

DIE GLAZIAL-EROSION

Dr. ROMAN LUCERNA

Prag

Die gewaltige Ausdehnung der diluvialen Gletscher, ihre enorme Mächtigkeit müssten eigentlich stets den Gedanken an eine grosse Wirkung rege erhalten. (Penck, Vergl. d. D. Alpen. 1882 S. 390).

I

Historischer Teil

Die Gletschererosion, die Wegnahme von Fels und Stein durch Gletscher konnte kaum viel früher eine Frage der Wissenschaft sein, bevor nicht die Talbildung durch exogene Kräfte und die grössere Ausbreitung der Gletscher durch die Eiszeit feststand. Ihr sinnfälligstes Merkmal und Werkzeug, das der Gletscher sich beschafft, um den Untergrund anzugreifen, ist die Grundmoräne. E. Collomb 1846/47 war wohl der Erste, der (10) die Grundmoräne als Produkt der Gletschertätigkeit auffasste und damit die Gletschererosion auffand. Die Grundmoräne entsteht nach ihm dadurch, „dass der Gletscher, durch seine unwiderstehliche Stosskraft von seinem Bette Stücke losreisst“ (bei 76, S. 43, S. 197). Seiner Meinung traten nordische Forscher bei. Die Anschauung von der Ausschürfung von Felsbecken und Seenwannen durch Gletscher, aus der räumlichen Gleichordnung von alpinen Randseen und früherer Gletscherausbreitung begründete de Mortillet 1858/59 (74). Er verkürzte mit Gastaldi (30) diese Meinung zur Reexcavationstheorie, der Wiederausschürfung „präexistierender“ und zugeschütteter Hohlformen durch Gletscher (bei 76, S. 370, 371). Er fand Anhänger und Widerstand. Ohne solche Einschränkung ist A. C. Ramsay 1859 (81) der eigentliche Begründer der Meinung von der Entstehung der grossen, alpinen Seebecken durch Gletschererosion. Erheblich weiter ging J. Tyndall (91), der gleich (von Ramsay wesentlich eingeschränkt) die ganzen Alpentäler durch Gletschererosion ausgeschürft sein lässt. Der Meinung Tyn-dalls kommt erhöhte Bedeutung zu, da er als Physiker die Erosion durch Gletscher für möglich hielt und gleichzeitig ausgezeichneter Gletscherkenner war. Etwas Wahres muss an der Meinung Tyn-dalls doch sein, da wir den Gletschertrog heute noch als erosiv

bezeichnen. Nun war die Meinung auf den Kampfplan getreten und erweckte eine stattliche Reihe hervorragender Geister auf der einen wie der anderen Seite. Von den Gegnern und ihrer Widerlegung kann hier der Kürze wegen nicht die Rede sein. Es ist die konservierende Rolle, die sie den Gletschern zuschrieben, an welcher manche ihrer Nachfahren heute noch hängen. Beitraten der Theorie der Glazialerosion A. und J. Geikie für die schottischen Binnenseen (bei 76, S. 374), Clifton Ward für die Seen Cumberlands (bei 76, S. 374), H. Miller für Erosionsbecken in ungestörten Schichten (bei 76, S. 375), Lory und Gastaldi (ebenso) in der Einschränkung de Mortillets, Stark 1873 ohne Einschränkung (ebenso) für die oberbayrischen Seen. Helland für die Ähnlichkeit der grossen Alpenseen mit nordischen. Besondere Bedeutung kommt dem Schweizer J. F. Kaufmann 1872 zu (45), dessen vorausgehende Gedanken die Zeit erst nach Jahrzehnten einholte (bei 50, S. 119). In neueres Fahrwasser überleiteten: Dana 1877 für Becken-Ausschürfung, Croll 1875, dessen Theorie der Gletscherbewegung die Gletschererosion als deren notwendiges Merkmal auffasste (bei 76, S. 376), Penck (1880, 81, 82) für die glaziale Entstehung von Binnenseen und Fjorden (76a), Hahn für die Reliefklärung einzelner Länder, Ratzel für Fjordbildungen (bei 76, S. 376). — So dauerte das Hin und Wider 20 Jahre, bis A. Pencks: Vergletscherung der Deutschen Alpen 1882 neue Impulse brachte. Dieses grossartige Werk enthält eine kritische Sichtung der bisherigen Meinungen und sammelt die Momente der Glazialerosion, wie sie das intensive Studium eines Alpenausschnittes lieferte. Penck ist der Gletscher eine Feile, Gesteinsblöcke werden unter 1000 m hoher Eissäule fortgeschoben, das Eis sei der Kitt, welcher die Schleifsteine fasst; diese wirken wie Zähne unterhalb einer langsam fliessenden Masse und bewirken Abnutzung (76, S. 380). Nach Penck zählt Charpentier mindestens für die Reexcavation nicht zu den Gegnern der Glazialerosion (8, 9) nachdem der Gletscher beim Vorgehen loses Erdreich vom Felsgrunde entfernen könne (bei 76, S. 382). Ähnlich bei Venetz (92). Schon hier hebt Penck hervor (76, S. 383, 389) was immer zu betonen sein wird, dass nicht am unteren Gletscherrande im peripheren Gebiete, wo das Eis auch über Kiese hinweggehen könne, seine Erosion beobachtet und verlangt werden solle, eher im Gebiete der zentralen Depression, wo dieselben Schichten durchschürft sind, am besten oberhalb, wo fester Felsgrund angefahren und Gletscherschliffe erzeugt werden, und gibt somit das erste Längen-Erosionsprofil am Zungenende. Auch teilt er schon die Erosion, — ohne sie gesondert zu benennen — wovon später die Rede sein wird — in solche die Schliff erzeugt und solche die unter Druck der Boden auflockert, aufbricht, zertrümmert und aufarbeitet. Beweis dessen die dem Gletscherschliff entnommenen, nur einseitig geschliffenen Geschiebe, mit parallelen Schrammen. Dem Einwand, dass der Gletscher Felsen stehen lässt, begegnet schon Penck, dass auch

der Fluss nicht alles wegerodiert. Grosse Bedeutung wird dem Schlammgehalt der Gletscherbäche (s. später), der Quantität der Vorlandsschotter, die dem Alpenabtrag entstammen und die alle die zentralen Depressionen passierten, als Grundmoräne, die bewegt wird, beigemessen (76, S. 385—392). Diese Anschauungen, die wir heute nach 55 Jahren noch teilen, gehören schon zum heutigen Stand.

II

D e r g e g e n w ä r t i g e S t a n d

Pencks Vergletscherung der Deutschen Alpen ist der Ausgangspunkt einer weit grossräumigeren Erforschung der Gesamtalpen in glazialgeologischer Hinsicht, in welcher die dort gefundenen Grundsätze erhärtet und erweitert wurden. Diese Anschauungen wurden in einem weit grösseren Fundamentalwerke, den „Alpen im Eiszeitalter“ (Leipzig 1901—1909) von A. Penck und Ed. Brückner niedergelegt. In A. Cozzaglio müssen wir einen Nachfahren Tyndalls erblicken, insoferne er (1895) neben den Wannen der Alpenseen, dessen Annahme einer glazialen Entstehung der Alpentäler auf deren untere Abschnitte einschränkte (11). 1896 schon hatte Ed. Richter die Entstehung der norwegischen Fjordtäler auf glaziale Erosion zurückgeführt (84) und ähnlich grosszügig betonte H. Gannet als Erster den grossen und nie zu verwechselnden Formengegensatz zwischen vergletschert gewesenen und eisfrei gebliebenen Gebieten (26), besonders auch die Hängetäler berücksichtigend. Die Hängetäler (das sind Seitentäler mit Stufenmündung ins Haupttal) spielen auch eine grosse Rolle bei W. Kilian (1900), der allerdings den Gletschern nur eine ausweitende Bedeutung zuerkennt, die Hängetäler als durch Gletscherschutz in der Flusserosion zurückgebliebene Seitentäler ansieht und die fluviatile (in die Seitentäler nicht eingedrungene) Talbelebung der Alpen auf eustatische Meeresbewegung zurückführt (46, 46a). Dagegen haben energischere Anhänger der Gletschererosion, wie de Martonne (seit 1909, 70, 71) und viel später A. Burchard (1923 und 1927, 7 u. 7a), ein anderes Element, die Stufen der Alpentäler in den Vordergrund gestellt, indem ersterer, die aus früherer Zeit vorgebildeten, durch Gletschererosion verschärften lässt, denn diese wirke gerade im Bereiche der Verzögerung der Bewegung oberhalb und unterhalb der Stufe stärker. Hier wird dem Faktor: vergrösserte Reibung bei verlangsamter Bewegung, erhöhte Bedeutung beigemessen, welchen Faktor der Reibung an Untergrund und Flanken bereits Tyndall (76, S. 391) als Physiker in Betracht gezogen hat. Noch weniger beträgt zur Glazialerosion Garwoods Theorie der Hängetäler und Stufen, wenigstens 1902 (27) die in bezug auf erstere ähnlich wie Kilian (und Bonney 4a) denkt, die

