

FORM UND BILDUNG ALPNER TALBÖDEN

EDUARD GERBER

Vorwort

Die Arbeit über die Form und Bildung alpiner Talböden ist die Fortsetzung einer Untersuchung über die Längsprofile, die 1956 in der *Geographica Helvetica* erschienen ist. Die Untersuchung der Längsprofilformen hat die notwendige Grundlage für diese Arbeit geliefert; denn offensichtlich sind die verschiedenen Arten der Talbodenbildung und die daraus hervorgehenden Talbodenformen mit bestimmten Abschnitten des Längsprofils verknüpft. Andererseits ist natürlich auch der Talboden nur ein Teil des größeren Ganzen, des Tales, und mit dessen Gehänge, ja, durch die Einschüttungen aus den Seitentälern, mit dem ganzen Einzugsgebiet aufs engste verknüpft. Es ist denn auch vorgesehen, diesem zweiten Teil über Alpentäler einen dritten über das Gehänge folgen zu lassen, zu dem die Vorarbeiten, nicht zuletzt als Frucht der Talbodenstudien, schon fortgeschritten sind.

Meine Talbodenstudien beschränkten sich anfänglich ganz auf breite Akkumulationsböden. Die Arbeit ist aber über diese Planung hinausgewachsen. Nach mehreren Versuchen und Umstellungen habe ich mich entschlossen, den Begriff Talboden möglichst weit zu fassen. Diese Begriffsbestimmung gelang nicht mit der wünschenswerten Eindeutigkeit, ein Übelstand, der in der Natur der gestellten Aufgabe und im Ziel begründet liegt, möglichst viele Formen zu umfassen. Zum Talboden werden, wie im ersten Abschnitt näher ausgeführt wird, nicht nur breite ebene Flächen gerechnet, sondern alle Formen, die im Talgrund ausgebildet werden, also auch das Flußbett für sich allein, nicht zuletzt auch immer wieder die Felsform, in die eingeschüttet wird.

So lautet denn auch die erste Frage: Welche Vorgänge sind an der Talbodenbildung beteiligt und welche Formen gehen daraus hervor? Beim Bemühen diese Frage zu beantworten wurden nicht unwesentliche Lücken in unserem grundlegenden Wissen über die Talböden offenbar, ein Umstand, der uns bei Deutungen zur Vorsicht mahnt. Bei der möglichst allgemeinen und grundsätzlichen Untersuchung wurden einfache geometrische Modelle verwendet, eine Methodik, die im dritten Teil, bei den Gehängeformen und Vorgängen, systematisch ausgebaut werden soll.

Jede systematisch-analytische Untersuchung führt ins Abstrakte. Um verständlich zu bleiben, wurden viele Skizzen beigegeben und wenn möglich Beispiele aus der Natur beigezogen. Naturbeispiele zu finden ist aber gerade bei einer analytischen Untersuchung schwierig, da diese ja die komplexen Verhältnisse in Einzelvorgänge und deren Formtypen zerlegt, letztere aber in der Natur nie rein auftreten. Experimente als Belege für die Deduktionen konnten leider keine durchgeführt werden.

Dem systematisch-analytischen Teil folgt die Frage: Was können wir daraus schließen?

Die Schlußfolgerungen können von der beschränkten Basis des Talbodens aus nicht weitreichend sein, und auf eine Beurteilung der Gehängeformen kann nur so weit eingetreten werden, als sie noch als alte Talbodenreste angesprochen werden können. Dennoch wurde das heiße Eisen der Talbodenrekonstruktion angefaßt. Daß man sich daran die Finger gehörig verbrennen kann, war mir von Anfang an bewußt. Es heißt aber, daß man glühendes Eisen einige Schritte weit tragen könne, wenn man nur fest und zuversichtlich zugreife. Ich hoffe, dies sei mir gelungen, betone aber — und an gegebener Stelle wird dies wiederholt — daß die Auseinandersetzung nur den Rekonstruktionen aus Verflachungen des Talgehanges gelten, und die ausgedehnten Verebnungen und Verflachungen *über* diesem nicht in die Betrachtung einbezogen werden.

* Publiziert mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

Mehrmals wurde mir bewußt, daß wir oft mehr, als wir zugeben, in der Beurteilung der Natur mit psychologischen Schwierigkeiten zu kämpfen haben. Ich meine nicht einmal in erster Linie, daß wir oft Lehrmeinungen von Autoritäten nicht immer wieder neu überprüfen und nicht einfach daran glauben, sondern daß wir, um verständlich zu sein, aus didaktischen Gründen so stark vereinfachen, daß unsere Modellvorstellungen der Natur nicht mehr entsprechen, worauf H. BOESCH (14) vor kurzem mit Recht hingewiesen hat. Auch sind wir befangen in den Vorstellungen, die uns das am besten bekannte Arbeitsgebiet, sozusagen unsere wissenschaftliche Heimat, eingegeben hat. Es sei denn auch ausdrücklich betont, daß dies für mich die Schweizeralpen sind.

Das Hauptanliegen dieser Arbeit ist, auf den letzten Endes unerschöpflichen Reichtum der Formen und Formbildungsvorgänge und deren vielseitige Verflechtung hinzuweisen. Es kann dies immer nur ein Hinweis sein, denn ein unerschöpflicher Reichtum läßt sich nicht ausschöpfen. Wir können ihn nur überblicken, wenn wir schematisieren, vereinfachen, gruppieren, typisieren und systematisieren. Ein System wirkt umso überzeugender, je übersichtlicher die einzelnen Typen eingeordnet werden, was oft nur dadurch erreicht wird, daß Formen und Vorgänge, die sich nicht einordnen lassen, bewußt oder unbewußt beiseite gelassen werden — wodurch aber wieder der Eindruck der Unerschöpflichkeit verloren geht. Ob ich der Skylla des Schemas, das mit seinen 6 Köpfen von der besten Substanz verschlingt oder der chaotischen Charyptis anheimgefallen oder wie Odysseus, wenn auch nicht unversehrt, durchgeschlüpft bin, muß der Leser beurteilen.

Es gebührt sich, daß ich noch aller derer gedenke, die mich in meiner Arbeit unterstützten und mir behilflich waren. So möchte ich Herrn Prof. Dr. H. GUTERSOHN, Vorsteher des geographischen Institutes der ETH danken für die stete Anteilnahme am Fortschritt meiner Arbeit. Herr Prof. Dr. E. WINKLER hat von allem Anfang an am Entstehen meiner Arbeit durch Diskussion, Kritik und Beratung in uneigennütziger und stets geduldiger Art mitgewirkt, er hat mich immer wieder ermuntert und jeder Zeit für meine Anliegen Interesse gezeigt. Herr PD. Dr. H. JÄCKLI war so freundlich, mein erstes Manuskript durchzulesen und mit wertvollen Randbemerkungen zu versehen. Durch die Herren Ing. G. GYSEL, Dr. R. FICHTER, Dr. C. CLAVUOT und Dr. F. GRÜTTER wurde ich in Sachfragen beraten. Herrn Prof. Dr. G. B. CASTIGLIONI verdanke ich ein wertvolles Cliché. Herr A. SÜSTRUNK gewährte mir Einblick in die sehr aufschlußreichen Ergebnisse seiner vielen seismischen Untersuchungen.

Herrn Prof. Dr. H. PALLMANN danke ich für seine Beratung bei der Bewerbung um einen Beitrag aus dem Nationalfonds. Dieser Beitrag ermöglichte mir, daß meine Skizzen von den Herren R. ZIMMERMANN und W. RAKESER druckfertig gezeichnet werden konnten. Auch an die Druckkosten der umfangreichen Arbeit hat der Nationalfonds einen wesentlichen Beitrag geleistet. Herrn Dr. TH. KELLER verdanke ich die Zeichnung der Figuren 81, 97 u. 98.

Der Begriff Talboden und Übersicht über die Talbodenformen und Talbodenbildungsvorgänge

Das Wort Talboden entstammt der gewöhnlichen Umgangssprache und ist allgemeinverständlich. Aber gerade weil dieses Wort so allgemeinverständlich ist und den verschiedenen Zwecken dient und vielseitig benützt werden kann, ist es schwierig, den umfassenden Begriff, den es umschließt, genau zu definieren.

Wir versuchen denn hier auch nicht eine allgemeine, sondern unserer Aufgabe entsprechend eine rein geomorphologische Definition des Begriffs Talboden. Diese Definition mag im einen enger, im andern weiter sein als das, was man gewöhnlich unter Talboden versteht. Sie wird sich aber nur geben lassen, wenn wir uns über den Oberbegriff, das Tal, wenigstens soweit dies für unsere Untersuchung nötig ist, einig sind. Wir wollen so vorgehen, daß wir zuerst an einem auf das Einfachste reduzierten Modell, das für den Begriff Tal oft verwendet wird, rein geometrisch einige grund-

sätzliche Zusammenhänge abklären und dann dieses Modell so differenzieren, daß es einiges der Vielgestalt der Alpentälböden wiederzugeben vermag.

Die Alpen sind kein einfacher Körper mit einer zusammenhängenden Abdachungsfläche, vielmehr ist dieser Körper gegliedert durch eine *Vielzahl von Rinnen*, die in ihn eingesenkt sind und die das abfließende Material — vor allem Wasser und damit bewegtes *Material*, aber auch Eis, Schnee und Gestein — *sammeln* und aus dem Gebirge hinausleiten.

Rinne und Fiederungswinkel

Wir können unsere Grundvorstellung eines Tales vorerst auf den Begriff der Rinne beschränken, womit eine *Form und ein dynamischer Vorgang*, der des gesammelten Abflusses verknüpft sind. Dieser Vorstellung genügt ein sehr einfaches Modell, nämlich eine Hohlform, die von zwei gegeneinander geneigten Ebenen gebildet wird und die sich in einer geneigten Geraden verschneiden (Fig. 1). Dieses Modell soll vorerst ohne Größenangabe untersucht werden. Entscheidend für die Gestaltung einer Fläche ist die Richtung und Größe der Bewegungskomponente der Schwerkraft. Wir verwenden deshalb für die Charakterisierung der Rinnenwände die Falllinien, das sind die Linien größter Neigung, die in der Richtung mit der Bewegungskomponente der Schwerkraft übereinstimmen und setzen diese Linien mit der Richtung der Rinnenachse in Beziehung. Die Falllinien der Rinnenwände sind der Rinnenachse so zugeordnet wie die Strahlen der Fahne dem Schaft einer Vogelfeder. Wir nennen deshalb den Winkel, den die Horizontalprojektion einer Falllinie mit der Horizontalprojektion der Rinnenachse bildet, den *Fiederungswinkel* (Fig. 2). Morphologisch ist es der Winkel, um den die Richtung einer Bewegung der Rinnenwand in die Richtung der Rinnenachse umgelenkt wird. Der Fiederungswinkel läßt sich mit der Neigung der Rinnenwand α und der Neigung der Rinnensohle τ in Verbindung bringen und daraus berechnen. Wie aus Fig. 2 hervorgeht, besteht zwischen α , τ und φ die Beziehung:

$$\frac{AE}{EG} = \operatorname{tg} \alpha \text{ und } \frac{AE}{BE} = \operatorname{tg} \tau, \text{ daraus ergibt sich:}$$

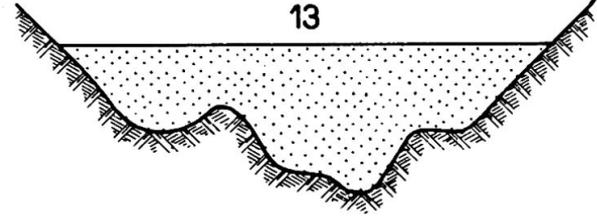
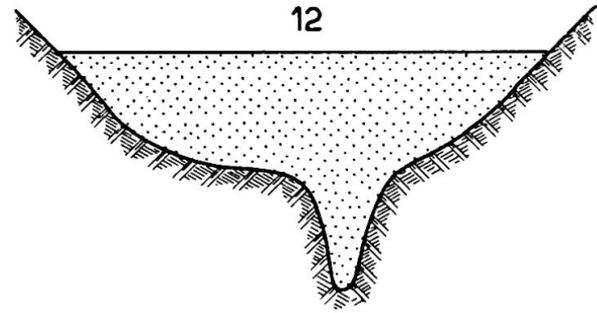
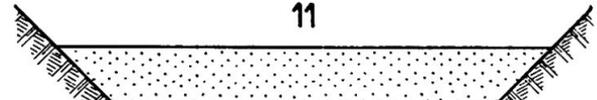
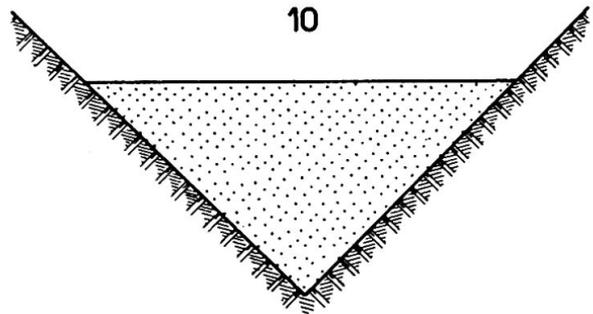
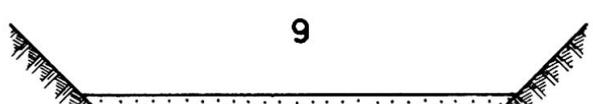
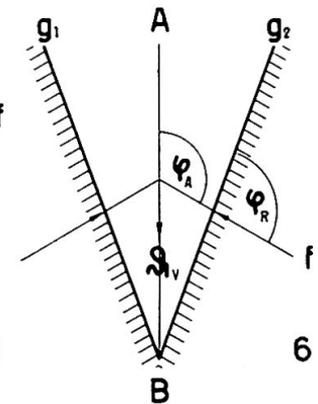
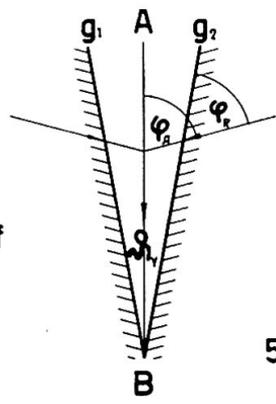
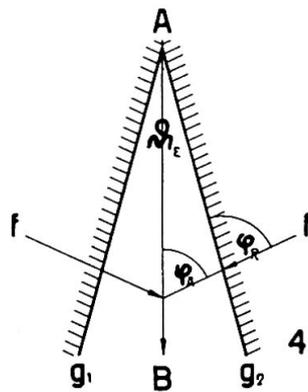
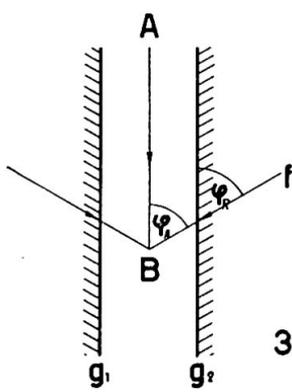
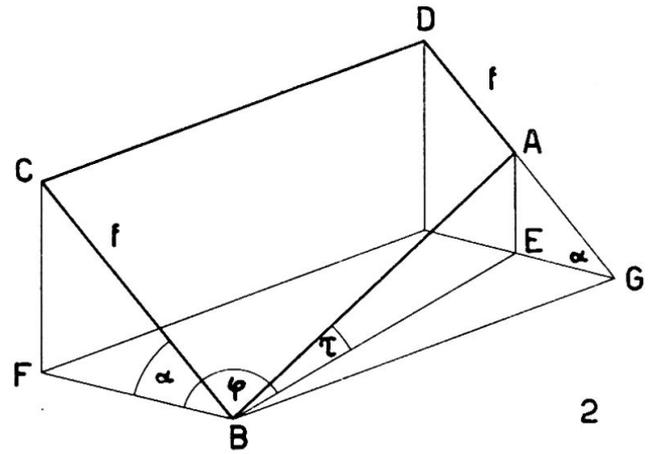
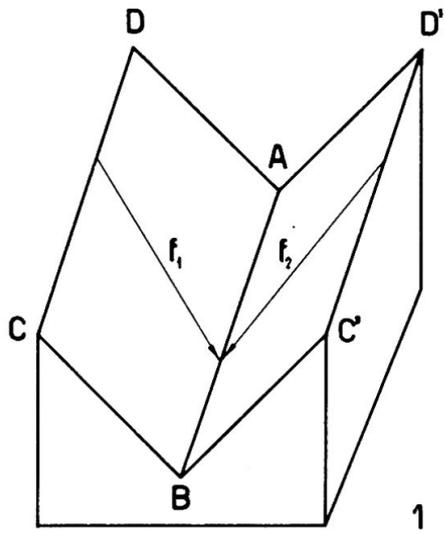
$$\cos \varphi = \frac{EG}{BE} = \frac{AE}{\operatorname{tg} \alpha} \cdot \frac{\operatorname{tg} \tau}{AE}$$

$$\cos \varphi = \frac{\operatorname{tg} \tau}{\operatorname{tg} \alpha}$$

Diese Formel zeigt, daß $\cos \varphi$ nur real ist, wenn $\operatorname{tg} \tau \leq \operatorname{tg} \alpha$ ist. Morphologisch heißt das, daß die Neigung der Rinnensohle immer kleiner sein muß als die Neigung der Rinnenwände, denn wenn sie gleich groß ist, bilden die beiden Wände eine einzige Ebene, also keine Rinne mehr. Eine Rinne, bei der die Neigung der Sohle größer ist als die Rinnenwände, ist geometrisch unmöglich.

Der Fiederungswinkel ist umso größer, je größer α und je kleiner τ ist. Den Extremwert von 90° kann der Fiederungswinkel nur erreichen, wenn $\tau = 0^\circ$ ist, das heißt, wenn die Rinnensohle kein Gefälle hat (was wiederum der Vorstellung einer Rinne widerspricht). Der Winkel wird unbestimmt, wenn α oder α und τ 90° erreichen, d. h., wenn die Rinnenwände senkrecht stehen (dann verschneiden sie sich nicht mehr) oder wenn auch die Rinnensohle senkrecht ist.

Erstellen wir für die verschiedenen Winkel eine Tabelle, so zeigt sich, daß bei Rinnen mit einer Sohlenneigung von $\tau = 30'$ (8,7‰) und einer Wandneigung von $\alpha = 30^\circ$ der Fiederungswinkel um weniger als 1° vom Rechten Winkel abweicht und bei $\alpha = 10^\circ$ immer noch gut 87° beträgt.



Je steiler die Rinne wird, umso kleiner wird bei gleicher Wandneigung der Fiederungswinkel. Schon bei $\tau = 5^\circ$ (87,5‰) beträgt bei $\alpha = 30^\circ$ der Fiederungswinkel nur mehr 81° , bei $\tau = 10^\circ$ (176,3‰) und bei $\alpha = 30^\circ$ ist φ noch 72° und bei $\tau = 25^\circ$ (466‰) sinkt bei $\alpha = 30^\circ$ φ auf 37° .

Morphologisch heißt dies, daß bei großen Alpentälern mit Sohlenneigungen unter $30'$ die Gehängefalllinien im Durchschnitt praktisch senkrecht zur Talachse stehen oder Höhenlinien der Hänge parallel zur Talachse verlaufen. Aber schon bei kleinen Seitentälern und in Steilstrecken der großen Täler mit Sohlenneigungen von 5° ist der Fiederungswinkel merklich kleiner und bei steilen und sehr steilen Talstrecken mit 10° ja 25° weicht der Fiederungswinkel beträchtlich von 90° ab. Wir haben als Neigung der Rinnenwand 30° angenommen, weil dies ein in Gehängeschuttfüßen sehr verbreiteter Wert ist.

Wir haben bisher nur von symmetrisch gebauten Rinnen gesprochen. Sind die Rinnenwände verschieden geneigt, ist zwangsläufig auch der Fiederungswinkel der beiden Seiten verschieden und zwar kleiner auf der Seite der geringeren Neigung.

Denken wir uns nun unser einfaches Modell aus verschiedenen geneigten Teilstücken zusammengesetzt, so ergibt sich, daß bei einer Verkleinerung des Sohlengefälles vom einen zum andern Teilstück entweder die Neigung der Rinnenwände sich auch verkleinert oder durch eine Richtungsänderung der Falllinien der Fiederungswinkel sich vergrößert, oder endlich eine Verminderung der Rinnenwandneigung mit einer Vergrößerung des Fiederungswinkels verknüpft ist. Bei einer Gefällsvergrößerung der Rinnensohle müssen entsprechend entweder die Rinnenwände steiler, der Fiederungswinkel kleiner oder beides miteinander kombiniert sein.

Erweitern wir nun unser Rinnenmodell durch eine Ebene, die die beiden Rinnenwände schneidet und die im allgemeinen in der Richtung der Verschneidungslinie der nach unten verlängert gedachten Rinnenwände geneigt ist. Wir nennen diese Ebene den Rinnenboden. Untersuchen wir die Begrenzung des Rinnenbodens, so kann dieser die gleiche Neigung haben wie die Verschneidungslinie der Rinnenwände (Fig. 15). Dann schneidet der Rinnenboden die Rinnenwände in zwei Parallelen. Wir können auch bei einer Rinne mit Rinnenboden den Fiederungswinkel bestimmen. In diesem Fall kann er auf zwei Richtungen bezogen werden, nämlich auf den Bodenrand — wir sprechen dann von Randfiederung — und auf die Rinnenachse, worunter wir nach wie vor die Richtung der Verschneidungslinie der nun unter den Rinnenboden verlängert gedachten Rinnenwände verstehen — wir sprechen dann von Achsenfiederung. Bei parallelen Rinnenbodenrändern ist die Rand- und Achsenfiederung gleich groß (Fig. 3). Hat der Rinnenboden eine geringere Neigung als die Verschneidungslinie der Rinnenwände (Fig. 16), dann laufen die Ränder des Rinnenbodens von einem Punkt aus in der Richtung des Gefälles auseinander. Wir nennen die Horizontalprojektion dieses

Fiederungswinkel

Fig. 1 Einfache Rinne. Legende s. Fig. 2. Fig. 2 Berechnungsfigur. ABCD und ABC'D' Rinnenwände. AB Rinnensohle, EB Horizontalprojektion von AB. DAG und CB = f Falllinien. BF Horizontalprojektion von f. α Neigungswinkel des Gehänges. τ Neigungswinkel der Rinnensohle. φ Fiederungswinkel. Fig. 3 Fiederungswinkel bei parallelbegrenztem Rinnenboden. φ_R Randfiederung. φ_A Achsenfiederung. $\varphi_R = \varphi_A \cdot g_1$ und g_2 Rinnenrand. Fig. 4 Fiederungswinkel im Erweiterungstrichter. ϑ_E Erweiterungstrichterwinkel. $\varphi_R = \varphi_A + \frac{\vartheta_E}{2}$. Fig. 5 Verengungstrichter. ϑ_V Verengungstrichterwinkel. $\varphi_A = \varphi_R + \frac{\vartheta_V}{2}$. Fig. 6 Verengungstrichter mit Gegengefälle der Felssohle.

$$\varphi_A = \varphi_R + \frac{\vartheta}{2} > 90^\circ.$$

Felsprofilformen unter einer Schotterfläche

Fig. 7 Grundfigur. Fig. 8 Felstalboden mit dünner Schotterdecke. Fig. 9 Aufgeschüttetes Kastenprofil. Fig. 10 V-Profil. Fig. 11 Trogprofil. Fig. 12 Trog mit Kerbe. Fig. 13 Komplexe Form.

