

# Glacialerosion und Eisbewegung.

Von

R. STREIFF-BECKER (Zürich).

(Mit 2 Abbildungen.)

(Als Manuskript eingegangen am 23. Mai 1934.)

Seit mehr als 150 Jahren beschäftigten sich viele Forscher mit den Problemen der Gletscherbewegung und deren Wirkung. Dennoch sind einige stets wiederkehrende Fragen heute noch unbeantwortet, hauptsächlich weil die Gletscher gerade dort für exakte Messungen schwer zugänglich sind, wo die kompliziertesten Bewegungen zu erwarten sind: Am Untergrund. Die Grösse der Glacialerosion ist noch unbestimmt und ist ein viel umstrittenes Problem. Im vorliegenden Aufsatz glaubt der Verfasser nicht etwa, das Problem gelöst zu haben, sondern er wünscht nur seine im Laufe vieler Wanderungen im Alpengebiet gemachten Beobachtungen festzuhalten. Diese Beobachtungen nebst persönlichen Ansichten sind im Text eingeflochten, der eine Zusammenfassung längst bekannter Resultate vieler Forscher ist <sup>1)</sup>. Der Verfasser weiss, dass hypothetische Annahmen nicht wissenschaftlich sind, er hält sie dennoch für nützlich, weil sie zu neuen Gedanken und Beobachtungen anregen.

Bei unseren Alpengletschern hat das Eis, abgesehen von einer wenig mächtigen Aussenschicht eine Innen-Temperatur, welche nahe am Schmelzpunkt des Eises liegt,  $\pm 0$  Grad. Die innere Reibung ist daher so gering, dass das Gewicht der zähflüssigen Masse genügt, um die äussere Reibung (am Untergrund und an den Rändern des Gletschertales) zu überwinden. Die unter geringem Druck stehende und den tiefen Lufttemperaturen unter Null Grad ausgesetzte Oberschicht des Gletschers ist bis zu wechselnder Tiefe deshalb weniger plastisch und wird durch die beweglichere Innenmasse passiv mitgenommen. Dabei treten beim Abwärtsfliessen infolge der sukzessiv auftretenden verschieden geformten Talquerschnitte und Kurven Widerstände und Spannungen in der Oberschicht auf, und mannig-

---

<sup>1)</sup> Es wurden besonders benützt: A. HEIM, „Handbuch der Gletscherkunde“; H. HESS, „Die Gletscher“.

faltige für jede Geländeform typische Spaltenbildung ist die natürliche Folge.

Hochschnee hat ungefähr das spezifische Gewicht 0,1, weniger bei ruhigem Schneefall, mehr bei Schneefall unter Winddruck. Während seiner Umwandlung in Firnschnee verdichtet er sich zunehmend, wird luftärmer und erreicht ungefähr an der Firngrenze die Dichte 0,5 bis 0,6. Das Firneis verwandelt sich in Gletschereis, wird durchsichtiger, nimmt die bekannte schöne grünblaue Färbung an und kann bei längerem Lauf die Dichte 0,8 bis 0,9 erreichen. Je 10 m Eissäule üben demnach einen Druck von 0,6 bis 0,9 kg auf den  $\text{cm}^2$  Grundfläche aus. Bei Gletschern von einigen hundert Metern Dicke (Aletschgletscher z. B.) wirkt also ein gewaltiger Druck auf die Gletschersohle, macht dafür aber das Eis um so plastischer, gleichsam flüssiger.

Das Gefälle eines Gletscherbodens kann von 100% oder mehr wechseln bis zu wenigen %, auf kurze Strecken vermag ein Gletscher sogar ein Gegengefälle zu überwinden. Bei unseren steilsten Alpengletschern lässt uns unser mechanisches Gefühl ein Gleiten der Gletscher selbst auf rauher Unterlage noch als möglich erscheinen. Schwerer verständlich wird uns die Tatsache, dass ein Gletscher trotz sehr geringem Gefälle und grosser Längen- und Breitenausdehnung nicht bloss vorwärts fliesst, sondern dabei noch vermag den Untergrund schleifend zu bearbeiten. Während ein gewöhnlicher Körper selbst bei glatter Unterlage erst bei bedeutender Neigung die Reibung überwindet und ins Gleiten gerät, scheint der Gletscher über allen Reibungsgesetzen zu stehen, denn er gleitet schon bei ganz geringem Gefälle, bei rauhester Unterlage und trotz unregelmässigen Formen seines Bettes, die ihn zu starken Änderungen seines Querschnittes zwingen.

Es müssen daher beim Gletscher ganz besondere Verhältnisse zu Hilfe kommen.