Stufen durch Fluvialerosion unterhalb, ableitet und die Belebung der Talerosion auf interglaziale Hebung durch Eisentlastung zurückführt. In späteren Schriften (1905, 1910, 28, 29) wird Garwood teilweiser Anhänger der Anschauungen von Penck und Davis in bezug auf glazial-erosive Entstehung kleiner Wannen, z.T. der Stufenmündungen und der Breitenerosion der Gletscher. Schon Kilian räumt den subglazialen Schmelzwässern eine grosse Wirkung ein. Brunhes (in einer Reihe von Aufsätzen seit 1906) lässt die Übertiefung während der Eisbedeckung durch subglaziale Schmelzwasser besorgen. Das erlösende Wort hatte schon Penck 1899 gesprochen, durch Schaffung des allgemein gültigen Begriff Übertiefung, welcher für frühere Glazialgebiete der herrschende geworden ist. Übertiefung ist ein Zuviel an Tiefe durch Erosion, ein Hinabgehen der Gletschererosion unter die Flusstalsohlen. Im Gegensatz zur Wasserbewegung, die nur auf kurze Strecken, von geringer Höhe, aufwärts erfolgen kann, vermag das Eis auf lange Strecken und grosse Höhen sich aufwärts zu bewegen (bei hinreichender Mächtigkeit) und tiefe Wannen auszuschürfen. Bereits 1882 vertritt Penck die Meinung, dass das Eis am Grund der Wanne nicht ruht (stagniert) und die Grundmoräne fortgeschoben wird. Die beiden Werke Ed. Richter: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen 1900 und Penck und Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter 1901—1909 stehen an der Spitze der neueren Anschauungen. Richter schafft den Begriff Taltrog, der zum Gletscher passt und ihm an den Leib geschnitten ist, betrachtet die Kare als Quellstätten des Eises, und nimmt die Wandverwitterung zu Hilfe, nachdem schon Gastaldi ihre Aushöhlung durch Gletscher angenommen hat. Richter bezeichnet die Gipfel als Kanter, als Zwei-, Drei- und Vierkanter, spricht von einer Abtragungsebene der Schneegrenze, der Füllung der Karscheiden und Grate, der Enthauptung des Gebirges und begründet was man heute die glazialen Abrationsflächen nennen könnte, die jetzt vielfach mit andrem vertauscht oder verwechselt werden. Penck hob mit Brückner den glazialen Formenschatz, woran sich Davis beteiligte (77—79; 5; 15—18), Penck und Davis schlossen aus dem Zusammenfallen von Übertiefungsgrenzen und Grenzen der Vereisung auf ihre Entstehung durch glaziale Erosion. Beide betonen den Gegensatz zwischen vergletschert und unvergletschert gewesenem Gebirge und sind gleichzeitig für fluviale Talvertiefung und Talverbreiterung. Die Übertiefungsgesetze Pencks erklären die Trogsschlüsse, die Stufen in den Haupt- und Seitentälern, als Konfluenzstufen, Stufenmündungen, Diffluenzstufen und zentrale Depressionen. Das System der glazialen Erosion, das von den Endwannen seinen Ausgang genommen, ist endlich durch die Taltröge über die Kartreppe bis zu den Gipfeln hinauf einheitlich durchgebildet. Die Schliffgrenze, ein Begriff Richters, wurde als obere Grenze der Zurundung durch Gletscher einheitlich durch die gesamten Alpen von Penck und Brückner durchverfolgt. Von der grossen Zahl von

Arbeiten, die diese Hauptwerke veranlassten, und die vielfach Teilerscheinungen bearbeiteten, ist es hier keineswegs möglich den Anteil aller aufzuzählen, namentlich nicht jener, welche fluvialen Wirkungen mehr zuschreiben, als ihnen zukommen dürfte. Von Teilproblemen ist die Behandlung der Trogplatten und Karbildung durch F. Nussbaum (75) und W. H. Hobbs (42—44) sehr zu beachten. Dass auch die Frage der Schliffgrenze keine ganz einfache ist, zeigt. Klebelsberg, der, obwohl kein entschiedener Anhänger grösserer Gletschererosion, deren mehrere annehmen möchte (48). Auf dem Boden der Glazialerosion stehen A. Ludwig (66), wenn er auch in manchem zu weit geht, und H. Stein (88), der Erosion mit Geschwindigkeit verbindet, und eine grössere Erosion und Reibung bei geringer Geschwindigkeit am Anfang, glattere Bahn, grössere Geschwindigkeit, daher geringere Mächtigkeit und Erosion in der Folgezeit annimmt, was sich wohl durch die Rauhigkeiten der Grundmoräne widerlegt. Von grösserem Interesse sind die Ausführungen H. Lautensachs (1912) in seiner „Übertiefung des Tessingebiets“, welche eine kritische Würdigung einer reichen Literatur, eine eingehende Diskussion vielen Fragen und eine Unzahl bemerkenswerter Beobachtungen enthält. Obwohl Lautensach in der Übertiefung mit den grossen Meistern übereinstimmt, ergeben sich ihm doch aus der genaueren Betrachtung einer Einzellandschaft manche Schwierigkeiten, die sich vielleicht weniger durch eine allzugrosse „fluviale Mitwirkung“, als durch einen Anteil stadialer Erosion beheben liessen (50). Als Anhänger der Glazialerosion hat N. Krebs schon durch sein Hauptwerk: Die Ostalpen und das heutige Österreich (1913, 2. Aufl. 1928) die Glazialerscheinungen in Literatur und Natur eingehend kennen gelehrt, Bezeichnungen wie Hochtröge, Torsäulen verallgemeinert, andere Bezeichnungen wie „Karembryonen“, „Durchgangskare“ geschaffen und ist einer der ersten, der auf Grund genauer Alpenkenntnis, Kare verschiedener Bildungszeit (wie auch A. Aigner, L. Hauptmann und Fr. Heritsch (33)) und eine postglaziale Mitwirkung am Alpenrelief ins Auge fasst. In neuerer Zeit misst man der Seitenerosion des Gletschers bei der Trogverbreiterung eine grössere Bedeutung bei, so E. v. Drygalski 1912 (21), ferner Burchard (1927), während einer einseitigen Breitenerosion Garwoods schon Lautensach begegnete mit den Worten: „Gibt man ausserdem eine Breitenerosion der Gletscher zu, so ist es eine physikalische Inkonsiquenz, eine glaziale Tiefenerosion zu leugnen“ (50, S. 141). Der Seitendruck ist jedenfalls nur ein Teil des Bodendruckes. Die Zuflucht zur Seitenerosion auf Kosten der Tiefenerosion ist nicht notwendig, wenn man Stufenbeseitigungen annimmt. Und wieder ist es ein Bearbeiter einer Gebirgsgruppe J. Partsch der die lebhaften Zeugnisse der Glazialerosion aufführt, wenn er in seinen lichtvollen Ausführungen über die Eiszeit der Hohen Tatra diesen Erscheinungen grosse Bedeutung beimisst. Auch nimmt er eine eiszeitliche Abtragung einer Gebirgswölbung der Hohen Tatra an.

(80a) (wie es der Autor für die Liptauer Alpen angenommen hat), wofür sich Andeutungen auch bei Romer (85a) finden.