Winkels den Trichterwinkel ϑ (siehe S. 135 ff). Bei symmetrischen Formen ist der Randfiederungswinkel um den halben Trichterwinkel größer als der Achsenfiederungswinkel (Fig. 4).

$$\varphi_R = \varphi_A + \frac{\vartheta}{2}$$

Hat der Rinnenboden eine größere Neigung als die Verschneidungslinie der Rinnenwände, dann laufen die Ränder des Rinnenbodens in der Richtung des Gefälles zusammen (Fig. 19). Bei symmetrischen Formen ist dann der Achsenfiederungswinkel um den halben Trichterwinkel größer als der Randfiederungswinkel (Fig. 5).

$$\varphi_A = \varphi_R + \frac{\vartheta}{2}$$

Hat endlich die Verschneidungslinie der Rinnenwände zur Neigung des Rinnenbodens ein Gegengefälle (Fig. 23), dann laufen die Ränder des Rinnenbodens in der Richtung des Gefälles zusammen und dann sind die Fiederungswinkel größer als 90° (Fig. 6).

$$\varphi_A = \varphi_R + \frac{\vartheta}{2} > 90^\circ$$

Ist in einer Rinne ein Rinnenboden vorhanden, kann eine Neigungsänderung des Rinnenbodens stattfinden, ohne daß sich die Neigung oder die Richtung der Rinnenwände ändert. Tritt in diesem Fall eine Gefällsverminderung auf, dann ist diese mit einer Verbreiterung des Rinnenbodens verknüpft, nimmt die Neigung des Rinnenbodens zu, verschmälert sich der Rinnenboden.

Wir können uns nun bei Gefällsänderungen auch eine Kombination von Veränderungen der Rinnenwände und des Rinnenbodens denken. Das Modell zeigt dann, daß beim Übergang einer steilern in eine flachere Strecke der Rinnenboden sich verbreitern, die Rinnenwände sich verflachen und der Fiederungswinkel sich vergrößern können. Umgekehrt können beim Übergang einer Flachstrecke in eine Steilstrecke die Rinnenwände steiler werden, gleichzeitig der Rinnenboden sich verschmälern und der Fiederungswinkel sich verkleinern.

In der Natur verändern sich meist beim Übergang von der einen in die andere Neigung des Talbodens sowohl die Gehängeneigung, die Talbodenbreite wie auch der Fiederungswinkel.

Rinne und Tal

Die Untersuchung über den Fiederungswinkel reduzierte das Tal auf das Modell einer Rinne und definierte es damit als Rinne. Dies haben wir noch näher zu begründen, vor allem auch die Umkehrung abzuklären, ob jede Rinne ein Tal sei.

Etymologisch ist einmal festzustellen, daß nach dem Deutschen Wörterbuch der Gebrüder *Grimm* Tal, gothisch dal, vom indogermanischen dho = niedrig sein, abgeleitet wird. Es bedeutet «im allgemeinen eine niederung, vertiefung, im besondern als gegensatz zu berg und hügel ein zwischen den anhöhen liegendes tiefland», hat also nicht von vornherein den ihm hier zugelegten Sinn einer Rinne, in der Wasser fließt.

Für unsere Arbeit, die rein geomorphologisch sein will, soll aber doch an der Definition festgehalten werden, daß das Tal eine Rinne sein soll, in der Material gesammelt abfließt und zwar vornehmlich Wasser. Fraglich ist dagegen, ob Eis allein je ein Tal geschaffen hat. Auch der Begriff Trockental ist offenbar nur sinnvoll für ein ursprünglich wasserdurchflossenes Tal, das nun trocken ist. Zu bedenken sind noch tektonisch angelegte Täler, aber auch eine tektonische Mulde oder ein Grabenbruch werden erst dann zum Tal, wenn eine wichtige Bedingung erfüllt ist, nämlich das ein-

heitliche Gefälle. Begriffe wie Talsee und ertrunkenes Tal sind als Abweichungen vom gewöhnlichen Tal aufzufassen.

Bevor wir uns zur Erfassung des Reichtums der natürlichen Erscheinungen der Differenzierung des Talbegriffs zuwenden, ist zuerst abzuklären, wie groß eine Rinne sein muß, damit sie als Tal angesprochen werden kann.

Die inneren Beziehungen eines geometrischen Modells bleiben sich gleich, ob das Modell groß oder klein ist. Solange wir von Rinne sprechen, können wir die Größenfrage mit einer noch zu erwähnenden Einschränkung als irrelevant betrachten. Dies ist aber offensichtlich beim Tal nicht der Fall. Aber die Frage, welche Größe eine Rinne haben müsse, wie hoch die Rinnenwände sein müssen, damit wir von einem Tal sprechen können, wurde noch nie entschieden.

Der landläufige Begriff steht sicher unter anderm in Beziehung zur Größe des Menschen. Wir können nicht als Tal ansprechen, was in seiner Größe Menschengestalt nicht um ein Vielfaches übertrifft. Dieser Gesichtspunkt der Menschengröße sollte für eine Arbeit rein geomorphologischen Charakters nicht angewendet werden. Wir stehen hier vor dem gleichen Problem wie die Physik, als sie in der Akustik das Studium der Materieschwingungen über den Hörbereich ins Gebiet des Ultraschalls und in der Optik das Studium des Lichtes über das sichtbare ins Gebiet des Ultravioletts und Infrarotes ausweitete. Wir scheuen uns, für eine kleine Rinne den Ausdruck Tal anzuwenden, aber gerade Rinnen von labormäßiger Größe vermögen und sollten in Zukunft vermehrt Einsichten über den geomorphologischen Begriff Tal und die damit verknüpften Vorgänge vermitteln. Eine unterste absolute Größengrenze des Oberbegriffs Rinne ist aber unzweifelhaft vorhanden, denn bis zum Molekularen können wir nicht verkleinern. Die unterste Größengrenze für eine mit dem Tal noch vergleichbare Hohlform ist also dort anzusetzen, wo der Abfluß unter physikalisch wesentlich andern Bedingungen vor sich geht als im Großen, und die Adhäsion den freien Abfluß behindert*.

Wiederum steht die landläufige Bezeichnung Tal in einem bestimmten Verhältnis zur Größe des Gebirges oder Gebirgstalles, in dem es liegt. In einem Kleinhügelland vermag eine absolut gemessen kleine Form den Namen Tal zu tragen und wird als selbständige Form empfunden, die in einem Hochgebirge kaum mehr den Anspruch auf diesen Titel stellen darf. Sicher vermöchte manche langhingezogene, von einem Bach durchflossene Mulde im Gehänge eines großen Alpentaales größtmäßig den Vergleich mit einem Wiesental eines Hügellandes aushalten. Auch diese durch den Größenvergleich bedingte Verwendung des Begriffs Tal darf für eine geomorphologische Arbeit nicht als verbindliche Grenze betrachtet werden. Vielmehr sind alle Formen, in denen Material gesammelt abfließt, mit dem gleichen Interesse zu untersuchen.

Zusammengefaßt: eine geomorphologische Untersuchung kommt mit der ursprünglichen Bedeutung des Wortes Tal, das einfach eine Vertiefung, eine Form, meint, nicht aus, sie hat vielmehr, um nicht nur einen stationären Zustand, sondern einen Ablauf beschreiben zu können, die Form mit einer Funktion zu verknüpfen. Wir bringen dies zum Ausdruck mit dem Postulat, daß ein Tal eine Rinne sein muß, in der Material gesammelt abfließt. Das Material stammt aus den Rinnenwänden, aus dem Gehänge, dort wo erodiert wird, auch aus der Rinnensohle. Die absolute Größe der Rinne ist nach unten durch physikalische Zustandsänderungen beschränkt.

Bevor wir nun vom Talboden sprechen, sei vorweg festgestellt, daß wir unter Gehänge nicht Gehänge schlechthin, sondern immer Talgehänge verstehen, denn es gibt

* OTTO LEHMANN (55a) hat schon 1931 über die Bewegungsenergie des Regenwassers Beobachtungen veröffentlicht, die mit sehr primitiven Mitteln durchgeführt wurden, die aber aus dem dringenden Bedürfnis entstanden, in der Geomorphologie nicht nur zu spekulieren, sondern physikalische Grundlagenforschung zu treiben. Diese Aufgabe ist für einen Einzelnen nicht leicht, oft sogar undurchführbar, sollte aber doch endlich von größeren Instituten systematisch an die Hand genommen werden.

ja noch den Begriff des Gehänges als Abdachungsfläche eines Berges, das frei, z. B. auf eine Vorlandsebene ausläuft. Wir können es *freies* Gehänge nennen. Beim Tal steht aber dem einen Gehänge ein Gegengehänge gegenüber, wenn auch wohl manchmal von ungleicher Höhe und Neigung, so daß wir von *gekoppeltem Gehänge* sprechen können. Die Rückwirkung der Vorgänge in den Flächen unter dem Gehänge auf dieses selbst ist beim gekoppelten Gehänge wesentlich intensiver, als beim freien Gehänge.

Sollen nun die vielgestaltigen Talbodenformen geordnet werden, so sind drei Gesichtspunkte zu berücksichtigen: 1. die *Form und Größe* des Talbodens, rein statisch-geometrisch betrachtet, 2. das *Material*, aus dem der Talboden und sein Rahmen, das Gehänge besteht, 3. die *Vorgänge*, die zu einer bestimmten Talbodenform führen. Für diese Arbeit wurden als erstes Einteilungsprinzip die Talbodenbildungsvorgänge gewählt. Sie sollen hier in einer ersten Übersicht besprochen werden.

Zwei Bewegungsrichtungen sind es, die auf die Talbodengestaltung einwirken, einmal die Richtung des im Talgrund abfließenden Wassers oder Eises mit dem mittransportierten Material und dann die Richtung des aus dem Gehänge dem Talboden zufließenden Materials. Die beiden Vorgänge durchdringen sich im allgemeinen und beeinflussen sich gegenseitig in der Natur. In unserer analytischen Untersuchung der Talbildungsvorgänge sind sie aber zunächst nacheinander zu besprechen.

Talbodenbildung durch den Talfluß

Bei den Talbodenbildungsvorgängen durch den Talfluß sind sich eintiefende Gewässer und aufschüttende Gewässer zu unterscheiden, denen ganz unterschiedliche Talbodenformen beizuordnen sind. Der Übergang von der einen zur andern Formgruppe ist allerdings nicht scharf. Bei langsam sich eintiefenden Flüssen mit gleichzeitig ausgeprägter Seitenerosion entstehen Talbodenformen, die von reinen Akkumulationstalböden schwer zu unterscheiden sind. Wir werden diesen Zwischenformen ganz besondere Aufmerksamkeit zu widmen haben. Als dritte Formgruppe sind noch Talböden zu nennen, die durch Umgestaltung, vor allem glazialer Talböden, entstehen. Sie sollen als Mischformen aber erst später besprochen werden. Gewässer, die sich eintiefen, stehen am Anfang jeder rein fluviatilen Talbildung. Es ist hier nicht der Ort, eine ganze Entwicklungsreihe der Talbildung darzubieten, da wir ja auf den Talboden hinzielen. Und doch ist auch für unsere Untersuchung die Frage nach dem Beginn der Talbildung nicht ohne Interesse.

Vom Wasser wird gesagt, daß es, etwa im Gegensatz zu Eis, linear abfließe. Diese Aussage ist nur bedingt richtig. Wir können zwar schon auf geneigter glatter Fläche, auf die es regnet, sehen, daß sich zuerst eine benetzende Haut bildet, daß aber dann, wenn neue Tropfen auf die Wasserhaut fallen, plötzlich von einem Initialpunkt aus ein Tropfen sich in Bewegung setzt, sich mit andern Tropfen vereinigt und, der Schwerkraft folgend, ein mehr oder weniger geradliniger Abfluß erfolgt. Streng linear ist aber schon dieser kleinste Abfluß nicht. Er hat eine Minimalwassermenge, eine gewisse Breite und Tiefe. Ist die Wasserzufuhr aber groß, so können wir auch auf steilster Fläche eine oft in Wellen fortschreitende Schichtflut beobachten. Nun kann man sich denken, daß das Wasser sich in natürlichen Vertiefungen, die ja nie fehlen, sammelt, und so Initialrinnen entstehen. Wenn örtlich das Wasser beim Abfließen größere Tiefe hat, besitzt es auch größere Erosionskraft und sicher sind einzelne Rinnen so entstanden. Nun zeigt sich aber, besonders in steilen Flächen, immer wieder eine sehr regelmäßige Anordnung einer Großzahl paralleler Rinnen von ungefähr gleicher Tiefe und gleichem Abstand. In den Alpen sind regelmäßige Regenrillen in steilen Schneehängen eine häufige Erscheinung und aus der Arktis (18) sind weit ausgedehnte Hänge von 15–40° Neigung beschrieben worden, die «von vielen kleinen parallelen Rinnsalen («Runsen») überzogen, die innerhalb eines einheitlich geformten Hang-

stückes jeweilen eine sehr gleichmäßige und geringe Tiefe von einigen Dezimetern oder höchstens Metern besitzen». Es ist hier auch auf den Rinnenkarren (11) hinzuweisen. Es ist klar, daß auf den «Urflächen» nicht schon regelmäßig angeordnete Vertiefungen vorhanden sind, die die gleichen Abstände bedingen, sondern daß sich darin eine noch nicht bekannte Gesetzmäßigkeit im Wasserabfluß äußert. Offenbar sind ganz bestimmte Gehängeneigungen nicht nur für ihre Entstehung, sondern auch für ihre gute Erhaltung und Beständigkeit maßgebend. Bei den verhältnismäßig großen Neigungen der Rinnen ist eine Verbreiterung aus vielen Gründen behindert. Das schnellfließendes Wasser läßt sich aus einer geraden Bahn, die Falllinien folgt, nicht so leicht seitlich ablenken, seitliche Einschüttungen, die die Ablenkung begünstigen würden, werden mitgerissen oder gleiten selbständig ab, ferner ist auch der Fiederungswinkel klein, das Wasser und festes Material, das aus den Rinnenwänden dem Rinnenboden zuströmt haben nahezu die gleiche Richtung wie dieser. Die eng benachbarten Rinnen behindern gegenseitig ein Tieferwerden, denn durch das Eintiefen werden auch die dazwischenliegenden Grate erniedrigt. Im Endeffekt resultiert bei steilen, engbenachbarten Rinnen ein gleichmäßiger, flächenhafter Abtrag. Der Rinnenboden beschränkt sich bei diesen Kleinformen auf das Abflusbett, das im Querschnitt gerundete Form aufweist.

Erst durch die Vereinigung benachbarter Rinnen entstehen stark eingetiefte Formen. Voraussetzung für die Vereinigung scheint vor allem eine nicht zu steile Ursprungsfläche zu sein, oft aber folgen bevorzugte Rinnen vorgezeichneten Linien, Zonen von tektonisiertem Gestein, Scharung von Klüften.

Für die Gestaltung der Talform, das Größenverhältnis von Gehängehöhe zu Talbreite, die Neigung und Gliederung des Gehänges, die Umrißform des Talbodens ist das Zusammenspiel vieler Faktoren maßgebend, so das Verhältnis der seitlichen Einschüttung zur Talgewässergroße, die Verwitterung der Gesteine des Gehänges und die dadurch bedingte Art der Schuttlieferung aus dem Gehänge, das Verhältnis der Seiten- zur Tiefenerosion oder zur Akkumulation usw.

Bei Tälern, in denen der Fluß in die Tiefe erodiert, entstehen, wenn das Gestein des entstehenden Gehänges während der Tiefenerosion wenig oder gar nicht zurückwittert, enge Schluchten oder Klammen, wenn aber das Gehänge gleichzeitig rasch zurückwittert, V-förmige Talquerschnitte.

In engen Tälern ist oft der ganze Talgrund von Wasser erfüllt, so daß man nach dem gewöhnlichen Sprachgebrauch im Zweifel sein kann, ob man für einen solchen Rinnenboden noch den Begriff Talboden anwenden darf. In unserer Arbeit sollen aber auch solche Formen miteingeschlossen sein. Es ist einmal zu beachten, daß auch in den engsten Klammen das Wasser nicht geometrisch linear abfließt, daß vielmehr zum Abfluß immer eine gewisse Bettbreite unumgänglich notwendig ist. Es ist also auch in einer Klamm ein Rinnenboden vorhanden, der durch irgend einen Umstand einmal trocken sein kann. Dann aber gehören zu unserem Studium der Talbodenformen vor allem auch die Vorgänge, die talbodenbildend und -umbildend wirken. Die wichtigsten Vorgänge im Talboden spielen sich nun sicher im Gewässerbett ab, so daß wir dieses, aber auch das darin bewegte Wasser, vor allem dessen Oberfläche in unser Studium der Talbodenformen mit einbeziehen.

Diese doppelte Betrachtungsweise, einmal des Bettes, dann der Oberfläche des Materials, das darin liegt, ist bei schutterfüllten Tälern nichts ungewohntes. Wir erweitern diese Betrachtungsweise nur konsequent sowohl auf Wasser- wie eiserfüllte Talböden.

Bei den wassererfüllten Talböden muß vor allem der Rand der Wasseroberfläche beobachtet werden. Denn hier findet der für den Talboden entscheidende dynamische Vorgang statt. Seitlich zufließendes Material wird hier vom Gewässer erfaßt und in die Talrichtung umgelenkt, suspendiertes wird sofort mitgerissen und fließt, allerdings bald verwirbelt, zuerst als Randstreifen mit. Gröberes Material

wird dem Rand nach absinken und wenn es nicht zu groß ist, mitgeschleppt. Bis zur jeweiligen Gewässerhöhe wird seitlich erodiert. Je nach der Wasserführung reicht das Niveau der typischen Talbodendynamik, der Vorgänge, die in der Talrichtung stattfinden, verschieden hoch. In engen Schluchten können diese Niveauschwankungen viele Meter betragen. Der Wirkungsbereich der Talbodenvorgänge ist also nicht von konstanter Größe.

Bei rasch fließenden Gewässern ist der Bettboden von großer Mannigfaltigkeit. Im Zug der gleichen Erosionsstrecke können Wannen und Kolke mit Gegengefälle ausgewaschen sein, deren Tiefe das Mehrfache der Tiefen über dazwischenliegenden Schwellen und breiteren Gewässerstrecken erreichen kann. Nur wenn wir die Bettformen des Flusses in das Studium miteinbeziehen, werden wir manche Eigentümlichkeit des aufgeschütteten Talbodens und manche Sonderheit des *glazialen* Bettes verstehen.

Nimmt die Tiefenerosion im Verhältnis zur Seitenerosion ab — meist im Gefolge von geringerem Gefälle — so wird das Bett mehr und mehr verbreitert. Es treten Talbodenformen auf, bei denen neben einer engern, mehr oder weniger ständig mit Wasser erfüllten Rinne sich Flächen befinden, die nur noch bei Hochwasser oder sogar nur noch bei Höchsthochwasser überschwemmt werden, die aber durch diese Hochwasser eindeutige, mehr oder weniger genau in der Talrichtung verlaufende Formen erhalten.

Je geringer die Tiefenerosion, umso mehr ergibt sich ein Zustand, der als Gleichgewichtszustand, auch als Beharrungszustand bezeichnet wird, bei dem weder in die Tiefe erodiert, noch akkumuliert wird, bei dem aber doch die Seitenerosion nicht ausgeschaltet ist. Es handelt sich nicht um einen statischen, sondern einen äußerst labilen *dynamischen Gleichgewichtszustand*, der mehr oder weniger große Schwankungen aufweist, so daß zeitweilig leicht erodiert, dann wieder leicht akkumuliert und gleichzeitig, sowohl bei schwacher Tiefenerosion wie bei schwacher Aufschüttung durch Seitenerosion der Talboden verbreitert wird. Überwiegt vorübergehend die Tiefenerosion wird eine vorher aufgeschüttete leichte Schotterdecke entfernt, überwiegt die Akkumulation, entsteht wieder eine leichte Schotterdecke. Bei langdauernder Einwirkung kann so ein breiter Felstalboden ausgebildet werden, auf dem das Gewässer in wechselndem Lauf hin- und herpendelt, wohl auch reich verästelt fließt. In einem Alpentale ist aber ein solcher Gleichgewichtszustand, der durch lange Zeit eine konstante Erosionsbasis voraussetzt, kaum je verwirklicht. Hingegen kann oberhalb einer sehr resistenten, aber doch langsam absinkenden Schwelle, die die Rolle der Erosionsbasis übernimmt, ein breiter Erosionstalboden entstehen.

Von den Talböden bei Tiefenerosion über die Talböden im Beharrungszustand gelangen wir zu den Talböden durch fluviatile Akkumulation, den Talböden par excellence. Alle weitausgedehnten Talböden der großen Alpentäler, die schon als Ebenen angesprochen werden, erweisen sich als Aufschüttungstalböden. Auch bei diesen spielt die Seitenerosion eine Rolle; viel wesentlicher ist aber die schon vorhandene Hohlform und die auffallende Breite aufgeschütteter Talböden ist vor allem die Folge schräger Gehängeflächen, so daß allein schon durch die Aufschüttung der Talböden breiter wird.

Talbodenbildung durch den Talgletscher

Von ganz ausschlaggebender Bedeutung für die Gestaltung alpiner Täler ist die Glazialerosion. Die Eigenart vieler hochaufgeschütteter Talböden kann nur erklärt werden durch vorangegangene glaziale Talbildung. Trotz dieser gesicherten Annahme wissen wir über die Glazialerosion wenig. Auch beim Studium gletschererfüllter Täler ist wie beim wassererfüllten Talboden eine doppelte Betrachtungsweise von Nutzen, einmal die Betrachtung der Eis- und Schneeoberfläche als Talbodenniveau, wobei wie

beim Gewässer vor allem dem Oberflächenrand die ganze Aufmerksamkeit gilt, da seitlich zufließendes und eingeschüttetes Material hier in die Längsrichtung umgelenkt wird. Auch auf Eishöhe sich befindliche Verflachungen, die aber selbst eisfrei sind, sind in diese Talbodenbetrachtung miteinzubeziehen. Die zweite Betrachtungsweise gilt dem Gletscherbett, besser dem Boden des Gletscherbettes. Dieses ist wie das Flußbett, nur in einem andern Größenmaßstab, mit Wannen, Kolken und Schwellen versehen, wobei im Einzelfall auszumachen ist, was bei diesen Bettunregelmäßigkeiten durch Gesteinswechsel, was durch Erosionseigentümlichkeiten des Gletschers, z. B. an Konfluenzstellen, bedingt ist.

Zur glazial ausgeschliffenen Hohlform kommt noch die glaziale Akkumulation als ausgeprägter Endmoränenkranz den Talboden querend, als Seitenmoräne dem Talbodenrand folgend oder als Grundmoräne den Talboden flächenhaft überziehend.

Auch Blockströme, die den Talboden bilden können, sind hier einzuordnen.

Talbodenbildung durch seitliche Einschüttungen

In den Alpentälern mit seinen meist hohen und steilen Gehängen und den oft schuttreichen Zuflüssen ist an der Talbodenbildung auch die seitliche Einschüttung maßgebend beteiligt, ja, sie kann unter Umständen die Talbodenbildung durch Talgewässer sogar übertreffen. Der Talboden ist für seitlich zugeführtes Material die Ablagerungsbasis. Tiefer kann es als Gehängematerial gar nicht gelangen. Wenn es weiter transportiert wird, muß es in die Talrichtung umgelenkt werden.

Diese seitlichen Einlagerungen sind nach Verbreitung, Form und Material so verschieden, daß sich eine Aufteilung nach verschiedenen Gesichtspunkten aufdrängt. Zuerst sind zu unterscheiden:

- a. Einschüttungen durch fließendes Wasser,
- b. «Trockene» Einschüttungen, Wasser nur als Gleitmittel,
- c. Glaziale Einschüttungen.

Die Einschüttungen durch fließendes Wasser umfassen den ganzen Formkreis von Einschüttungen aus ebenbürtigen Seitentälern, die nur wenig verschiedenes Gefälle haben bis zu Einschüttungen schuttreicher und steiler Zuflüsse in flache Talböden. Je größer ein Tal, je geringer seine Neigung, umso verschiedenartiger können die Schwemmkegel sein, die am Aufbau seines Talbodens beteiligt sind. Wir finden dann alle Abstufungen von ganz flachen Schwemmkegeln an den Mündungen meist weitauseinanderliegender, großer Seitentäler bis zu den stark geneigten Schwemmkegeln vor steilen Zuflüssen. Je kleiner das mündende Gewässer, umso steiler sind meist die Schwemmkegel. Schwemmkegel können in geeigneten Talflanken — Niederschlag, Material und Gehängeneigung sind ausschlaggebend — so engständig sein, daß sie sich gegenseitig berühren und der Talboden schiefgestellt aussieht. Dem Material nach können Schwemmkegel alle Übergänge von feinkörnigen Schottern bis zu den ungeordneten Einschüttungen von Murgängen mit Riesenblöcken in einem Schlammbrei zeigen. Auch bestehen alle Übergänge von Schwemmkegeln ständig wasserführender Zuflüsse bis zu gemischten Schwemmkegeln am Fuße so steiler Gehängerinnen, daß die Materialzufuhr nicht nur durch das Wasser vor sich geht, sondern auch Steinschlag daran beteiligt ist. Solche Schutt-Schwemmkegel leiten über zu den «trockenen» Einschüttungen, den Schuttkegeln s. str.