Im Gletscher ist wegen der Schmelzpunktnähe die innere Reibung zwischen den Eismolekülen so gering, dass die Eismasse wie eine zähe Flüssigkeit der Schwerkraft folgend abwärts drängt. Eine wassergefüllte Gummiblase wird selbst auf einer nassen Steinplatte erst bei erheblicher Neigung durch das Gewicht des Wassers ins Gleiten geraten, weil der elastische Gummi sich in alle Unebenheiten der Steinplatte eindrückt und das Gleiten hemmt. Wir haben zu untersuchen, weshalb das plastische Eis sich nicht ähnlich verhält, sondern reibend über den Untergrund gleitet, und weshalb seine unterste Schicht nicht einfach auf dem Grunde haftet, wie das

bei anderen Flüssigkeiten sonst der Fall ist. Die Ursache liegt in der Änderung des Aggregatzustandes. Die Schmelzung der untersten Eisschicht infolge des hohen Druckes der darüberlastenden Eismasse und infolge der Erdwärme liefert ein beständig sich erneuerndes Wasserkissen, auf welchem die hangende Eismasse in der Richtung des geringsten Widerstandes ausweicht. Nach dem von TYNDALL als Regelation bezeichneten Vorgang gefriert ein Teil des Schmelzwassers beim Nachlassen des Druckes wieder, so z. B. im Lee einer Unebenheit der Gletschersohle. Ist ein Hindernis gross und widersteht es dem Eisdruck<sup>2)</sup>, so senkt sich das Eis trotz seiner Plastizität wegen der Vorwärtsbewegung nicht sofort zu Boden, sondern lässt im Lee einen Hohlraum stehen, in welchem das Schmelzwasser zu einem Teil regeliert, zum andern nach dem Gletscherbach abfließt. Hohlräume können ausserdem durch Ausschmelzung über wärmerem Bachwasser entstehen, ferner durch den Luftzug, der längs Bächen, durch Gletschermühlen, vom Gletschertor her und durch gelegentlich tiefgehende Spalten an die Gletschersohle gelangt.

Die Durchlässigkeit des Eises für Wärmestrahlung ist sehr gering, weshalb die Erdwärme wirksam wird, sobald die Firn- oder Eisaufgabe dick genug wird, um als Isolierschicht sowohl gegen die Ausstrahlung von unten zu wirken, als auch gegen das Eindringen der Kälte von aussen her. Die Bergschründe, die stets in der Umrahmung der Firnfelder zu sehen sind, zeigen uns die Höhenlinie an, ab welcher die Sohlenschmelzung beginnt, wo zum blossen Fliessen sich das Gleiten der Eismassen addiert. Der Verfasser sah am Glärnisch einen klaren Beweis für diese Annahme: Nach dem heissen Jahr 1921, das den starken Gletscherrückgang der letzten Jahre einleitete, wurde die sonnenexponiertere Hälfte der obersten Firnpartie am Ruchenglärnisch bis weit hinab weggeschmolzen. Der nackte Kalkfelsen zeigt nun genau in der Fortsetzung des im erhalten gebliebenen Firn klaffenden Bergschrundes eine scharfe Grenzlinie, unterhalb welcher Gletscherschliff mit Schrammen und Rundungen, oberhalb dagegen rauhe und scharfkantige Oberfläche vorherrscht, trotzdem bis 1921 auch die Felsen oberhalb immer von Firn bedeckt waren.

<sup>2)</sup> Im Jahre 1920 sahen wir am vorstossenden Oberen Grindelwaldgletscher wie dieser vor unseren Augen gleichzeitig einen grossen Felsblock zu kleinen Trümmern zerdrückte, aber einen dicht daneben stehenden Block aus kompaktem Gestein glatt überfloss, wobei an der Unterseite des Eises Kehlungen entsprechend dem Profil des Blockes zu sehen waren.

Die Abbildung 1 stellt schematisch den Weg des Punktes  $A$  in der Nähe der Gletschersohle dar. Die Schwerkraft  $S$  zerlegt sich in den Druck  $D$  rechtwinklig zum Verlauf des Bodens und den Druck  $D'$  parallel zum Boden. Mit dieser Kraft  $D'$  wird das Eis gegen ein Hindernis gepresst und geschmolzen. Ein Punkt  $A$  im nachrückenden Eis legt dabei in einer gewissen Zeit einen Weg  $a$  talwärts zurück. Da gleichzeitig auch die Erdwärme wirksam ist und eine Abschmelzung im Betrage  $b$  hervorruft, so kommt ein weiterer, wenn auch wahrscheinlich kleiner Betrag  $c$  hinzu. Der Gesamtweg  $d$  von  $A$  nach  $A'$  ist demnach die Resultierende von  $a$ ,  $b$  und  $c$ . Die darüberliegende Eismasse macht denselben Weg

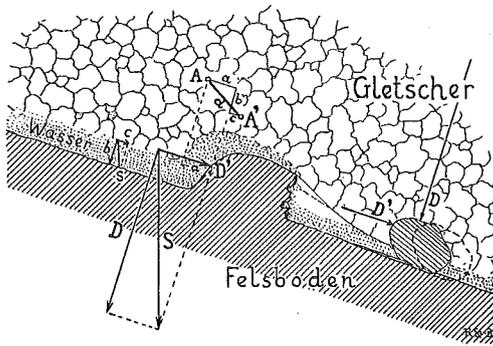


Abb. 1.

passiv mit, verhält sich jedoch im übrigen wie jede andere Flüssigkeit, d. h. die Geschwindigkeit ihrer Bewegung nimmt vom Boden und den Seiten her nach oben und gegen die Strommitte zu.

