erneut eine besonders starke Erosionswirkung auf dem Untergrund, infolge der maximalen Tiefenbewegung.

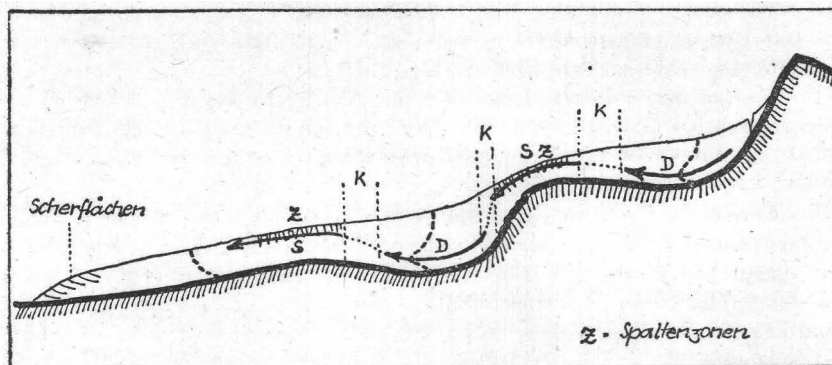
So erhält die Eismasse nicht nur ähnlich einer Schutzschicht, abgesehen von der Glättung, das ursprüngliche Relief, sondern verstärkt und betont genügend ausdrucksvolle Stufen und Verebnungen durch seinen der Vorform angepaßten

Wechsel im Bewegungsablauf, vor allem aber durch die vertikale Verschiebung des Stromstriches, des Bewegungsmaximums.






Die Beweisführung für das gesetzmäßige Vorhandensein einer reliefgebundenen Gletscherdynamik ist allerdings noch keineswegs genügend weit durchgeführt. Im Gegenteil, wir stehen, vom Standpunkt der Messungen aus, erst am Beginn der Arbeit. Beobachtungen, Teilmessungen und physikalische Eigenheiten des Eises haben diesen neuen Weg gewiesen.

Eine Intensivierung der Bewegungsbeobachtungen in den Firngebietern geeigneter Gletscherströme wird meines Erachtens zusammen mit weiteren Massenhaushaltmessungen die Reihe der Beweise, wie unbedingt notwendig, vermehren. Untersuchungen über die Häufung von Scherflächen und damit Gleitbewegungen im Gebiet der „kritischen Querschnitte“ oder dem Zungenende der Gletscher könnten die Annahme der, von der Vorform entscheidend beeinflussen, Eisbewegung wesentlich stützen.

(Abgeschlossen im November 1948.)



Schematisches Längsprofil eines alpinen Talgletschers und sein reliefgebundenes, plastisches Eisfließen.

-  Stromstrich des Schwerkraftfließens.
-  Stromstrich des Druckfließens.
-  Geschwindigkeitskurve des Schwerkraftfließens.
-  Geschwindigkeitskurve des Druckfließens.
-  „Kritische Querschnitte“, Zonen der Stromstrichverlagerung, Häufung der vertikalen Bewegungskomponenten.

Reliefgebundenheit der Stromstrichlage tritt deutlich hervor. Die großwellige Vertikalverschiebung der Bewegungsmaxima spiegelt den Wechsel der Untergrundformung wider.

Eingezeichnete Scherflächen der Gletscherzunge sind durch gehemmttes Schwerkraftfließen entstanden.

Schrifttum.

- Bridgman, P. W.: Handbuch der Experimentalphysik von W. Wien und T. Harms. Band 8, II. Teil, Ak. Verlagsges., Leipzig 1929.
- Demorest, M.: Glaciation of the upper Nugsuak Peninsula West Greenland. Z. f. Gletscherkunde 25/1937.
- Ice flowage as revealed by glacial striae. Amer. J. of Sc. 26/1939.
- Drygalski, E. v.: Die Eisbewegung, ihre physikalischen Ursachen und ihre geographischen Wirkungen. Pet. Mitt. 1898.
- Drygalski-Machatschek: Gletscherkunde, Wien 1942.
- Finsterwalder, R.: Geodätische, topographische und glaziologische Ergebnisse der Alai-Pamir-Expedition 1928. Band I, Berlin 1932.
- Goldthwait, R. F.: Seismic Soundings on South Crillon and Kloooh Glacier. G. J. 87/1938.
- Hamberg, A.: Über die Parallelstruktur des Gletschereises. IX. Congr. intern. Geogr. C. R. Bd. II. Genève 1910.
- Heim, A.: Handbuch d. Gletscherkunde. Stuttgart 1885.
- Heß, H.: Die Gletscher. Braunschweig 1904.
- Zur Physik des Gletschers. Pet. Mitt. 1939.
- Die Bewegung im Innern des Gletschers. ZGl. 23/1935.
- Der Hintereisferner 1893—1921. ZGl. 13/1923/24.
- Tiefenbohrungen auf dem Hintereisferner. ZGl. 3/1908/09, ZGl. 4/1909/10.
- Elastizität und innere Reibung des Eises. Ann. d. Phys., IV. Folge, 8/1902.
- Über die Plastizität des Eises. ZGl. 7/1912/13.
- Über den Zustand des Eises im Gletscher. ZGl. 25/1937.
- Zur Strömungstheorie der Gletscherbewegung. ZGl. 19/1931.
- Koch, J. P., u. A. Wegener: Wissenschaftliche Ergebnisse der dänischen Expedition nach Dronning-Louises-Land und quer über das Inlandeis von Nordgrönland. 1912/13, Bd. I, Kopenhagen 1930.
- Meinzer, O. E.: Hydrology. Physics of the earth, IX. New York and London
- Philipp, H.: Geologische Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und die Entstehung der Gletschertextur, N. J. b. Beil. Bd. 43/1920.
- Neuere Beobachtungen zur Mechanik der Gletscher. Pet. Mitt. 1928.
- Pillewizer, W.: Die Firnverhältnisse der Pasterze in den Jahren 1929 und 1939. ZGl. 27/1941.
- Sherzer, W. H.: Glaciers of the Canadian Rockies and Selkirks. Smithsonian Exped. of. 1904, Washington 1907.
- Sölch, J.: Fluß- und Eisenwerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. Pet. Mitt., Ergh. 219 u. 220, Gotha 1935.
- Streiff-Becker, R.: Zwanzig Jahre Firnforschung. ZGl. 24/1936.
- Zur Dynamik des Firneises. ZGl. 26/1938.
- Tamman, G.: Über die Ausflußgeschwindigkeit kristallisierter Stoffe. Ann. d. Phys., IV. Folge, 7/1902.
- Aggregatzustände. Leipzig 1922.
- Tarr, R. S., u. J. L. Rich: The properties of ice. Experimental Studies. ZGl. 6/1911/12.
- Visser, P. H.: Wissenschaftliche Ergebnisse der Niederländischen Expedition in den Karakorum, Band 2. Leiden 1938.