Unter dem Begriff «trockene» Einschüttungen fassen wir sehr verschiedenartige Bildungen zusammen, wobei von vornherein zu betonen ist, daß im humiden Klima absolut trockene Einschüttungen selten vorkommen, oder dann, wenn sie auch als solche gebildet werden, nachträglich durch oberflächlich fließendes und im Innern zirkulierendes Wasser verdichtet und umgestaltet werden.

Zu den trockenen Einschüttungen gehören die Schuttkegel, die, wenn sehr engständig, Schutthalden bilden. Aus vielen Messungen geht hervor, daß Schutthalden

Neigungen bis zu 40° haben. Bei so großen Neigungswinkeln sind die Falllinien der Halden bei Tälern mit geringer Sohlenneigung noch eindeutig gegen die Talachse gerichtet. Ist der Talgrund breit und vermag der Talfluß zudem den Schuttfuß zu erreichen, zu unterschneiden oder an seinem Fuß aufzuschütten, so ist der Übergang Schutthalde-Talflußboden scharf. Die Schutthalde gehört eindeutig zum Gehänge. Vermag aber das Talgewässer die Schutthalde nicht zu beeinflussen, so rollt am Schuttfuß das Material aus, wird wohl auch durch Gehängewasser noch verschleppt. Dann gehören die flacheren Partien noch eindeutig zum Talboden, der Ablagerungsbasis. Verschneiden sich vollends Schutthalden der Gegenhänge, so entsteht durch die gegenseitige Behinderung ein durchgewölbter, mit Grobblöcken übersäter Talboden.

Schlagartig abgelagert werden Bergstürze, von kleinen Felsstürzen bis zu größten Massenverlagerungen, wobei die geschlossene Bahn der Stürze auffällt, die oft in typischer Art im Talboden in die Talrichtung umgelenkt erscheint. Dadurch entsteht der Bergsturz talboden, ein wirres Haufwerk und doch wieder von charakteristischer Struktur.

Gehängerutschungen, tiefgründig über Gleitflächen, oder oberflächliche Solifluktionen, können ebenfalls im Talboden Ablagerungen erzeugen.

Mit Gehängerutschungen und Solifluktionserscheinungen, die wasserdurchtränkten Boden voraussetzen, schließt sich der Kreis zu den fluviatilen Erscheinungen.

Seitliche glaziale Einschüttungen, als Eis, wenn ein Seitengletscher ins eisfreie Tal vorstößt und als Moräne, wenn er sich wieder zurückzieht, können den Talboden queren.

Talfluß und seitliche Einschüttung

Wir haben versucht, die einzelnen Talbodenbildungsvorgänge einzeln aufzuzählen. An der Bildung der meisten Talböden sind indes mehrere Vorgänge beteiligt, die sich gleichzeitig abspielen oder einander ablösen und sich gegenseitig durchdringen und beeinflussen. Von den verschiedenen Kombinationsmöglichkeiten sei hier auf das Zusammenspiel von fluviatiler Talbodengestaltung durch das Talgewässer und gleichzeitige seitliche Einschüttung eingegangen.

Wir unterscheiden bei der Talbodenbildung durch das Talgewässer drei Zustandsformen. Ein Gewässer kann sich im Zustand der Tiefenerosion, im Beharrungszustand oder im Zustand der Akkumulation befinden. Diese drei Zustandsformen können für einen bestimmten Abschnitt des Tales auf einfache Art charakterisiert werden, wenn wir G das Geschiebetransportvermögen im betreffenden Abschnitt, und G_z die Menge der Geschiebezufuhr nennen.

Dann gilt für den *Erosionszustand* $G_z < G$. Die Geschiebezufuhr ist kleiner als das Transportvermögen. So lange das Gewässerbett aus losem Material besteht, wird bei diesem Zustand abgelagertes Geschiebe von der Gewässersohle gelöst und mitgeschleppt. Ist kein Sohlengeschiebe mehr vorhanden, so wird alles zugeführte Geschiebe über den Gewässerboden hinwegbewegt, wobei im Anstehenden Material weggeschliffen oder ausgebrochen wird.

Für den *Beharrungszustand* gilt $G_z = G$. Die Menge des zugeführten Geschiebes entspricht gerade dem Transportvermögen. Da bei diesem Zustand ja nicht ein statisches, sondern ein dynamisches Gleichgewicht herrscht — etwa vergleichbar dem dynamischen Gleichgewicht chemischer Vorgänge — werden einzelne zugeführte Geschiebestücke vorübergehend abgelagert, andere abgelagerte erneut mitgeschleppt. Wir dürfen dem Begriff dynamisches Gleichgewicht sicher auch größere Schwankungen zuordnen. Dabei kann ein Materialaustausch in dem Sinn stattfinden, daß gröbere Komponenten abgelagert, dafür kleinere mitgeschleppt werden.

Für den *Akkumulationszustand* gilt $G_z > G$. Ist die Geschiebezufuhr größer, als das Transportvermögen, so wird Geschiebe abgelagert. Mit der Ablagerung ist eine

Aussortierung nach der Größe verknüpft, da zuerst die schwereren Komponenten abgelagert werden.

Die drei geschilderten Zustandsformen betreffen aber nur einen Teil der Wirklichkeit. Sie setzen ein Gewässer in einem Bett voraus, in dem wohl flußeigenes Geschiebe transportiert wird, zu dem aber kein Material von der Seite kommt. In vielen Talstrecken der Alpen wird aber dem Gewässer seitlich Material zugeführt, einmal durch die Seitenerosion, bei der häufig nicht nur direkt durch das Gewässer Material gelöst wird, sondern durch Unterspülen auch Material aus höhern Partien nachstürzt. Dann aber werden dem Talgewässer aus Seitentälern und aus dem Gehänge Material zugeführt. Nennen wir die Menge des seitlich zugeführten Materials S_z und versuchen wir rein qualitativ diese seitliche Zufuhr in unser Schema einzubauen.

Beginnen wir wieder mit der Annahme eines Gewässers, bei dem das Gefälle so groß ist, daß $G_z < G$ ist. Dann sind folgende drei Möglichkeiten zu erwägen: $G_z + S_z < G$. In diesem Fall bleibt der Fluß tiefenerosionsfähig. In Einzelfällen mögen einzelne seitlich zugeführte Blöcke und Klötze das Transportvermögen übersteigen. Im Mittel vermag aber der Fluß alles zugeführte Material mitzuschleppen und darüber hinaus noch zu erodieren.

$G_z + S_z = G$. Auch diesen Gleichgewichtszustand müssen wir uns dynamisch und sehr labil vorstellen. Im Mittel bleibt der Talboden auf gleicher Höhe. Die Form des Talbodens ist ganz abhängig vom Verhältnis von G_z und S_z . Ist S_z gegenüber G_z klein, d. h. besteht schon beim flußeigenen Geschiebetransport nahezu Gleichgewicht, so vermag die seitliche Materialzufuhr die Talbodengestaltung durch das Talgewässer nur wenig zu beeinflussen. Das Talgewässer wird gelegentlich akkumulieren, ausufern, seitlich erodieren und den Talboden verbreitern, wobei das seitlich zugeführte Material mehr oder weniger restlos weggeführt oder eingeebnet wird. Ist aber S_z gegenüber G_z sehr groß, so beherrschen die seitlichen Einschüttungen den Talboden. Das Talgewässer selbst bleibt zwar dann auf gleicher Höhe; aber es liegt eingengt zwischen den zu ihm geneigten Zufuhrflächen. Je nachdem vorwiegend einseitig oder mehr oder weniger symmetrisch beidseitig eingeschüttet wird und je nach der Art der Einschüttung ist der Talboden einseitig geneigt oder besitzt ein Querprofil von mehr oder weniger offener V-Form.

Im Falle $G_z + S_z > G$ steigt die Talsohle höher, trotzdem das Gewässer sein eigenes Geschiebe weitertransportieren kann, also zu erodieren vermag. Wir haben dabei an Gewässer mit starker Sohlenneigung zu denken, in die seitlich Material eingeschüttet wird, das viel grobblockige Komponenten enthält, so daß vom rasch fließenden Gewässer nicht alles seitlich eingeschüttete Material mitgeschleppt werden kann. Das Gewässer fließt dann zwischen zu ihm geneigten Schutt und Schwemmhalden. Da die Wasserführung des Talgewässers und die seitliche Zufuhr nicht synchron schwanken, kann in solchen Teilstrecken vorübergehend Tiefenerosion vorherrschen, so daß die seitlichen Halden unterschritten werden.

Ist $G_z = G$ oder $G_z > G$, kann durch seitliche Einschüttung nur eine Zustandsform gegeben sein, nämlich erhöhte Akkumulation. Die Beziehung heißt dann: $G_z + S_z > G$. Wir haben schon wenig höher die gleiche Beziehung hingeschrieben, dort aber mit der Grundbeziehung $G_z < G$. Vom obigen unterscheidet sich aber dieser Fall dadurch, daß auch flußeigenes Geschiebe mitabgelagert wird. Wieder ist das Verhältnis von G_z und S_z maßgebend. Ist G_z groß gegenüber S_z , so überwiegt die flußeigene Aufschüttung. Die seitlichen Einschüttungen werden mehr oder weniger restlos mit eingeebnet. Es entstehen von Hang zu Hang mehr oder weniger ebene Talböden. Je größer aber S_z gegenüber G_z ist, umso stärker wird der flußeigene Akkumulationsboden eingengt, bis er, bei stark überwiegendem S_z , kaum mehr zur Ausbildung kommt und der Talboden sich von beiden Seiten zum Gewässer neigt.

Auf die vielfachen Verzahnungen und Stauungen oberhalb seitlicher Einschüttungen wird später noch einzugehen sein.

Fluviatil umgestaltete glaziale Talböden

Ebenso mannigfaltig wie sich die Talbodengestaltung durch den Talfluß und durch seitliche Einschüttung durchdringen und verzahnen, sind glaziale und fluviatile Talbodenformen ineinander verschachtelt.

Glaziale Felstalbodenformen sind nur selten unverhüllt erhalten. In den höchstgelegenen Tälern sind die Talböden immer noch von Schnee und Eis erfüllt. Ziehen sich die Gletscher zurück, so werden die Felsformen meist von Moränen, fluvioglazialen Schottern und seitlichen Einschüttungen verhüllt. Die Felsbettunregelmäßigkeiten, die Wannens, Kolke, Riegel und Schwellen sind in den großen Alpentälern zugeschüttet durch glaziale, vor allem aber durch fluviatile Akkumulationen und äußern sich nur noch sehr indirekt durch Breitenschwankungen des Talbodens. Und wiederum sind auch die glazialen Talformen die Folgeformen vorangegangener fluviatiler Talbildung und können nur in diesem Wechsel begriffen werden.

ÜBERSICHT ÜBER DIE TALBODENFORMEN

A. NACH DER FORM IM QUERPROFIL

I. Im Querprofil mehr oder weniger horizontale Talböden

1. Sehr breite Talböden, vom Gehänge meist scharf abgesetzt

Akkumulationstalböden der großen Alpentäler mit überwiegender flußeigener Akkumulation. Flußbett reich verästelt, mit Altläufen, manchmal höher als das Nebengelände, zwischen natürlichen Dämmen. Biologische Verlandung von Altwässern und randlichen Partien hinter Gehängespornen.

2. Breiter, in der Mitte aufgewölbter Talboden

Gletschertalboden im Zehrgebiet; Blockströme.

3. Breiter, zur Mitte eingewölbter Talboden

Gletschertalboden aus Eis oder Firn im Nährgebiet.

4. Schmalere Talboden

Talboden bei langsamer Tiefenerosion mit gleichzeitiger Seitenerosion.

5. Meist wassererfüllter Talboden

Talboden eines Gewässers in rascher Tiefenerosion, Talboden in einer Klamm oder Engtalstrecke.

II. Talboden zum Talgewässer geneigt

1. Gewässer in schmalen horizontalem Streifen zwischen geneigten Flächen

Das Talgewässer akkumuliert. Starke seitliche Einschüttung, die vom Talgewässer nicht bewältigt werden kann.

2. Gewässer eingeengt zwischen zu ihm geneigten Einschüttungsflächen

Das erodierende Talgewässer vermag die seitlichen Einschüttungen nicht zu bewältigen, so daß die Talsohle höhersteigt.

III. Talboden mit unruhiger höckeriger Oberfläche

1. Felstalboden mit Felshöckern

Glazialer Felstalboden mit Rundhöckern.

2. Talboden mit Wällen

Glazialer Talboden mit Moränenwällen.

3. Talboden mit wirr zerstreutem Blockschutt

Bergsturztalboden.

IV. Mischformen

Sehr viele Kombinationen von I - III, z. B. Bergsturztalboden auf Akkumulationstalboden, oder diesen durchdringend als Tomalandschaft. Glazialer Felstalboden durch fluviatile Akkumulation zugeschüttet, etc.

B. NACH DER GRUNDRISSEFORM

I. Die Talbodenbreite bleibt auf grosse Strecke gleich

Gleichbleibende Bildungsvorgänge.

II. Die Breite des Talbodens verändert sich

1. *Durch Gesteinswechsel bedingt*

Breitenwechsel durch selektive fluviatile oder glaziale Ausweitung oder durch verschieden wirksamen Abtrag im Gehänge.

2. *Durch Gefällswechsel bedingt*

Gefällsabnahme ist meist mit Talbodenverbreiterung, Gefällszunahme mit Talbodenverschmälerung verbunden.

3. *Durch örtlich starke Einschüttung*

4. *Tektonisch durch Brüche oder Verbiegungen*

Der fluviatile Talboden

A. FLUSSEIGENE TALBODENBILDUNG

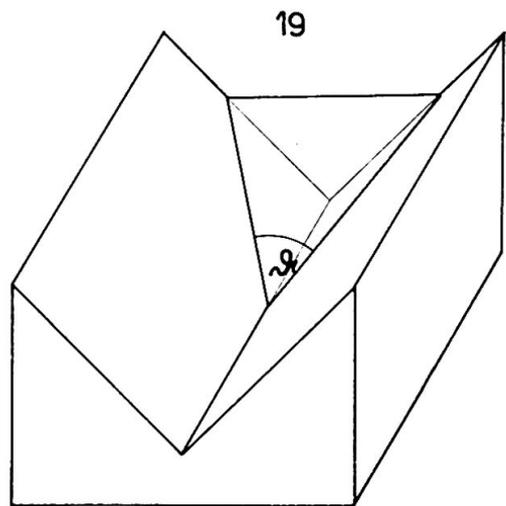
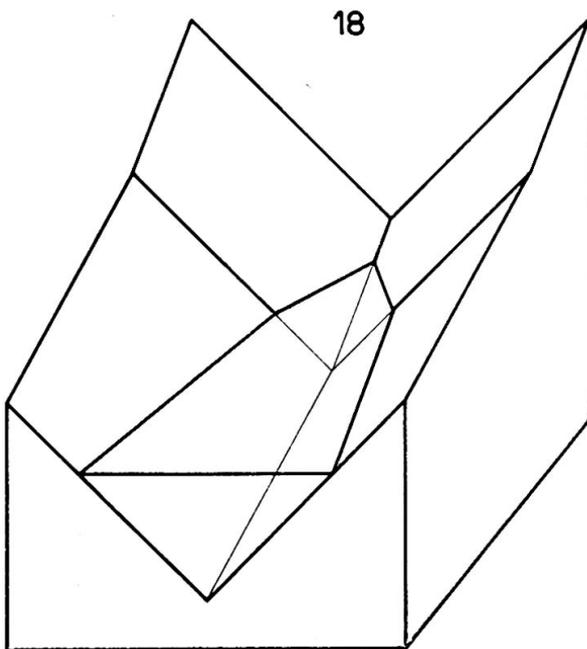
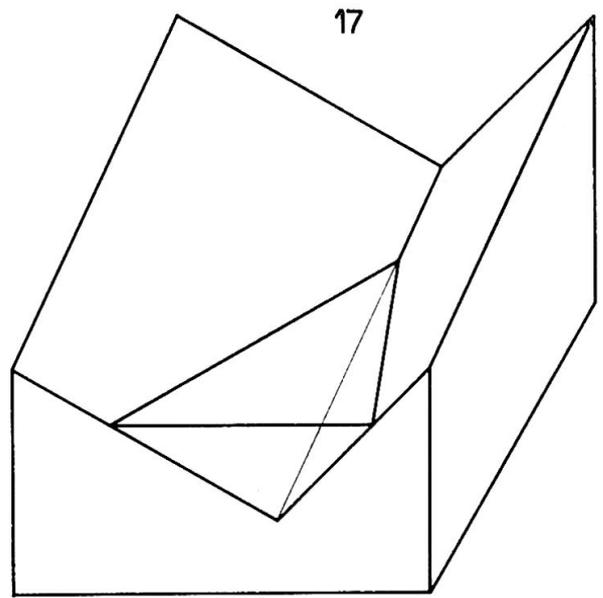
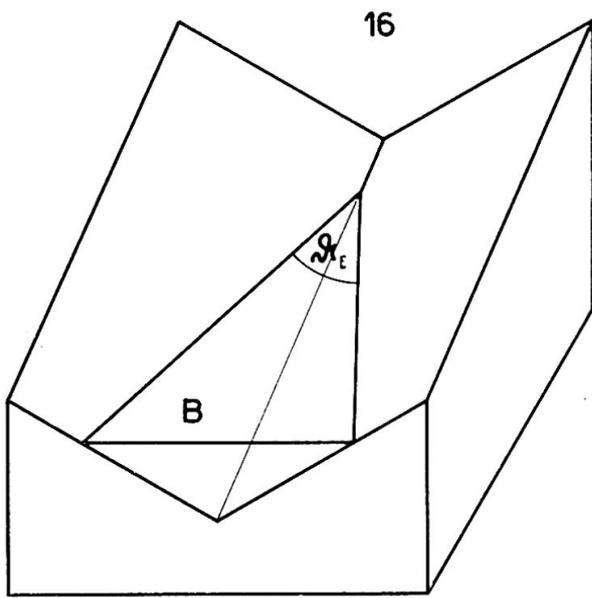
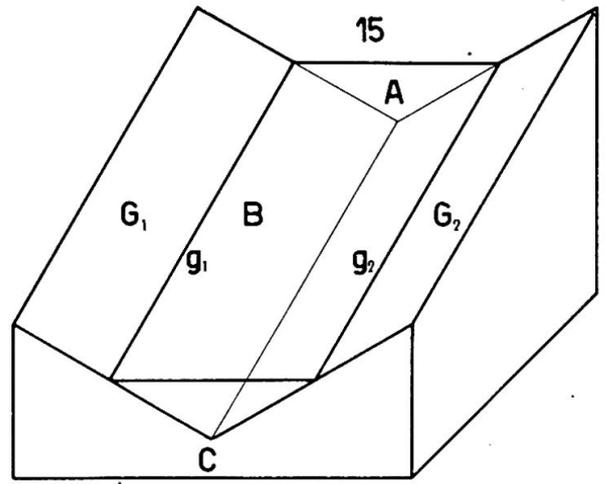
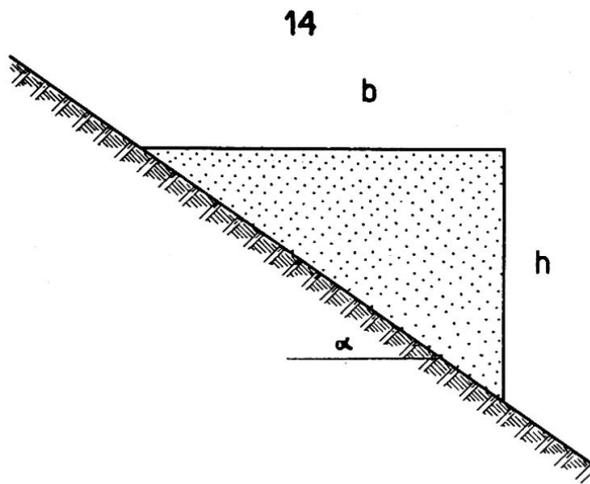
TALBODENBILDUNG DURCH AKKUMULATION

Zur Geometrie der Aufschüttungsform

Die Übersicht des letzten Abschnittes hat gezeigt, wie mannigfaltig Talbodenbildungsvorgänge sind. Ohne Zweifel spielt aber doch bei der Talbodenbildung die Aufschüttung durch den Talfluß eine überragende Rolle, entweder als Hauptvorgang oder dann doch als Ausgleichsvorgang. Es sind vor allem die großen Alpentäler hochaufgeschüttet.

Von den Akkumulationen, die einen Talboden bilden, sehen wir, solange dieser intakt ist, nur die Oberfläche. Die Hohlform, die ausgefüllt wird, ist uns durch die Akkumulation selbst verdeckt. Nur durch Erosion in einem frühern Akkumulations-talboden erhalten wir Einblick in die Struktur der Einlagerungen; aber dadurch wird der einheitliche Talboden zerstört und selten sind diese Anschnitte so günstig gelegen, daß sie den Kontakt von Einlagerung und Hohlform klar sehen lassen. Bohrungen und seismische Untersuchungen werden kostenhalber nur dort gemacht, wo wirtschaftliche Interessen sie rechtfertigen, in den Alpen vor allem bei Kraftwerkbauten. Gerade in den mächtigen Aufschüttungen der großen Täler fehlen Untersuchungen, die uns sichere Angaben über die ursprüngliche Hohlform vermitteln. Über ihre Gestalt sind wir deshalb mit wenigen Ausnahmen auf mehr oder weniger gut begründete Vermutungen angewiesen.

Im folgenden soll nun einmal der geometrisch-konstruktive Weg besprochen werden. Wir denken uns einfache Hohlformen ausgefüllt und studieren die Schnitte, die die Talbodenoberfläche mit dem Gehänge bildet. Diese geometrisch bestimmten Umrißformen sollen uns Einsichten vermitteln, mit denen wir aus den wirklichen Talbodenformen Rückschlüsse auf die zugeschüttete Hohlform machen können. Dieser Weg scheint uns deshalb gangbar, weil die aufgefüllten Hohlformen nicht irgend eine beliebige Gestalt haben können, sondern doch auch als Täler gebildet wurden. Als fluviatile Täler dürfen sie wohl im Kleinen Kolke und Wannen im alten Flußbett aufweisen, aber doch kein Gegengefälle haben. Als glazial umgeformte Täler können wohl Riegel und Wannen verschüttet sein, und dementsprechend können sie auch Strecken mit Gegengefälle aufweisen. Aber die Wannen sind meist nicht nur in die Tiefe aus-



geweitet, sondern doch auch mit Talverbreiterungen verknüpft, ebenso wie Riegel oft mit Talverengungen. Aber auch tektonische Einflüsse bei der Talbodenbildung wie Verbiegungen oder Verwerfungen, sind wohl doch gelegentlich aus mitverformtem Gehänge erschließbar.

Aus diesen Gründen ist unsern Rückschlüssen aus den geometrisch konstruierten Modellen auf die Form des verschütteten Hohlraumes der wirklichen Täler eine gewisse Wahrscheinlichkeit gegeben, nicht quantitativer, aber doch qualitativer Art, nicht so also, daß wir bestimmte zahlenmäßig belegte Angaben über die Tiefe der Aufschüttung werden machen können, aber doch immerhin werden sagen können, wie vermutlich das Gefälle des verschütteten Tales gewesen sein könnte. Der immer noch spekulative Gehalt unserer Angaben sei also von vornherein ausdrücklich betont.