Der Gletscher ist bekanntlich ein Gemenge von Eiskristallen, deren Achsen wirr zueinander stehen. Bei der fließenden Bewegung drücken sich die Kristalle gegenseitig und greifen in rundlichen Ausbuchtungen und Kerben ineinander. Stellen sich während des Fließens die Kristallachsen zweier Eiskörner parallel, so können sie zu einem einzigen grösseren Korn zusammenwachsen. Aus kleineren werden so allmählich grössere Gletscherkörner, dagegen werden infolge der Differentialbewegung gelegentlich grössere Körner durch scherende Kräfte auch zerkleinert, sodass am Gletscherende neben vielen  $\text{cm}^3$  grossen Körnern auch ganz kleine vorkommen. Die Differentialbewegung, im Firngebiet ähnlich dem Fließen von Getreidekörnern im Silo, und teilweise Abscherungen mögen die Ursache sein, weshalb trotz Kristallwachstum und häufiger Regelation die Eismasse bis zum Gletscherende nicht homogen

wird, sondern ein Gemenge von Körnern bleibt. Wo stärkere Schwankungen im Druck und in den Geschwindigkeiten vorkommen, die Drehung und Verschiebung der Gletscherkörner also stärker ist, kommen auch grössere Körner vor, so z. B. mit zunehmender Tiefe im Firn, an den Seiten und am Ende der Gletscherzunge.

Absolut reines Eis würde sich abwärts bewegen ohne den Untergrund zu verändern, sofern seinem Gleiten keine Angriffsflächen entgegenstehen. Nun ist aber Gletschereis mehr oder weniger stark verunreinigt durch Massen feinsten Gesteinsstaubes bis zu grossen Felsblöcken. Nur dieses bei der Bewegung mitgenommene Material schleift und bearbeitet sonstwie den Untergrund, welcher seinerseits je nach seiner Struktur mehr oder weniger Angriffspunkte darbietet. Obwohl ein vom Eis mitgenommener Stein mit dem Druck  $D$  (siehe Abb. 1) gegen die Felssohle gepresst wird, vermag der kleinere Druck  $D'$  ihn dennoch talwärts zu treiben, weil das Wasser als Schmiermittel wirkt und die Reibung herabsetzt. Je nach dem Widerstand wird der Stein zuweilen steckenbleiben und schürfen, oder durch den Druck  $D'$  überwältigt, dann wieder mitgeschleift werden usw. Auf diese Weise wird der Stein abgerundet und geschrammt und an dieser typischen, unregelmässig gerundeten Form auch weit vom Gletscher entfernt als Grundmoränenbestandteil erkannt. Die Schrammen auf dem Felsgrund zeugen von diesen Vorgängen, sie sind verschieden lang und tief, kreuzen sich zuweilen spitzwinklig, laufen aber im allgemeinen parallel zur Strömungsrichtung des Eises. Man hat schon versucht, aus dem Quantum des abgeschliffenen Feinschlammes, das der Bach als sog. Gletschermilch fortführt, die Erosionsgrösse an der Sohle eines Gletschers zu berechnen. Es geht wohl nicht an, die gefundene Grösse fast ausnahmslos als vom Gletscherboden stammend anzunehmen, wie HESS es tut und verallgemeinernd errechnet, dass in den Eiszeiten die Glacialerosion rund das 10fache der Erosion in den Interglacialzeiten war. Der Feinschlamm des Gletscherbaches stammt nicht aller vom Untergrund. Auch die Umrahmung des Gletschers liefert Material, erstens durch den Staub, den die Winde dahertragen und der durch die Schmelzung des Firns und Eises in den Bach gelangt, zweitens durch Steine, welche schon oben am Bergschrund oft bis zum Grunde gelangen, oder durch Mühlenlöcher und Spalten, letzteres besonders an zerklüfteten Steilabbrüchen eines Gletschers. Diese Steine reiben nicht nur den Untergrund, sondern werden auch selbst abgerieben, liefern also auch Feinschlamm, sowie auch die sich gegenseitig stossenden Gerölle im

