

Ueber die Vorgänge bei der Talbildung

Autor(en): **Ludwig, A.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **12 (1912-1913)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-157272>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

48. J. KOENIGSBERGER. Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. Freiburg i. Br. und Leipzig, 1910.

49. W. PAULCKE. Fossilführender « Rötidolomit ». *Centralblatt für Min. und Pal.* 1. 1911.

50. B. G. ESCHER. Ueber die prätriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi. *Inaug. Dissert. Zürich.* Amsterdam, 1911.

51. W. STAUB. Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz.* Liefg. XXXII. 1911.

52. E. TRUNINGER. Geologisch-petrographische Studien am Gasternmassiv. *Inaug. Dissert. Bern,* 1911.

53. ARN. HEIM. Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz.* Liefg. XXXI. 1911.

54. L. ROLLIER. Les faciès du Dogger ou Oolithique. Zurich, 1911.

55. P. ARBENZ. Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. *Protokoll der Sitzung vom 4. Dez. 1911, der naturf. Ges. Zürich.*

Ueber die Vorgänge bei der Talbildung.

Von A. LUDWIG.

Der lange und hartnäckige Kampf der verschiedenen Meinungen über das Mass der Mitwirkung von Flusserosion und Glazialerosion bei der Bildung der Alpen- und Molassetäler scheint sich allmählig der Entscheidung zu nähern. Manche Anzeichen deuten darauf hin, dass der Sieg schliesslich der von Prof. HEIM energisch vertretenen Anschauung verbleiben wird, welche die Talbildung sozusagen ausschliesslich der Flusserosion zuschreibt und eine irgendwie nennenswerte Erosion durch Gletscher bestreitet. Die PENCK-BRÜCKNER'sche Glazialtheorie leidet an einem inneren Widerspruch. Sie lehrt einerseits die Polyglazialität, die durch Interglazialbildungen (Schieferkohlen, Höttingerbreccie etc.) bewiesen werden soll und andererseits die Glazialerosion, für welche die sogenannte « Uebertiefung » der Alpentäler ins Feld geführt wird. Interglazialbildungen und Glazialerosion sind aber zwei Dinge, die sich gegenseitig ausschliessen; denn talbildende Gletscher, die die Sohle der Täler um mehrere hundert Meter tiefer gelegt haben sollen, hätten auch die Interglazialbildungen

wegräumen müssen¹. Nun sprechen aber ungleich gewichtigere Gründe für eine mehrmalige Wiederkehr der Eiszeiten², als für die Glazialerosion. Wir haben nichts danach zu fragen, ob die Einheit der Eiszeit unseren Vorstellungen besser zusage oder nicht. « Unsere Vorstellungen haben sich den Tatsachen zu fügen, » sagt Altmeister SUESS bei anderer Gelegenheit. Die Lehre von der Polyglazialität wird bestehen bleiben; höchstens könnte man sich fragen, ob man auf Grund von wenig beträchtlichen Niveaudifferenzen einen älteren und jüngeren Deckenschotter zu unterscheiden berechtigt sei; doch kann auch diese Frage nicht von vornherein verneint werden. Die Lehre von der Glazialerosion dagegen widerspricht direkt den in der Natur überall zu beobachtenden Tatsachen³; sie lässt sich nicht halten, weder in dem umfassenden Sinne der Richtung HESS-LUCERNA, noch in der bescheideneren Ausdehnung, die ihr PENCK und BRÜCKNER in dem grossen Werke « Die Alpen im Eiszeitalter » zugewiesen haben. Die Glazialerosionisten tun der Natur Gewalt

¹ Vergl. *Jahrbuch 1910 der St. Gallischen Naturw. Gesellschaft*, S. 220, Die Lagerung der Mörschwiler Schieferkohlen.

² Als unbegründet muss der von P. DAMASUS AIGNER unternommene Versuch zurückgewiesen werden, den Deckenschotter aus der Reihe der eiszeitlichen Bildungen herauszunehmen und in der Hauptsache als präglazial zu betrachten (*Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg*, 64. Band, 1910). Die zahlreichen prachtvoll gekritzten und geschrammten Geschiebe im Deckenschotter des Stammheimerberges (unterhalb des Bodensees) reden denn doch eine zu gewichtige Sprache. Der massgebende Aufschluss, eine hohe Wand, ist von der Eisenbahnstation Etwilen aus sichtbar. — Ebenso bestimmt spricht die Grösse der Gerölle für die fluvioglaziale Natur des Deckenschotters. Niemals hätten bei reinem Flusstransport kristallinische Gerölle aus dem Innern der Alpen in solcher Grösse in die Gegend des Stammheimerberges gelangen können; sie wären schon längst vorher zerrieben und zermahlen worden. Vergl. *Jahrbuch S. A. C.* 1909, S. 234, Flussgeröll, Molasseproblem und Alpenfaltung.

³ Unerklärt bleibt z. B. die Tatsache, dass die Seitentäler in allen möglichen Richtungen, vom spitzesten bis zum stumpfen Winkel dem Haupttale zugehen, das doch während der Vereisung in solcher Höhe und Breite vom Gletscher eingenommen war, dass die Gletscher der Seitentäler sich im unteren Teil der letzteren gar nicht geltend machen konnten. — Zahllos sind die Zeugen gegen die Glazialerosion, aber der Kronzeuge ist der Kummenberg (663 m) im Rheintal, der König der Inselberge. Breit ausladend, die Ebene des Rheintales um 250 m überragend, fällt er nach Norden in steiler Wand ab, während seine Südseite reichlich Gletscherschliffe und Erratikum (darunter viele Silvrettagesteine) trägt. Mindestens noch um 600 m höher lag die Oberfläche des gewaltigen kurz vorher durch den ebenfalls mächtigen Illgletscher verstärkten Rheingletschers. Zudem ist gerade hier das Rheintal verhältnismässig schmal — und dennoch blieb der Kummenberg stehen als der auffälligste Zeuge für die Ohnmacht des Gletschers.

an; sie erklären Täler auch dann für « Tröge », wenn die Formen das direkte Gegenteil eines Troges sind. Ein Trog ist doch wohl eine wenig gegliederte Hohlform von einheitlichem Charakter; es geht also nicht an, Täler mit reichem Wechsel von Weitungen und Engen, Rippen, Vorsprüngen, Spornen und Inselbergen, mit Abhängen von verschiedenster, dem Gesteinscharakter entsprechender Neigung, mit einem Worte Täler, die durchaus die Züge der Flusserosion an sich tragen, als durch Glazialerosion übertiefte Tröge hinstellen und dazu auch da seitliche Stufenmündungen zu konstruieren, wo sie in Wirklichkeit gar nicht vorhanden sind.

Muss aus diesen Gründen die Lehre von den erodierenden, talbildenden Gletschern abgelehnt werden, so ist anderseits zuzugeben, dass die HEIM'sche Flusserosionstheorie auch noch nicht in allen Punkten vollständig befriedigt, namentlich nicht in der Frage nach der Entstehung der Stufen und der alten Talbodenreste (Terrassen). Aber wie auch die Erklärung schliesslich ausfallen mag, stets wird Prof. HEIM das ausserordentlich grosse Verdienst verbleiben, mit allem Nachdruck und einer Festigkeit, die manchmal als Hartnäckigkeit gedeutet wurde, immer und immer wieder auf die Flusserosion als die Hauptbildnerin der Alpentäler hingewiesen zu haben, zu einer Zeit, als die bestechende Theorie der Glazialerosion in raschem Siegeszuge fast allgemeine Anerkennung und feste wissenschaftliche Begründung zu erhalten schien.