N. Creutzburg findet in der Hochalmspitz-Ankogelgruppe — ein Zeichen für die Mannigfaltigkeit der Erscheinung — im Sinne Pencks (78) obere und untere Tröge, obere und untere Trogschlüsse (13). Über Skandinavien haben die Arbeiten von A. Helland, A. Hamberg, J. Rekstad und vieler anderer viele einschlägige Daten beigebracht. Meussburger bringt vom Brunecker Schlossberg ein Beispiel glazialer Aufarbeitung des Felsgrundes (73). Den Zeugnissen früherer Zeit steht die gegenwärtige Gletschertätigkeit gegenüber. Den Untersuchungen an heutigen Gletschern kommt die allergrösste Bedeutung zu. Darum führen die epochalen Untersuchungen am Rhonegletscher (83) und die bahnbrechenden Arbeiten von S. Finsterwalder und seiner Schule, besonders von Blümcke und H. Hess an Ötztauer Gletschern zu den wichtigsten Ergebnissen (22, 23, 41). Finsterwalder unterscheidet neben der schleifenden, die splitternde Glazialerosion, wozu noch die selektive bei weicherem Gestein innerhalb von härterem und kluftdurchsetztem kommt. Neben der schleifenden Wirkung durch ein Schleifmittel, Geschiebe, Sand und Lehm, ist schon Penck (1882) die aushebende Wirkung bekannt, welche auch W. Salomon würdigt. Finsterwalder und seine Schule lehren Druckschwankungen und Temperaturschwankungen, ein fortgesetztes Widerauftauen und Wiedergefrieren am Gletschergrunde kennen, welches eine Auflockerung im Gesteinsgefüge bewirkt und die Wirkungen der splitternden Erosion vervielfältigt. Vortrefflich orientieren über diesen Gegenstand die kurzen Bemerkungen von Machatschek in seiner Gletscherkunde (67, S. 78 ff.) und bei Supan-Obst, Grundsätze der Physische Erdkunde, 7. Aufl., 1930 (S. 218 ff.). Überhaupt ist die Grundmoräne das Produkt grösstenteils, und der beste Beweis der Gletschererosion. Und zwar der Lehm. Der Lehm des Geschiebelehms orientiert am besten über die Vorgänge am Gletschergrunde. Aus Trümmern werden Blöcke, Geschiebe verschiedener Grösse, Grus, Sand und Lehm. Zu Lehm wird schliesslich durch Druck und Reibung alles zertrümmert, zermalmt und zer mahlen. Einerlei ob es sich um die im Eise eingeschlossene oder ausserhalb, am Grunde fortbewegte Grundmoräne handelt. Der Felsschliff erscheint dann nur als die noch nicht einbezogene Basis der Grundmoräne und der letzte Anschliff der vielen vorausgehenden. — In der Schobergruppe, wo im Schleinitz-Ostkar das Kluftsystem die Gefällsrichtung kreuzt, wurde das erosive Furchen-Netz zweier sich schneidender Richtungen kartographisch (1 : 5000) festgehalten (59, 1930). Die neueren Fortschritte weisen auf eine grösse Mannigfaltigkeit der glazial-erosiven Wirkungen hin, auf Unterschiede im Längsprofil und seinen einzelnen Teilen, im Querprofil sowie bei Talgletschern und Kargletschern, ein scheinbar gegensätzliches Verhalten, das sich auf örtliche, expositionelle und Mächtigkeitsunterschiede zurückführt und in einer differenzierten

Erosion viel Unterschiede, auch solche der Meinungen hervorruft.
— Zwei Wege sind es um hier weiterzukommen: der morphologische und der durch Messung.

III

Neuere Anschauungen

Der durch Finsterwalder, Richter und Penck an rezenten und früheren Gletschern eingeleitete Aufschwung der modernen Gletscherkunde und Eiszeitlehre hat nicht nur zur Schaffung eines Organes für einschlägige Forschungen und Arbeiten auf der ganzen Erde: der Zeitschrift für Gletscherkunde¹⁾ (seit 1906/7 unter den verdienstvollen Leitungen von Ed. Brückner und seit 1928, XVI. Band, von v. Klebelsberg) geführt, sondern auch zur Einzelforschung eingeladen. Die Penckschen Anschauungen erfuhren hiebei naturgemäß eine grössere Mannigfaltigkeit und Differenziertheit. Lucerna fand in den Liptauer Alpen (52) dass nicht nur von den eiszeitlichen Gletschern Terrassen (die Penckschen Niederterrasse bis ältere Decke) ausgingen, sondern auch von den Stadialgletschern. Sie entspringen ebenso an Moränen durch Übergangskegel wie jene, sie haben in günstigen Fällen (wie bei der geringen Sprunghöhe nicht anders zu erwarten) eigene (in den Liptauer Alpen eozäne) Felssockel. Sie wurden Stadialterrassen genannt, sind postglazial, entsprechen dem Alluvium und sind in den Karten wie „Gletscher von Gmünd“ und „Urpasterze“ (Mitt. d. Geogr. Ges. in Wien, 1933, und Ztschr. f. Gletscherkunde, 1938 (61.65)) kartographisch verzeichnet. Auch die Moränen der Stadien erfuhrn Untergliederung. Derselbe Autor fand im Bühlstadium eine fortlaufende Reihe von Wällen, zweiteile (später vierteilte) das Geschnitzstadium, fand eine zwei, bis vierfache Gliederung des Daunstadiums (60 Wälle! in der Zoppenitz, Schobergruppe, Hohe Tauern (59, 1930). Diese Beobachtungen kommen quantitativ für die Erosion in Betracht. Besondere Benennungen führten ein: O. Ampferer (Schlusseiszeit), v. Klebelsberg, Kinzl (angeführt in v. Klebelsberg, Geologie von Tirol, 1935). Aber auch der Gliederung der erosiven Formen wurde Beachtung geschenkt. Den vier alpinen Eiszeiten entsprechend suchte H. Hess vier ineinander geschaltete Tröge nachzuweisen (39). Dem gegenüber betrachtet eine grössere Anzahl von Forschern die Gehägeterrassen im Glazialterrain als verkappte Überreste fluviatiler Talsohlen, die nur von Gletschern überschliffen worden seien. Zwar hat Brückner besonders einen grossen interglazialen Talboden (der Mindel-Riss-

1) Die Einblicknahme in genannte Zeitschrift in Instituten verdanke ich dem Entgegenkommen der Herren Prof. Dr. R. Kettner und des Dekans Prof. Dr. R. Fürth.

Interglazialzeit) (79) sowie einen praeglazialen namentlich in den Schweizer Alpen und Lautensach (50) neben diesen (den praeglazialen nannte er Bedrettalboden) noch einen älteren Pettanctto-Talboden) namhaft gemacht ohne der Glazialerosion Eintrag zu tun. Allein mehr und mehr zeigt sich das Streben die tertiären und fluvialen Flächen im Glazialterrain der Alpen auf Kosten der glazialen auszudehnen. Das erfordert eine geringere Bewertung der Glazialerosion, verdunkelt aber auch die hochwichtigen Errungenschaften des Penckschen Eiszeitwerkes. Besonders die Nachkriegszeit huldigt diesen Anschauungen. Hereingetragen wird das Tertiärrelief in die Alpen und diesem nur eine geringe Änderung durch die Gletscherzeiten zugeschrieben. Meines Erachtens etwas vorschnell. Weil zu einer genaueren Bestimmung der tertiären Formenelemente im Glazialgebiet die Ausmasse der glazial-erosiven Formen erst bekannt sein müssen. Daher ist es notwendig auf diese bisher übersehenen besonders aufmerksam zu machen. Unabhängig von Hess, kam ich seinerzeit gleichfalls zu einer Mehrzahl von Trögen, selbst stadialer (54). In der Montblancgruppe findet sich z.B. über der Mer de glace ein etwa 100 m hoher, streckenweise unzerschnittener Wandgürtel der durch Steilheit, Parallelismus mit dem Gletscherrande, unmittelbarer Nachbarschaft und gelegentlichem Moränenauftrag sich als Ufersaum und Uferlinie eines höheren Gletscherstandes erweist, wie eine Schotterterrasse einen höheren Flussstand anzeigt. Da dieser höhere Gletscherstand unmöglich aus der Eiszeit stammen könne, wurde er in die nächst ältere Gletscherzeit vor heute, die Daunzeit gestellt, u.s.w. Die höheren Gletscherstände wurden sogar zweigeteilt. Diese in der Montblancgruppe (53a, 54, 55) allgemeine Erscheinung wurde auch an der Pasterze (56) festgestellt und in beiden Fällen kartographisch festgehalten. Sie blieb bisher in der Natur unwiderlegt. In seinen Arbeiten über die Montblancgruppe kommt der Autor zu einer bis zu einem gewissen Grade selbständigen Eintiefung des Gletscherkörpers in einer, von einem einheitlichen, doch verschieden hohen Wandgürtel umzogenen Hohlform. Was die fluvialen Anschauungen ausserhalb meines Arbeitsfeldes anlangt, so sind diese für mich unentschieden. Unstimmigkeiten in der Verbindung von Gehängestücken betont schon Lautensach. Selbst in seinem eigenen Gebiete ist die Talboden-Verknüpfung keine ganz einfache. In meinen Arbeitsgebieten glaube ich, dass der Schwierigkeit der Verbindung der Gesimse zu kontinuierlichen Talböden, also der Unregelmässigkeit der Gesimse, vielleicht und z.T. ganz gut auf glazialerosivem Wege beizukommen ist, durch Einordnung in eine andere Regel. Ausgangspunkt ist die Auffindung eines Seitentroges mit offener Wandung (52 S. 64 f.; 57). Wenn nämlich aus einem Seitentale mit Stufenmündung ein Seitengletscher in den Haupttalgletscher bei ähnlich hoher Oberfläche mündet, so kann sein Bett in die Fläche der Haupttrogwand einbiegen, als hohe Seitenbahn mit nur einseitiger