Gletscherbach selbst. Die Gletschermilchführung ist daher von Ort zu Ort verschieden und wächst nicht in Proportion mit der Mächtigkeit der Gletscher. Ein Gletscherboden kann aus hartem Gestein, z. B. Granit oder Verrucano bestehen, die Felsumrahmung des Firngbietes dagegen aus weichem, mergeligem Gestein oder gerade umgekehrt. In beiden Fällen können die Gletscherbäche gleich grosse Schlammquanten führen, jedoch wird die Wirkung der Gletscher auf den Untergrund eine völlig verschiedene sein. Im ersteren Fall wird der Gletscherboden glatt geschliffen, aber kaum merklich erniedrigt werden und der Schlamm stammt grösstenteils vom Material der weicheren Felsumrahmung her. Im zweiten Fall werden die reibenden harten Grundmoränensteine sich länger erhalten und der Feinschlamm stammt zum grösseren Teil vom weichen Untergrund, der in diesem Fall stark erniedrigt wird. Eine weitere wichtige Rolle spielt die Klüftung und Schichtung des Gesteins. Ist diese derart, dass die Schichtköpfe gegen den Eisstrom gerichtet sind, und das Gestein sowieso durch tektonische Vorgänge innerlich zerrüttet, dann kann leicht splitterige Erosion eintreten, im entgegengesetzten Fall jedoch nur eine Glättung, oft bis zu feinsten Politur ohne erheblichen Abtrag.

In den letzten Jahrzehnten starken Gletscherrückganges sind grosse Stücke von Gletscherböden freigelegt worden, die seit undenklichen Zeiten unter der Eiswirkung gestanden haben, unter sich die grössten Verschiedenheiten in den Oberflächenformen zeigen, aber nirgends unzweifelhafte Überlegenheit der Glacialerosion über die Freilufterosion. Als solche möchte ich die Gesamtwirkung von Wasser, Wind und Temperatur im Freien bezeichnen. In den Interglacialzeiten arbeiteten die drei Agenzien mit vereinten Kräften an der Zerstörung der Oberflächen, in den Glacialzeiten sind Winde und starke Temperaturgegensätze an dem durch Firn und Eis geschützten Boden ausgeschaltet. Nur das überall durchdringende Wasser arbeitet immerzu, vor, während und nach den Eiszeiten. Alles das muss berücksichtigt werden, will man versuchen, den Anteil der Glacialerosion an der Talbildung in Zahlen auszudrücken. Was der Wind forträgt, zeigen uns die Staubmassen auf den Firnschichten. Was die enormen Temperaturgegensätze leisten, denen die Hochregionen ausgesetzt sind, können wir jeden Sommer abschätzen, wenn wir die Aussaat von Steinen auf den Firnböden und am Fusse jeder Schlagrinne betrachten, während wir die subglaciale Verwitterung nur vermuten, aber kaum je direkt beobachten können.

Zeugen starker Glacialerosion sind die sog. Kare, dennoch darf man auch hier nicht einfach behaupten: Die Kare verdanken ihre Existenz dem Eise. Als die Eiszeit herannahte, war wohl in den meisten Fällen bereits eine Nische vorhanden, sei es als tektonische Mulde, als Bergsturnische oder als fächerartige, oberste Verzweigung eines Bachsystems. Zu Anfang bearbeiteten Lawinen die Hänge, dann das angesammelte Eis die vorgefundene Mulde und zwar zweifellos in einer der Wassererosion überlegenen Weise, weil in dieser Höhenlage das Wasser in geringer Menge vorhanden ist und wenig Stosskraft besitzt. Das sich bewegende Eis räumt langsam die Mulde aus und bearbeitet den Grund, und die Mulde kann sich nicht ausfüllen, weil das von den Wänden stürzende Material auf dem Eise nach aussen verfrachtet wird. Das Wasser nimmt erst in den tieferen Höhenlagen seinen stärkeren und zunehmenden Anteil an der Talbildung durch alle Zeiten hindurch, wogegen der Anteil des Eises auf die Glacialzeit beschränkt bleibt. Zur Berechnung der Erosionsgrösse des Wassers ist nicht nur das Raummass der relativ schmalen postglacialen Rinne in Betracht zu ziehen, sondern der ganze, direkt und indirekt durch Wasser verursachte Oberflächenabtrag. Dazu zählen viele Fels- und Bergstürze als Folge einer Unterschneidung durch Wasser, viele Erdschlipfe infolge Durchtränkung mit Wasser u. dgl. Wieviel Material nur ein starker Gewitterregen wegführt, das zeigt die Trübung des Baches, die Trübung durch Gletschermilch um ein Vielfaches übertreffend. Die erodierende Arbeit des Wassers ist mehr stossweise, sie setzt zeitweise fast ganz aus, kann sich aber auch zu gewaltigen Leistungen steigern, wogegen der Gletscher langsamer, allerdings konstanter erodiert.