1. Ueber die fluviatile Entstehung der heutigen Täler aus parallelen asymmetrischen Urtälern.

Die enorme Breite der obern, älteren Talböden im Sinne der HEIM'schen Talbildungstheorie hat schon oft Bedenken hervorgerufen. In einer besonderen kleinen Schrift¹ habe ich die Ansicht geäussert und zu begründen versucht, *dass die einander gegenüberliegenden Terrassen, aus welchen man in Gedanken die ungeheuer breiten alten Talböden konstruiert hat, niemals zusammengehungen haben, überhaupt nicht dem gleichen Flusse und nicht dem gleichen Talboden angehörten, sondern durch einen oder mehrere Bergzüge getrennt waren, die bei fortschreitender Talbildung endlich*

¹ Zur Lehre von der Talbildung. *Jahrbuch 1911 der St. Gallischen Naturw. Gesellschaft.*

abgetragen wurden, wodurch aus mehreren Tälern ein einziges entstand. Während wir heute ein einheitliches Tal erblicken und es auch einheitlich entstanden wännen, wäre nach der soeben geäußerten Ansicht jedes grössere Tal hervorgegangen aus der seitlichen Vereinigung oder Verschmelzung mehrerer Paralleltäler, von denen die schwächeren jeweilen von den stärkeren überwältigt (« aufgefressen ») wurden und mit diesen schliesslich zu einem einheitlichen Hohlraum verbunden wurden. Diese Entstehungsweise würde nicht nur für die Alpen- und Molassetäler, sondern überhaupt für alle Erosionstäler Geltung haben. Die verschwundenen, im neuen Talhohlraum aufgegangenen Paralleltäler könnte man auch Urtäler nennen. Aufgabe der folgenden Zeilen ist es, diese Urtäler noch etwas schärfer zu charakterisieren, als es in der erwähnten kleinen Schrift geschehen konnte.

Ist es nicht eigentlich wunderbar, dass wir so oft hoch über den heutigen Talsohlen an den Bergseiten prachtvoll erhaltene Erosionsterrassen finden, die teilweise von relativ hohem (präglazialen) Alter sind, wie sowohl die Flusserosionisten, als die Anhänger des PENCK-BRÜCKNER'schen Glazialsystems übereinstimmend zugeben? Sollte man nicht vielmehr erwarten, dass diese Terrassen schon längst verschwunden wären, zumal in den Alpen, wo die Erosion so rasch und kräftig arbeitet? Es wäre doch scheinbar viel leichter verständlich, wenn der Querschnitt des Tales statt terrasierter Bergseiten reine Böschungsprofile (mit dem Gesteinscharakter entsprechender Maximalböschung) zeigen würde. Ein Blick auf die Vorgänge bei der Flusserosion kann uns da zur Antwort verhelfen.

Soll eine Terrasse erhalten bleiben, so darf der Fuss des unter ihr folgenden Hanges nicht mehr wesentlich angeschnitten werden, ansonst durch Nachbrechen des Gehänges die Terrasse ganz oder teilweise verschwinden wird. Ist ein Tal asymmetrisch beschaffen, d. h. die eine Seite wesentlich höher und breiter als die andere, so wird auch der Fluss vorwiegend einseitig arbeiten, da die stärkere, wasserreichere Talseite grössere Seitenbäche entsendet, die den Talfluss nach der gegenüberliegenden Seite hindrängen. Diese wird dann um so stärker angegriffen und allfällige Terrassen werden durch Nachrutschen des Gehänges verschwinden. Erhalten bleiben dagegen die Terrassen auf der stärker entwickelten, räumlich überlegenen Talseite. Solche Vorgänge müssen sich in der Talgeschichte sehr oft abgewickelt haben. Die Mittel-

rücken zwischen den parallelen Urtälern wurden allmählig abgetragen; auf jeder Seite entwickelte sich immer ausgeprägter ein asymmetrisches Tal¹; beide verschmolzen schliesslich und täuschen uns heute ein einheitlich entstandenes, ungefähr symmetrisches Tal vor. Oft mag nur ein Mittelrücken vorhanden gewesen sein; in den meisten Fällen aber waren es wohl mehrere. Die Zahl der Mittelrücken vermehrt um eins gibt die Zahl der parallelen Urtäler². Wenn wir die Urtäler als asymmetrisch bezeichnen, so soll damit nicht gesagt sein, dass dies die primitivste Form sei; es scheint vielmehr, dass die Asymmetrie nach und nach sich ausbildete, hauptsächlich durch Flussablenkungen; auch waren sicherlich nicht alle Urtäler asymmetrisch, namentlich nicht die jetzt verschwundenen, im grossen einheitlichen Talhohlraum aufgegangenen mittleren Paralleltäler.

Auch heute noch beobachten wir, dass die Flusserosion auf grössern Strecken voviegend einseitig arbeitet, wobei die Einwirkung der Seitenbäche massgebend ist. Hier stossen wir überhaupt auf das in der Lehre von der Talbildung noch nicht genügend gewürdigte Verhältnis zwischen Seitentälern und Haupttal. Theoretisch könnten wir erwarten, dass ein Fluss, so lange noch Tiefenerosion möglich ist, sich nur nach der Tiefe einschneide. Statt dessen sehen wir schon in Tälern mit ansehnlichem Gefälle grössere und kleinere Weitungen, die bekanntlich an den Mündungen der Seitenbäche liegen³

¹ Ein prächtiges Beispiel bieten Val Fex und Val Fedoz, zwei benachbarte asymmetrische Seitentäler des Oberengadins. Der niedrige Mittelrücken zwischen beiden wird früher abgetragen werden, als die beiden höhern Seitenrücken und beide Täler werden dann zu einem verschmelzen.

² Die Idee von den parallelen Urtälern erscheint gewiss als gewagt und kühn; doch haben mich verschiedene Exkursionen in dieser Auffassung von der Entstehung der heutigen Täler bestärkt. Ein förmliches Modell für verschmelzende Täler bot sich mir im Tal der Dornbirerach hinter der Rappenlochschlucht. Auch die Umgebung von Feldkirch bietet schöne Beispiele. Besonders dankbar müssen in dieser Beziehung die Ostalpen sein, weil hier die Erosion sich in der Hauptsache auf das tektonisch höchste Glied, die ostalpine Decke beschränkte. Wo die Erosion tiefer gegriffen hat, wie in Uri, Glarus, Tessin, Wallis, etc., wird der Nachweis schon schwieriger, während Graubünden mit seinen hochgelegenen Tälern wieder mehr Anhaltspunkte bietet. — Das Wort « parallel » ist natürlich nicht allzu buchstäblich zu nehmen.