Wir gehen im folgenden so vor, daß wir zuerst *reine Aufschüttungsvorgänge durch den Talfluß* studieren wollen, also die vereinfachende Annahme machen, daß beim Aufschütten seitlich nicht erodiert wird. Den Einfluß der Seitenerosion beim Aufschütten werden wir im nächsten Abschnitt behandeln. Anschließend sollen auch Sonderformen seitlicher Einschüttungen, soweit sie einer geometrischen Behandlung zugänglich sind, besprochen werden.

Querprofilformen unter der Schotterfläche

Wie vielgestaltig wir uns das Profil unter der Schotterfläche vorstellen können, soll durch die folgenden schematischen Skizzen veranschaulicht werden. Wenn wir uns dabei überlegen, auf wie viele völlig verschiedene Arten sich die beidseitigen sichtbaren Felsflächen unter der Schotterfläche miteinander verbinden lassen, so wird uns der spekulative Charakter eines solchen Unternehmens erst recht bewußt.

Sichtbar ist nur, was wir in Fig. 7 darstellen. Oft wird aber auch diese Beobachtung erschwert, weil das Anstehende im Gehänge von Schutt bedeckt ist.

Wir können drei Typen von Querprofilformen unterscheiden.

Der erste Typ ist das *Kastenprofil* mit völlig horizontalem Felstalboden. Diese Profilform können wir uns entstanden denken durch wirksame Seitenerosion bei gleichzeitig sehr geringer oder fehlender Tiefenerosion. Fig. 8 zeigt einen solch horizontalen Talboden, von einer dünnen Schotterstreu bedeckt. Da Erosion im Anstehenden meist selektiv wirkt, kann wohl an dieser oder jener Stelle der Felstalboden direkt beobachtet werden, am ehesten im Flußufer oder Flußbett, dann in natürlichen und künstlichen Einschnitten.

Folgt auf diese vorwiegende Seitenerosionsperiode eine Akkumulationsperiode, entsteht die Form von Fig. 9.

Der zweite Typ ist das V-Profil. In Fig. 10 wurden die Gehängeflächen geradlinig bis zum Verschnitt verlängert. Eine geometrisch so einfache Form würde sehr homogenes Gestein und eine sehr regelmäßige Eintiefung voraussetzen. Die Figur ist deshalb nur als Schema für einen in den Alpen nicht seltenen Taltypus aufzufassen. Wohl noch häufiger ist der dritte Typus, die Trogform (Fig. 11), eine ausgeweitete Talbodenform mit breitem, aber nicht ebenem Felstalboden, die wohl meist zu Recht mit glazialer Ausweitung in Verbindung gebracht wird. Schließlich können der zweite und dritte Typ auch kombiniert vorkommen, z. B. in der Form einer Kerbe in einem breiten

Formen aufgeschütteter Talböden

Fig. 14 Breitenzuwachs durch Aufschüttung. α Gehängeneigung. h Aufschüttungshöhenzuwachs. b Talbodenbreitenzuwachs. Fig. 15 Parallel begrenzter Talboden. G_1, G_2 , Gehängeflächen. g_1, g_2 Talbodenränder. B Akkumulationstalboden mit Gefälle δ . AC Felssohle mit Gefälle τ . Fig. 16 Symmetrischer Erweiterungstrichter. ϑ_E Erweiterungstrichterwinkel. Fig. 17 Asymmetrischer Erweiterungstrichter mit verschieden geneigtem Gehänge. Fig. 18 Erweiterungstrichter mit Knick in der Felssohle. Fig. 19 Verengungstrichter. ϑ_V Verengungstrichterwinkel.

Trogtal (Fig. 12). Betonen wir nochmals, daß die Form des aufgeschütteten Talbodens uns absolut im Dunkeln läßt über die Form des Felsens unter der Aufschüttung. So haben seismische Untersuchungen schon Formen ergeben, wie sie durch Fig. 13 angedeutet wird, also Formen, die sich unserem einfachen dreiteiligen Schema nicht leicht einordnen lassen, die wir als verborgene Doppelrinnen oder als zugeschüttete Rundhöckerfluren bezeichnen können. Diese Ergebnisse müssen uns bei der Interpretation von Felsprofilen unter Schotter, solange nicht Bohrungen oder seismische Untersuchungen vorliegen, zur Vorsicht mahnen.

Wenn der Talboden nicht von senkrechten Wänden begrenzt ist, so führt jede Aufschüttung zu einer Talbodenverbreiterung. Talbodenverbreiterung setzt also nicht eo ipso Seitenerosion voraus. Wir können von passiver Verbreiterung durch Aufschüttung sprechen und dieser die aktive Verbreiterung durch Seitenerosion des Talflusses gegenüberstellen.

Die passive Verbreiterung ist abhängig von der Gehängeneigung. Nennen wir den Breitenzuwachs auf einer Talseite b , den Winkel der Gehängeneigung α , und den Höhenzuwachs durch die Aufschüttung h , so besteht die Beziehung (Fig. 14):

$$b = h \operatorname{ctg} \alpha$$

Für verschiedene Neigungswinkel ergibt sich auf 100 m Höhenzuwachs ($h = 100$ m) folgende Tabelle:

α	b in Metern	Δb für ein Intervall von 5° in Metern
5°	1143	576
10°	567	194
15°	373	98
20°	275	60
25°	215	42
30°	173	31
35°	142	23
40°	119	19
45°	100	17
50°	83	13
55°	70	12
60°	50	11
65°	47	11
70°	36	9
75°	27	9
80°	18	9
85°	9	9
90°	0	9

Die Tabelle belegt, daß bei flachem Gehänge Neigungsschwankungen sich viel stärker auswirken als im Steilgehänge. Sinkt im Flachgehänge die Gehängeneigung von 10° auf 5° , so ergibt sich bei 100 m Aufschüttung ein zusätzlicher (einseitiger) Breitenzuwachs des Talbodens von 576 m; zwischen 35° und 40° beträgt dieser Zuwachs nur noch 23 m, von 70° an aufwärts beträgt er einheitlich für 5° Neigungsdifferenz nur noch 9 m. Daraus ist zu schließen, daß bei flachem Gehänge der Talbodenrand in aufgeschütteten Talstrecken viel buchtiger verläuft als bei Steilgehänge, daß Steilgehänge also eine geradlinige Begrenzung begünstigt.

Die Modelle

Wollen wir nun aus den sichtbaren Formen eines aufgeschütteten Talbodens auf die unsichtbare Hohlform schließen, so kann es sich nicht darum handeln, *bestimmte*,

für den Einzelfall sichere Angaben zu machen. Dazu ist die Zahl der gleichberechtigt denkbaren Formen viel zu groß, wie weiter oben z. B. in Bezug auf die Querprofilformen gezeigt wurde. Hingegen scheint es möglich, aus den Veränderungen der Umrißform des Talbodens einige *allgemeine* Schlüsse zu ziehen, z. B. über die Neigungsverhältnisse des Felstalbodens. Immerhin sind auch bei diesem Vorhaben einschränkenden Bemerkungen nötig. Entsprechend unserem analytischen Vorgehen befassen wir uns vorderhand nur mit reiner Aufschüttung und berücksichtigen weder die Gehäengerückwitterung noch die Seitenerosion. Auch die im Einzelfall oft ausschlaggebenden lithologischen Verhältnisse werden nicht berücksichtigt. Diese Vorbehalte sind bei der Anwendung der Modelleinsichten zu berücksichtigen.

Als Muster brauchen wir nicht komplizierte Einzelheiten der Natur nachbildende Blockdiagramme, sondern möglichst einfache geometrische Modelle. Für eine vollständige Untersuchung allerdings wären ganze Modellreihen nötig. Hier kann es sich nur um eine Skizze der Methode handeln. Aus den verschiedenen Möglichkeiten wählen wir für alle Modelle einen V-förmigen Querschnitt der Hohlform und nehmen an, daß der Talfluß so dominiere, daß er alles Material, das von der Seite her in den Talboden gelangt, restlos einebnen könne. Eine solche Talbodenfläche ist quer zum Tal horizontal, in der Längsrichtung geneigt; sie ist eine schiefe Ebene, die sich vom Gehänge scharf absetzt. Uns interessiert hier nur der Schnitt dieser Ebene mit dem Gehänge und welche Schlußfolgerungen sich aus diesem Schnitt auf die zugeschüttete Hohlform ziehen lassen.

Talboden mit paralleler Begrenzung

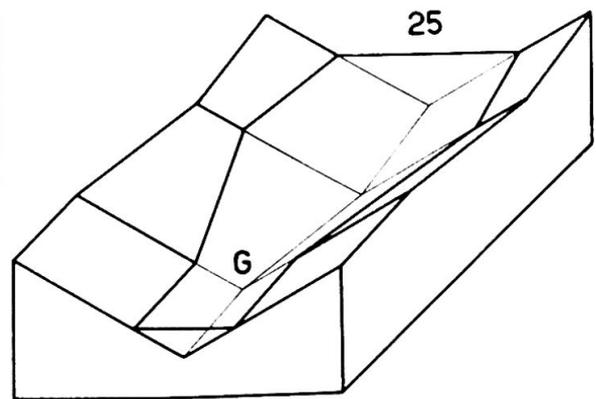
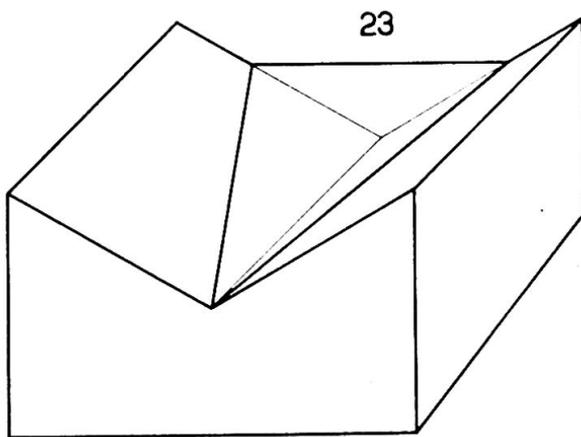
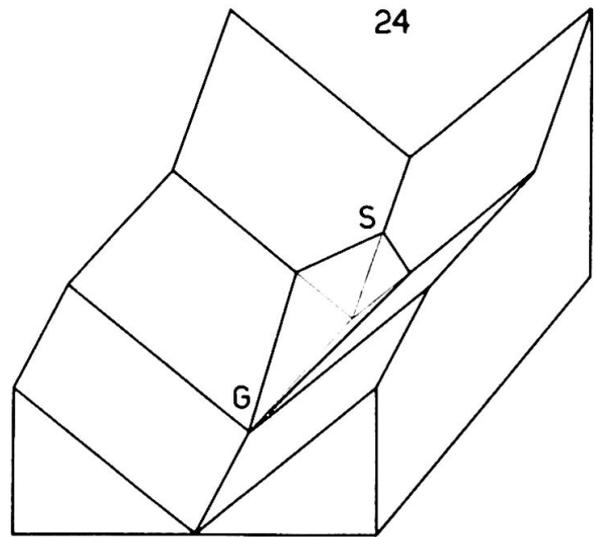
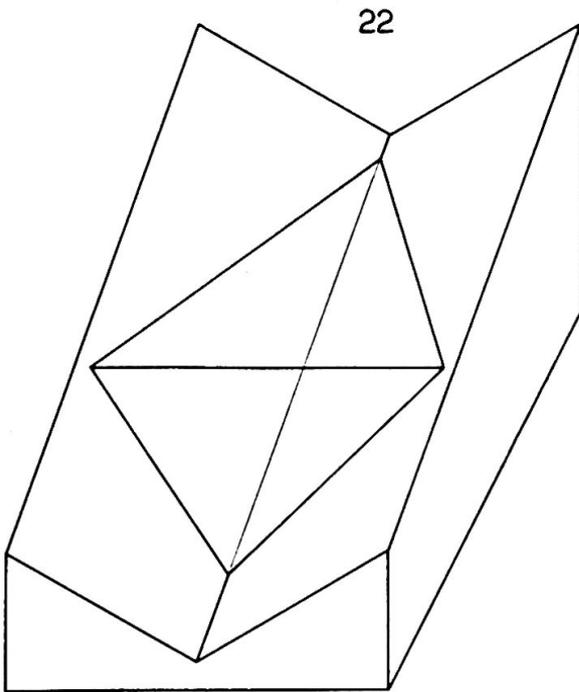
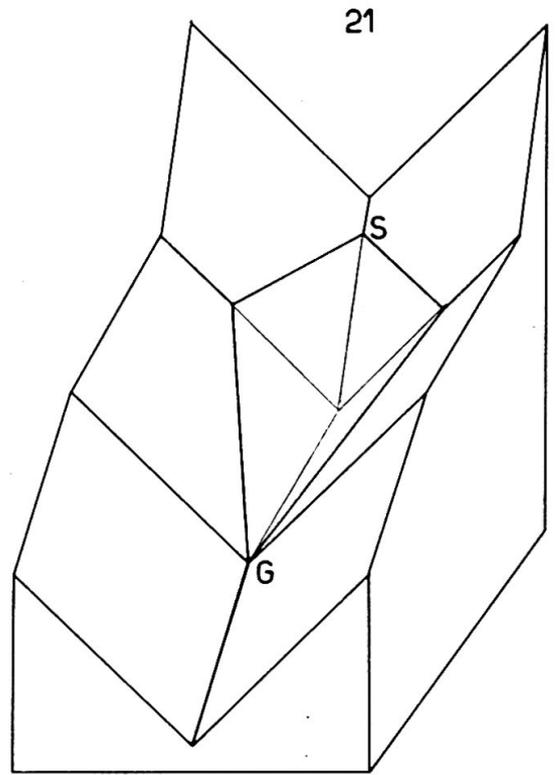
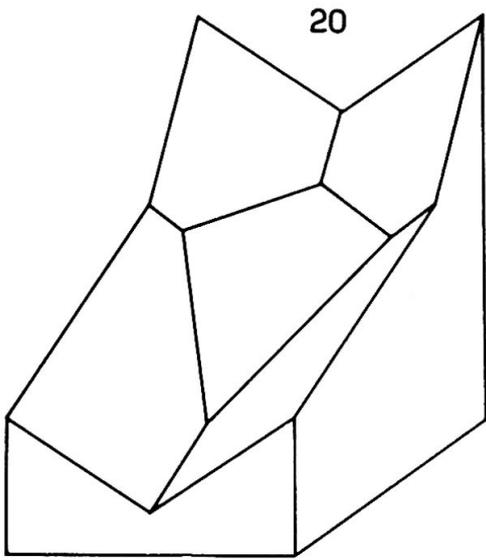
1. *Modell*: Es kann als Grundmodell für alle folgenden dienen (Fig. 15). Es stellt eine Rinne mit V-förmigem Querschnitt und dem Neigungswinkel τ dar. Die Rinnenwände G_1 und G_2 haben die Neigungen α_1 und α_2 und zwischen ihnen liegt die ebene Fläche B mit der Neigung δ , die von den Geraden g_1 und g_2 begrenzt wird.

Aus dem geometrischen Modell Fig. 15 geht hervor, daß wenn g_1 und g_2 parallel sind, die Sohle der V-Form gleiche und gleichgerichtete Neigung hat, wie die eingeschaltete Fläche B , daß also $\tau = \vartheta$ ist.

Das heißt morphologisch: Bei einem Tal mit parallelen Talbodenrändern hat mit großer Wahrscheinlichkeit die Felssohle gleiche Neigung wie der aufgeschüttete Talboden. Ob sich die Talwände unter dem Schotter V-förmig verschneiden (wie im Modell), ob das Querprofil U-förmig, kastenförmig oder der Felsboden eine Rundhöckerflur darstellt, läßt sich allerdings nicht entscheiden, wenn auch im Einzelfall für die eine oder andere Annahme gewisse Wahrscheinlichkeiten geltend gemacht werden können. Je höher der Talboden aufgeschüttet ist, desto unsicherer wird die Deutung. Wir verweisen auf die illustrative Annahme, die LUGEON (58) entwickelt hat und die wir S. 151 zitieren.

Der trichterförmige Talboden

In der Morphologie wird beim Auseinanderlaufen der Talbodenränder von einem *Trichter* gesprochen. Hier sei der Begriff unbesehen übernommen. Eine eingehendere Würdigung folgt S. 144. Wir nennen einen Trichter, der sich talabwärts öffnet, einen *Erweiterungstrichter*. (Von WISSMANN [108]) spricht in diesem Fall von einem Ausgangstrichter und meint damit Ausgang aus dem Gebirge. Da aber ein solcher Trichter auch beim Eintritt in ein geschlossenes Becken auftreten kann, ziehe ich den Ausdruck Erweiterungstrichter vor, der sich nur auf die Flußrichtung bezieht.) Wir nennen den Winkel, den die Horizontalprojektionen der Talbodenränder miteinander bilden ϑ_E . Laufen die Talbodenränder talabwärts gegeneinander, so sprechen wir von einem *Verengungstrichter* und nennen den entsprechenden Winkel ϑ_V .



Der Erweiterungstrichter

2. *Modell (Fig. 16 und 17)*: Wenn g_1 und g_2 auseinanderlaufen, so hat die Sohle der V-Form in der gleichen Richtung größeres Gefälle als die eingeschaltete Fläche B. $\tau > \delta$.

Morphologisch ist daraus zu schließen, daß bei Erweiterungstrichtern nicht nur der Talboden breiter wird, sondern unter dem Schotter die Felssohle mit größerem Gefälle als der Talboden absinkt. Dieser Schluß gewinnt an Wahrscheinlichkeit, wenn die Erweiterung in homogenem Gestein stattfindet.

Modell 2a (Fig. 16): Sind a_1 und a_2 gleich groß, sind die alte Rinnenachse und die Talbodenachse identisch, wenn wir als Talbodenachse eine Mittellinie zwischen den Talbodenrändern definieren.

Modell 2b (Fig. 17): Ist a_1 kleiner als a_2 , so weicht g_1 stärker von der ursprünglichen Rinnenachse ab, als g_2 , die alter Rinnenachse ist dann nicht mehr Symmetrieachse des Talbodens. Morphologisch heißt dies, daß durch das Aufschütten bei asymmetrischem Gehänge der Talboden seine Richtung ändert und zwar gegen das flachere Gehänge.

Modell 2c (Fig. 18): Wenn g_1 und g_2 zuerst stark, dann weniger stark auseinanderlaufen, hat im ersten Abschnitt die Sohle der V-Form eine größere Neigung als im zweiten. Morphologisch können wir schließen, daß bei Verringerung des Erweiterungswinkels ϑ_E das Felssohlegefälle abnimmt, und, wenn die Talbodenränder wieder parallel laufen, Felssohlegefälle und Talbodengefälle wieder gleich groß geworden sind.

Der Verengungstrichter

Es läßt sich leicht einsehen, daß bei einem Verengungstrichter das Gefälle des Felstalbodens kleiner sein muß als dasjenige des aufgeschütteten Talbodens. Wir können zwei Fälle unterscheiden:

- a. Die Felssohle und der aufgeschüttete Talboden haben gleichsinniges Gefälle.
- b. Die Felssohle und der aufgeschüttete Talboden haben entgegengesetztes Gefälle.

Verengungstrichter bei gleichsinnigem Gefälle der Felssohle

3. *Modell (Fig. 19)*: Wenn g_1 und g_2 gegeneinanderlaufen, so hat die Sohle der V-Form ein kleineres und gleichgerichtetes Gefälle, wenn der Achsenfiederungswinkel kleiner als 90° ist.

3a Modell (Fig. 20): Morphologisch ist dazu anzumerken, daß bei Abnahme des Gefälles wohl meist auf der ganzen Strecke akkumuliert wird und zwar vorwiegend von unten nach oben. Es müssen also ganz besondere Verhältnisse vorliegen, damit eine talabwärts sich verengende Schüttung entsteht. Diese sind vorhanden, wenn in einem Tal ein plötzlicher Gefällsbruch zur Schuttkegelbildung des Talflusses führt, dieser sich aber im engen V-Tal nicht voll entwickeln kann.

Modell 3b (Fig. 21): Wir können die Annahme des letzten Modells noch etwas erweitern und uns eine Gefällsstrecke denken, die zwischen zwei steilern eingeschaltet ist. Dann kann, solange in der untern Steilstrecke nicht akkumuliert wird, in der Flachstrecke nicht höher als bis zum Gefällsbruch G aufgeschüttet werden. Dieser Übergangspunkt reguliert die ganze höhergelegene Aufschüttung, die rückwärts auch in

Fig. 20 Einschüttung aus einer Steilstrecke in eine enge Flachstrecke. Fig. 21 Flachstrecke zwischen 2 Steilstrecken. G Gefällsbruch, zugleich Akkumulationsbasis. S Akkumulationsscheitel. Fig. 22 Seitliche Einschüttung in enges V-Tal mit Aufschüttungshalde und Stauboden. Fig. 23 Verengungstrichter bei Gegengefälle der Felssohle. Fig. 24 Gegengefälle zwischen Normalgefälle (Wanne). G Felsschwelle. S Aufschüttungsscheitel. Fig. 25 Hochaufgeschüttete Wanne.

die höhergelegene Steilstrecke hinaufreicht. Die Aufschüttung in der Flachstrecke hat die Form eines Verengungstrichters, in der höhern Steilstrecke eines Erweiterungstrichters, als ganzes Deltoidform. Morphologisch sei hier noch beigefügt, daß die Aufschüttungsfläche in der Natur keine Ebene ist. Vielmehr wird aus der höhern Steilstrecke vom Punkt S aus ein steilerer Schwemmkegel in die flachere tiefere Aufschüttungsfläche eingeschüttet.

Modell 3c (Fig. 22): Ein konvexer Gefällbruch in der Einschüttungsfläche bildet sich, wenn in ein enges V-Tal von der Seite Material eingeschüttet wird (z. B. durch einen Felssturz). Dann bildet sich talabwärts eine dreieckförmige Halde, ein Verengungstrichter besonderer Art. Hinter der seitlichen Einschüttung entsteht, wenn sie dicht ist, zuerst ein See von Dreiecksform, nach seiner Verlandung ein Talboden von der Form eines Erweiterungstrichters.

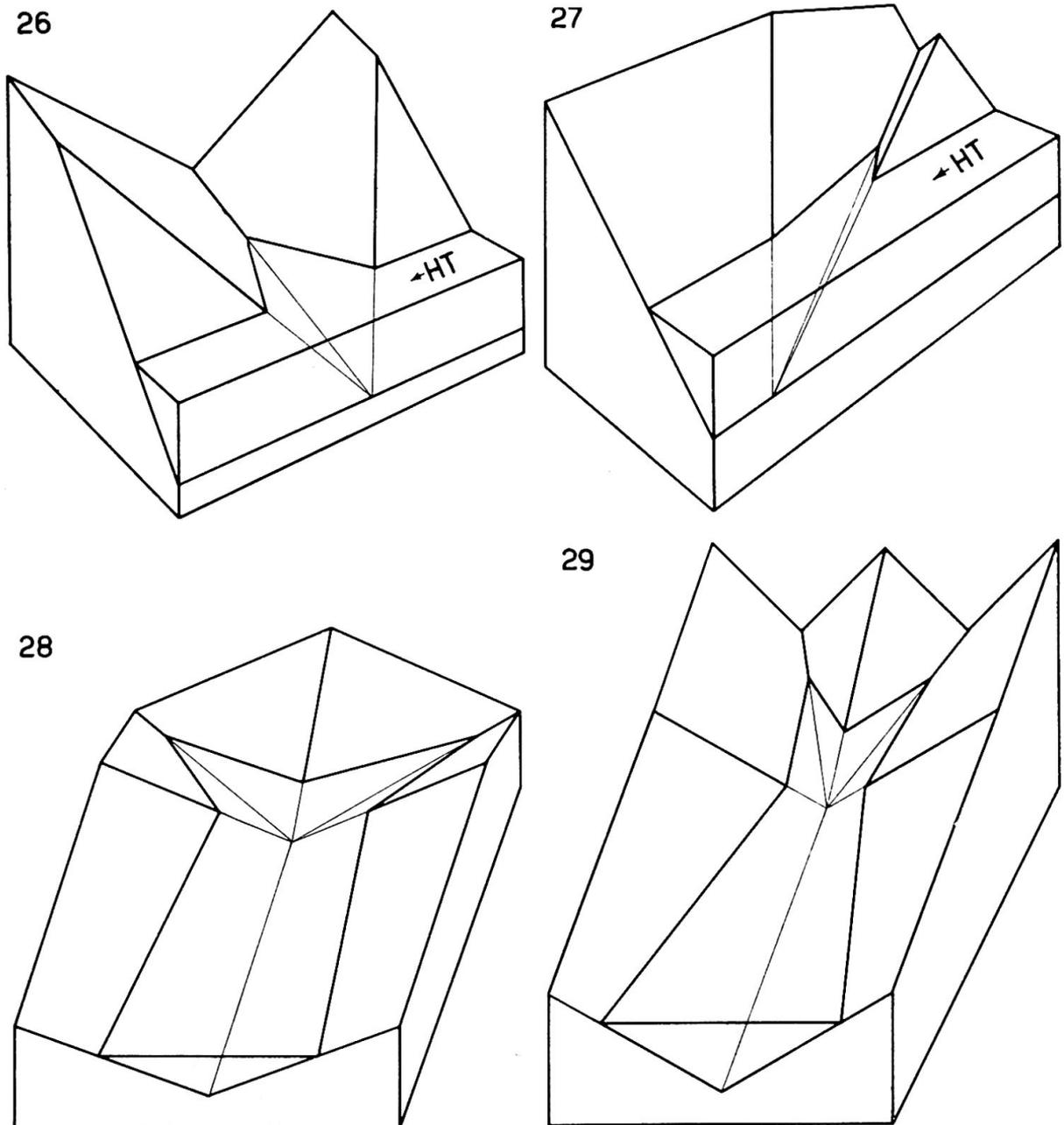


Fig. 26 Senkrecht mündendes Seitental. HT Haupttal. Fig. 27 Schiefmündendes Seitental. Fig. 28 Konfluenz unter stumpfem Winkel. Fig. 29 Konfluenz unter spitzem Winkel.