Die subglaciale Arbeit des Wassers an der Veränderung der Gletschersohle wird oft unterschätzt. Man braucht nur während eines kräftigen Regenwetters an einem Gletscher zu beobachten und zu hören, wie es im und unter dem Eise poltert und rauscht, um einen Begriff von der Arbeit des Wassers zu bekommen. Man muss beobachtet haben, wie ein Rinnsal unter dem Eise plötzlich durch Geschiebe verstopft wird, der Bach seitlich neue Galerien unter dem Eise ausschmilzt und wie er an breiten Gletscherzungen seine Austrittsstelle oft sprunghaft ändert. Ohne den subglacial hin- und herpendelnden Bach würde das Eis mancherorts mangels an grobem Geschiebe allmählich sich nur eine glatte Unterlage schaffen, bis ihm ein subglacialer Geschiebenachschub Schleifmaterial zu neuem Angriff liefert. Genaue Untersuchungen der

Glacialformen lassen erkennen, dass örtlich nicht nur schleifende, sondern auch splitterige Erosion vorkommt. Letztere herrscht dann vor, wenn der Gletscher hartes Grundmoränenmaterial führt und der Felsuntergrund infolge seiner Struktur oder Klüftung oder an den Wänden der Bachrinnen gute Angriffsstellen liefert. J. OBERHOLZER (Geologie der Glarneralpen) fand in der Stirnmoräne des Bündnerbergfirns auffallend viel Trümmer eines Gesteins, das nur unter dem Gletscher vorkommt, also vom Untergrund selbst stammen muss. Er fand ferner im Niederurnental in den diluvialen Moränen Wildflyschgesteine, welche in den überragenden Hängen nicht vorkommen, also wohl nur dem Untergrund entnommen sind: Dieses und die weitere Tatsache, dass die Berghänge oberhalb Flums zahlreiche Spuren unzweifelhaft kräftiger glacialer Bearbeitung aufweisen, die postglacialen Kräfte dagegen auffallend wenig Veränderungen an den schönen Glacialformen hervorgerufen haben, erlauben nicht, die Glacialerosion über die Arbeit des Wassers zu stellen. Der Bündnerbergfirn drückt gegen die Schichtköpfe der nordwärts ansteigenden spröden Drusbergschichten, der Niederurnergletscher arbeitete seinerzeit über tektonisch stark gequältem und zermürbtem Wildflysch, und die Erhaltung der schönen Glaciallandschaft ob Flums und Mels ist nur dem gewaltigen Eisstrom und dem sehr harten Verrucanogestein zu verdanken, wieweil letzterem die heutigen kleinen Wässerchen dort oben nicht viel anhaben können.

Es ist einleuchtend, dass ein Gletscher bei seinem Vorstoss eine besonders kräftige Erosionswirkung haben muss, weil er viel loses Material auf seinem Wege aufgreift und der Boden vor ihm infolge der mechanischen Verwitterung an der Freiluft unzählige Risse, Ecken und Kanten zum Angriff darbietet. Auch seitlich arbeitet der Gletscher kräftig, weil auch hier die reibenden Steine häufiger sind und in den steiferen Randpartien des Eises fester sitzen, mithin kräftiger angreifen, als unter dem plastischeren zentralen Eise. Die Erosion hat wahrscheinlich auch bei den diluvialen Gletschern kaum in Proportion mit der Zunahme der Vereisung zugenommen, weil nach der ersten grossen Ausräumung und infolge Verminderung der Fläche überragender Gipfel das Schleifmaterial im Verhältnis zur Sohlenfläche gering war. Der durch zunehmende Eisdicke gesteigerte Bodendruck ersetzte kaum den Mangel an Schleifmaterial, weil durch den gewaltigen Druck das Eis in der Tiefe nur plastischer, gleichsam flüssiger werden musste. Mitgeschleifte Grundmoräne drückte sich wahrscheinlich eher selbst in das Eis ein, als dass es Stücke vom Untergrund wegriss, sofern

nicht die Struktur des Gesteins schon durch andere Ursachen gelockert war. Es ist doch auffallend, dass die Gletscher Grönlands, der Polargebiete überhaupt, im Verhältnis zu ihrer Mächtigkeit und Fliessgeschwindigkeit so wenig Moräne liefern und dass die Fjorde, nach der Ansicht vieler Forscher durch die Gletscher ausgehobelt, nicht längst wieder mit Moränenmaterial aufgefüllt sind, da zudem ein Wegspülen des Materials durch die Meeresströmungen nicht in Betracht kommt.