Wandung, die zuweilen stumpf endet. Eine Vollform zu diesem Beispiel findet man am Aletschgletscher rechts, wo der Mittlere Aletschgletscher vor dem Hauptgletscher in dessen Wandung endet. Oder als Hohlform am Ausgang des Kalsertales (Glocknergruppe) links in der Wandung des früheren Iselgletschers. Ebenso im Mölltale (Glocknergruppe) rechts an der Ausmündung des Gössnitztales. In anderen Fällen senkt sich die Sohle des Seitentales, erst noch unterschnitten vom Haupttal, in Form einer bogenförmigen Rampe in die Haupttalsohle. Ausgezeichnete Beispiele an der Mündung des Fleisstales, und Gradentales (ins Mölltal). Auch allmähliche und undeutliche Verschleifung des Seitentaltruges in den Haupttrug kommt vor. Manche Gesimse zusammengesetzter Gletscher dürften sich auf solche bald verfolgbare, bald aussetzende Seitentröge verschiedener Höhe zurückführen. — Auch die glaziale Stufung zeigt erosive Eingriffe. Wir wollen dabei nicht einmal der Herauspraeparierung einer Stufenschwelle oder eines Stufenberges mit zwei Randrinnen (z.B. zweimal im Trümmertal, östlich des Poppersees, Hohe Tatra) gedenken. Bei Penck erscheint der Trogschluss noch fest. Lautensach nimmt bereits eine Veränderung an. Nicht im Sinne von de Martonne und Burchard (69—71; 7) durch Verschärfung, sondern durch Rückverlegung und Abflachung. Mit Stufendurchschnitten habe ich mich seit langem beschäftigt. Junge Stufendurchrisse in der Karregion finden sich in der Hohen Tatra. Früher vorhanden gewesene Geschnitztrogschlüsse nördlich von Zermatt und südöstlich von Heiligenblut, scheinen durch Daungletscherzungen zerschnitten zu sein. Oberhalb der verschwundenen Stufe sind in einem Falle das Daunbecken von Zermatt, im anderen das südlich von Heiligenblut eingesenkt. Der morphologische Beweis für einen Stufendurchschnitt ist gegeben, wenn die Ufermoräne eine Stufe macht, die an der Talsohle fehlt. Stufenreste bleiben seitlich übrig, wenn der einschneidende Gletscher schmäler war. Felshügel der Talsohle können Reste der Fussregion einer abgetragenen Stufe sein, die ein oberhalb eingesenktes Becken hinterschürft hat (62). Eine mehrfach ganz jung abgetrepp't veränderte Stufe, vielleicht im Sinne Lautensach's ist die mächtige Stufe zwischen Gorner-Gletscher und Zermatt (64). Die stadialen Veränderungen der Stufen dürften manche scheinbare Unstimmigkeiten der bewährten Konfluenzgesetze Pencks beheben.

Nicht nur vor Trögen auch vor der Karbildung macht die Glazialerosion nicht halt. Die weitgehende Eigenformung der Karregion macht sich in doppelter Weise fühlbar. Zuvor ist eines neuen Formenelements zu gedenken, der eigentlichen Karwand. Richter versteht unter Karwand die Bergwand zwischen Karböden und Gipfel. An Granit-, Gneis- und Schieferbergen nahe unter der heutigen Schneegrenze bemerkt man unter der schrägen und von Rinnen kannelierten Gipfelwand (von mir Gipfeldach genannt), einen kompakten bogenförmigen Wandstreif, einen reduzierten Teil der Richterschen Karwand, von mir eigentliche Karwand genannt,

die ich als Ufer des letzten karbildenden Firnbeckens bezeichne. Sie umzieht in einem Bogen das Kar. Oft liegen zwei Kare über einander. Steigt nämlich die Schneegrenze zu einem höheren Stande, so kann es vorkommen, dass sich in einem Gipfeldache ein Schneefleck einnistet, der vereist und ein Kar formt; die kleine Gletscherzungue des oberen (jüngeren) Kares hängt dann an der Ausgangskarschwelle über die Karwand des unteren, älteren Kares herab. Nach den Schneegrenzen kann man das verschiedene Alter der Kare bestimmen. Diese Fundamentalbeobachtung wurde bereits am nördlichen Karpaar der Tandelspitze bei Gmünd in Kärnten gemacht (unveröffentlicht). — Die Karregion zeigt auch wie empfindlich die Gletschererosion von Mächtigkeitsschwankungen abhängig sein kann. Das Gipfeldach im Halbkreis eines Kares sendet Lawinenschnee in den Kargrund. Dieser bildet dort eine hufeisenförmige Randanhäufung grösserer Mächtigkeit. Die peripherische Erosion ist verstärkt. Im ausgeschmolzenen Kar begleitet dann eine hufeisenförmige Randrinne den Karwadbogen (Hufeisenkar, besonders schön das Südkar des Hafners, Hochalmgruppe, Hohe Tauern). Der zentrale Karteil erscheint dann wohl auch zuweilen als Buckel, Zentralbuckel, statt als Becken. Die Randrinnen setzen sich wohl auch in die Karschwelle fort, und sondern dort einen Mittelbuckel (Inselberg) aus (zahlreiche Fälle, auch in der Hohen Tatra). Der Mittelbuckel der Karschwelle (auch Riegelberg) erscheint dann als glazialerosiv nachgeerbte Form des Zentralbuckels. Alles durch verstärkte Randerosion (ganz jung). Diese kann auch durch einen Schattenhang erzeugt werden. Derselbe Gegensatz besteht auch zwischen Sonn- und Schattenseite (Schattenrinne, 62). Viel Stufen finden wir so einseitig durchschnitten. Gipfelüberhöhung auf der Sonnseite kann den Effekt auch wettmachen oder umkehren. Wir haben somit neben schleifender, splitternder, selektiver Erosion, auch lokal und expositionell bedingte Mehrerosion. — Die lang gesuchten besten Beispiele für die Selbständigkeit der Karerosion wurden in den letzten beiden Jahren mehrfach gefunden. Auf jedem Gletscherboden ergeben sich so erosive Differenzen, welche sich in den Formen wiederspiegeln. Da sie in engster Abhängigkeit vom heutigen Berg- und Gipfelrahmen stehen, sind sie jung und stadial. — Da nun die bogenförmigen Karwände sich gegen die Gipfel zu, als Orten der Stoffentnahme, ausweiten, so sind die Hochgebirgsgipfel (Karlinge Penks, Dreikanter, Vierkanter Richters) Zurück-schnittformen zwischen Karen (58). — All diese stadialen Erosionsarten setzen Verweilungszeiten=Eintiefungszeiten voraus, und damit eine stationäre Lage der Schneegrenze durch längere Zeit. Auch hier zeigt sich grössere Differenziertheit. Statt der Abstände der Stadien von 300 : 300 m müssen wir vielfach Schneegrenzlagen von 100 : 100 interpolieren. Wir müssen hier die Schneegrenze als ein noch wenig beachtetes erosives Element namhaft machen. Wirkt der Gletscher wie ein Hobel nach der Tiefe, so die Schnee-

grenze horizontal wie eine Säge (Schneegrenzbrandung, Schneegrenzkliff), freilich expositionell verschieden, daher mehr in flachem Schrägschnitt. Besser als jede Erklärung sagt folgendes Bild aus. Das obere Kar 2 zieht (gewöhnlich ist der Karboden in Bezug auf die Kerbe tiefer) horizontal durch die Pfeiler durch. Die Einschnitte in den Pfeilern werden Schneegrenzkerben genannt. Sie sind die Stellvertretung der Kare am Kamm. Die Lokalität des Bildes ist unbekannt, sie entspricht aber den Alpenvorkommnissen. Warum die Schneegrenze kerbt? Offenbar ist es eine nicht zu breite Zone trümmelbedeckter Frostzersplitterung (s. später). Im August 1936 schneite es an der linken Seite des Maltatales (Hochalmgruppe, Hohe Tauern) bis zu einer wagrechten Linie von etwa 2100 m herab. An dieser Linie angereiht war eine Reihe von