³ Diese Weitungen bleiben oft, nachdem die Gewässer sich tiefer eingeschnitten, als Terrassen erhalten, die mit Unrecht als durch die Erosion des Seitengletschers entstanden betrachtet werden. Vergl. NUSSBAUM, Tal- und Bergformen des Vispgebietes, *Jahrbuch 1910 des S. A. C.* Seite 248.

und diesen ihr Dasein verdanken, da der Schuttkegel des Zuflusses den Hauptfluss in einem gewissen Grade zur Breitenerosion nötigt. Mündet auf grössere Strecken kein Seitenfluss mehr ein, so verengert sich die Talsohle wieder und es tritt die Tendenz zur Schluchtenbildung ein. Schluchten finden sich meist in hartem Gestein und vornehmlich da, wo die das Seitental einschliessenden Bergrücken sich dem Haupttal nähern. Das ist eine Binsenwahrheit, aber sie lehrt uns doch, dass der Wechsel von weiten Becken und engen Schluchten nichts mit Glazialerosion zu tun hat, denn die Anlage der Seitentäler und der einschliessenden Gratrücken ist älter als die Eiszeit und ursprünglich wohl auf Gesteinsbeschaffenheit und Tektonik zurückzuführen, obwohl heute diese Abhängigkeit kaum mehr zu erkennen ist.

Bei der Verschmelzung der parallelen Urtäler haben die Seitenbäche eine grosse Rolle gespielt. Durch sie wurde in der Gegend der Konfluenz Breitenerosion veranlasst, die wesentlich dazu beitrug, die Mittelrücken¹ verschwinden zu lassen.

Ein heutiges Flusssystem zeigt eine gewisse Aehnlichkeit mit einem reichverzweigten Baume. Nach der hier vertretenen Idee von den Paralleltälern würde es sich bei der Entstehung des reichverästelten Flussnetzes nicht um *Rückwärtsverzweigung* handeln, sondern im Gegenteil um rückwärts schreitende *Zusammenfassung*, also um Reduzierung der früher grösseren Zahl von Furchen. Ueber die Einschränkung, welche der Satz vom Rückwärtsschreiten der Erosion dadurch erleidet, habe ich mich schon an anderer Stelle geäussert². Auch ist dort der Rolle gedacht worden, welche die Flussablenkungen bei der seitlichen Verschmelzung und Zusammenfassung, bezw. dem gegenseitigen « Auffressen »

¹ Als letzte Reste dieser Mittelrücken blieben da und dort die merkwürdigen Inselberge mitten im breiten Flusstale stehen, z. B. der schon genannte Kuppenberg im Rheintal, die beiden Buchberge im Linthgebiet, etc. Ein besonders schönes und für ehemals getrennte Täler sprechendes Beispiel ist der langgestreckte Hügel von Château neuf und Maladeires unterhalb Sitten, der früher jedenfalls mit Valeria und Tourbillon zusammenhing.

² *L. c.* Seite 133 und 136-137. Dagegen kann ich den auf Seite 137 (Zeile 12—20) konstruierten Widerspruch nicht mehr aufrecht erhalten, nachdem Prof. HEIM mir in einer gütigen brieflichen Mitteilung erklärt hat, dass er sich die Rückwärtsverzweigung meistens schon bei dem ersten Beginn des Taleinschnittes auf dem Niveau der obersten Terrassen und Talböden entstanden denke, also als schon lange angelegt, schon alt betrachte. — Ferner muss hier (zu Seite 126-127) bemerkt werden, dass die Serpentinbildung

der Täler gespielt haben. *Man kennt eine so stattliche Zahl schöner, einleuchtender Beispiele von Flussablenkungen, dass man hieraus wohl ein allgemeines Gesetz ableiten muss und nicht etwa nur an zufällige Erscheinungen glauben darf*¹. Man hat zur Erklärung der Flussablenkungen meistens grosse Unterschiede im Gefälle, also verschieden starke Tiefenerosion herangezogen; konsequenter Weise muss die Ablenkungstheorie auch in Hinsicht auf die Breitenerosion² ausgebaut werden und es zeigt sich dann, dass die Hypothese von den verschmolzenen parallelen Urtälern nichts Widersinniges an sich hat, sondern gerade die geforderte Ergänzung darstellt. Wie die heutigen Täler in ihrem Längsverlaufe aus Stücken bestehen können, die ursprünglich verschiedenen Flussystemen angehörten, so ist auch die enorme Breite des obern Talhohlraumes aus der Verschmelzung ursprünglich getrennter Täler entstanden. — Das Endziel der Flusserosion ist die völlige Abtragung und Einebnung des Gebirges, die nur möglich ist, wenn durch das Zusammenwirken von Tiefen- und Breitenerosion (im vorgerückteren Stadium namentlich durch letztere) die Mittelrücken zwischen den einzelnen Tälern niedergelegt werden. *Auch von diesem Gesichtspunkt aus kommen wir notwendig zu der Idee von den verschmolzenen Paralleltälern.*

Für die Anlage der ersten kleinen Paralleltäler kommen

mit Tiefenerosion von HEIM auch schon in seinem « Mechanismus der Gebirgsbildung » (Seite 297 I) erwähnt wurde, allerdings mit Beschränkung auf einzelne Fälle, während nach meiner Auffassung die Gleichzeitigkeit von Vertiefung und Verbreiterung ein allgemeines Charakteristikum für die Flusserosion ist, sobald das Gefälle nicht mehr sehr stark ist, aber doch immer noch Tiefenerosion gestattet.

¹ Ablenkungen bestimmen als allgemeine und gesetzmässige Ursache die baumartige Verästelung oder scheinbare Rückwärtsverzweigung der Flusssysteme. Das gilt nicht nur für Flüsse und Flüschen, sondern auch für die Wildbäche. Es gibt alte Wildbachrinnen, denen heute der Bach fehlt, weil der Oberlauf abgelenkt worden ist. Diese alten Wildbachformen stehen zu den heute tätigen Wildbächen im gleichen Verhältnis wie die Taltorsos zu den ablenkenden Flüssen. Wir finden solche alte Rinnen erwähnt bei WALKMEISTER (Erosionserscheinungen im Plessurgebiet, *Jahrbuch der st. gallischen naturw. Gesellschaft*, 1906, S. 207), ferner bei GOGARTEN (Ueber alpine Randseen und Erosionsterrassen, *Petermanns Mitteilungen*, Ergänzungsheft N^o 165, S. 41), wo sie jedoch anders gedeutet werden. Unter allen Umständen bilden sie einen der gewichtigsten Beweise gegen die Glazialerosion.

² Schon für die von HEIM namhaft gemachten Ablenkungen im Gebiete des alten Ost- und Westrheines und des Vierwaldstättersees muss die Wirkung der Breitenerosion herangezogen werden; hier genügt die Begründung durch Gefällsunterschiede allein nicht mehr.

hauptsächlich Tektonik, Gesteinsbeschaffenheit und Gefälle in Betracht. Der Wechsel zwischen harten und weichen Schichten begünstigte namentlich die Entstehung von parallelen Isoklinaltälern. Quer dazu bildete sich ein anderes System von Tälern, das den Abfluss vermittelt und in seiner Anlage durch das kürzeste Gefälle und wohl auch durch die quer zum Schichtstreichen verlaufende Klüftung bedingt wurde. Wir können sehr oft zwei Kluftsysteme konstatieren; das eine verläuft im Schichtstreichen, fällt jedoch entgegengesetzt den Schichten; das andere steht annähernd senkrecht zur Streichrichtung. Diese zwei Kluftsysteme beobachtet man in geschichteten wie in massigen Gesteinen; in den letzteren gab das erste, im Gebirgsstreichen verlaufende System die Richtung der Längstäler; das zweite mochte für die Richtung der ersten Quertäler bestimmend sein. Im weiteren Verlaufe der Talbildung ging durch Flussablenkungen die ursprüngliche Anlage mehr und mehr verloren, schimmert aber doch noch an vielen Stellen durch. Im folgenden Abschnitt soll versucht werden, eine freilich dürftige Vorstellung von den in den Anfängen der Flusserosion resultierenden Gebilden zu geben.