Der subglacialen Arbeit des Wassers wird vielfach zu wenig Beachtung geschenkt. Der Bach arbeitet oft unter dem Eise mehr in die Breite als im freien steilen Tal, wo er mehr an seine schmale Rinne gebunden bleibt. Bei spontaner Verstopfung seines tunnelartigen subglacialen Bettes wird zuweilen der Bach rechtwinklig abgedrängt, etwa einer Eisquerspalte oder Klüftung des Gesteins folgend. Er tieft sich hier neu ein, bis eine neue Ursache, etwa ein Wolkenbruch mit Murgang, den Lauf wieder ändert. Das Eis folgt dem Wasserkanal nach, rundet und weitet die Ränder. Unter günstigen Umständen kann ein ganzes Netz von Kanälen entstehen mit abgerundeten Buckeln dazwischen („roches moutonnées“). In einem anderen Fall kann die Verstopfung im Eisstollen den Bach in zwei Arme teilen, die sich weiter abwärts wieder vereinigen. Die Zweigbäche tiefen sich im neuen Lauf während längerer Zeit ein, das Eis folgt schleifend und abrundend nach, und beide arbeiten vereint allmählich einen Inselberg heraus. Dieser an rezenten Gletschern im kleinen beobachtete Vorgang konnte ebensogut in grösserem Maßstab unter einem eiszeitlichen Gletscher stattgefunden haben. Die Existenz eines Inselberges mitten im heute aufgeschütteten Bett eines diluvialen Eisstromes ist somit weder ein Beweis für noch gegen Glacialerosion, sondern sie ist der energischen Vorarbeit des Wassers und der phlegmatischen Gefolgschaft des Eises gemeinsam zu verdanken. Das Eis fliesst gezwungen nach Leitlinien.

Verschiedene Forscher haben sich bemüht, durch sorgfältig vorbereitete Messungen die Erosionsgrösse zu ermitteln. Sehr beachtenswert sind die Messungen von O. LUETSCHG am Allalin- und Oberen Grindelwaldgletscher. Wegen Unzugänglichkeit des Gletscheruntergrundes mussten alle diese Messungen an den Zungenenden und bei Vorstössen der Gletscher vorgenommen werden. Aus den weiter oben angeführten Gründen halten wir die Erosion gerade im Beginn des Vorstosses am grössten (rauhes Vorgelände, genügend Schleifmaterial etc.), und, wie gerade die Resultate von LÜTSCHG beweisen,

für örtlich sehr verschieden, schwankend von Null bis zur Grösse von mehreren Millimetern. So interessant diese Resultate auch sind, so dürfen sie doch nicht verallgemeinert werden. Wenn wir an hundert Gletschern messen, so werden wir hundert verschiedene Resultate finden, ja, an jedem Gletscher selbst würden örtlich ganz verschiedene Erosionsgrössen gefunden. Der Gletscher erodiert nicht souverän, er muss sich den Gegebenheiten fügen. Wir können in den Schweizeralpen an einem schönen Beispiel sehen, dass die Erosionskraft der Gletscher nicht immer im geraden Verhältnis zu deren Mächtigkeit steht. Vergleichen wir auf einem Relief oder besser noch in der Natur vom Eggishorn aus den grossen Aletschgletscher mit dem benachbarten Fieschergletscher. Beide Gletscher weisen die zur Beweiskraft notwendigen gleichartigen Bedingungen auf: Sie sind beide gegen Süden exponiert, haben annähernd parallelen Lauf in gleichartigem Gestein und sind den gleichen klimatischen Verhältnissen ausgesetzt. Der Aletschgletscher hat ein nahezu viermal grösseres Einzugsgebiet als der Fieschergletscher, seine Eismasse sollte demnach eine vielfache Erosionskraft haben, wenn die Verfechter übermächtiger Glacialerosion recht behalten sollen. Merkwürdigerweise finden wir nun den Aletschgletscher in der Linie der Märjelenalp nicht tiefer eingesenkt, sondern mehrere hundert Meter über dem Fieschergletscher und des letzteren Tal hat die Tiefe des Haupt-Rhonetales schon  $3\frac{1}{2}$  km vor seiner Einmündung in dieses erreicht!

Nach der Ansicht einiger Forscher soll der Zusammenfluss zweier Eisströme die Erosionskraft steigern, eine Übertiefung, ev. eine Talstufe hervorrufen. ALBERT HEIM u. a. haben überzeugende Gründe dagegen vorgebracht, es sei deshalb nur noch ein Beispiel aus der Diluvialzeit herangezogen, weil wir dabei in der glücklichen Lage sind, nicht hypothetische Annahmen machen zu müssen, sondern positive Messungen zur Verfügung haben. In der Linie Niederrurnen-Ziegelbrücke verengert sich das Linthal auf eine Breite von nur 1 km, um sich gleich unterhalb wieder auf 5–6 km zu weiten.  $2\frac{1}{2}$  km hinterhalb Ziegelbrücke vereinigten sich der Linthgletscher und der linksseitige Arm des Rheingletschers. Es dürfte die Talenge von Ziegelbrücke eigentlich gar nicht existieren und es müsste unter dem Alluvium des Gasters eine verborgene Talstufe liegen. Statt dieser ragen aus der Alluvialebene die Buchberge als Inselberge auf, und wie steht es mit der Talstufe? Der Boden des Walensees liegt heute zwischen Murg und Quinten in 278 m Meereshöhe (vor der postglacialen Sedimentation lag er sicher noch tiefer). In

den Jahren 1925/28 wurden im unteren Benkenerried bei Tuggen Tiefenbohrungen nach Erdöl ausgeführt. Nach 235 m alluvialer Aufschüttung (feiner, toniger Sand, plastische Tone mit Lagen größeren Moränenmaterials) wurde in 176 m Meereshöhe der steilgestellte feste Molassefels erbohrt. Wir haben demnach auf eine Länge von 24 km nur ein Gefälle von rund 100 m oder nur 0,4%, was für ein noch innerhalb des Gebirges liegendes Tal nicht viel ist, und kaum für das Vorhandensein einer nennenswerten Stufe spricht.