Verengungstrichter mit Gegengefälle der Felssohle Becken und Wannen

4. *Modell (Fig. 23)*: Wenn g_1 und g_2 gegeneinanderlaufen, hat die Sohle der V-Form ein Gegengefälle, wenn der Achsenfiederungswinkel größer als 90° ist.

Modell 4a (Fig. 24): Bei Verengungstrichtern über einer Felssohle mit Gegengefälle ist Gegengefälle nur zwischen Normalgefälle möglich, also im wieder ansteigenden Teil einer Wanne oder eines Beckens. Fluvial können nur Kolke von beschränktem Ausmaß ausgespült werden, die sich kaum im höhern Gehänge äußern. Hingegen entstanden in den Alpentälern viel mehr glaziale Kolke, als meist angenommen wird, und zwar mit Ausmaßen von Wannen und Becken. Auch durch tektonische Vorgänge kann Gegengefälle entstehen.

Die Aufschüttung von Wannen und Becken ist nun ein wesentlich anderer Vorgang als die Geschiebeablagerung durch Gefällsverminderung. Sie besteht in der Auffüllung eines stehenden Gewässers, also nicht nur in Geschiebeablagerung, sondern auch in Schwebestoffsedimentation. Unter Umständen findet auch biologische Verlandung statt. Wo die Verlandung vollzogen ist, erfolgt wieder gewöhnliche Geschiebeablagerung, so daß im Endstadium das Ganze von einer Geschiebeschicht überzogen ist. Die endgültige Aufschüttung wird durch die Höhe des Gefällsbruchs G reguliert, der hier die Rolle einer Felschwelle spielt. Bei fertiger Füllung reicht die Aufschüttung bis weit in die obere Gefällsstrecke hinauf, und zwar umso weiter, je größer das Gefälle zwischen S und G ist.

Modell 4b (Fig. 25): Wird auch in der Strecke unterhalb der Wanne aufgeschüttet und erreicht die Aufschüttung von unten her die Schwelle G , so verliert diese ihre Bedeutung als Regulator. Im durchgehend aufgeschütteten Tal äußert sich der Abstieg ins Becken als eine Talbodenerweiterung, das Gegengefälle als Verengung.

Mündung von Seitentälern

Modell 5a (Fig. 26): In unserm Modell mündet eine V-Form senkrecht auf eine schiefe Ebene. Ein Horizontalschnitt mit der Form ergibt einen Erweiterungstrichter. Der Öffnungswinkel ist umso größer, je steiler die V-Form ist.

Morphologisch gesehen ist die Mündung eines Seitentales in ein hochaufgeschüttetes Haupttal oft von einem Schwemmkegel mit mehr oder weniger großem Gefälle erfüllt. Bei großen Seitentälern mit schwach geneigten Schwemmkegeln verschmelzen Haupt- und Seitentalboden zur zusammenhängenden Fläche. Der Mündungstrichter legt sich dann als dreiecksförmigen Anhängsel ans Haupttal.

Modell 5b (Fig. 27): Mündet die V-Form nicht senkrecht in die schiefe Ebene, so ergibt ein Horizontalschnitt mit dieser Form einen asymmetrischen Mündungstrichter. Der Längenunterschied der beiden Schenkel des Trichters wird umso ausgeprägter, je kleiner der Winkel ist, unter dem die V-Form mündet.

Morphologisch heißt dies, daß beim Aufschütten eines schief mündenden Seitentales der asymmetrische Mündungstrichter sich seitlich an den Haupttalboden legt und diesen teilweise einverleibt wird. Haupttal abwärts erweitert sich der Talboden bei der Mündung sprunghaft, um dann allmählich wieder auf seine ursprüngliche Breite zurückzugehen. Das Nebentalgehänge wird in diesem Bereich mit unscharfem Grenzübergang zum Haupttalgehänge. Schief mündende Seitentäler folgen in den Alpen oft Strukturen, die spitzwinklig gegen das Haupttal austreichen.

Vereinigung von Tälern

Besondere Talbodenformen entstehen an der Vereinigung zweier ungefähr gleichgroßer und gleichgeneigter Zweitäler zu einem Stammtal. Von den vielen Möglichkeiten seien hier nur symmetrische Formen dargestellt.

Modell 6a (Fig. 28): Zwei V-Formen vereinigen sich unter einem stumpfen Winkel zu einer gemeinsamen, symmetrisch angeordneten Rinne von geringerer Neigung.

Modell 6b (Fig. 29): Die zwei V-Formen vereinigen sich unter einem spitzen Winkel. Der Schnitt durch eine in der Längsachse geneigte Ebene ergibt bei beiden Modellen eine schwalbenschwanzähnliche Form.

Morphologisch von Interesse ist die Einsicht, daß es allein schon durch Aufschüttung in der Vereinigungsstelle zur Verbreiterung des Talbodens kommt, weil zwei Talböden zu einem verschmelzen und der trennende Sporn überschüttet wird. Dadurch verlängert sich das Stammtal auf Kosten der Zweigtäler. Die Verbreiterung ist umso ausgeprägter, je geringer die Sohlen- und Hangneigung der Zweigtäler ist.

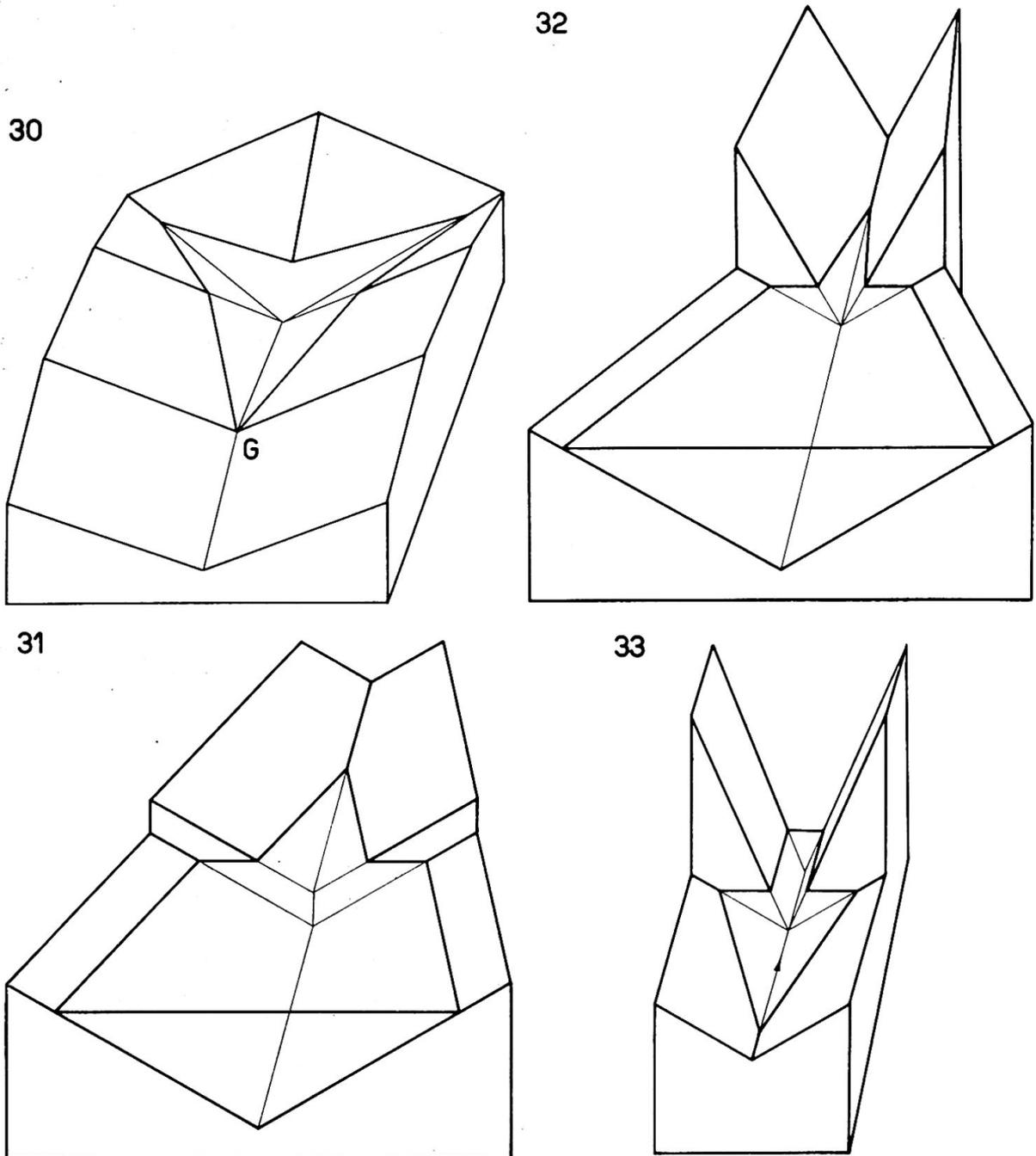


Fig. 30 Konfluenzbecken. G Felsschwelle. Fig. 31 Zugeschüttete Stufe. Fig. 32 Hangneigung nimmt sprunghaft ab. Fig. 33 Hangneigung nimmt sprunghaft zu. Pfeil: Talrichtung.

Modell 6c (Fig. 30): Manche Konfluenzstelle wurde nicht nur passiv durch Aufschüttung verbreitert, sondern oft aktiv in der Konfluenzstelle durch Glazialerosion ausgeweitet, oft unter Bildung eines Beckens. In diesem Fall verschmälert sich der Talboden unterhalb der Konfluenzstelle und bildet einen Verengungstrichter, dessen Spitze an der Schwelle G liegt. Wir haben auch bei diesem Modell, trotzdem es sich um Glazialformen handelt, konsequent nur V-Formen gezeichnet, denn grundsätzlich hat dies auf die Einsicht keinen Einfluß.

Sprunghafte Breitenschwankungen des Talbodens

Modell 7 (Fig. 31): Zwei V-Formen mit gleicher Hang- und Sohlenneigung, aber verschiedener Sohlenhöhe sind durch eine Stufe verknüpft. Die B-Ebene habe geringere Neigung, als die Sohle der V-Formen. Solange sie tiefer liegt, als die obere V-Form, aber doch die Stufe erreicht, entsteht ein Erweiterungstrichter, der von der Stufenwand geradlinig abgeschnitten wird. Reicht sie wie im Modell in die obere V-Form hinauf, so bildet sich hier ein Erweiterungstrichter, der aber gegenüber demjenigen der tieferen Stufe verjüngt und mit diesem durch senkrecht zur Rinnenachse verlaufende Verbindungsstücke verknüpft ist. Morphologisch heißt dies, daß eine durch Aufschotterung völlig verdeckte Stufe im Talbodenumriß durch eine plötzliche Verbreiterung des Talbodentrichters sich ausdrücken kann.

Modell 8a (Fig. 32): In einer Rinne mit durchlaufend gleicher Sohlenneigung nimmt die Gehängeneigung sprunghaft ab. Die B-Ebene habe geringere Neigung als die Rinnensohle. Der Schnitt zeigt in der Rinne mit dem Steilgehänge einen spitzwinkligen Erweiterungstrichter, der beim Übergang ins flachere Gehänge sprunghaft in einen Erweiterungstrichter größerer Breite und mit größerem Öffnungswinkel übergeht.

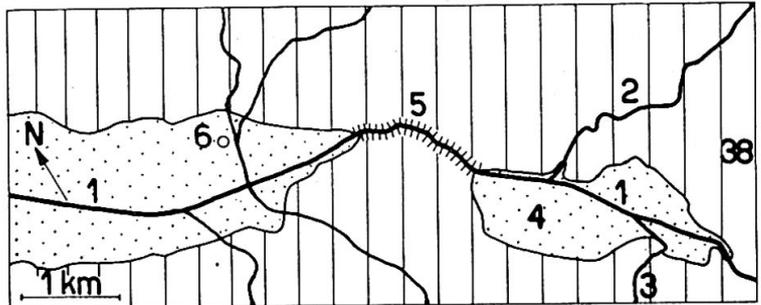
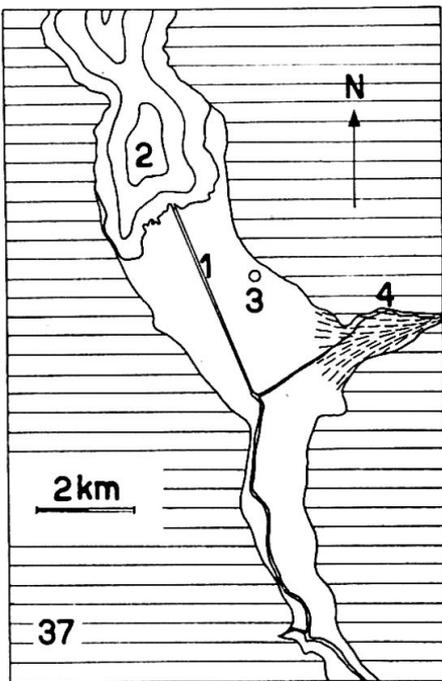
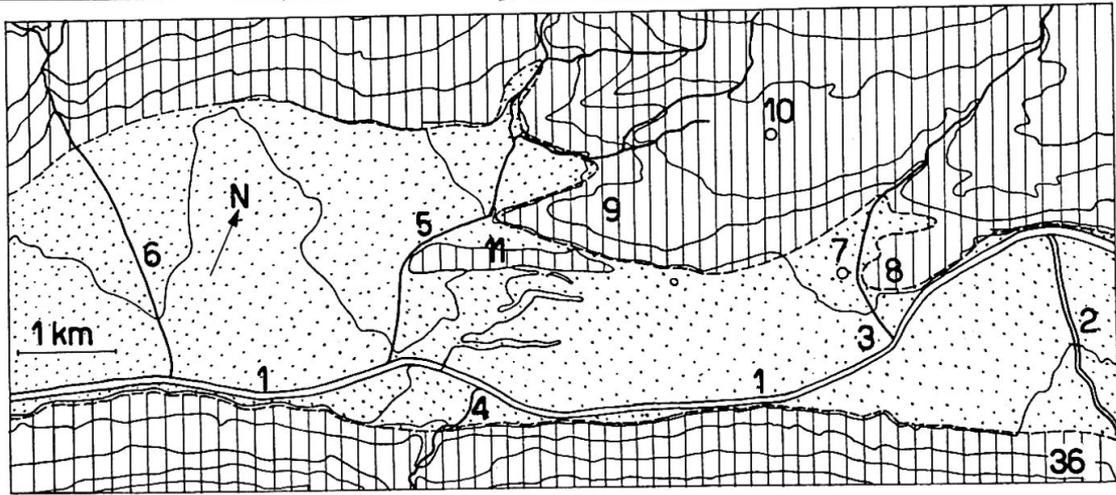
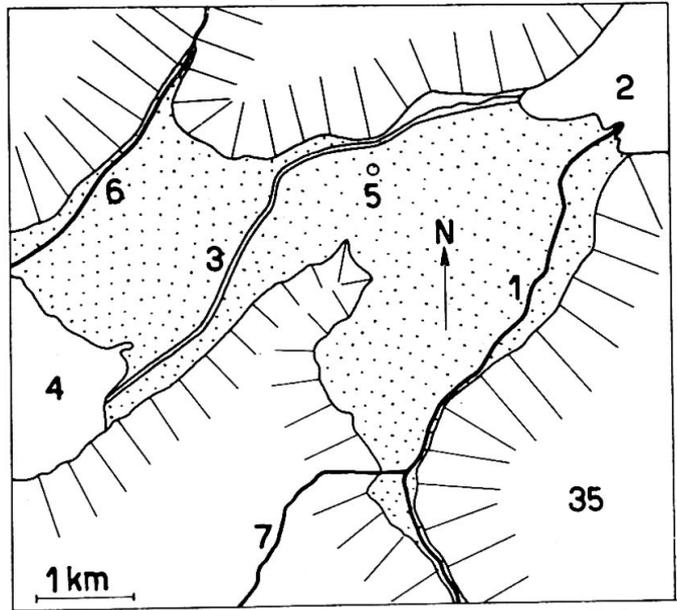
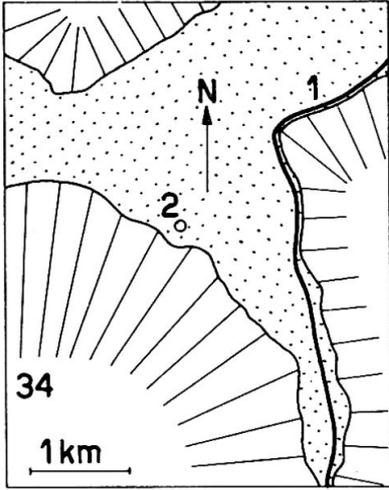
Modell 8b (Fig. 33): In einer Rinne mit durchlaufend gleicher Sohlenneigung nimmt die Gehängeneigung sprunghaft zu. Der Schnitt mit der B-Ebene zeigt einen Erweiterungstrichter, der beim Übergang sich sprunghaft verschmälert und dessen Fortsetzung einen spitzeren Öffnungswinkel besitzt. Morphologisch ist die auffallende Ähnlichkeit des Modells 8a (Fig. 32) mit Modell 7 (Fig. 31 mit der Stufe) hervorzuheben. Es ist dies eine der vielen Konvergenzerscheinungen in der Natur, die eine zuverlässige Formdeutung so schwierig machen, wenn nicht verunmöglichen.

Blicken wir nochmals auf die verschiedenen Modelle zurück, so scheint eine Anwendung auf den Naturfall oft schwierig. Die Naturform ist meist komplex, geometrische Ebenen fehlen, die schönen scharfen Kanten und Begrenzungslinien unserer Modelle sind kaum je so deutlich ausgebildet, statt Kanten und Grenzen sind Übergangszonen vorhanden. Und doch glauben wir, daß die Einfachheit der Modelle Grundeinsichten vermitteln konnte, die wir bei der Deutung der Naturformen gut verwenden können. Die Modelle mahnen aber auch zur Vorsicht. Denn was vorgeführt wurde, ist ja nur ein Ausschnitt aus der Vielfalt der Möglichkeiten, zudem haben wir ja auch mit Nachdruck auf Konvergenzerscheinungen hingewiesen.

Wenn wir nun im nächsten Abschnitt einige Aufschüttungsformen der Alpentäler besprechen, so darf nicht erwartet werden, daß wir zu jedem Modell ein eindeutiges Beispiel beisteuern können. Vielmehr sei zum voraus darauf hingewiesen, daß die Deutungsversuche eben nur Versuche, keine klar erwiesenen Tatsachen sind.

Beispiele

Die Beispiele entnehmen wir zur Hauptsache den meist hochaufgeschüttet ins Vorland mündenden Alpentälern und zwar dem Bereich ihrer untersten Akkumulationsstrecke (40). Es sind dies:



1. Trichterförmige Talböden beim Ausgang ins Vorland.
 - a. Das Engelbergertal oberhalb Stans
 - b. Das Lütshinental bei Interlaken
 - c. Das aufgeschüttete Rheintal oberhalb des Bodensees als Beispiel eines sehr komplex ausgebildeten Talbodens.
2. Aufgeschüttete Mündungen von Seitentälern.
 - a. Schiefmündende Täler im Rhonetal bei Visp
 - b. Schiefmündende Täler des Rhonetales bei Sitten
3. Plötzliche Talbodenverbreiterungen.
 - a. Das Reußtal oberhalb des Vierwaldstättersees
4. Becken und Talbodenverbreiterung.
 - a. Das Aaretal von Innertkirchen und Meiringen
 - b. Das Inntal bei Zernez

Mit diesen Beispielen soll zuerst und vor allem die Form gezeigt werden, wie sie uns die Wirklichkeit darbietet. Darüber hinaus wird auf den engen Zusammenhang zwischen Form und Gebirgsbau hingewiesen, und endlich sollen damit einige der vielgestaltigen Fragen der Talbodenbildung, die wir in der Zusammenstellung der Einleitung aufzählten, vom praktischen Beispiel her erneut aufgezeigt werden.

Talböden der untersten Akkumulationsstrecke

Immer wieder ist die Einheitlichkeit der großen ins Vorland mündenden Täler ein eindruckliches Erlebnis. Und zwar wird sie offensichtlich durch den breiten, ebenen und durchlaufenden Talboden hervorgerufen, nicht durch das Gehänge, das sehr abwechslungsreich sein kann. Es sind weite *Ebenen*, durch die wir ins Alpeninnere vordringen, und diese Ebenen stehen im Gegensatz zu oft steil und *unvermittelt* aufstrebenden Gehängen. Es ist der Gegensatz von geneigten Flächen, in denen durch die Erosion scharf zugeschnittene Formen entstehen und der Horizontalebene, in der durch Akkumulation nivelliert wird. Das Gehänge *versinkt* gleich wie in einem See im Schutt.

Aber diese Ebenen, die ins Gebirge eindringen, sind doch nicht die einförmigen Ebenen des Vorlandes. Zu nah sind die Steilhänge, zu zahlreich die Seitentäler. Sie sind belebt durch Schwemmkegel, durch oft zu kegelförmigen Töma zugerundeten Bergsturz Hügel und durch Inselberge, die dem Talboden aufgesetzt sind oder ihn durchwachsen.

Und noch ein zweites bereichert diese Talebenen. Das ist der wechselvolle Rahmen, das Gehänge, das einmal in schroffen Felswänden steil emporstrebt und in den Talboden vorspringt, in seltenen Fällen ihn in Engpässe zwingt, dann wieder sanft ansteigt und in Buchten weit zurückweicht, so daß die Talbodenbreite um das Mehrfache der Engstellen anschwillt. Dem aufmerksamen Wanderer spiegeln sich im Wechsel der Talbodenbreite der wechselvolle petrographische Rahmen, sowie Richtungsänderungen der Gesteinslagerung und des Tales.

Beispiele

Fig. 34 Trichtermündung des Engelbergertales. 1 Engelbergertal. 2 Stans. Fig. 35 Trichtermündung des Lütshinental und des Lombaches. 1 Lütshine. 2 Brienersee. 3 Aare. 4 Thunersee. 5 Interlaken. 6 Lombach. 7 Saxental. Fig. 36 Rhonetal bei Sitten. 1 Rhone. 2 Borgne. 3 Sionne. 4 Printse. 5 Morge. 6 Lizerne. 7 Sitten. 8 Tourbillon und Valère. 9 Mt. d'Orge. 10 Savièse. 11 Maladeires. Fig. 37 Reußtal. 1 Reuß. 2 Vierwaldstättersee. 3 Altdorf. 4 Schächental. Fig. 38 Kirchet. 1 Aare. 2 Gadmental. 3 Urbachtal. 4 Becken von Innertkirchen. 5 Aareschlucht. 6 Meiringen.