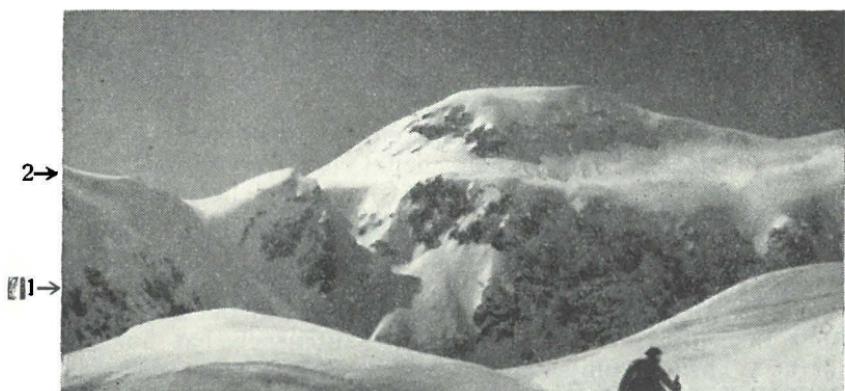


Abb. Schneegrenz-Kerbe.

1 = unteres Kar ; 2 = Schneegrenz-Kerbe mit zwei Pfeilerdurchschnitten ;
in der Verlängerung die Solile des oberen Kares.

Kammkerben. Das Bild der Schneegrenze der Gschnitzzeit in ihren Schneegrenzkerben war anschaulich vorgeführt. Die deutlich eingeprägte Hohlform des Gschnitzgletschers an der SW-Seite des Schobers war nahe halbiert. Die temporäre Schneegrenze hatte für kurz die Rolle der stationären Gschnitzschneegrenze übernommen. — Auf dem Sattel zwischen Tschadin und Bösem Weible (Dreitausendern der Schobergruppe, Hohe Tauern) sah ich als Student im obersten, ausgeschmolzenen Teil der Firnmulde einen Firnschliff, glänzend in der Sonne. Seitdem wusste ich das der Firn erodiert. Seinem Flächenverhältnis zur Gletscherzungue entsprechend wird man auch etwa 1/3 von deren Erosionsbetrag annehmen dürfen (bei Bowman (4) 2 : 4, bzw. 1 : 5). Auch Schneeflecke, Firnflecke, perennierende Schneeflecke erodieren (besser Korrasion). Ich habe mich seit langem mit dieser Frage beschäftigt; auch Cvijić und Bowman veröffentlichten darüber. Bowman

(4) führt die Schneerosion auf Bewegung zurück. Ich leugne diese keineswegs. Allein meine Erklärung ist z.T. eine wesentlich andere: durch Frostspaltung und Weglösung. Dies befähigt Schneeflecke auf horizontaler Basis sich einzufressen. Die Wegführung des gelösten Materials geschieht oft unterirdisch. — Schneeflecke sind oft von einer ganz niederer Felsstufe umzogen, dem Zeichen ihrer Einfressung. In Grossem scheint jeden Gletscher einer bestimmten Verweilungszeit ein geschlossener, mehr minder hoher, von Firn und Eis bedeckter Wandgürtel zu umziehen, der ihn zu einer geschlossenen Form stempelt. Der Gletscher scheint einen Abdruck seiner Form in der Landschaft zu lassen. Eine der wichtigsten Stellen ist die Verengungsstelle, wo das Firnbecken zur Gletscherzungue einspringt. — Ich schliesse mit den Worten Machatscheks der in seiner Gletscherkunde (68, S. 80) seine trefflichen Ausführungen über Glazialerosion mit den Worten schliesst: „Doch ist auch bei den gegenwärtigen Gletschern, z.B. am Hintereisferner durch die Tiefbohrungen... die trogbildende Tätigkeit des strömenden Eises erwiesen worden.“ — Alle diese neueren Anschauungen sind beobachtet und entwickelt in strenger Konsequenz der Lehre Pencks; sie suchten einer akkumulativen eine erosive Gliederung beizufügen: eine Auflösung der Gesamterosion in Teilerosionen in ihrer räumlichen und zeitlichen Zergliederung.

Eine Vergleichung dieser Beobachtungen mit der Natur wurde bisher fast nirgends vorgenommen. Lautensach hat auf Grund anderer Wahrnehmungen einzelne dieser Anschauungen eingehend und objektiv gewürdigt (in „Übertiefung des Tessingebiets“, 50, S. 151—154, u.a.O.). Er greift zwei wichtige Punkte heraus. Er legt dem Zusammenfallen von Trogrund und erzeugendem Gletscherrand als vermeintlich meiner Ansicht allein entsprechend, zu viel Gewicht bei. Allerdings, wo eine trogrund-aufsitze Ufermoräne vorhanden ist, stimmt das. Nach Lautensach seien diese Fälle selten. Der Trogrund ist mir nur der sinnfälligste Ausdruck für den (oder einen) Gletscherrand oder die Zone der Hauptbewegung des Eises (oder des Haupteises, der Hauptschleifbahn). Das Verhältnis der Gletscher zum Trogrund ist ein dreifaches: a) bei sinkendem Gletscherstande liegen die Moränen am Fuss der Trogwand, b) mit dem Trogrund zusammenfallend, durch randaufsitzende Ufermoränen (Ranftmoränen, von Ranft = erhobener Rand), c) auf die Trogsschulter übergreifende Moränen: analog Niederwasser, Mittelwasser und Hochwasser bei einem Flusse. Die randlichen Schwankungen eines Gletschersaumes sind oft durch grössere Zahl von Moränen belegt. Oft geht sogar die erosive Form mit den Schwankungen mit (Erosionsgrenzen). Die Angabe Lautensachs von jung-verwitterten Trogrändern kann ich schon aus Beobachtungen aus der Hochalmgruppe 1912 bestätigen. Ist der Rundbuckel des zugerundeten Trograndes im Steilabfall jünger, oben

älter, oder sind die Flächen gleich alt? Beides kommt vor. Dass zweitens trograndaufsitzeende Moränen seltener sind (Ranftmoränen) ergibt sich aus ihren labilen Lage (Moränenbrüche). Oft säumen den Rand Einzelblöcke (Moränenreste?). Hier helfen Beispiele ab. — Die gegenseitige Stellvertretung von Rand und Ufermoräne kommt nicht zu selten vor. Wer in Stadialgebieten viel gearbeitet hat, weiss, dass Moränen oft einen Felskern haben und ein fortgesetzter Wechsel von Ufermoränen und Rundbuckelrändern statt hat. Viel vorsichtiger urteilte J. Partsch in seinem Werke: „Die Hohe Tatra zur Eiszeit“ (1923), der die von mir in die Literatur eingeführte (eigentliche) Karwand (unterster Teil der Richterschen Karwand) als erster in Natur bestätigte, ein wesentlicher Punkt (80a, S. 180).