Bedeutender als an der Bildung von Talstufen scheint mir die Mitarbeit des Gletschers an den Auskolkungen oberhalb von Tal-

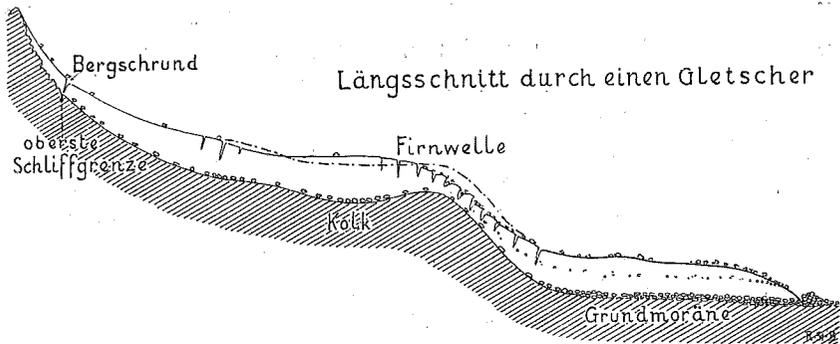


Abb. 2.

stufen zu sein. Die erwiesene Tatsache, dass interglaciale Bergsturzmassen von neuen Gletschervorstößen überfahren wurden, ohne dass der Gletscher die losen Schuttmassen wegzuräumen vermochte, dass vorstossende Gletscher zuweilen ihre eigenen Schuttmassen überfahren und sie nur zu Drumlins umarbeiten, dass auch rezente Gletscher Asiens im selbst aufgebauten Schuttbett hoch über der eigentlichen Talsohle dahinkriechen, sprechen gegen allmächtige Glacialerosion, während andernorts Auskolkungen und andere reiche Schliiff-Formen besonders über Talstufen und in Karmulden wieder für Glacialerosion sprechen. Es will mir scheinen, dass die Glacialerosion bei sonst gleichen Bedingungen in erster Linie vom Volumen der Grundmoränenführung abhängig ist und zwar so, dass nur eine mittelstarke Schuttfführung ein Maximum der Erosion bewirkt. Bei geringer Grundmoräne muss der Faktor Zeit gross sein, um bedeutende Wirkung zu erzielen, bei übergrosser Schuttfführung hört die Sohlenschürfung ganz auf.

Bekanntlich ist die Gletscherbewegung im Winter stark verlangsamt, nimmt dann im Frühling schnell zu und erreicht schon

im Juni ihr Maximum. Von Ende Oktober bis Ende Mai hört oberhalb 2500 m die Ablation praktisch auf, es findet in dieser Zeit nur Akkumulation neuer Schneemassen statt. Die dünneren Rand- und Endpartien des Gletschers sind infolge der Winterkälte starrer und zum grössten Teil am Boden festgefroren. Auch die oberflächlichen Partien sind einige Meter tief hinab unter Null Grad abgekühlt und daher starrer. Diese Umstände bewirken zusammen ein Abbremsen der Gletscherbewegung. Im Innern bleibt die Temperatur und damit die Plastizität des Eises nahezu unverändert, auch die Wirkung der Erdwärme an der Sohle bleibt annähernd konstant, sofern die Dicke der Eisaufgabe gross genug ist, um vor Ausstrahlung zu schützen. Das Weiterfliessen der plastischen inneren Masse in der starren äusseren Hülle bewirkt das bekannte Aufquellen der Eiszunge gegen den Frühling hin. Zu dieser Zeit hat die Schneeeauflage im Firngebiet ihr Maximum erreicht. Der Druck ist dort oben grösser geworden, wogegen die Widerstände am Zungenende durch die Frühsommerwärme sich zu lösen beginnen und bald darauf das Maximum der Eisbewegung eintritt. Dieses liegt nach BLUEMKE und FINSTERWALDER dicht unterhalb der Schneegrenze.<sup>3)</sup> Der Druck aus dem Firngebiet pflanzt sich wellenartig fort. Diese Firnwellen sind so flach, dass sie nicht ohne weiteres in die Augen springen. Stereophotogrammetrische Aufnahmen von H. HESS 1925/26 am Hintereisferner zeigten gegen früher stellenweise Hebungen und Senkungen der Oberfläche bis zu fünf Metern. Der Verfasser hat am Claridenfirn und Glärnisch ebenfalls Firnwellen konstatiert (R. Str.-B. „Aus der Gletscherwelt“, Vierteljahrsschrift 1932). In grossem Ausmasse sind Firnwellen am grönländischen Inlandeis beobachtet worden (Schweiz. Grönlandexpedition DE QUERVAIN und MERCANTON, 1912/13). Ich vermute einen Zusammenhang der Firnwellen mit der Grundmoränenführung. Wo das Gefälle des Gletscherbodens flacher wird, nimmt der Bodendruck, d. h. die Komponente  $D$  (siehe Abb. 1) zu, die talwärts gerichtete Komponente  $D'$  dagegen ab. Die Bremswirkung an der Sohle nimmt zu, das Grundmoränenmaterial reichert sich an. Die Erosion verstärkt sich anfangs, es kann ein Kolk entstehen.