2. Die Anfänge der Talbildung. Drumlins und Erdpyramiden.

Während die Alpen infolge der weit vorgeschrittenen Abtragung wenig Aufschluss über die Anfänge der Talbildung zu geben vermögen, tritt im subalpinen gefalteten Molassegebiet die Abhängigkeit der Durchtalung von Gesteinsbeschaffenheit und Tektonik schon sehr deutlich hervor. Weniger instruktiv ist in dieser Hinsicht das Gebiet der horizontalen Molasse, weil hier die Breitenerosion, begünstigt durch starke Wassermassen, geringes Gefälle und weiches Gestein die ursprünglichen Züge zu sehr verwischt hat, soweit der anstehende Fels in Frage kommt. Dafür werden wir hier, im eigentlichen Vorlande, in anderer Weise entschädigt.

Nur junge Ablagerungen, erst spät von den abtragenden Kräften in Angriff genommen, können uns etwelche Aufklärung über die Anfänge der Talbildung geben. Wir denken dabei an die grossen eiszeitlichen im Vorlande abgelagerten Moränenmassen und unser Blick fällt fast unwillkürlich zuerst auf die Drumlins, jene eigentümliche Vergesellschaftung von elliptischen, aus Grundmoräne bestehenden, ungefähr parallel in der Richtung der Gletscherbewegung verlaufenden,

einem flachen Gelände aufgesetzten Hügeln. *Sie dürften uns die beginnende Talbildung andeuten.* Dass es sich um Erosionsgebilde handelt, ist kaum zu bezweifeln, denn an die subglaziale Entstehung dieser Gebilde ist schwer zu glauben. Schon diese Anfänge würden der Idee von den Paralleltälern entsprechen und schon hier würden wir die zwei ungefähr rechtwinklig auf einander stehenden Systeme von Tälern angedeutet finden, die uns im subalpinen Molassegebiete so deutlich entgegentreten. Wo wir in sanftgeneigtem, mit Moräne bedecktem Gelände auch schon ansehnliche nacheiszeitliche Flussrinnen vorfinden, da zeigt sich uns sehr schön *der allmähliche Uebergang von der reinen Drumlinlandschaft zu den gewöhnlichen Formen fluviatiler Erosion.* So in der Gegend von Bernhardzell bis Mörswil unter St. Gallen mit ihren Drumlins und den teilweise noch im ersten Stadium (Einschneiden), teilweise schon im zweiten Stadium (Verbreitern), begriffenen Flussbetten der Sitter und der Steinach.

Von Bedeutung ist die Tatsache, dass die Erosion auch im Anstehenden Drumlinsformen hervorbringen kann. Solche beobachtet man zwischen St. Gallen und Speicher in der Gegend Wiesen-Hub. Man trifft sie aber auch im Innern der Alpen, z. B. auf der merkwürdigen Hochfläche des Landquartberges (Furnerberg) südlich von Schiers und Gräsch im Prätigau, gegen Sgära hin. Betrachtet man das betreffende Siegfriedblatt (415 Zizers), so fällt schon in der Zeichnung die Aehnlichkeit mit einer Drumlinlandschaft auf. Aber es handelt sich hier um anstehenden Schiefer; das Erratikum ist nur äusserst spärlich vertreten. Die Rücken sind höher und schärfer ausgeprägt als bei den typischen, aus Moräne bestehenden Drumlins; doch ist die Aehnlichkeit der Landschaft unverkennbar und selbst die Torfmoore fehlen nicht. Solche Drumlinsformen im Anstehenden scheinen auf plateauartiges Gelände beschränkt zu sein, wie die Drumlins im engern Sinne. Dass die letzteren weichere, gerundete, fließendere Umrisse zeigen, liegt an dem verschiedenen Material. In Würdigung aller Umstände darf wohl die Behauptung aufgestellt werden, *dass in den Anfängen der Talbildung zunächst Drumlinsformen (im weiteren Sinne) entstehen.*

In den Alpen dürfen wir vielleicht von den alten hochgelegenen, vom Flusse schon längst verlassenem und vom Flusskiess entblösten Fels-Erosionsterrassen einigen Aufschluss über die Vorgänge bei beginnender Talbildung erhalten. Hier kommen, abgesehen von einzelnen, die Terrassen zerschneidenden Bachbetten, grössere Wassermassen nicht mehr in

Frage und es dürfte hier gewissermassen im Kleinen eine Wiederholung jener Vorgänge stattfinden, die sich einst hoch über den heutigen Alpentälern auf dem noch wenig erodierten massigeren Gebirgskörper abspielten. Was wir aber auf diesen alten Felsterrassen treffen, sind Formen, an die uns schon die Drumlins erinnert haben, nämlich die bekannten, auf der Stosseite vom Gletscher geglätteten und geschliffenen Rundhöcker (*roches moutonnées*). Man hat ihre Entstehung oft der direkten Tätigkeit des eiszeitlichen Gletschers zugeschrieben; aber noch wahrscheinlicher erscheint ihre präwürmeiszeitliche Existenz mit nachfolgender Bearbeitung (Glättung) durch den Gletscher; in diesem Sinne würden sie einen schwerwiegenden Beweis gegen nennenswerte Glazialerosion bilden.

Drumlinsformen¹ und niedrige Felshöcker² betrachten wir also als Anfangsresultate der Talbildung³; vermutlich aber sind es nicht einmal die primitivsten Formen, da man gerade an den eigentlichen Drumlins manchmal eine merkwürdige Terrassierung bemerkt, die auf eine Entstehung aus noch ursprünglicheren, relativ weniger hohen Erhebungen schliessen lässt. Dass aus einer Landschaft mit Drumlinsformen und Felshöckern sukzessive jene Paralleltäler hervorgehen könnten, auf deren Verschmelzung wir die Entstehung der heutigen Täler überhaupt zurückzuführen suchten, ist leicht einzusehen. Dabei erklären sich Torsos, Inselberge, alte Terrassen und Flussablenkungen gegenseitig und selbst die Stufen der Alpentäler können von diesem einheitlichen Gesichtspunkte aus erklärt werden.

Jugendliche Erosionsformen sehen wir aber auch in den grösseren Moränenablagerungen im Innern der Alpen. Hier fehlen die Drumlins; infolge des grösseren Gefälles entstanden in den harten festen Moränenmassen jene bekannten Erdpyramiden (Bozen, Useigne, Seitentäler des Prätigaus, Schanfigg, Val Sinestra etc.), die uns gleichsam im Kleinen die Herausmodellierung der kühnsten Gipfel und Kämme nacheiszeitlich noch einmal vor Augen führen.