IV

Weitere Aufgaben

Jede Wissenschaft durchläuft 3—4 Stufen: die beschreibende, die erklärende, die messende und wenn man will, die reproduktive. Im Teilzweige der Glazialmorphologie ist die Glazialerosion jetzt zwischen 2. und 3. Stufe, im Übergang zur messenden. Die zu messenden Größen sind die direkten: der Abtrag von Felsflächen durch Gletschererosion und die indirekten, zunächst: die Ermittlung des Abtrags aus dem Schlamdgehalt der Gletscherbäche; die Ermittlung aus Sand- und Schotteranhäufungen; die Ermittlung aus der bewegten Grundmoränen-Menge (sowohl innerhalb wie ausserhalb des Eises), die einen bestimmten Gletscherquerschnitt in bestimmter Zeit passiert, eine gewiss schwierig und nur unter selten günstigen Umständen zu bestimmende Größe. Endlich die Ermittlung durch das Experiment. — An den Treppenstufen aus Karpathensandstein nicht alter Häuser in Mährisch-Ostrau bemerkt man häufig in der Mitte pfannenförmige Gruben. Sie sind oft so auffällig, dass das Herabgehen Vorsicht erfordert. Sie sind hervorgerufen durch den Schritt von Passanten, ohne eigentliche Reibung, nur durch das Aufsetzen des Fusses, meist ohne Nägel, nur durch Schuhsohlendruck. Es ist dies eine anthropomorphe Form der Erosion, die Schuhsohlen-Erosion durch weiches Leder auf hartem Stein ohne Reibung. Die Gletschererosion liesse sich experimentell durchführen durch ein glattes oder rauhes, jedoch gut gereinigtes Pflaster, über das eine Gesteins- oder Zementplatte mit an der Unterseite eingesetzten Kieseln oder Metallknöpfen oder kantigen, harten Körpern nach Art einer Egge hinreichend beschwert im Tempo einer Strassenwalze mehrfach darüber geführt wird, unter sorgsamer Abkehrung des zerriebenen Materials und Bestimmung nach Quantität und Gewicht. — Wohl der erste, oder einer der ersten, die in der Natur durch den Hobel Gletscher

selbst den Erosionswert bestimmen lassen wollten, war Baltzer (1). Er legte am Unter-Grindelwaldgletscher Bohrlöcher an. Diese einfache Methode, die freilich Geduld erfordert, müsste systematisch in Angriff genommen werden. Der Augenblick ist dazu günstig. Eine grosse Zahl von Gletscherzungen wird zwecks Erhebung der Schwankungen alljährlich von vielen wissenschaftlich geschulten Beobachtern regelmässig besucht. Die Anlage von Erosions-Marken (Bohrlöcher in festem Fels), gefüllt mit einer Serie von abhebbaren zirka 1 cm hohen und nummerierten Bleizylindern, Zählung von oben nach unten) und ihre gelegentliche Beobachtung sollte in das Programm der Gletscherbeobachtungen aufgenommen werden. Der angenähert gegenwärtige Stand der Gletscher und der Hochstand von 1820 und 1850, den ich mit ähnlichen Hochständen als frührezenter Stand bezeichnete (welche Bezeichnung Kinzl in etwas abgeänderter Bedeutung angenommen hat) (47)scheint einer der gegenwärtigen Klimalage angepasste Schwankungs- oder Oscillationsbreite zu entsprechen. Erosiv gesehen verschiebt sich das Zentrum der Beckenbildung nach vorne und rückwärts, ist dabei in der bisher rezenten Lage dauernder gewesen. Aus früherem ist ersichtlich, dass der Gletscher in der Randregion oft auf Aufschüttungen liegt und eine geringfügige oder auch gar keine Erosion hat. Felsflächen die sich für Anschliff und Absprengung eignen, müssen wir mehr im Beckeninnen suchen. Nun legt der gegenwärtige Rückgang der Gletscher selbst dieses rezente Becken und vielleicht seine Sondervertiefung samt möglichen Felsflächen ganz oder teilweise frei. Dieser Zeitpunkt ist für die Anlage von Bohrlöchern an geeigneten Felsen des Beckeninners, aber auch an erhabenen, felsigen Aussenrändern, vielleicht auch an Seitenwandungen, zur Ermittlung der Seitenerosion besonders günstig. An Rundbuckelschwellen wird ein Querprofil von Bohrlöchern an Stoss- und Leeseite zu ziehen sein. — Um ein Beispiel zu erwähnen: aus der rezenten Wanne des Pleisnitzkeeses (Ankogelgruppe, Hohe Tauern) steigen Schlifflächen in zwei Reihen steil hervor. Hier könnten u.a. mit Vorteil Bohrlöcher angebracht werden. — Ein zweites Mittel ist die Bestimmung des Schlammgehaltes und der Wassermenge von Gletscherbächen, welches Penck 1882 als besonders geeignet zur Bestimmung des jährlichen Abtrags eines Gletschergebietes bezeichnet (76, S. 202, 203). Solche Messungen systematisch vorzunehmen zur Ermittlung der Gletschererosion wäre sehr wünschenswert. Penck nimmt Bezug auf Zahlen die Dollfus-Ausset 1864 über Schlammgehalt und Wasserführung des Gletscherbaches am Unteraargletscher mitgeteilt hat, nämlich einen Tagesabtrag von 26.4 cbm Schlamm (20). Nach Penck (76, S. 202) erodiert das Gletschereis $2\frac{1}{2}$ mal schneller als das Wasser (auch wenn wir Goggartens Einwand, aber auch Geröll und gelöste Substanz berücksichtigen, dürfte dies der Fall sein). Daraus ergibt sich, dass auch die gegenwärtige Gletscherzunge, während der Bach im Vorfeld nur

wenig erodiert oder gar nicht, in dem vom Eise bedeckten Raume eine Wanne auskolken kann. Nur am Gorner-Gletscher konnte ich, soweit erinnerlich, einen fluvialen Cañon in den Gletscher hineinverfolgen. Am fast spaltenfreien Plessnitzkees (Kargletscher) ist die Zungenwanne trefflich entwickelt, mit asymmetrischer Endlage, Sonnseitrinne, unter der Einwirkung der höheren Ankogellehne. Im Westen des Krimmler Tales (Venedigergruppe, Hohe Tauern) fand ich vor einigen Jahren eine in Auflösung begriffene Gletscherzungue, deren Trümmer in grün-trübem Eissee schwammen, der das rezente Gletscherbecken füllte. Vielleicht gehören auch die sonderbaren Erscheinungen des mir persönlich nicht bekannten Puntaiglas-Gletschers hieher, die Heim anschaulich beschreibt (34). Wir müssen daher die Anschauungen von (de Mortillet und) Ramsay erweitern: auch die gegenwärtigen Gletscherzungen sind Becken-Gestalter. Obige Zahl ergibt nach Pencks Berechnung einen Jahresabtrag von 0.6 mm durch Glazialerosion über die Fläche des ganzen Gletschers gebreitet, einschliesslich des Firnfeldes. Nun wäre der Betrag für die Gletscherzungue allein mindestens doppelt so gross; außerdem käme auch Abtrag durch gelöste Substanzen und Geschiebe weiter hinzu, und endlich würde jede Mächtigkeitszunahme wie dies bei Hochwassern der Fall ist und die grönländische Verhältnisse ahnen lassen, den Betrag wesentlich vergrössern, so dass er an die vorhandenen Hohlräume und Zeiten heranreichen könnte. Nach Gogarten (31) zu schliessen dürfte die Schwankung der Werte sehr gross sein, und es wird lange Zeit brauchen einen guten Durchschnittswert zu gewinnen. Weiter ermittelte Penck, dass durch die durch die Gletscher aus den Deutschen Alpen herausgeschaetten Gesteinsmassen, jene im Minimum durchschnittlich um 36 m erniedrigt worden wären, Skandinavien nach Helland in der Diluvialzeit durch Gletschertätigkeit um 80 m, und die Hochlande allein nach Kämtz um 325 m (76, S. 387). Diesen Durchschnittswerten, wie auch jedem Denudationsmeter ist entgegenzuhalten, dass sie nichts über die lokalen Eintiefungen, über die Einzelorte gesteigerter Erosion aussagen. Wo Flüsse und Gletscher ihre Bahn ziehen, wird vertieft, die Zwischenfelder, oft weitflächig, ragen durch lange Zeit fast unverändert auf, z.B. an Pfeilern. Die Erosionswirkungen sind neben einander zonenweise sehr verschieden. Zonen gesteigerter Wirkung und konservierte Flächenstücke (Fazetten) durchdringen einander und wechseln mit einander ab. Die Annahme zonenweise verschiedener Erosion gibt ein Durchdragungsrelief mit geschonten Inseln (Fazetten). Suchen wir ein solches, so finden wir es besonders in allen Glazialgebirgen, z.B. den Alpen. Zum Zweiten, was hier gleich mitbemerkt sei: Im Grossen ist dasselbe Verhältnis zwischen Tiefland und Mittelgebirge einerseits und Hochgebirge anderseits. In relativer Schuttlage (Tiefland, soweit nicht Anhäufung statthat, und Mittelgebirge) verbleiben Flächen selbst durch Epochen und Perioden wenig verändert, während in Zerstörungszonen (Hochgebirge)