Weit schwieriger ist die höchst wechselvolle Talgeschichte zu erkennen, die sicher auch in mancher Formeigentümlichkeit erhalten ist. Doch weiß sie oft nur Spekulation zu deuten.

So weitverzweigt das Talnetz im Alpeninnern ist, so wenige Täler münden ins Vorland, denn ausgedehnte Längstalstrecken sammeln das Wasser im Innern.

Über die Größe der Einzugsgebiete der Alpentäler, die in der Schweiz ins Vorland austreten und breite Aufschüttungstalböden besitzen, gibt die folgende Tabelle Aufschluß:

Rhein bis Bodensee mit Bregenzerach	7223 km ²
Rhone bis Genfersee	5221 km ²
Tessin bis Langensee	1616 km ²
Linth bis oberer Zürichsee	1149 km ²
Maggia bis Langensee	926 km ²
Reuß bis Vierwaldstättersee	832 km ²
Saane bis Jaun	818 km ²
Linth bis Walensee	622 km ²
Simme bis Kander	594 km ²
Aare bis Brienersee	554 km ²
Kander bis Simme	526 km ²
Lütschine bis Brienersee	380 km ²
Sarneraa bis Vierwaldstättersee	338 km ²
Engelbergeraa bis Vierwaldstättersee	227 km ²

Rhein und Rhone übertreffen also alle andern an Größe bei weitem. Bei diesen beiden Tälern ist denn auch das Phänomen der aufgeschütteten Talbodenebene besonders eindrucklich. Doch sind die Umrissformen des Talbodens beim Rhein und bei der Rhone ziemlich komplex. Die Talbodenformen kleinerer Täler lassen sich besser überblicken.

Trichtermündungen

Betrachten wir die in der vorigen Tabelle aufgeführten Täler auf einer Karte, so sehen wir, daß eine ganze Reihe sich beim Ausgang aus den Alpen erweitert, eine Erscheinung, die wir in unsern Modellen als Erweiterungstrichter beschrieben haben. Diese Talbodenform — oder, da sich zwangsläufig auch das Tal als Ganzes damit erweitert, diese *Talform* — ist von PENCK und BRÜCKNER (77) unter dem Namen Mündungstrichter, trichterförmige Talmündung, oder endlich als Ausgangstrichter eingehend beschrieben worden*.

Wenn wir hier als Beispiele einige dieser Trichtermündungen beschreiben, so müssen wir uns vorweg über die vielgestaltigen Bildungsmöglichkeiten Klarheit verschaffen.

Über die Entstehung der Trichterform äußert sich PENCK (77, S. 142, 143) sehr eingehend bei der Mündung des Inn ins Vorland, wobei er zwei Möglichkeiten erörtert und gegeneinander abwägt: die Trichterbildung durch «ein eigenartiges Senkungsfeld» oder als «Werk der Erosion . . . durch welche die Thalmündung in einer solchen Weise verbreitert worden ist, daß die einzelnen Fäden des Innthalgletschers nicht am Rande des Gebirges plötzlich auseinanderfallen mußten, sondern allmählich büschelb förmig auseinandergehen konnten». Der Beweis für die eine oder andere Hypothese liegt in der «Beschaffenheit der in der Tiefe liegenden Massen . . . diese Massen aber sind fast gänzlich der Beobachtung entzogen. An den Rändern des Trichters tauchen sie jedoch auf, und hier haben wir mit unsern Beobachtungen einzusetzen.»

* Eine sehr langgestreckte Form, allerdings des Alpenvorlandes und im Übergangsbereich von Stirnmoräne ins fluvioglaziale Vorfeld nennt TROLL (101) Trompetental (Machatscheckfestschrift). WISSMANN (108) spricht bei langgestreckten Erweiterungen von Talschlauch (über seitliche Erosion, S. 17).

PENCK zeigt sodann, daß die Gehänge des Trichters eine auffallende Rippung zeigen, so daß resistenterer Gesteinszüge herausgeschliffen wurden und auf dem Fels Gletscherschliffe entstanden. Die sehr geringe Menge von Gehängeschutt deutet darauf hin, daß seit dem Gletscherrückzug das Gehänge sich kaum mehr verändert hat, PENCK kommt deshalb zum Schluß, daß es sich beim Inntaltrichter um eine glazial-erosiv gebildete Form handelt. Bei all den vielen andern Trichtermündungen, die PENCK und BRÜCKNER im gleichen Werk beschrieben, wird die Ausweitung als Merkmal glazialer Erosion angedeutet.

FRÜH (34), der ausführlich auf die Trichterformen eingeht, vermehrt die Beobachtungen von PENCK und BRÜCKNER durch eine Reihe von Beispielen aus den Schweizeralpen und kommt vor allem auch auf die Trichterformen von Seitentälern zu sprechen, die er auch als glazial erweitert beschreibt. Es ist klar, daß bei den Beschreibungen von Trichterformen sowohl PENCK und BRÜCKNER wie auch FRÜH vom ganzen Tal sprechen und nicht nur die Trichterform der Aufschüttungsebene im Auge haben. So müssen auch wir bei der Betrachtung des Talbodens immer an die nächst größere Einheit, das Tal, denken.

Die Vorgänge, die zu trichterförmigen Talbodenformen führen, lassen sich in 3 Gruppen ordnen.

1. *Vorgänge, die durch fluviatile oder glaziale Erosion zu einer Ausweitung führen.*
 - a. Abschleifen der Ekkanten und Erweiterung durch seitliches Überfließen. Fluviatil kann das Ekkantenabschleifen im Mündungsbereich nur von kleinem Einfluß sein. Glazial ist die Wirkung schon augenfälliger. PENCK (77) schreibt (S. 143) «Wir haben eine trichterförmige Thalmündung vor uns, die umso breiter wird, je weniger hoch die Zonen sind, die es durchschneidet. Die Richtungen, in welchen die Seitenwandungen dieses Trichters divergieren, sind eben dieselben, in welchen sich während der Eiszeit der dem Thale entströmende Gletscher verbreiterte. Unser Thaltrichter vermittelt den Übergang der stromartigen Bewegung des Inngletschers im Gebirgstale in seine fächerförmige Ausbreitung auf dem Vorlande». Diese Art des Ausweitens beschränkt sich auf Täler, die nicht unvermittelt aus steilwandigem Alpentale ins hügelige Vorland münden.
 - b. Fluviatiles Ausweiten beim Übergang von der reinen Tiefenerosion zur Seitenerosion. Dies muß zu langgestreckten schlauchartigen Erweiterungen führen.
 - c. Petrographisch bedingtes Ausweiten bei Tälern, die ins Vorland münden, oft beim Übergang des Tales aus den Kalken des Jura oder der Kreide in tertiäre Konglomerate, Sandsteine oder Mergel.
2. *Vorgänge, die durch Akkumulation zu einer Talbodenverbreiterung führen.*
 - a. Durch Verringerung des Gefälles bei zunehmender Akkumulation.
 - b. Durch Akkumulation in eine glazial übertiefte Talstrecke.
3. *Tektonisch bedingte Ausweitung.*
 - a. Durch Einbrüche.
 - b. Durch Akkumulation in einer Talstrecke, deren Gefälle tektonisch verringert wurde.

Regelmäßige Trichterformen sind bei kleinen Tälern, die auf kurzer Strecke in ein hochaufgeschüttetes Vorland münden, eher zu erwarten, als bei den ganz großen Alpentälern.

So mündet das Quertal der Engelbergeraas (Fig. 34) zwischen Stanserhorn und Buochserhorn in einem sehr schön ausgebildeten Trichter in die Längstalebene Stans-Buochs.

Ebenso regelmäßig ist die Trichtermündung des Lüttschinerquertales (Fig. 35) in die Aufschüttungsebene von Interlaken.

Als Beispiel eines großen, hochaufgeschütteten Alpenteales mit komplexen Verhältnissen haben wir das Rheintal gewählt.

Der aufgeschüttete Rheintalboden vom Bodensee bis Thuisis und Ilanz (Fig. 39).

Der gegenwärtige Akkumulationsfußpunkt, auf den die ganze Akkumulationsstrecke bis weit in die Alpen hinein eingespielt ist, ist das Delta des Rheins im Bodensee. Wichtig ist, sich unter diesem Punkt keinen Fixpunkt vorzustellen; noch weniger darf man ihn mit dem eher verschwommenen Begriff Erosionsbasis oder sogar absolute Erosionsbasis verwechseln. Jedes eingehende Studium zeigt, daß dieser für das Verständnis von Erosion und Akkumulation so wichtige Punkt steten Verschiebungen unterworfen ist. Selbst wenn wir annehmen, daß der Bodensee keine Niveauschwankungen mehr macht, rückt doch das Delta in den See vor, so daß das Längsprofil des Rheines verlängert, das Gefälle also verkleinert wird, was nur dadurch ausgeglichen werden kann, daß die Akkumulation talauf fortschreitet.

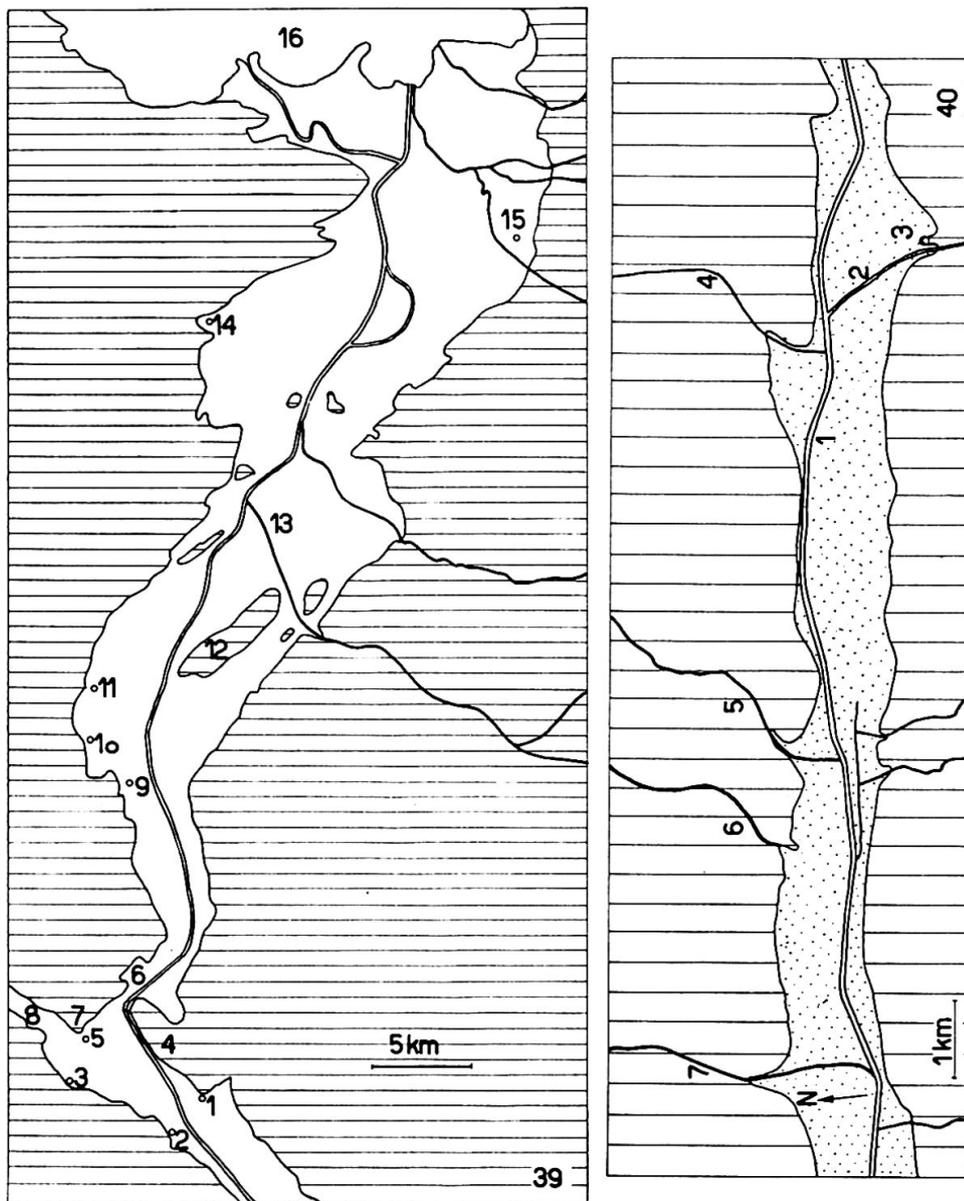


Fig. 39 Rheintal. 1 Maienfeld. 2 Ragaz. 3 Wangs. 4 Fläscherberg. 5 Sargans. 6 Trübbach. 7 Gonzen. 8 Seetal. 9 Buchs. 10 Grabs. 11 Gams. 12 Eschnerberg. 13 Ill. 14 Altstätten. 15 Dornbirn. 16 Bodensee. Fig 40 Rhonetal zwischen Visp und Gampel. 1 Rhone. 2 Vispa. 3 Visp. 4 Baltschiedertal. 5 Bietschtal. 6 Ijollital. 7 Lötschtal.

HEIM (45) gibt in Bd. 1 S. 399 eine Karte der schweizerischen Talseen zu Beginn der größten Vergletscherung, auf der der Rheinsee im Vorderrheintal knapp über Reichenau hinaufreicht und im Hinterrheintal noch das Domleschg umfaßt. Ob ein Talsee je in dieser Ausdehnung existierte — gegenwärtiges Seeniveau 400 m, Domleschg 620 m — ist bei den heutigen Höhenverhältnissen kaum anzunehmen. Offensichtlich ist aber, daß heute der Talboden des Rheins bis ins Domleschg im Hinterrheintal und bis Ilanz, ja darüber hinaus bis Tavanasa, wenn auch nur noch als enger Talbodenschlauch, auf den Bodensee eingespielt ist und ein mehr oder weniger ausgeglichenes Gefälle besitzt. Durchgehend stufenlos besteht ein Akkumulationsboden wechselnder Breite. Der gewaltige Bergsturz von Flims, der einmal mit seiner Oberfläche 400–500 m über dem heutigen Rhein einen Talboden bildete, ist völlig zerschnitten und vermag im Rhein keine Stufe mehr zu bilden. Vom Bodensee bis zur Enge von Trübbach bei Sargans, dann wieder bis Reichenau, wenn auch nun zunehmend stark bedrängt durch seitliche Schwemmkegel, ist der Talgrund eine Ebene, eine von der Rheinakkumulation beherrschte Fläche, aus der Gehänge unvermittelt ansteigen, und sie setzt sich fort jenseits der Enge von Rothenbrunnen im Domleschg und oberhalb des Bergsturzes von Flims bei Ilanz.

Wenden wir uns vorerst der Talstrecke Reichenau-Chur-Bodensee zu. Zwischen Reichenau und Chur ändert das Rheintal seine Richtung und wird von Chur bis zum Bodensee in Bezug auf die Alpen zum Quertal. Doch ist dieser Begriff Quertal etwas differenzierter zu fassen, denn, im Einzelnen gewisser Teilstrecken ist es in bezug auf den Gesteinsverlauf in seinen Gehängen oft ein Isoklinal, ja ein typisches Längstal. Von Chur bis zur Landquart bleibt der Rhein wie von Ilanz her Randfluß zwischen den penninischen und helvetischen Decken. Die helvetischen Decken weisen ein so starkes Axialgefälle auf, daß sich trotz der bedeutungsvollen Talbiegung der Isoklinalcharakter des Tales erhält: Steil fallen auf der Westseite die Kalke von Calanda und Kaminspitz ins Tal ein, und auf der Ostseite bilden die Schichtköpfe der Bündnerschiefer das Gehänge. Von Landquart bis Wangs sind es auf der Westseite Flyschmassen, die den Bündnerschiefern gegenüberstehen, gleichzeitig wird das Gehänge weniger schroff. Dann erhebt sich aus dem Tal auf der rechten Seite der Fläschberg, der wie eine Insel zwischen Flyschmassen liegt, und wenn er auch in der Talrichtung gefaltet ist, wendet er doch ob des starken Axialgefälles dem Tal Schichtköpfe zu. Von Maienfeld-Ragaz verbreitern sich das Tal und der Talboden auffällig bis zur Diffluenzstelle von Sargans. Schauen wir talabwärts, so erhebt sich mitten aus dem Talboden der Gonzen, der wie ein Eckpfeiler der Alviergruppe vorgelagert ist. An ihm teilt sich das Tal. Das Seeztal, der zum Walensee-Zürichsee abzweigende Talast, setzt das Rheintal geradlinig fort, das linke Rheintalgehänge geht ohne Knick in das Seeztal über, das hier knapp 1,5 km breit ist. Das Rheintal biegt hier rechtwinklig ab und durchschneidet die steil absinkende Säntisdecke. In bezug auf die Säntisdecke ist dieses 4 km lange Stück ein Quertal.

Vom Talstück, das nun folgt, schreibt PENCK (77, S. 428 ff): «Das Rheintal ist in geradezu mustergültiger Weise übertieft. 11,5 km breit mündet es auf das Alpenvorland in Form eines riesigen trichterförmig erweiterten Thalausganges. Nur allmählich verschmälert sich derselbe gegen Süden».

PENCK betont die unverkennbare «Abhängigkeit vom Gestein», das «Phänomen der Rippung» in «großartiger Entfaltung». Die Abhängigkeit vom Gestein sei auch für dieses Talstück nachdrücklich betont, denn in Abhängigkeit vom Gestein erweitert sich das Tal und damit auch der Talboden nicht stetig, sondern durchaus klar in einzelnen Stufen.

Zunächst folgt das Tal fast in S-N-Richtung auf der W-Seite der Stirn der absinkenden Säntisdecke, auf der E-Seite von Ostalpin überlagertem Tertiär. Hier erfolgt die erste, ausgesprochen trichterförmige Talbodenerweiterung bis zur nächsten Talbiegung. Hier biegt das linke Gehänge zur Einbuchtung von Grabs-Gams zurück. Diese,

mit der zudem eine tiefe Gehängeeinsattelung verbunden ist, die ins Toggenburg führt, stimmt mit der Wildhauser Eozänmulde überein. Dort verbreitert sich der Talboden schlagartig auf 8 km und folgt SW-NE Richtung. Nach der Einbuchtung von Grabs-Gams treten die Steilabstürze des Säntisgebirges ans Tal heran, und damit wird das linke Gehänge zusehends steiler bis ins Gebiet des hohen Kastens, 1798 m, dessen teilweise bewaldete Felswände unmittelbar zum 440 m hohen Talboden abstürzen. In diesem Talstück treten die Kalke der Säntisdecke auch auf das rechte Gehänge über. Die 21 km lange Talstrecke, in welcher die Säntisdecke schief durchschnitten wird, fällt durch die vielen Inselberge auf, die aus ihrem Grunde aufsteigen. Zwei kleinere liegen vor der Mündung des Illtales, 1,5 km vom rechten Gehänge entfernt, erstreckt sich der 7 km lange Eschenberg, unter dem linken Gehänge der flache Rücken von Sennwald und der Valentinsberg.

Direkt an diese Strecke (die auf der Vorarlbergischen Seite rechtwinklig endet, wodurch der Talboden von 8 km auf 6 km eingeschnürt wird) schließt sich eine 22 km lange Längstalstrecke an. Wie bei Grabs-Gams tritt das linke Gehänge zur großen Bucht von Altstätten zurück, von der eine Gehängeeinsattelung ins Appenzellerland führt. Das Gebiet der subalpinen Molasse beginnt. Nach Altstätten folgt das Gehänge dem Streichen und springt, von PENCK als «Appenzellersporn» benannt, weit in den Rheintalboden vor. Hier ist das Gehänge in klassischer Weise gerippt. Das rechtsseitige wird noch bis Dornbirn von den Kalken der Säntisdecke gebildet. Dann biegt das Rheintal ein letztes Mal nach W um, verläßt endgültig gebirgiges Gelände und mündet in einem weit offenen Trichter auf das Vorland, ins schwäbische Meer.

Ohne Zweifel gehört der aufgeschüttete Talboden des Rheins zu den sehr komplexen Formen, so daß wir zu seiner Charakterisierung mit einem einfachen Schema nicht auskommen. Das Tal erweitert sich nicht stetig, sondern sprunghaft, es kommen aber auch Verengungen vor. Die Erosion hat offensichtlich nicht einfach rücksichtslos ein Quertal geschaffen, sondern folgte gleichsam tastend geologisch-tektonischen Linien. Wenn dies sicher schon für das fluviatil angelegte präglaziale Tal gilt, so zeigt das ganze Tal dazu noch in prächtiger Weise den Einfluß selektiv-glazialer Erosion. Das Rheintal ist (s. PENCK, S. 428) «mustergültig übertieft», aber nicht nur in der trichterförmigen Erweiterung, sondern in seinem gesamten aufgeschütteten Abschnitt. Wenn wir unsere weiter oben dargelegten Einsichten über Aufschüttungsformen zu Rate ziehen, können wir aus dem Wechsel von breiten Talböden mit Engstellen mit großer Wahrscheinlichkeit schließen, *daß das Rheintal aus einer Reihe hochaufgeschütteter Becken besteht, die durch verschüttete Riegel und Schwellen voneinander getrennt sind.* Wenn wir uns das Rheintal vom Schutt befreit mit Wasser gefüllt denken, so könnten wir diesen langgestreckten See mit dem Vierwaldstättersee vergleichen, wo sich vom Urnersee über den Gersauersee bis zum Weggissersee auch drei Becken folgen.

Das oberste Becken ist das Domleschg, das durch den Engpaß von Rothenbrunn-Rhazüns mit dem Vorderrheintal verbunden ist. Als See könnte man dieses Domleschgbecken eine Stufe höher denken als das nun folgende große Talbecken, das von Ilanz bis Sargans reicht. Eine sichtbare Gliederung ist hier nicht zu erkennen. Dieses Becken scheint in der trichterförmigen Erweiterung, die in Sargans endet, eine besondere Vertiefung in Form eines Kolkes von der Diffluenz zu besitzen. Sowohl gegen das Seeztal als auch in der Rheintalfortsetzung ist eine Schwelle zu erwarten, im Rheintal wohl in Form eines Riegels.

Im Abschnitt Sargans-Bodensee erweitert sich der Talboden bis zur Eozänmulde von Grabs-Gams, so daß sich hier ein erstes Becken annehmen läßt. Auf der anschließenden schiefen Durchquerung der Kalke der Säntisdecke mit den vielen Inselbergen ist ein sehr unruhiger Felstalboden zu erwarten, vielleicht mit einem größeren Becken in der Talbodenmitte, begleitet von langgestreckten Rücken, die durch kleinere Muldenzüge vom Gehänge getrennt sind. Diese Beckenlandschaft wird durch die

Verengung Oberriet-Götzis abgeschlossen, die wir uns als zugeschütteten Querriegel vorstellen können. Das Becken vor dem Bodensee, mit Rippen, die in den Talboden vorspringen und sich sicher auch unter den Aufschüttungen fortsetzen und den Felsaldboden gliedern, reicht bis zum Appenzellersporn, der als besonders markante Querrippe unter dem Talboden gelten kann. Von der großen Talbiegung zum heutigen Seebecken weg konnten die diluvialen Gletscher bis in die Tiefe des Tales ins Vorland ausfächern, nachdem sie schon bei Sargans zum Walensee, ferner bei Wildhaus ins Toggenburg, vor allem nach dem Säntisgebirge ins Appenzellerland durch seitliches Überfließen Eis abgegeben hatten. Diese Becken sind wohl schon beim Gletscherrückzug, namentlich aber postglazial zugeschüttet worden, vom Rhein selbst, dann auch von der Seite, beides in Wechselwirkung, so daß vom Bergsturz von Salez aus dem Säntisabsturz nur noch wenig über die Schotterfläche hinausragt. Altwasser, Staustellen hinter seitlichen Aufschüttungen sind auch biologisch verlandet. In der Gegend von Chur beteiligte sich an der Talfüllung die Schwemmkegelreihe aus dem Bündnerschiefer des rechten Gehänges, über die S. 185 berichtet wird, sowie im Gebiet des Zusammenflusses der beiden Rheine der gewaltige Bergsturz von Flims.