¹ und ² im weiteren Sinne, d. h. mit Ausserachtlassung der Beeinflussung durch den eiszeitlichen Gletscher.

³ Das gilt jedoch nur für flaches Gelände; an steilen Hängen entstehen anfänglich parallele Rinnen, die durch Ablenkungen nach und nach in die bekannte baumartige Verästelung übergeführt werden.

3. Stufen und Uebertiefung der Alpentäler.

Eine Anzahl von Einzelbeobachtungen führt in dieser Frage zu einer etwas bestimmteren Auffassung, als sie in dem Aufsatz « Zur Lehre von der Talbildung » ausgesprochen wurde.

Den Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit habe ich dort wohl betont, aber doch nicht genügend hervorgehoben. Wer jemals in der aus dem bekannten Tonalit (Hornblendegranit) aufgebauten Adamello- und Presanellagruppe wanderte, dem sind die riesigen Stufen jener Gebirgstäler (z. B. Val Stavel, Mandron, Miller) gewiss unvergesslich geblieben. Die enorme Höhe der Stufen muss hier sicherlich auf die Härte des Gesteins zurückgeführt werden. Bekannt ist auch die gewaltige Höhe der Stufe zwischen dem Puntegliasgletscher (Südseite der Tödigruppe) und der Alp gleichen Namens. Sie fällt gerade in den Bereich des allbekannten Puntegliasgranites. Aehnliche Beispiele liessen sich in grosser Zahl namhaft machen, auch im Kalkgebirge.

Dagegen fehlen die Stufen in den weiten Bündnerschiefergebieten oder sie sind doch weit weniger ausgeprägt. Gleichsohlig münden die Seitentäler und von dem Phänomen der « Uebertiefung », soweit das Verhältnis zwischen Seitental und Haupttal in Frage kommt, ist wenig zu bemerken. Viel auffallender ist hier der Wechsel¹ zwischen Talengen und weiteren Becken.

Der auffällige Gegensatz zwischen dem Schiefergebirge und den Gebieten harter Gesteine (Granite, Gneise, Kalke) zeigt uns deutlich genug, dass die massgebende Ursache der Stufenmündungen nicht in der Uebertiefung durch glaziale Erosion gesucht werden kann.

Fassen wir den Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit auf das Längsprofil einer und derselben Flussrinne ins Auge, so können wir konstatieren, dass harte Gesteinsbänke als Stufen um so stärker hervortreten, je weiter sie flussaufwärts liegen, je geringer also die Wassermenge ist, von der sie überflossen werden. An der Goldach, östlich von St. Gallen

¹ Z. B. Vorder- und Mittel-Prättigau mit den Engen der Klus, des Fuchsenwinkels und der Schlucht zwischen Fiderisau und Dalfazza. Die Engen sind teilweise auf hartes Gestein zurückzuführen (z. B. Klus), die Becken dagegen auf weiches Gestein und namentlich auf die Einmündung starker Seitenbäche, die die Landquart auf die gegenüberliegende Seite werfen.

bildet eine 30 m mächtige Nagelfluhbank bei Rappenstein (unter dem Schaugentobel) eine nur wenig hervortretende Schwelle, während im Quellgebiet, unter dem Ruppen, die in grosser Anzahl hier durchziehenden Nagelfluhbänke im Bachbett ansehnlich hohe, fast senkrechte Stufen bilden, zwischen denen sich jeweilen in Mergel und Sandstein verlaufende Strecken mit ganz sanftem Gefälle einschalten. Aus dem gleichen Grunde vermögen bei rasch sich einschneidendem Hauptfluss in hartem Gestein die schwächeren Seitenbäche in der Tieferlegung ihres Bettes nicht zu folgen und münden als Wasserfälle. Stufenbildung ist also auch bei Flusserosion möglich und ist abhängig von Gesteinsbeschaffenheit und Wassermenge. Stufenmündung eines Seitenbaches wird begünstigt durch

1. Hartes Gestein,
2. Kleines Areal des Seitentales,
3. Tiefenerosion im Haupttal.

Die Stufenbildung wird dagegen verhindert oder reduziert durch

1. Weiches Gestein,
2. Verhältnismässig grosses Areal des Seitentales,
3. Stillstand der Tiefenerosion im Haupttale.

Beim letztgenannten Punkt lässt sich allerdings die Frage aufwerfen, ob nicht das Einsetzen der Breitereosion zeitweilig sogar zur Erhaltung einer Stufe beitragen kann.

Die Stufenhöhe wird nicht durch den *Wechsel* harter und weicher Gesteine am stärksten begünstigt, sondern durch die ununterbrochene grosse Mächtigkeit eines harten Gesteins (z. B. Tonalit in der Adamellogruppe, Gneis im Tessin).

Wenn wir fragen: wo ist mehr Material entfernt worden, wo ist mehr Hohlraum entstanden, bei der Stufenmündung oder bei gleichsohliger Mündung? so werden wir den grösseren Effekt dem gleichsohlig mündenden Seitental zuerkennen müssen. Wollte man also die übrigens unerlaubte Parallele ziehen

Stufenmündung
Gleichsohlige Mündung

Glazialerosion
Flusserosion,

so ginge daraus unzweifelhaft eine Ueberlegenheit der Flusserosion hervor. Aber der Unterschied zwischen einst vergletscherten Gebieten und Gebieten reiner Flusserosion ist in anderer Weise zu erklären. Stufenbildung ist unter den oben

formulierten günstigen Bedingungen bei der Flusserosion stets vorhanden und für dieselbe charakteristisch. Die Vergletscherung hindert jedoch die weitere Entwicklung zur Gleichsohligkeit, bildet also nicht die Stufen, sondern konserviert sie nur. Am Rande der Alpen, wo die Vergletscherung spät einsetzte und früher wieder aufhörte, die Flusserosion also mehr Zeit und grössere Wassermassen zur Verfügung hatte, als im Innern der Alpen, da ist auch die Zerstörung der Stufen und der Uebergang zur Gleichsohligkeit weiter fortgeschritten und in Gebieten reiner Flusserosion ist naturgemäss die Erscheinung der Stufen nicht mehr so auffällig, wenn sie auch keineswegs ganz fehlt.

Die Schwierigkeiten, welche sich aus der gewaltigen Breite¹ des oberen Talhohlraumes sowohl für die Anhänger der Flusserosion als der Glazialerosion ergeben, haben wir durch die begründete Annahme zu beseitigen gesucht, dass jedes Tal aus mehreren nahezu parallelen Talkomponenten oder Ur-tälern entstanden sei und es erübrigt nun noch, auch in der Frage der Stufen die Konsequenzen aus dieser Hypothese etwas bestimmter zu ziehen. Wir können und müssen verzichten auf die Ineinanderschachtelung mehrerer einheitlicher Talbodensysteme, wie sie der Theorie von HEIM und seinen Anhängern eigentümlich ist; auch die von der PENCK-BRÜCKNER'schen Schule behauptete Existenz eines ausgeglichenen präglazialen und interglazialen Talbodens muss abgelehnt werden. Die Höhendifferenz zwischen den Alpenketten und der beidseitigen Erosionsbasis war jederzeit zu gross, als dass sich ausgeglichene Talböden hätten bilden können; auch die Existenz der präglazialen Molasse-Rumpfebene im Norden der Alpen muss bezweifelt werden; die Schnebelhorn-Hörnlikette und die schon der Rheintal-Bodenseeflucht angehörige Höhe von St. Anton (über 1100 m!) bei Altstätten sprechen dagegen². Wir gelangen vielmehr zu der Ansicht, *dass die Alpentäler stets Stufen aufgewiesen haben, um so mehr, als die Stufenhöhe noch zunimmt, solange im Haupttale Tiefenerosion noch möglich ist.* Die Stufen lassen sich überhaupt nicht für ein ganzes Flussgebiet in ein bestimmtes System bringen; sowohl aus der früher mehrmals zitierten und ge-

¹ Hier muss bemerkt werden dass sich Prof. HEIM die oberen breiten Talböden nicht in der heutigen Höhe durch Serpentinbildung entstanden denkt, vielmehr entweder bei tieferer Lage mit nachträglicher Hebung oder aber bei hohem Vorland.