Nachtrag.

- Reid, H. F.: The mechanics of glaciers. Geol. Journ. 1896.
- Variations of glaciers. ZGl. 1907 und jährlich bis 1914.

- Vareschi, V.: Die pollenanalytische Untersuchung der Gletscherbewegung mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse am Gr. Aletschgletscher und Ergänzungen vom Gepatschferner. Veröff. d. geobotan. Inst. Rübel in Zürich, 19. Heft, Bern 1942.
- Klebensberg, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, I. Band, Allg. Teil. Wien 1948.

Höhlenkunde und Hochgebirgsmorphologie.¹

Von Konrad Wiche.

Nabezu 30 Jahre sind vergangen, seit G. Göttinger [1] in einer von der Bundeshöhlenkommission herausgegebenen Schrift den damaligen Wissensstand über Entstehung und Ausgestaltung von Höhlen in sehr klarer und allgemeinverständlicher Weise zusammengefaßt hat. Zu diesem Zeitpunkt war die Diskussion über die zwei sich schroff gegenüberstehenden Meinungen hinsichtlich der Karstentwässerung noch in vollem Gang. Der größere Teil der Forscher vertrat die Höhlenflußtheorie von H. Bock [2], der kleinere schloß sich der Auffassung von A. Grund [3] an, welcher im Karstwasser nur einen Teil des gewöhnlichen Grundwassers sah. Seither ist eine gewisse Klärung in der Beurteilung der strittigen Probleme eingetreten, welche zunächst durch die Auseinandersetzung zwischen A. Grund und F. Kater [4] gefördert wurde, dessen Ansichten zwischen den schon genannten, als Grenzfälle der Karstentwässerung anzusehenden Abflußarten eine mittlere Stellung einnahmen. Den entscheidenden Fortschritt brachte die „Karsthydrographie“ des Wiener Geographen O. Lehmann [5]. Wie die meisten Karstforscher, konnte sich auch O. Lehmann auf langjährige Beobachtungen in zahlreichen, auch außeralpinen Höhlen stützen. Ein besonderer Vorzug seines Werkes ist jedoch die streng physikalische Grundauffassung, welche in der Anwendung hydromechanischer Gesetze auf die unterirdische Zirkulation zum Ausdruck kommt.

Schon H. Bock und G. Göttinger haben betont, daß es im Karst im Gegensatz z. B. zu lockeren Bodenarten keinen einheitlichen Grundwasserspiegel auf größeren Raum geben kann. Die Kalkmassen sind niemals gleichmäßig von Fugen und Rissen durchsetzt, so daß es nach O. Lehmann zur Bildung einzelner, voneinander isolierter Karstgefäße, wie er sich ausdrückt, kommen muß. Innerhalb eines solchen Systems zusammenhängender Hohlräume wird das Wasser wie in kommunizierenden Röhren ungefähr gleich hoch stehen. Zwischen den Gefäßen muß es aber je nach ihrem Volumen mehr oder weniger große Niveauunterschiede geben. In noch voll aktiven Karsthohlräumen strebt das Wasser in der Hauptsache als Druckgerinne den Ausflußstellen zu. In teilweise trockenen Höhlensystemen überwiegen die echten Höhlenflüsse (Sohlengerinne), die jedoch auch nur zeitweise oder auf kurzen Strecken fließen.

Einer Überprüfung bedarf die Frage, ob zwischen Oberflächenformen und Höhlen Beziehungen irgendwelcher Art bestehen. Diese wurden nämlich des öfteren mit Terrassensystemen der Umgebung in Verbindung gebracht, indem auf

¹ Der Inhalt des vorliegenden Aufsatzes deckt sich im wesentlichen mit einem bei der 5. Tagung der Bundeshöhlenkommission am 23. Oktober 1950 in Peggau (Steiermark) zur Verlesung gebrachten Referat.