Seitentalmündungen

Bei den Modellen der Trichterform wurden als Sonderfall Seitentalmündungen aufgeführt, die meist weitverbreitete Kleinformen sind. Aus der Fülle seien einige Beispiele aus dem Rhonetal genannt, die den engen Zusammenhang vom Gebirgsbau mit diesen Formen zeigen.

In der Gegend von Visp (Fig. 40) streicht das Aarmassiv auf der rechten Talseite talabwärts unter einem Winkel von etwa 45° aus. In breiter Front steigt eine Vielzahl von offenbar vor allem glazial herauspräparierten Mulden quer über das Gehänge zum Talboden ab. Dort wo die Mulden im Rhoneschotter untertauchen, dringt der Talboden in diese Einbuchtungen vor. In meiner Arbeit über das Rhonetal (38) nannte ich Gehängesektoren, die im Mündungsbereich von Seitentälern sich teilweise überdecken, Kulissensektoren. Gegenüber von Visp verdient das Baltschiedertal unsere Aufmerksamkeit. Es ist senkrecht zum Rhonetal angelegt, und erst im Mündungsbereich biegt es in eine Mulde von dolomitischen Triaskalk um, die zwischen serizitischen Schiefen und schiefrigem Gneis einerseits, und Augengneis andererseits liegt (97). Der Rhonetalboden, der vor der Mündung des Baltschiedertales knapp 1 km breit ist, verbreitert sich nachher auf $1\frac{1}{2}$ km und verschmälert sich dann, wie wir das beim Modell über schiefe Talmündungen (Fig. 27) zeigten, allmählich wieder auf 1,1 km. Eine zweite, wenn auch kleinere asymmetrische Mündung besitzt das Bietschtal, eine noch kleinere das Ijollital. Das Lötschentale besitzt einen symmetrischen Trichter. Die Vispa, welche auf der linken Talseite mündet, liegt in einem deutlich asymmetrischen Taltrichter, auf den schon FRÜH (34) als typisches Beispiel aufmerksam machte. Der aufgeschüttete Rhonetalboden vermochte aber diesen Trichter nicht zu stauen; deutlich überragt noch ein Hügel, auf dem ein Teil der Siedlung liegt, den Akkumulationstalboden.

Weiter talabwärts kommen wir auf dem rechten Gehänge in das Gebiet der helvetischen Decken (Fig. 36). Hier wurde in der Gegend von Sitten im Bereich der ans rechte Gehänge übertretenden penninischen Gesteine eine eindruckliche Rippenlandschaft herauspräpariert. Auch diese Zone streicht talabwärts schief ins Tal aus und versinkt in den Schottern des Rhonetalbodens. Die Seitentalmündungen paßten sich diesem Gebirgsbau an und mündeten schief zum Tal: so die Sionne, im Schutze der Burg- und Kirchengekrönten Tourbillon und Valère als Talbodentrichter und die Morge. Bei deren Mündung verbreitert sich der Talboden schlagartig von weniger als 2 km auf über 3 km, verschmälert sich aber dann allmählich wieder.

Unvermittelte Talbodenverbreiterungen

Unvermittelte Talbodenverbreiterungen wurden schon bei der komplexen Trichtermündung des Rheines beschrieben. Als weiteres Beispiel sei das aufgeschüttete Reußtal oberhalb des Vierwaldstättersees angeführt (Fig. 37).

Die Akkumulation des heutigen Reußtales ist vom 435 m hohen Flüelen bis hinauf zum 520 m hohen Amsteg auf den Vierwaldstättersee eingespielt. Das Gefälle der 15 km langen Strecke beträgt 5,6‰. Es ist entsprechend dem kleinen Einzugsgebiet mehr als das doppelte so groß als dasjenige von Rhein und Rhone. Von Amsteg talabwärts durchquert das Tal wie von der Quelle her das Aarmassiv und dann, kurz nach Erstfeld, während 1,5 km bis zum Schächental, die Malmkalke von dessen Sedimentmantel. In diesem Teil verbreitert sich der Talboden sehr allmählich und erreicht kurz vor dem Schächental eine Breite von 1,2 km.

Hier nun, mit einem Schlag, schwillt die Breite von 1,2 km auf gut 2,5 km an. Das Schächental liegt im Flysch und offensichtlich ist der Grund der plötzlichen Verbreiterung der Übergang von den Malmkalken in die Flyschgesteine, die zwischen Sandsteinen auch mergelige Schichten enthalten. Die Breite von 2,5 km behält der Talboden, der erst Schotterfläche, dann Seefläche ist, nicht bei. Bald nach dem heutigen Seebeginn verläuft das Tal wieder zwischen widerständigen Kalken und kurz vor Brunnen, also noch vor der Difffluenzstelle, ist der Seespiegel nur wenig über 1 km breit.

Wenn wir unsere Modelleinsichten auf diesen Übergang von Kalk in Flysch anwenden, so können wir vermuten, daß sich an dieser Stelle nicht nur sichtbar der Talboden verbreitert, sondern unter dem Schotter eine Gefällsstufe verborgen ist.

Aufgeschüttetes Becken

Als Beispiel für ein aufgeschüttetes Becken sei zuerst das Aaretal oberhalb des Brienersees genannt (Fig. 38).

Von der Grimsel bis Innertkirchen durchfließt die Aare in einem Quertal das Aarmassiv und im Riegel von Innertkirchen dessen Sedimentmantel. Dann beschreibt das Tal im Bereich der helvetischen Decken einen großen Bogen und geht allmählich in das Längstal über, in dem der Brienersee liegt. Uns interessiert hier vor allem der Talboden von Innertkirchen, der an seiner breitesten Stelle gut 1 km breit ist und am Riegel des Kirchet scheinbar blind endet. Die Aare durchfließt diesen in einer Klamm mit z. T. überhängenden Wänden. Sie ist eine vielbesuchte Sehenswürdigkeit mit Strudellöchern, Engpässen und kleinen Erweiterungen. Doch ist der Riegel für die heutige Aare keine Stufe mehr. So ist auch die Schotterfläche des Beckens von Innertkirchen auf den Talboden oberhalb des Brienersees eingespielt. Vom 567 m hohen Brienersee bis zum Riegel des Kirchet beträgt das Gefälle 2,25‰, vom See bis ans obere Ende des Beckens von Innertkirchen, auf rund 16 km, sind es 4‰.

Schon 1901 hat LUGEON (58) auf die frappanten Übereinstimmungen von Kirchetriegel und dem Riegel von St. Maurice im Rhonetal hingewiesen. An beiden Orten wird der Riegel von Kalken des Sedimentmantels eines Massivs gebildet, das kurz vor dem Riegel untertaucht. An beiden Orten kann die Erweiterung des Tales vor dem Riegel mit weniger resistenten Gesteinen zwischen dem Kristallin und dem kompakten Kalk, den «Zwischenbildungen», in Verbindung gebracht werden.

Mit größter Wahrscheinlichkeit können wir beim Talboden von Innertkirchen annehmen, daß unter dem Schotter ähnlich wie bei Andermatt im Fels ein tiefes kolkartiges Becken vorhanden ist. Dieses Becken ist die Konfluenzstelle des Gadmen- und Urbachtales mit dem Aaretal.

Im Kirchet lassen sich neben der heutigen Schlucht noch andere, verstopfte Talwege beobachten. Sie folgen nach ARBENZ (4) Bruchlinien. Am Ausgang aus dem Kirchet verbreitert sich der Talboden auf 700 m Länge auf 600 m und nimmt dann sprunghaft auf 1½ km zu, verschmälert sich aber nach der glazialen Difffluenzstelle des Brünig wieder auf 1 km, so daß wohl in der Felstalsohle ein Gegengefälle zu vermuten ist.

Wie problematisch aber alle Deutungen über den Untergrund werden, wenn sehr hoch aufgeschüttet wird, hat LUGEON (58) in der schon erwähnten Schrift von 1901 sehr hübsch am Beispiel des Kirchet geschildert (S. 21): «Un simple raisonnement, tiré des lieux mêmes, montrera combien la coïncidence entre les plaines alluviales des vallées et les lacs est loin d'être certaine. Supposons, ce qui arrivera un jour, que les deux lacs de Brienz et de Thoue soient comblés par l'alluvion, et donnons à la plaine construite une pente de 3‰, celle que l'on constate aujourd'hui en aval de Meiringen, pour le lac de Brienz, de 2‰ pour celui de Thoue. A l'entrée des gorges de l'Aar, une couche de 127 m d'alluvion couvrirait les contreforts du Kirchet; la plaine pénétrerait par les points bas de la colline et se continuerait avec celle de Hasli im Grund à 136 m plus haut qu'aujourd'hui. La pente moyenne s'accroissant à partir de ce point (l'Aar coulant isolément) sous 10‰, la plaine s'étendrait en formant un golfe dans le bas de la vallée de l'Unterwasser et remonterait de 7 km, dans le Haut-Hasli, couvrant ainsi des territoires aujourd'hui rochoux.»

Ein Konfluenzbecken sehr eindrücklicher Art finden wir im Inntal bei Zernez (Fig. 41). Dort vereinigen sich der Inn und der Spöl aus dem Nationalpark unter einem stumpfen Winkel von etwa 110°, worauf das Inntal ungefähr die Richtung der Symmetrieachse einhält. Das Becken von Zernez hat die Gestalt eines Dreiecks mit einer Basis von ca. 2 km und Schenkeln von 3 km. Die Form des Verengungstrichters läßt auf eine starke glaziale Übertiefung schließen (15). An der Auffüllung des Beckens sind auch Schwemmkegel, besonders aus dem rechten Gehänge, beteiligt. Die mannigfache Terrassierung der Schotter ist wohl auf das Wechselspiel von Fluß- und Schwemmkegelaufschüttung zurückzuführen.

Von den vielen glazialen Übertiefungen an Konfluenzstellen, die sich in einem Verengungstrichter des Talbodens äußern, sei nur noch diejenige von Promontogno-Bondo beim Zusammenfluß von Mera und Bondasca im Bergell genannt. Unterhalb der Brücke über die Mera bei Promontogno fließt die Mera aus enger Felsklamm ins 500 m breite und wohl hochaufgeschüttete Konfluenzbecken, das sich talabwärts während 2,5 km bis zur Felsstufe oberhalb Castasegna auf die Flußbreite verengt.

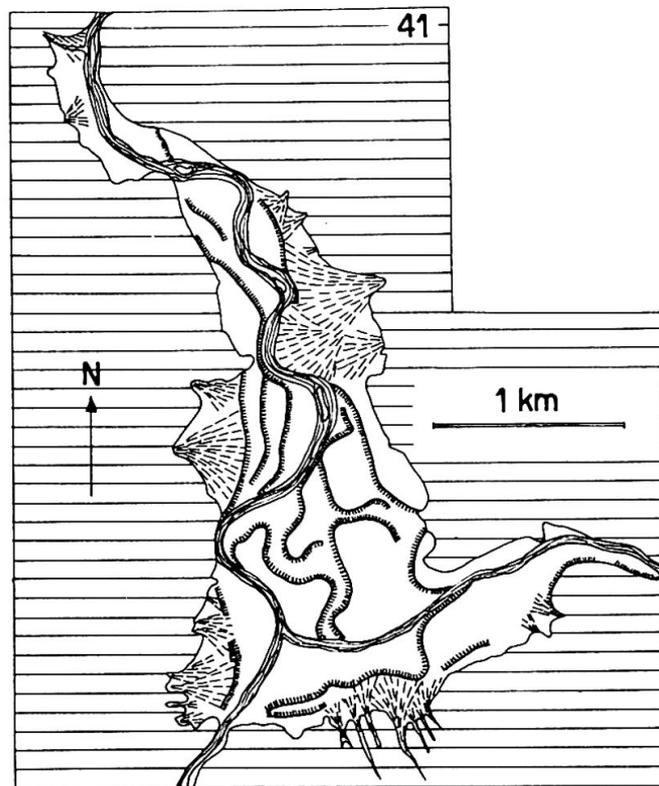


Fig. 41 Konfluenz von Inn und Spöl bei Zernez (Nach dem geol. Atlas der Schweiz 1:25 000 Blatt 424 Zernez). Von S nach N Inn. Von E nach W Spöl.

gemischt sind. Eine heterogene Mischung, in der neben einem Maximum in den feinen Fraktionen noch ein Maximum in den groben vorkommt, ist typisch für glaziale Geschiebelehne.

Der Transport des Materials erfolgt als Geschiebefracht, Schwebstofffracht und als Gelöstes. Nach den Messungen oberhalb des Brienersees ist in der Aare die Schwebstofffracht 8–10 mal größer als die Geschiebefracht (105).

Nach L. W. COLLET (26) beträgt der Abtrag pro km² und Jahr auf der Alpennordseite:

Geschiebefracht	75 m ³	7,3%
Schwebstofffracht	850 m ³	83,0%
Gelöstes	100 m ³	9,7%
Total	1 025 m ³	100 %

Diese Zahlen wurden aus Deltamessungen in den Alpenrandseen gewonnen.

Die Art und Weise des Materialtransportes ist im gleichen Flußbett entsprechend den großen Schwankungen der Wassermassen zeitlich und örtlich sehr verschieden. Der Großtransport von grobem Geschiebe beschränkt sich auf Hochwasser und seltene katastrophale Wasserfluten, durch die auch ein gut abgeplästertes Flußbett aufgerissen und umgestaltet werden kann. Durch Grundwalzen werden ganze Schichten des Schotterkörpers abgelöst und vorwärts gewälzt (66).

Die Fortbewegung einzelner Geschiebe ist unstetig und nicht, wie die Fachausdrücke besagen, ein kontinuierliches Schieben oder Rollen. Wie Beobachtungen mit Filmaufnahmen zeigen, geraten bei einer bestimmten Strömungsgeschwindigkeit einzelne Geschiebe zuerst ins Vibrieren, lösen sich dann zu einem kurzen Sprung, bei dem sie sich frei schwebend drehen und setzen sich dann wieder an günstiger, geschützter Stelle zu längerem Verharren. Wenn schon der Transport je nach Strömungsgeschwindigkeit und nach Turbulenz sehr wechselvoll ist, ist klar, daß auch die Ablagerungen aus dem gleichen Gewässer nach Zeit und Ort sehr verschieden sind, so daß aus dem mitgeführten Material feine und grobe Fraktionen bis zu einem gewissen Grad getrennt, entmischt zum Absatz kommen. Als Beispiel sei ein Profil durch eine Schotterbank wiedergegeben, die diese Entmischung veranschaulicht (Fig. 42) (110). Das grobe Geröll an der Basis ist beim Auflanden der Bank die Böschung hinuntergerollt, während Sand und Schlamm durch eine horizontale Wasserwalze oben behalten wurden. Zu oberst bildete sich die dachziegelartig angeordnete Deckschicht, die Sohlenpflasterung, aus, die durch nachträglichen Ausschwemmen des Feinmaterials noch mehr entmischt wurde. Neben diesen Ablagerungen im tiefen Flußbett kommen gleichzeitig an seichten Stellen und Altwässern Sande und Schlamm zum Absatz. Auch bei Hochwasserfluten setzt sich beim Ausufer, das immer mit Abnahme der Wassertiefe und damit der Schleppkraft verbunden ist, dicht neben dem Flußlauf zuerst grobes Material, weiter von ihm entfernt Feinmaterial ab, so daß das Ufer erhöht wird. Viele Flüsse fließen deshalb nicht an der tiefsten Stelle der Talsohle, sondern auf einer Erhöhung, bis dann bei einem Hochwasser das dammartige Ufer durchbrochen wird und ein neues Bett entsteht. Wenn ein großer Talfluß erhöht fließt, haben die Zuflüsse Mühe, in ihn zu münden. Auf dem «gequälten» seitlichen Lauf schottern sie selbst auf. Zwischen einzelnen

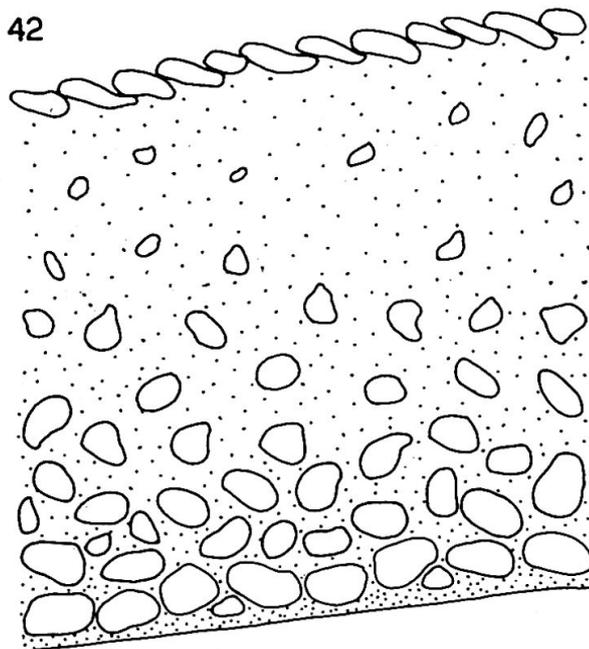


Fig. 42 Kornverteilung in einer Flußsohle mit dachziegelartiger Lagerung der obersten Geröllschicht. (Aus Zingg: Schotteranalyse) (110)

erhöhten Flußarmen, in Altwassern, aber auch in Räumen hinter Gehängevorsprüngen spielt die Versumpfung und biologische Verlandung in stagnierenden Gewässern eine nicht unbedeutende Rolle. Die heutigen Flüsse in vielen der großen Alpentäler sind nur noch ein schwaches Abbild der Naturflüsse mit verwildertem, häufig wechselndem Lauf, mit Altwassern und großen nackten Schotterflächen, aus denen der Wind Dünen aufwarf, mit Schachenwäldern und großen Sumpfflächen, die den Menschen zwangen, seine Siedlungen und Verkehrswege und weitgehend auch seine Äcker und Wiesen auf erhöhten Stellen des Talbodens, auf Schwemmkegeln und Schutthalden des Gehängefusses anzulegen. Schon im letzten Jahrhundert, an wenigen Orten auch früher, begann in besiedelbaren Talböden die sehr kostspielige Kanalisierung der Flüsse. Damit stellten sich aber auch die Probleme ein, wie die Geschiebefracht und Schwebstofffracht ohne ständige Erhöhung der Dämme den Alpenrandseen zugeführt werden könne. Die Melioration der versumpften Talböden ist vielerorts noch heute im Gang. Erst beruhten die Eingriffe der Wasserbauer nur auf Intuition und sehr geringer Erfahrung. Heute wird bei der Projektierung immer mehr das Experiment in Form von Modellversuchen und die Rechnung auf Grund meist empirischer Formeln verwendet.

Die Untersuchungen zur rechnerischen Erfassung des Geschiebetransportes beschränken sich auf Flüsse, die im eigenen Geschiebe und in geometrisch erfaßbaren Rinnen abfließen. Wir können solche wohldefinierte Flüsse kanalisierte *Geschiebettflüsse* nennen. Solche Flüsse finden wir in den Alpen meist nur in den untersten, hochaufgeschütteten Talabschnitten.

Höher in den Alpentälern verwandelt sich das Flußbett. Das Geschiebe ist nicht mehr homogenes Flußgerölle. Eckige Blöcke und Klötze mischen sich darunter. Ein *wilder Gebirgsfluß* strömt vor uns. Das nicht gerundete Material wurde entweder vom Fluß selbst, vom Ufer oder aus seiner Sohle gelöst oder zum Nachstürzen vorbereitet, oder es stammt von Zuflüssen, aus Wildbächen, aus jetzigen oder frühern glazialen Ablagerungen, von Bergstürzen, Gehängerutschen usw. Dieses Fremdmaterial ist zum Teil so groß, daß es auch von Hochwassern nicht weiterbefördert und in Flußgeschiebe verwandelt werden kann. Es wird nur durch sehr langsame Erosion abgeschliffen. Der Fluß ist deshalb in der Ausgestaltung eines Geschiebebettes behindert und bewegt sich wild schäumend zwischen diesen nicht angeglichenen Fremdkörpern, stellenweise auch zwischen anstehendem Fels. Nur bei Höchsthochwassern, wie bei plötzlichen Entleerungen von Stauseen, von denen noch zu sprechen sein wird, können auch Klötze transportiert werden, die vielleicht durch Jahrhunderte feststanden. Über den Geschiebetrieb in wilden Gebirgsflüssen sind wir nicht orientiert, da er der Berechnung kaum zugänglich ist. Ablagerungen aus solchen Flüssen zeichnen sich durch das Auftreten nicht gerundeter und z. T. großklotziger im Flußgeschiebe eingebetteter Komponenten aus.

Einen dritten Typ stellen die *Wildbäche* dar, die sich vor allem durch eine sehr unregelmäßige Wasserführung auszeichnen. Meist rinnt in ihrem Bett wenig, bei trockenem Wetter oft gar kein Wasser. Bei heftigen Regenfällen oder bei intensiver Schneeschmelze schwellen sie aber sehr stark an und führen, unterstützt durch ein großes Gefälle, ungewöhnlich große Geschiebe. Oft entstehen dann ein Murgang oder eine Rufe, ein breiartiger Massentransport. Diese Schlamm-, Sand- und Kiesströme haben ein so großes spezifisches Gewicht, daß sie große Blöcke und Klötze mitführen können. G. STRELE berichtet, daß in Murgängen Blöcke bis zu 800 m³ mitschwimmen können (96). Die Ablagerungen des Murganges bilden im breiten Talboden einen Schwemmkegel. Über diesen ergießt sich jeder neue Murgang als erhabener, sich nur wenig verbreiternder zungenförmiger Strom, einmal über den Kegelrand hinausfließend, ein anderes Mal auf ihm zur Ruhe kommend, so daß eine unruhige Oberfläche entsteht.

Überblicken wir noch einmal die Zusammensetzung der Gewässeraufschüttungen, so reicht diese von den Schlamm- und Sandablagerungen über die Flußschotter bis zu

den heterogenen Ablagerungen der wilden Gebirgsflüsse und Muren. Dazu kommen noch die organogenen Verlandungen. Diese heterogenen Ablagerungen, die ihre Entstehung dem großen Gefälle der Gehänge verdanken, lenken unsere Aufmerksamkeit auf die seitlichen Einschüttungen, die in ihrer Mannigfaltigkeit eine typische Erscheinung der Alpentäler sind.

TALBODENBILDUNG DURCH SEITENEROSION

Reine Seitenerosion und Seitenerosion bei gleichzeitiger Aufschüttung

Theoretische Überlegungen

Im vorletzten Abschnitt wurden an Hand von Modellen die Talbodenbildung durch reine Aufschüttung untersucht, wobei von der in der Natur nicht immer verwirklichten Annahme ausgegangen wurde, daß während des Aufschüttungsvorganges das Gehänge unverändert erhalten bleibe. Nun wird aber das Gehänge im Verlauf der Zeit durch Seitenerosion des Haupttalflusses, durch Erosion im Gehänge selbst und durch Verwitterung und damit verknüpfte Denudation, umgestaltet. Durch diese Vorgänge wird die Hohlform, in welche aufgeschüttet wird, fortlaufend verändert. Aufschüttung und Veränderung des Gehänges stehen in Wechselwirkung.

Bei der Seitenerosion ist zwischen fluviatiler und glazialer Erosion zu unterscheiden. Wir beschränken uns hier auf die fluviatile Erosion.