² Vergleiche *Jahrbuch 1910 der st. gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft.*

würdigten bedeutenden Arbeit von GOGARTEN¹ über das Linthgebiet, als aus derjenigen von LAUTENSACH über die Uebertiefung des Tessingebietes² geht zur Evidenz hervor, dass die Stufenmündungen zur Rekonstruktion alter Talböden nicht verwendet werden können. An Höhe, Distanz vom Haupttale und auch hinsichtlich des Alters sind die Stufen durchaus verschieden. Ihre Entstehung, bzw. die Uebertiefung des Haupttales gegenüber den Seitentälern oder des sogenannten Troges gegenüber den Trogränden und dem Trogschluss ist auf Flusserosion zurückzuführen und kann durch Gesteinhärte und Konfluenz befriedigend erklärt werden. Es sind vornehmlich die Konfluenzstufen, die uns interessieren. Die Vereinigung zweier oder mehrerer Urtäler musste jeweilen die Tiefenerosion im Haupttale frisch beleben und als Hauptgesetz für die fluviale Stufenbildung ergibt sich, wie schon oben angedeutet der Satz: *Konfluenzstufen nehmen an Höhe so lange zu, als unterhalb der Konfluenz noch ansehnliche Tiefenerosion möglich ist.* Das ist auch der Grund, warum gegen das Hochgebirge hin die Erscheinung der Stufen immer auffälliger wird.

Die von HESS hervorgehobenen und zur Stütze seiner Hypothese von den vier ineinandergeschachtelten, den vier Eiszeiten entsprechenden Taltrögen verwendeten Talknicke mit dem jeweilen gegen das heutige Tal plötzlich zunehmenden Gefälle sind, soweit es sich um wirklich in der Natur zu beobachtende und nicht nur aus Karten konstruierte Erscheinungen handelt, vielleicht auf Neubelebung der Erosion durch frisch eingetretene Konfluenz (Vereinigung von parallelen Urtälern durch Flussablenkung) zurückzuführen.

Noch harret ein wichtiges Problem der Erledigung. Die Stufen und Stufenmündungen finden sich auch in den höchsten Alpenregionen, in den heutigen grossen Gletschergebieten, wo sie die bekannten Gletscherbrüche (Eisfälle, Seraks) hervorrufen. Handelt es sich hier um fluvial entstandene Stufen, gebildet in einst tiefer gelegenen, nachträglich gehobenen Regionen oder in früher (miocäner oder wenigstens pliocäner) Zeit bei milderem Klima? Hat die später ein-

¹ Ueber alpine Randseen und Erosionsterrassen, im besondern des Linthtales. Von Dr. E. GOGARTEN, PETERMANN'S Mitteilungen 1910, *Ergänzungsheft* Nr. 165.

² Die Uebertiefung des Tessingebietes. *Morphologische Studie* von Dr. H. LAUTENSACH, B. G. TEUBNER, Leipzig und Berlin 1912. Auch bei gänzlich abweichendem Standpunkt wird man den Wert dieser an Tatsachenmaterial reichen und anziehend geschriebenen Arbeit anerkennen.

setzende Gletscherbedeckung diese Stufen nur konserviert? Oder waren diese Gebiete von jeher vergletschert? Dann müssten wir wohl an die glaziale Erosion glauben, aber manche Umstände sprechen für Entstehung durch Wassererosion und nachträgliches Eintreten der Vergletscherung. Bei fluviatiler Entstehung dürften wir hier theoretisch die höchsten Stufen erwarten; dass aber die Gletscherbrüche im allgemeinen an Höhe hinter den Stufen der etwas tiefer gelegenen Regionen zurückbleiben, könnte so gedeutet werden, dass in den heutigen höchsten und am reichsten vergletscherten Alpengruppen die fluvial geschaffene Erosionslandschaft schon verhältnismässig früh durch die Vergletscherung in ihrer weiteren Entwicklung gehemmt und konserviert wurde. Die Geschichte der Gletscherbrüche und ihres Untergrundes ist noch zu schreiben.

Da die *Stufen* auch den *Gerölltransport* beeinflussen, so mögen einige Bemerkungen über diesen gerechtfertigt erscheinen.

In den Sommern 1909 und 1910 verwendete ich je einige Tage für Messungen des Flussgerölles im bündnerischen und st. gallischen Rheingebiet. Besonderes Interesse beanspruchen jeweilen die *grössten* Gerölle. Sie sind es ja, welche bei der Einmündung des Seitentales in das Haupttal die *Schuttkegelbildung* veranlassen, indem die grössten Blöcke bei abnehmendem Gefälle nicht mehr fortgeführt werden können. Sie beeinflussen dadurch indirekt auch die Talbildung und begünstigen die Entstehung von Talweitungen, da der Hauptfluss durch die Schuttkegel auf die gegenüberliegende Seite gedrängt wird, die somit der Erosion um so stärker preisgegeben wird. Die Schuttkegel können zeitweise nicht nur die Breitenerosion zum Nachteil der Tiefenerosion wesentlich begünstigen, sondern auch Ursache von Flussablenkungen werden.

Die Abnahme der Geröllgrösse beim Flusstransport ist eine ziemlich rasche. Aus dem innersten Hochgebirge gelangt das durch Flüsse transportierte Gesteinsmaterial grösstenteils in Form von Sand und Schlamm und nur zum kleinern Teil als gröberes und feineres Geröll hinab in den Unterlauf bzw. in die grossen alpinen Randseen¹. Die Widerstandsfähigkeit

¹ So erreicht z. B. der Puntegliasgranit als Flussgerölle den Bodensee nicht mehr, sondern verschwindet schon in der Gegend Salez-Rüti im st. gallischen Rheintal. Meine Messungen ergaben für die grössten Gerölle dieses Gesteins folgende Längsdimensionen in Centimetern: Ilanz 85, Rei-

des Gesteine beim Flusstransport ist sehr verschieden. Weichere Gesteine verschwinden schon nach sehr kurzem Transport, der nur auf wenige Kilometer oder gar nur auf Bruchteile eines Kilometers sich erstreckt. Für harte widerstandsfähige Gesteine (z. B. Hornblendeschiefer, gewisse Gneise, Diorit, die verschiedenen Granite, Serpentin, Ophicalcit, Quarzit, Kieselkalk etc.) ergibt sich eine Grössenabnahme, die je nach dem Gefälle für den Kilometer Flusslänge von 0,5—1,5 cm schwankt, für die zähesten vielleicht noch unter 0,5 cm zurückbleibt.