schichtsweiser Abtrag stattfinden kann. — Ein drittes Mittel der Bestimmung der Erosionsgrösse, nämlich aus dem Schuttinhalt von Innenmoränen gibt H. Hess an (36). Er bekommt als Erosionsgrösse für eine Stelle des Firnbeckens des Hintereisforners im Minimum 0.027 mm pro Jahr (37, 38, S. 356). Zu viel höheren Zahlen für die Gletscherzungre kommt J. Rekstad für den Engabrä des Svartisen (82, S. 214). Vor dem Engabrä befand sich noch 1891 ein bis 40 m tiefer und 70000 qm grosser See. Bei Vorstoss des Engabrä ab 1904 wurde nun der See mit Schutt und Schlamm vollständig ausgefüllt. Aus dem Volum der Ausfüllungsmasse, gebreitet über das Einzugsgebiet des Engabrä, ergibt sich Rekstad, wieder im Minimum, ein Abtragungswert von 11 mm pro Jahr. Diese vortreffliche Ermittlungsart sollte wiederholt werden. Wir können durch die nun ausgebildete kartographische Methode die jährlichen Deltazuwächse bei gletschernahen Karseen scharf kartieren und vergleichende Urteile gewinnen (49 in dieser Weise aufgenommene Tatrahochseen (1935—1937) ergeben seit der gletscherfreien Zeit geringfügige Umrissänderungen). — S. Finsterwalder und seine Schule, namentlich Blümcke und Hess haben wie alle Gletscherpraktiker der Gletschererosion volle Beachtung geschenkt. Seitdem ist es in der Zeitschrift für Gletscherkunde darüber stille geworden. Nicht die Gletschererosion hat abgenommen, nur das Interesse ist abgeflaut, so laut auch die Formen reden. Wir können einer systematisch messenden Behandlung der Gletschererosion nicht ausweichen. Je umfassender diese angestellt wird, desto besser. Seit zwei Menschenaltern gibt es ein Hin und Wider in diesen Fragen. Die vorhandenen Resultate lassen bereits ahnen, dass die geschaffenen Hohlformen, mit den Ausmassen von Zeit und Kraft ziemlich übereinstimmen dürften. Die messende Ermittlung der Gletschererosion wird eine gerechte Zuteilung zu Glazialformen und Tertiärformen ermöglichen. — Aber auch die zerstörende Wirkung der Schneegrenze sollte einer messenden Be trachtung zugeführt werden. Die Schneegrenze erscheint als eine schmale Zone gesteigerter Temperaturschwankung um den o-Punkt. Ein ausführlicher praktischer Vorschlag des Autors wurde seinerzeit von Prof. Dr. W. Schmidt, weiland Direktor der Zentralanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus in Wien bestens befürwortet. — Untersuchungen über Schneefleck-Erosion werden angestellt. Es gibt sogar karähnliche Nischen und solche mit kleinen Seen (Firnfleckenregion) die sich auf Schneefleck-Erosion zurückführen. — Das Vorkommen jüngerer erosiver Glazialformen scheint überdies bestätigt durch die Anschauungen Pjeturssons über Island. (Bei Werth: Die Eiszeit. Samml. Göschen Nr. 431, S. 129.)

Der Gegensatz der Meinungen über Glazialerosion lässt sich m.E. einfach folgendermassen überbrücken: Al. Heim anerkennt eine gewisse Erosionsleistung bei kleinen Gletschern; A. Penck tritt für Erosion bei den mächtigen diluvialen Gletschern ein. Die

Gletscher der Hohen Tatra waren relativ klein, wie unsere Alpen-gletscher und eiszeitlich wie die diluvialen. Sie vereinigen die beiden Forderungen — und haben gleicherweise erodiert. Also erodieren auch die gegenwärtigen Gletscher nach Massgabe der ihnen zur Verfügung stehende Zeit.

Die Glazialmorphologie ist reich und mannigfaltig genug, die anerkennende Wahrnehmung der Tatsachen durch viele Forscher zu finden.

AUS DER LITERATUR

- 1 Baltzer: Studien am Untergrindelwaldgletscher. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 1808.
- 2 Blümcke, A. und S. Finsterwalder: Zur Frage der Gletschererosion. Sitz. ber. d. Bayer. Ak. d. Wiss. 1890.
- 3 Blümcke, A. und H. Hess: Untersuchungen am Hintereisferner. Wiss. Erg. Heft d. D. u. Ö.A.V. 1899.
- 4 Bowman, J.: The Andes of Southern Peru. New York 1916. — Ber. v. Brückner in Ztschr. f. Glkde. 1921/22.
- 4a Bonney, T. G.: Alpine Valleys in Relation to Glaciers. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1902.
- 5 Brückner, Ed.: Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Pencks Geogr. Abh. 1886. Abt. I. I.
- 6 Brunhes, J.: Sur les contradictions de l'érosion glaciaire. Compt. rend. de l'Ac. des Sc. Paris 1906.
- 7 Burchard, A.: Stufenbau der Alpentäler. Pet. Mitt. 1923.
- 7a —: Formenkundliche Untersuchungen in den NW. Ötztales Alpen. Forsch. z. D. Landes u. Volkskunde XXV, 2, 1927.
- 8 Charpentier: Sur la cause probable du transport des blocs erratiques de la Suisse. Annales des mines III, 1835.
- 9 —: Sur l'application de l'hypothèse de M. Venetz aux phénomènes erratiques du Nord. Bibl. univ. de Genève, 1842.
- 10 Collomb, E.: Sur les dépôts erratiques des Vosges. Bull. Soc. Géol. d. France II S. 1846/47.
- 11 Cozzaglio, A.: Le moderne teorie sulla formazione dei laghi prealpini. Commentari dell' Ateneo di Brescia, 1895.
- 12 —: Paesaggi di Valcamonica. Impressioni e studii. 1899.
- 13 Creutzburg, N.: Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. Ostalp. Formenstudien II/I, 1921.
- 14 Daubrée: Recherches expérimentales sur le striage des roches... Bull. Soc. Géol. XV, 1856/57.
- 15 Davis, W. M.: Glacial Erosion in the valley of the Ticino. Appalachia IX, 1900.
- 16 —: Glacial erosion in France, Switzerland and Norway. Proc. Boston Soc. Nat. Hist., 1900.
- 17 —: The sculpture of mountains by glaciers. Scott. Geogr. Mag., 1906.
- 18 —: Glacial Erosion in North Wales. Quart. Journ. Geol. Soc., 1909.
- 19 Deeley, R. M.: The erosion Power of Rivers and Glaciers. Geol. Magazine, 1897.
- 20 Dollfus-Ausset: Matériaux pour l'étude des glaciers. Paris 1864.
- 21 Drygalski, E. v.: Die Entstehung der Trogwälder zur Eiszeit. Pet. Mitt. 1932.
- 22 Finsterwalder, S.: Der Vernagtferner. Wiss. Erg. hefte z. Ztschr. d. D. u. Ö.A.V. I, 1897.
- 23 —: in Sitz.ber. der Bayer. Ak. d. Wiss., 1912.
- 24 —: Wie erodieren die Gletscher? Ztschr. d. D. u. Ö.A.V. 1899.
- 25 Früh, J.: Über Form und Grösse der glazialen Erosion. Verh. d. Schweiz. naturf. Ges. in St.-Gallen, 1906/07.
- 26 Ganett, H.: Lake Chelan. Nat. Geogr. Mag., 1898.
- 27 Garwood, J. E.: On the origin of some hanging valleys in the Alps and Himalayas. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1902.
- 28 —: Weitere Schriften angeführt bei Lautensach (50, S. 140 Anm. 1).
- 29 —: Features of alpine scenery due to glacial protection. Geogr. Journ. 1910.
- 30 Gastaldi, B.: On the effects of glacier erosion in Alpine valleys. Quart. Journ. Geol. Soc., 1873.
- 31 Gogarten, E.: Messungen der Schlammführung von Gletscherbächen. Zeitschr. f. Glkde. 1909/10.