<sup>3)</sup> Der Verfasser hat am 25. Mai 1934 den Claridenfirn besucht und hat in 2900 m Meereshöhe seit dem 13. September 1933 einen Firnzuwachs von 2,94 m festgestellt. Auffallend ist nun, dass die Firnboje im gleichen Zeitraum, also in den 8 Wintermonaten 11,7 m gewandert ist, gegenüber dem ganzjährigen Mittelwert von 14 m (Vergl. R. STR.-B. „Der Claridenfirn“ in „Die Alpen“, S. A. C. Heft 1, 1934).

Überschreitet dann die Menge der Grundmoräne eine gewisse Grenze, so staut sich der Schutt, das Eis über dem Stau schwillt an, es entsteht eine Firnwelle, deren hydrostatischer Druck schliesslich so gross wird, dass der Eisabfluss wieder beschleunigt wird und damit auch der gestockte Schuttabfluss neuen Impuls erhält. Es entsteht über dieser Stelle ein Firnwellental, weiter abwärts ein Firnwellenberg. Das Spiel wiederholt sich. Es ist am stärksten da zu erwarten, wo der Gletscher in einem starken Gefällsknicks liegt, wo Zugkräfte im Steilhang und Druckkräfte im flacheren Teil pulsierend sich beeinflussen. Die Grundmoränensteine sind am dichtesten unter dem flachen Teil des Gletschers beisammen, wo sie auch unter dem stärksten Druck  $D$  stehen. Der Kolk ist daher hier am stärksten, solange das Verhältnis Eismasse zu Grundmoräne ein günstiges bleibt. Der Kolk des Eises liegt deshalb, im Gegensatz zum Kolk des fliessenden Wassers, oberhalb der Steilstufe, wogegen an deren Fuss die Schuttanhäufung meistens zu gross wird. Sollte es blosser Zufall sein, dass schüsselförmige Vertiefungen mit schönen Schliff-Formen, wie Rundbuckel, kleinen Seebecken usw. oberhalb von Steilstufen am häufigsten vorkommen? Es ist vielleicht auch nicht allein der Härte des Gesteins zuzuschreiben, sondern der schwachen Geschiebeführung, dass die schönsten Glacialformen im Granit liegen und in Karmulden<sup>4)</sup>. In jungen Gebirgen (Asien z. B.) mit ihren übersteilen Gipfeln, tektonisch zerrütteten oder leicht verwitterbaren Gesteinen kann die Schuttführung so gross werden, dass der Kolk aussetzt, und der Gletscher auf seinem eigenen Schutt schwimmt, den Untergrund geradezu konservierend.

Die Grösse der Glacialerosion wird sich niemals in einer fixen Grundzahl ausdrücken lassen, mit welcher dann beliebig vervielfacht und verallgemeinert werden darf, selbst dann nicht, wenn es gelingen sollte, nicht nur am Ende eines Gletscherstromes, sondern mitten unter seinem stärksten Lauf direkte Messungen an der Felssohle auszuführen. Die Wirkung des Eises ist nicht eine allmächtige, sondern ist von Fall zu Fall, je nach den Gegebenheiten des Geländes unter und rings um den Gletscher eine andere. Es sprechen deutliche Erscheinungen für örtlich energische Glacialerosion, andernorts gewichtige Tatsachen dagegen. Bei der Diskussion, ob an der Talbildung das Wasser oder der Gletscher den

<sup>4)</sup> Dieser Aufsatz war schon geschrieben, als die neue aufschlussreiche Arbeit von O. FLÜCKIGER, „Glaciale Felsformen“ in Petermanns Mitteilungen, 1934, Ergänzungsheft 218, erschien.

grösseren Anteil habe, ergeht es dem Gletscher wie so manchem in der Wissenschaft: Er erntet als letzter Bearbeiter den ganzen Ruhm, der vielleicht zum grösseren Teil seinem Vor- und Mitarbeiter gebührte.

Zürich, im Mai 1934.