Die Stosskraft (Transportkraft) des Flusses hängt in erster Linie vom Gefälle, in viel schwächerem Masse von der Wassermenge ab. Bei der Vereinigung führt deshalb der Nebenfluss in der Regel das gröbere Gerölle als der Hauptfluss, und es erhält letzterer dadurch jedesmal gleichsam eine « Geröllauffrischung ».

Wenn man, vom Bodensee¹ aufwärts gehend, auf immer grössere Gerölle eines bestimmten Gesteins stösst, so kann man in Versuchung kommen, die grössten Gerölle im innersten Hochgebirge zu erwarten. Dem ist aber nicht so. Es macht sich hier die *Stufung* der Täler und die geringere Wassermenge im gegenteiligen Sinne bemerkbar. Während man bei Ilanz noch ein Meter lange, vom Wasser transportierte Blöcke im Rheinbett trifft, messen oben am Greinabach bei Camona² die grössten Gerölle nur noch 58—64 cm. Und

chenau 56, Chur 42, Zizers 34, Buchs 24, Haag 13 cm. Bei Oberriet war der Puntegliasgranit schon nicht mehr aufzufinden. Der Albulagranit fand sich dagegen noch bei St. Margrethen in kleinen Geröllen und mag vielleicht den Bodensee erreichen. Vergl. *Jahrbuch 1909 der S. A. C.*, Seite 225—236. Die Beobachtungen über die Grössenabnahme der verschiedenen Gesteinsarten gestatten den absolut sichern Schluss, dass die miocäne Nagelfluh am Nordrande der Alpen unmöglich durch Flüsse aus der weit entfernten Gegend Baveno-Lugano-Predazzo hergebracht worden sein kann, sondern *aus der Nähe* stammen muss. Dagegen kann ich die Schlüsse, welche ich daraus gegen die moderne Deckentheorie zog (*l. c.* 237—248) heute nicht mehr aufrecht halten. Vergl. *Jahrbuch der S. A. C.*, 1910, Seite 300—301.

¹ Bei Altenrhein (alte Rheinmündung in den Bodensee) sind unter den an Zahl stark zurücktretenden inneralpinen Gesteinen der grüne Verucano des Vorderrheintales und die Gneise und Hornblendeschiefer der Silvretta-gruppe vorwiegend. Die grössten Gerölle messen hier durchschnittlich noch 9—10 cm. Für den grünen Verrucano ergibt sich talaufwärts folgende Grössenzunahme: Altenrhein 10, Oberriet 16, Zizers 31, Reichenau 56, Ilanz 100 cm.

² Hier zeigt sich die interessante Erscheinung, dass centralmassivische Gesteine, die mit dem eiszeitlichen Gletscher südwärts wanderten, heute vom Greinabach wieder nach Norden zurückverfrachtet werden.

bei Sardaska hinter Klosters vermag die jugendliche Landquart nur noch Gerölle von höchstens 56-62 cm Länge über die kleine Talebene hinauszuschaffen. Aehnliche Beobachtungen machen wir im Gebirge überall da, wo auf den Talstrecken hinter den Stufen die Tiefenerosion nahezu zum Stillstand gekommen ist. Es herrscht in dieser Beziehung zwischen den *gestuften* und den *gleichsohlig* mündenden Seitentälern ein wesentlicher Unterschied zu gunsten der letztern.

Wenn wir unterhalb der Stufen dennoch wieder grössere Blöcke im Flussbett treffen, so können diese nicht direkt durch Flusserosion aus den Quellgebieten hierher gelangt sein. Es kommen hier als Lieferanten namentlich eiszeitliche Moränen und auch Bergstürze, sowie trockene Schuttkegel in Betracht. Es haben mir namentlich die Exkursionen des Sommers 1910 sehr deutlich gezeigt, dass die Zufuhr welche die Alpenflüsse auf ihrem ganzen Wege aus den eiszeitlichen Moränen erhalten, von grossem Einfluss auf die Beschaffenheit des Flussgerölles ist. Die Untersuchungen werden dadurch sehr erschwert, die Zahlen als solche weniger zuverlässig, weniger wertvoll, aber zum Glück in eindeutigen Sinne. Das will heissen: Ohne die fortwährende Zufuhr aus eiszeitlichen Moränen und Schottermassen würde das Flussgeröll *noch viel feiner sein*. Der Schluss auf die Herkunft der tertiären Nagelfluh *aus der Nähe* wird dadurch nur um so zwingender.

Vom wirklich transportierten Flussgeröll sind diejenigen grossen Blöcke abzutrennen, die schon seit Jahrtausenden an der nämlichen Stelle im Flussbett liegen und auch vom Hochwasser nicht vom Ort bewegt werden können. Sie stammen von Bergstürzen oder auch aus Moränen und verraten die lange Dauer ihres Verharrens an gleicher Stelle durch die interessante Erscheinung von Erosionskesseln (z. B. an Bergsturzböcken zwischen Buccarischuna und Vals, sowie an Blöcken in der Roffnaschlucht), die man sonst nur im anstehenden Fels zu sehen gewöhnt ist.

4. Ueber die Entstehung der alpinen Randseen.

Im Sinne von RÜTIMEYER, HEIM u. a. schreiben wir die Entstehung der Alpen- und Molassetäler sozusagen ausschliesslich der Flusserosion zu¹, doch mit dem Unterschied,

¹ Es ist bezeichnend, dass selbst ein so ausgesprochener Anhänger der Glazialerosion, wie Dr. LAUTENSACH, eine bis in die Talwurzeln hinaufrei-

dass wir die enorm breiten ebenen Talböden und die durch Hebungen bewirkte regelmässige Ineinanderschachtelung der Terrassen und Stufen entbehrlich finden¹. Konsequenter Weise fassen wir mit HEIM auch die alpinen Randseen als ertrunkene Flusstäler auf, erblicken jedoch die Ursache der Stauung zu Seen nicht in einem Zurücksinken des Alpenkörpers als Ganzes, sondern in der Auffaltung des Jura-gebirges und der Molasse-Antiklinalen, also der äussersten Ketten².

Alle alpinen Randseen liegen im Bereiche der eiszeitlichen Vergletscherung. Es ist begreiflich, dass diese Tatsache von den Anhängern der Glazialerosion in dem Sinne gedeutet wird, die Seen seien durch die erodierende Tätigkeit des Gletschereises entstanden. Der Schluss erscheint bestechend, wird aber mit Unrecht als zwingend erachtet und kann sehr wohl ein gewaltiger Trugschluss sein. Schon die Begründung ist oft nach zwei Seiten mangelhaft. Da wird auf schwach oder nicht vergletscherte Täler hingewiesen und das Fehlen eines Sees auf das Fehlen der Vergletscherung zurückgeführt³. Die Frage, ob solche Täler einst nicht doch einen See besaßen, ist damit noch keineswegs entschieden. Auch sind die angeführten Beispiele nicht immer glücklich gewählt. So zeigte das Thurtal nicht nur eine schwache, sondern sogar eine recht ansehnliche Vergletscherung. Auf dem Gipfel des Regelsteins fanden ESCHER und GUTZWILLER eratische Kreidgesteine; wenige Meter unter dem Gipfel, in 1300 m Höhe, liegt neben einem weithin sichtbaren grossen Holzkreuz ein eratischer Schrägkalkblock von über 4 m Länge und gegen 3 m Breite. Die Talsohle am Fusse des Regelsteins bei Ebnat liegt in 650 m Höhe; also eine Gletschermächtigkeit von über 600 m und dennoch kein Randsee! Nicht alle

chende, also im untern Teil der Haupttäler sehr beträchtliche fluviatile Einwirkung zu Hülfe nehmen muss, um das plötzliche Einsetzen der glazialen Tiefenerosion am Trogschluss und an den Trogrändern einigermaßen plausibel begründen zu können (*l. c.* Seite 130—135).