- 32 Greim, P.: Studien aus dem Paznaun. *Gerlands Beitr. z. Geophysik*, 1903.
- 33 Hauptmann, L. und F. Heritsch: Die eiszeitliche Vergletscherung der Bösensteingruppe. *Sitz.ber. d. Wiener Akad. d. Wiss., math. nat. Kl.*, 1908.
- 34 Heim, Al.: Handbuch der Gletscherkunde 1885.
- 35 Helland, A.: On the Ice Fjords of N. Greenland and on the formation of Fjords, Lakes and Cirques in Norway and Greenland. *Quart. Journ. Geol. Soc. London* 1877.
- 36 Hess, H.: Die Gletscher. 1904.
- 36a —: Probleme der Gletscherkunde. *Ztschr. f. Glkde*, 1906/07.
- 37 —: Über den Schuttinhalt der Innenmoränen- *Ztschr. f. Glkde*, 1906/07.
- 38 —: Die Grösse des jährlichen Abtrages durch Erosion im Firnbecken des Hintereisferrners. *Ztschr. f. Glkde*, 1906/07.
- 39 —: Alte Talböden im Rhonegebiet. *Ztschr. f. Glkde*, 1907/08.
- 40 —: Gletscherkunde und Glazialrelief. *Geol. Rundschau*, 1910.
- 41 —: Der Hintereisferner 1893—1922. *Ztschr. f. Glkde*, 1924.
- 42 Hobbs, W. H.: The cycle of mountain glaciation. *Geogr. Journ.*, 1909.
- 43 —: Characteristics of Existing Glaciers. New York 1911.
- 44 —: Studies of the cycle of glaciation. *Journ. of Geol.*, 1921.
- 45 Kaufmann, J. F.: Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz II. Lief.* 1872.
- 46 Kilian, W.: Note sur le surcreusement des vallées alpines. *Bull. Soc. Géol. d. France*, 1900.
- 46a —: L'érosion glaciaire et la formation des terrasses. *La Géogr.* 1906. Weitere Schriften angeführt bei Lautensach (50, S. 143, Anm. 2).
- 47 Kinzl, H.: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. *Ztschr. f. Glkde* 1929, S. 69, 1932, S. 273.
- 48 v. Klebelberg, R.: Geologie von Tirol, 1935.
- 49 Krebs, N.: Die Ostalpen und das heutige Österreich, 2. Aufl. 1928.
- 50 Lautensach: Die Übertiefung des Tessingebiets. *Geogr. Abh. N.F.* 1912.
- 51 Lehmann, O.: Die Bodenformen der Adamelligruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie. *Abh. d. Geogr. Ges. Wien* 1920.
- 52 Lucerna, R.: Glazialgeologische Untersuchung der Liptauer Alpen. *Sitz.ber. d. Kais. Akad. d. Wiss. in Wien, math. nat. Kl.* 1908.
- 53 —: Die Eiszeit auf Korsika. *Abh. Geogr. Ges. Wien* 1910, H. I.
- 53a —: Die Trogfrage. *Ztschr. f. Glkde*, 1910/11.
- 54 —: Die Flächengliederung der Montblancgruppe. *Geogr. Ztschr.* 1913.
- 55 —: Morphologie der Montblancgruppe. *Pet. Mitt. Erg. h. 181*, 1914.
- 56 —: Morphologie der Pasterzenumgebung. *Penck Festschrift* 1918.
- 57 —: Geologie und Glaziologie der Schobergruppe, in Böhm-Nossberger, Führer durch die Schober-Gruppe.
- 58 —: Der Klaffer Kessel in den Schladminger Alpen. *Ztschr. d. D. u. Ö.A.V.* 1924.
- 59 —: Neue Methode der Kartendarstellung. *Pet. Mitt. I* 1928. *II* 1930.
- 60 —: Fazettierung. *Pet. Mitt.* 1931.
- 61 —: Gletscher von Gmünd. *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 1933.
- 62 —: Karggliederung am Knallstein. *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 1935.
- 63 —: Morphologischer Atlas der Seen der Hohen Tatra. 1936. I. Heft erschienen, Heft 2 u. 3 in Vorbereitung (Selbstverlag).
- 64 —: Das Matterhorn, seine Entwicklungsgeschichte. *Pet. Mitt.* 1936.
- 65 —: Urpasteize. *Zeitschr. f. Glkde*, 1938. Mit Gletscherkarte.
- 66 Ludwig, A.: Über glaziale Erosion und über die Ursache der Eiszeit. *Ztschr. f. Glkde*, 1907/08.
- 67 Machatschek, F.: Geomorphologische Studien aus dem norwegischen Hochgebirge. *Abh. Geogr. Ges. Wien* 1908.
- 68 —: Gletscherkunde, Sammlung Göschen 1917. — Ferner in Supan-Obst: Grundzüge der Physische Erdkunde, 7. Aufl. II/1 1930.
- 69 de Martonne, E.: Sur la formation des cirques. *Ann. de Géogr.* 1901.
- 70 —: L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. *Ann. d. Géogr.* 1910/11.

- 71 de Martonne, E.: *Sur la théorie mécanique de l'érosion glaciaire.* C. R. Acad. des Sc. 1910.
- 72 Matthes, F. E.: *Glacial Sculpture of the Bighorn Mountains.* Rep. U.S. Geol. Surv. 1899/1900.
- 73 Meussburger, K.: Ein gutes Beispiel glazialer Aufarbeitung des Untergrundes. Ztschr. f. Glkde, 1913/14.
- 74 de Mortillet: Note géologique sur Palazzolo et le lac d'Iséo en Lombardie. Bull. Soc. Géol. de France 1858/59.
- 75 Nussbaum, F.: Die Täler der Schwelzer Alpen. Wiss. Mitt. d. Schweiz. Alp. Museums in Bern 1910.
- 76 Penck, A.: *Die Vergletscherung der Deutschen Alpen.* 1882.
- 76a ——: *Gletscher und Eizeit, Gemeinnützige Vorträge.* Prag 1880/81.
- 77 ——: Die Übertiefung der Alpentäler. Verh. d. VII. Intern. Geogr. Kongr. in Berlin 1899 II.
- 78 ——: Ägerters Karte der Aukogel-Hochalmspitze Gruppe. Mitt. d. D. u. Ö.A.V. 1909.
- 79 —— und Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. 1901—1909.
- 80 ——: Glaziale Erosion in den Alpen. Congrès géol. intern. Compte rendu de la XIe session. Stockholm, 1910, I.
- 80a Partsch, J.: Die Hohe Tatra zur Eiszeit. 1923.
- 81 Ramsay, A. C.: The old Glaciers of North Wales in Ball: Peaks, Passes and Glaciers. 1859.
- 81a ——: On the glacial Origin of certain Lakes in Switzerland. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1862.
- 82 Rekstad, J.: Die Ausfüllung eines Sees vor dem Engabrä, dem grössten Ausläufer des Svartisen, als Mass der Gletschererosien. Ztschr. f. Glkde 1911/12.
- 83 Rhonegletscher, Vermessungen am... 1874—1915. Neue Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges. 1916. Ber. in Ztschr. f. Glkde, XII.
- 84 Richter, Ed.: Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. Sitz. ber. der Wiener Akad. d. Wiss., math. nat. Kl. 1890.
- 85 ——: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Erg. Heft Nr. 132 zu Pet. Mitt. 1900.
- 85a Romer, E.: The Ice Age in the Tatra Mts. Extrait des Mem. de l'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres 1929. Cracovie 1930.
- 86 Salomon, W.: Können Gletscher im anstehenden Fels Käse, Seebecken und Täler erodieren? Neues Jb. f. Min. u.s.w. 1901.
- 87 ——: Die Adamelligruppe. Abh. Geol. R. A. Wien 1910.
- 88 Stein, H.: Gletschergeschwindigkeit und Gletschererosion. Ztschr. f. Glkde 1909/10, S. 313, 314.
- 89 Tarr, R. S.: Glacial erosion in Alaska. Popular Sc. Monthly 1907.
- 90 ——: R. S.: Glacial erosion in the Scottish Highlands. Scott. Geogr. Mag. 1908.
- 91 Tyndall, J.: On the conformation of the Alps. Phil. Mag. 1862, 1864.
- 92 Venetz, M.: Mémoire sur l'extension des anciennes glaciers. § 17. Neue Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges. 1861.