¹ Die schweren Bedenken gegen diesen Teil der HEIM'schen Theorie hat schon Dr GOGARTEN in einer scharfsinnigen Untersuchung geltend gemacht (*l. c.* Seite 54—57.)

² Die Höhe des alpennahen Deckenschotters (830—900 m) auf Hohentannen und Steinegg in der Nähe von St. Gallen spricht geradezu entscheidend gegen eine nach Ablagerung dieses Schotters erfolgte Rücksenkung um mehrere hundert Meter. Vergl. *Jahrbuch 1910 der St. Gall. Naturw. Gesellschaft*, Seite 183.

³ Dr H. LAUTENSACH, Ueber alpine Randseen und Erosionsterrassen. Bemerkungen zu Dr E. GOGARTENS gleichnamiger Arbeit. *Pet. Mitt.*, 1911. I. S. 9.

einst vergletscherten Täler bergen Randseen, aber alle vorhandenen Randseen liegen im Gebiete der eiszeitlichen Vergletscherung, und es handelt sich jetzt um den Nachweis, dass diese Tatsache auch ohne die Annahme von seebildender Glazialerosion befriedigend erklärt werden kann.

Seen sind vergängliche Gebilde; ihrer harret das Schicksal der Zuschüttung. Es fragt sich nur, wer die Ausfüllung rascher und gründlicher besorgen konnte, der Fluss, der Gerölle, Sand und Schlamm aus seinem ganzen Einzugsgebiet in einem einzigen Sammelkanal dem See zuführt, oder aber der diluviale Gletscher, dessen Abschmelzgebiet das Areal des Sees mehrmals übertraf und dessen Endmoränen oft weit ausserhalb des Seebeckens liegen. Unsere Antwort kann nicht zweifelhaft sein; der Fluss konzentrierte seine Schuttzufuhr auf das Seebecken; der Gletscher dagegen musste sie auf ein ungleich grösseres Gebiet verteilen und blieb so im Nachteil. Man vergleiche z. B. das Areal des Bodensees mit dem ganzen Ausbreitungsgebiet des Rheingletschers im Vorlande. Seen werden durch Flüsse viel rascher zugefüllt, als durch Gletscher; darum sind in unvergletscherten Tälern die Seen, wenn solche überhaupt vorhanden waren, schon längst verschwunden. *Die eiszeitlichen Gletscher wirkten konservierend auf die Seen; sie begünstigten deren Erhaltung.* So erklärt sich leicht und ungezwungen die Tatsache, dass alle Randseen den einstmals vergletscherten Gebieten angehören und nichts hindert uns, anzunehmen, dass die Seen schon am Ende der zweiten Interglazialzeit (Mindel-Riss) bestanden.

Wie schon angedeutet, scheint uns die späte (quartäre) Aufstauung der äussern Molasse- und Juraschichten die Entstehung der Seen einleuchtender zu erklären; als die später aufgestellte Rücksenkungstheorie. Es ist mir nicht bekannt, warum Professor HEIM die erstgenannte Ansicht, die er 1878 in seinem « Mechanismus der Gebirgsbildung » vertrat, aufgegeben hat, um dafür die Lehre von der Rücksenkung des Alpenkörpers als Ganzes aufzustellen, die ohnehin nicht einmal für alle Seen genügt. Die bekannte Grenzlinie zwischen horizontaler und gefalteter subalpiner Molasse darf wohl als Scharnier¹ aufgefasst werden, aber eher im Sinne einer Hebung des Vorlandes, als einer Senkung des alpineinwärts gelegenen Teiles. Folgende Umstände sprechen entschieden für eine Hebung, bzw. Auffaltung des Vorlandes:

1. Die Höhe des Seerückens (717 m), des Schienerberges

¹ GOGARTEN, l. c., Seite 13.

(710 m) und mehrerer anderer Erhebungen im Unterseegebiet wären im Vergleiche mit dem südlich gelegenen Ottenberg (671 m), Nollen (743 m) usw. rein unbegreiflich, wenn nicht am Untersee und Rhein eine verhältnismässig junge Hebung vorläge. Selbst die ansehnliche Höhe des weit vorspringenden Hörnli (1135 m) kann nur durch eine späte Hebung des Vorlandes plausibel erklärt werden.

2. In der Gegend Ueberlingen-Stockach-Schaffhausen tritt die Meeressmolasse, die wir bei Rorschach-Bregenz nordnordwestlich zur Tiefe einfallen sahen, wieder hervor, Beweis für eine beträchtliche Hebung des äussern Vorlandes, die im Pliocän begonnen und bis in die Spätquartärzeit angedauert haben mag.

3. Dass die äusseren Ketten tatsächlich später aufgefaltet wurden, geht aus der Beobachtung hervor, dass wir in den Flussbetten des Molasselandes sehr oft selbst bei mässigem Gefälle das anstehende Gestein treffen, während man weit ins Innere der Alpen vordringen muss, um in den Flussbetten auf das Anstehende zu stossen¹.

Die Glazialerosionisten erklären den im Fels liegenden Teil der Seebecken als das Resultat der Auskolkung oder Aushobelung durch die eiszeitlichen Gletscher und betrachten es als einen Vorzug ihrer Theorie, dass sie die Seen durch eine einheitliche Ursache (Erosionsvorgang) erklären und einen tektonischen Vorgang ausseracht lassen. Sie übersehen den tatsächlich vorhandenen Zusammenhang zwischen Erosion und fortschreitender Faltung, obwohl sie quartäre Schichtstörungen im Vorlande zugeben müssen. Die Natur fragt nichts darnach, ob unserm Vorstellungsvermögen eine einheitliche Ursache oder die Kombination verschiedener Vorgänge einleuchtender erscheine; wir haben uns einfach an die Tatsachen zu halten und diese sprechen nicht nur bei dem capriciösen Vierwaldstättersee, sondern auch bei zahlreichen andern alpinen Randseen entschieden gegen die glaziale Erosion.

¹ So muss man selbst in den Seitentälern des Prätigaus (z. B. Taschinesbach bei Grünsch, Schraubach bei Schiers) noch recht weit hinaufsteigen, bis man im Bachbett auf Felsen stösst. Zwischen Wattwil und Bischofszell (457 m) dagegen tritt an vielen Orten der anstehende Molassefels im Thurbett zutage, Beweis für junge nach aussen fortschreitende Faltung.