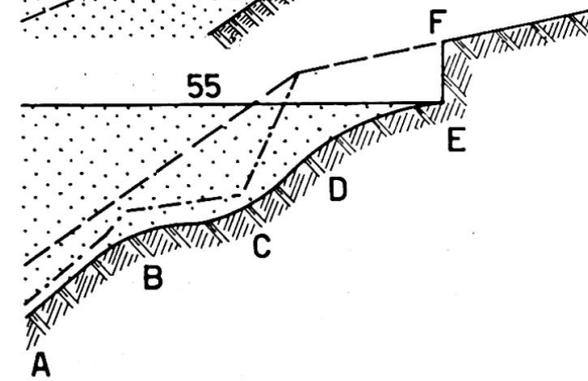
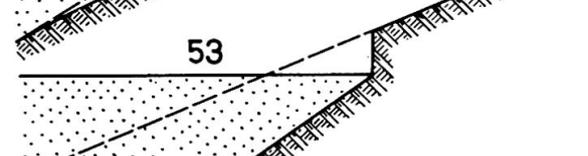
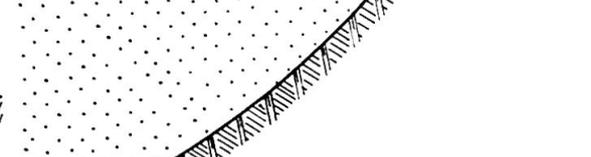
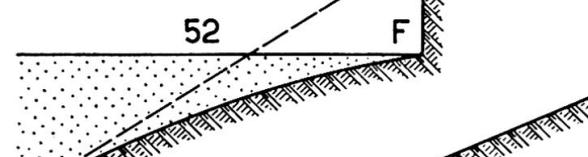
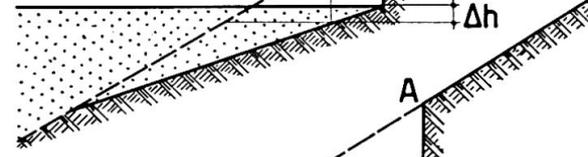
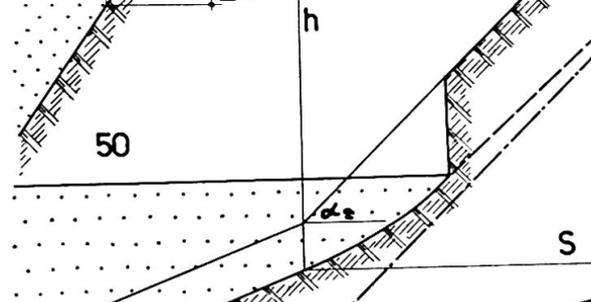
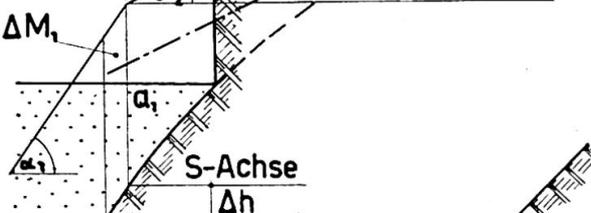
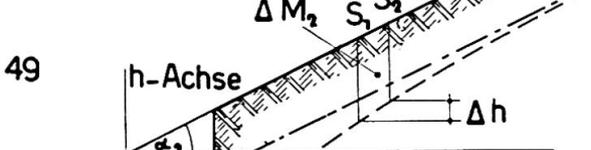
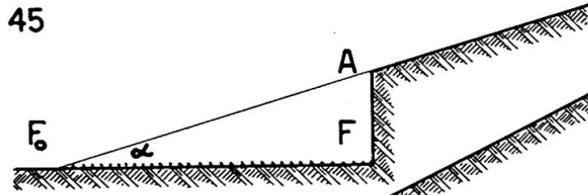
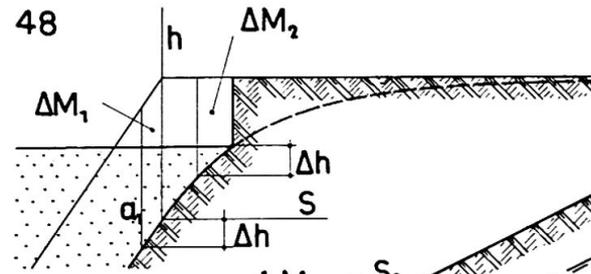
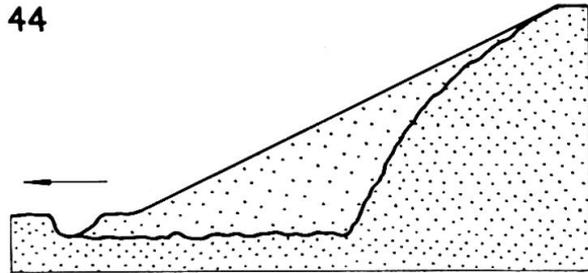
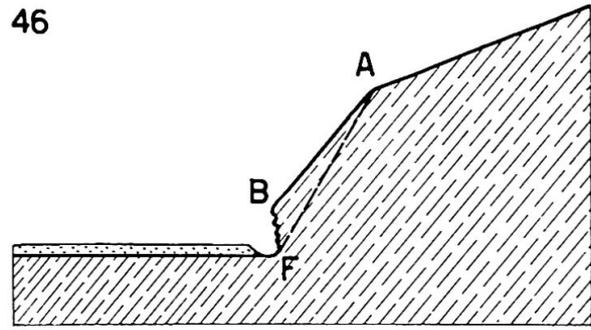
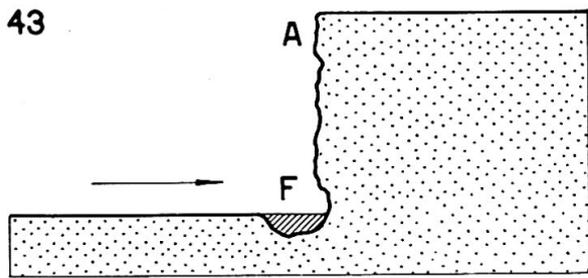
Unter Seitenerosion verstehen wir ganz allgemein das Entfernen von Material von der Seitenwand des Gewässerbettes. Es kann sich dabei um Lockermaterial handeln, das aus dem Gehänge stammt, oder um Geschiebe, das der Fluß früher selbst abgelagert hat oder um die Entfernung von verwittertem Gestein des Gehänges, oder endlich um das Wegschleifen und Losbrechen von frischem Fels, der das Ufer bildet. Die Geschwindigkeit, mit der die Seitenerosion vor sich geht, ist nicht nur vom Material, das weggeschafft wird, abhängig, sondern auch von der Wassermenge, vom Gefälle und von der Art des mitgeführten Schleifmittels. In Flußbiegungen wird am Prallhang weit stärker erodiert, als am Gleithang, ja, dort kann sogar aufgeschüttet werden. Ferner muß die Seitenerosion irgendwie mit dem Verhältnis der Wassermenge zur Talbodenbreite zusammenhängen. Je breiter der Talboden durch Seitenerosion und Aufschüttung wird, umso weiter wird der Weg für den pendelnden Fluß, um vom einen zum andern Gehänge zu gelangen. Offensichtlich beteiligt sich an der Seitenerosion eine Vielzahl von Faktoren. Hier kann nicht der ganze Fragenkomplex eingehend behandelt werden, doch lassen sich auch unter stark vereinfachten Annahmen Ergebnisse erzielen, die von grundsätzlicher morphologischer Bedeutung sind.

Reine Seitenerosion

Bei der Talbodenbildung durch Seitenerosion sind die Verhältnisse am Fuß beider Gegengehänge im Zusammenhang zu betrachten. Sind sie auf beiden Talseiten gleich, können wir von symmetrischer, sonst von asymmetrischer Talbodenbildung sprechen. Solange wir nur die Vorgänge studieren, können wir uns auf die Betrachtung eines Einzelhanges beschränken.

Reine Seitenerosion am Fuß einer Schotterterrasse

Wir betrachten zuerst die Verhältnisse, die sich bei reiner Seitenerosion in Schottern abspielen (Fig. 43). Reine Seitenerosion setzt einen Fluß im Beharrungszustand voraus. Wir denken uns einen Fluß, der sich in einer ersten Phase in eine Schotter-



fläche eingetieft hat und nun, nachdem die Tiefenerosion zum Stillstand kam, durch Seitenerosion seine Talbodenfläche ausweitet. Hin- und herpendelnd erreicht er das Gehänge nur an dessen Fuß; unterschneidet er es aber, so bricht es, da Schotter nur wenig überhängen können, mehr oder weniger senkrecht nach. Das Lösen und Wegführen von Material durch den Fluß nennen wir *direkte*, das Nachbrechen im unmittelbaren Zusammenhang damit *indirekte* Erosion. Durch beide Vorgänge entsteht eine Wand, die wir *Seitenerosionswand* nennen. Nun kann aber in einem breiten Talboden das Gewässer nicht ständig auf beiden Talbodenseiten seitlich erodieren. Seitenerosion ist ein unsteter Vorgang. In den Zwischenzeiten wird die senkrechte Wand zerfallen und wenn diese lange genug dauern, wird ein Gehänge mit einer Neigung entstehen, die zunächst der Maximalböschung von lockerem Kies entspricht (Fig. 44). Erreicht das Gewässer wieder den Gehängefuß, muß zuerst das nachträglich losgebrochene Material entfernt werden; erst dann wird durch die Seitenerosion der Talboden neu verbreitert. Bei der Talbodenbildung durch Seitenerosion lassen sich drei enggekoppelte Vorgänge unterscheiden:

1. das Unterschneiden des Gehänges durch indirekte Erosion,
2. das Nachbrechen der darüberliegenden unterschrittenen Gehängepartien, das sich als indirekte Erosionswirkung bezeichnen läßt. Dadurch wird die Seitenerosionswand gebildet.
3. die Veränderung des Gehängefusses durch Verwittern und Nachbrechen und durch hangeigene Erosion.

Vorgang zwei und drei lassen sich nicht genau trennen. Wir gehen nun von der Annahme aus, daß auch bei der Seitenerosion im Fels die eben geschilderten Vorgänge gelten, wenn sie sich auch meist viel langsamer abspielen. Im folgenden beschränken wir uns auf die Vorgänge eins und zwei und werden die Vorgänge der Gehängeverwitterung erst in der morphologischen Deutung der Ergebnisse berücksichtigen.

Reine Seitenerosion am Fuß eines schief ansteigenden Gehänges

Nehmen wir zuerst an, der durch die Seitenerosion gebildete Steilabbruch sei senkrecht. Dann wächst die Höhe dieser Wand mit fortschreitender Seitenerosion mit dem Tangens der Hangneigung (Fig. 45). Ist s der Weg der Seitenerosion, so heißt die Gleichung:

$$FA = stg\alpha$$

Je weiter die Seitenerosion fortschreitet und je steiler das ursprüngliche Gehänge ist, umso mehr Material liefert die indirekte Erosion pro Wegeinheit. Für die Geschwindigkeit der Seitenerosion ist nun nicht nur die Unterschneidungsarbeit maßgebend, denn es muß ja auch alles nachstürzende Material wegtransportiert werden, bevor wieder neu unterschritten werden kann. Dazu kommt, daß durch die Verbreite-

Seitenerosion und Aufschüttung

Fig. 43 Seitenerosion in einer Schotterfläche. AF Seitenerosionswand. Fig. 44 Zerfallene Seitenerosionswand mit Schutthalde. Fig. 45 Zusammenhang zwischen Seitenerosion und Höhe der Seitenerosionswand. F_0 alter Gehängefuß. α Gehängeneigung. AF Seitenerosionswand. Fig. 46 Seitenerosionswand bei unterschrittener Bankung. AB Plattenschußnachbruch. BF unterschrittene Bankung. AF Durchschnittsneigung der Seitenerosionswand. Fig. 47 Seitenerosion und Aufschüttung. Der Quotient $\frac{\Delta M}{\Delta h}$ bleibt konstant. Fig. 48 Seitenerosion und Aufschüttung unter einer horizontalen Terrasse. Fig. 49 Seitenerosion und Aufschüttung bei konvexem Gehängeknick. Fig. 50 Seitenerosion und Aufschüttung bei konkavem Gehängeknick. Fig. 51 Der Quotient Seitenerosion: Aufschüttung nimmt proportional zu. Fig. 52 Der Quotient nimmt beschleunigt zu. Fig. 53 Der Quotient nimmt proportional ab. Fig. 54 Der Quotient nimmt beschleunigt ab. Fig. 55 Geknickte alte Gehängefläche: gestrichelt oder strichpunktiert. Mehrmaliger Wechsel des Quotienten.

rung des Talbodens die Seitenerosion verlangsamt wird. Mit zunehmender Höhe der Seitenerosionswand und zunehmender Talbreite nimmt die Geschwindigkeit der Seitenerosion ab. In einer Talstrecke, in der die Gehängeneigung talabwärts abnimmt, bleibt die Seitenerosion im flacher werdenden Gehänge wirksamer und kommt eine trichterförmige Verbreiterung zustande.

Das Höherwachsen einer senkrechten Wand ist aus rein statischen Gründen nicht unbeschränkt möglich, denn kein Material erträgt eine Wand von unbeschränkter Höhe. Es wird also von einer gewissen Höhe an zunehmend Material nachbrechen. Senkrechte Wände sind vor allem dann nur von sehr beschränkter Höhe möglich, wenn Schicht- oder Kluftflächen, die im ursprünglichen Gehänge steiler als dieses, aber gleichsinnig einfallen, durch die Seitenerosion unterschritten werden. Das Unterschneiden kann zu Nachrutschungen entlang von Gleitflächen führen, so daß eine Seitenerosionsfläche entsteht, die diesen Gleitflächen ungefähr parallel läuft (Fig. 46). Mengenmäßig entspricht dies einer Vergrößerung der indirekten Seitenerosion.

Seitenerosion bei gleichzeitiger Aufschüttung. Theoretische Überlegungen

Wird in einem Talboden gleichzeitig aufgeschüttet und seitlich erodiert, so gestaltet sich zwar das Gehänge an seinem Fuß fortlaufend um, es wird aber zugleich verschüttet, so daß wir die veränderte Form nicht sehen können. Unter vereinfachten Annahmen soll die Vielgestaltigkeit der Form des verschütteten Gehänges diskutiert werden.

Unter Seitenerosionsleistung verstehen wir die Menge des durch Seitenerosion in der Zeiteinheit weggeschaffenen Materials. In einer Querprofilzeichnung entspricht diese Menge einer Fläche. (ΔM in Fig. 47–51.)

Für diese Leistung können wir also schreiben:

$$L = \frac{\Delta M}{\Delta t}.$$

Nennen wir weiter h die Höhe der Talbodenaufschüttung, dann ist die Geschwindigkeit der Aufschüttung

$$v = \frac{\Delta h}{\Delta t}.$$

Zur Beurteilung der Form des verschütteten Gehänges müssen wir aber die durch die Seitenerosion weggeschaffte Materialmenge in Einheiten des höhersteigenden Talbodens messen. Wir bilden daher den Quotienten:

$$\frac{L}{v} = \frac{\Delta M}{\Delta h}.$$

Dieser Quotient kann sich im Verlauf des höhersteigenden Talbodens in mannigfacher Weise verändern. Er kann zeitweise konstant sein, er kann zu- oder abnehmen, sich aber auch un stetig verändern. Änderungen in der Geschwindigkeit der Aufschüttung können sehr verschiedener Natur sein. Am nachhaltigsten sind wohl tektonische Vorgänge. Eine Erhöhung des Gefälles erhöht in einem Abschnitt des Tales die Erosion, diese führt aber, eventuell noch innerhalb des Gebirges zu einer korrelaten Akkumulation. Mit Beginn des Vorganges wird dann die Akkumulation erhöht, mit dem Abklingen nimmt sie an Geschwindigkeit ab. Rückt eine Akkumulationsstrecke talaufwärts vor, so wird in den neu eingeschütteten Talstrecken zunächst beschleunigt

akkumuliert. Beim Ausgleich eines Gefälles und mit zunehmender Verringerung der Höhendifferenzen nimmt die Akkumulation ab.

Beim Rückzug der Gletscher ist das Längsprofil der Glazialerosion angepaßt. Bis es dem fluviatilen Regime entspricht, wird in einzelnen Abschnitten durch Akkumulation ausgeglichen. Mit fortschreitender Anpassung nimmt die Akkumulationsgeschwindigkeit ab. Die Aufschüttung kann ganz aufhören und in der gleichen Strecke kann später wieder erodiert werden.

Verbreitert sich ein Talboden beim Aufschütten, so wächst bei gleicher Geschiebezufuhr der Talboden verzögert in die Höhe.

Durch klimatische Änderungen kann die Geschiebezufuhr vergrößert oder verringert werden.

Bei katastrophalen Wasserausbrüchen kann die Akkumulation vorübergehend sprunghaft ansteigen.

Auch die Seitenerosion ist kein steter Vorgang. Solange aufgeschüttet wird, muß der Fluß aus dem sich erhöhenden Bett immer wieder ausufern. Im Pendellauf erreicht er einmal hier, einmal dort das Gehänge. Bei einem aufschüttenden Fluß sind Randlagen, dem Gehänge nach, häufiger als solche durch irgend eine bestimmte Stelle des übrigen Talbodens. Diese Beobachtung ist schon alt. v. WISSMANN (108) zitiert FABRE, der 1797 schrieb: «Les roches attirent les eaux» und meint selbst: «An anstehendem Gestein ist die Reibung geringer als auf losem Schutt». Ob diese Erklärung stimmt, sei hier nicht näher untersucht. Je breiter der Talboden durch Aufschüttung und seitliche Erosion wird, umso seltener werden Randlagen.

Unstetig ändert sich die seitliche Erosion vor allem auch, wenn beim Höhersteigen der Aufschüttung die Resistenz des Gehänges gegenüber der seitlichen Erosion wechselt.

Diese Aufzählung von Gründen, die zu einer Änderung in der Aufschüttungs- oder Seitenerosionsgeschwindigkeit führen können, macht nicht Anspruch auf Vollständigkeit. Es sollte damit nur gezeigt werden, daß offensichtlich eine Vielzahl von Faktoren beteiligt ist.

Für die Gestaltung des Felsprofils unter der Schotterfläche kommt es nun wie gesagt nicht nur auf die Veränderungen der seitlichen Erosion allein an, sondern auf das Verhältnis der seitlichen Erosion zur Geschwindigkeit der Aufschüttung.

Im folgenden soll für bestimmte, sehr stark vereinfachte Annahmen die Bedeutung des Quotienten

$$\frac{L}{v} = \frac{\Delta M}{\Delta h}$$

für die Bildung bestimmter Felsprofilformen, die durch Aufschüttung bei gleichzeitiger Seitenerosion unter dem aufgeschütteten Talboden entstehen können, untersucht werden.

1. Fall: Die Seitenerosionsleistung ist der Aufschüttungsgeschwindigkeit proportional (Fig. 47). Ist das Verhältnis:

$$\frac{\Delta M}{\Delta h} = \lambda = \text{konstant}$$

so entsteht unter dem Schotter eine Felsform, die dem ursprünglichen Gehänge parallel läuft. Die neue Felsform ist dann einfach um den Betrag der Seitenerosion zurückverlegt. Dies gilt aber nur, wenn das ursprüngliche Gehänge im Querprofil geradlinig verläuft.

Untersuchen wir nämlich den Fall, daß die Proportionalität zwar erhalten bleibt, beim Aufschütten aber ein Gehängeknick erreicht wird, so ergibt die mathematische

Untersuchung, daß die Felsform unter dem Schotter keinen scharfen Knick mehr aufweist*.

$$\text{Der Ansatz heißt: } \frac{\Delta M_1}{\Delta h_1} = \frac{\Delta M_2}{\Delta h_2}$$

Vorsehen wir alle Größen, die sich auf den untern Gehängeteil beziehen mit dem Index 1, diejenigen des obern mit dem Index 2. Die Neigungswinkel sind dann α_1 , bzw. α_2 (Fig. 49), die konstante Höhe der Seitenerosionswand im untern Teil a_1 . Zur rechnerischen Behandlung des Problems ist es zweckmäßig, ein kartesisches Koordinatensystem mit der Abszisse s (Weg der Seitenerosion) und der Ordinate h (Höhe der Talbodenaufschüttung) so einzuführen, daß der Knickpunkt die Koordinaten Null und a_1 besitzt (Fig. 49).

Im untern Teil verläuft — nach dem oben gesagten — die neue Felsform parallel zum ursprünglichen Gehänge, und daraus ergibt sich die Proportionalitätskonstante λ

$$\lambda = \frac{\Delta M_1}{\Delta h_1} = a_1 \operatorname{ctg} \alpha_1 \quad (1)$$

Untersuchen wir zuerst den Fall, wo das Gehänge in eine horizontale Fläche — eine Terrasse — übergeht (Fig. 48). Hier ist $\alpha_2 = 0$. Für ΔM_2 gelten dann die Ausdrücke

$$\Delta M_2 = \lambda \Delta h_2 \quad \text{und} \quad (2)$$

$$\Delta M_2 = \Delta s_2 \cdot (a_1 - h_2)$$

Durch Gleichsetzen der beiden rechten Seiten gewinnen wir die Differentialgleichung

$$\lambda h_2' + h_2 = a_1, \quad (3)$$

worin die Differentiation nach s_2 durch einen Strich gekennzeichnet ist. Mit dem in (1) errechneten Wert für λ und der Bedingung $h_2 (s_2 = 0) = 0$ lautet ihre Lösung

$$h_2 (s) = a_1 \left(1 - e^{-\frac{\operatorname{tg} \alpha_1}{a_1} s_2} \right) \quad (4)$$

Da $h_2' (0) = \operatorname{tg} \alpha_1$ ist, ist die Fallgerade g_1 zugleich Tangente an die durch (4) bestimmte Kurve. Beim Übergang von der geradlinigen zur gekrümmten Felsform ändert sich die Steigung (morphologisch die Hangneigung) stetig.

Morphologisch heißt dies, daß durch Seitenerosion bei gleichzeitiger Aufschüttung beim Überschreiten einer Gehängekante in homogenem Gestein, die in eine horizontale Fläche (eine Terrasse) überführt, unter der Schotterfläche eine Felsform entsteht, die stetig (als Exponentialkurve) gerundet ist und asymptotisch in die Horizontalfläche übergeht (Fig. 48).

Im allgemeinen Fall $0 \leq \alpha_2 < \frac{\pi}{2}$ (Fig. 49) haben wir die Gleichung (2) zu ersetzen durch

$$\begin{aligned} \Delta M_2 &= \lambda \cdot \Delta h_2 \\ \Delta M_2 &= \Delta s_2 (a_1 - h_2 + s_2 \cdot \operatorname{tg} \alpha_2). \end{aligned} \quad (5)$$

* Bei der mathematischen Fassung des Problems waren mir Herr DR. R. FICHTER und besonders Herr DR. C. CLAVUOT behilflich, was hier bestens verdankt sei.

Die Differentialgleichung lautet dann

$$\lambda h'_2 + h_2 = a_1 + s_2 \cdot \operatorname{tg} \alpha_2 \quad (6)$$

Mit (1) und der Randbedingung $h_2 (s_2 = 0) = 0$ wird für h_2

$$h_2 (s_2) = a_1 \left(1 - \frac{\operatorname{tg} \alpha_2}{\operatorname{tg} \alpha_1} \right) \left(1 - e^{-\frac{\operatorname{tg} \alpha_1}{a_1} s_2} \right) + \operatorname{tg} \alpha_2 \cdot s_2 \quad (7)$$

Wieder überzeugt man sich leicht, daß sich beim Übergang von der geradlinigen zur gekrümmten Felsform die Steigung stetig ändert. Die Asymptote der Kurve hat die Gleichung

$$h_2 (s_2) = \operatorname{tg} \alpha_2 \cdot s_2 + a_1 \left(1 - \frac{\operatorname{tg} \alpha_2}{\operatorname{tg} \alpha_1} \right). \quad (8)$$

In Fig. 49 ist das Ergebnis der mathematischen Untersuchung für den Fall, daß $\alpha_1 > \alpha_2$, in Fig. 50 für den Fall, daß $\alpha_1 > \alpha_2$ ausgewertet.

Morphologisch ergibt sich daraus ganz allgemein, daß durch Seitenerosion bei gleichzeitiger Aufschüttung beim Überschreiten scharfer Geländekanten Abrundungen entstehen, unstetige Übergänge also in stetige verwandelt werden.

2. Fall: Die Seitenerosion nimmt im Verhältnis zur Aufschüttungsgeschwindigkeit zu (Fig. 51).

Der Quotient $\frac{\Delta M}{\Delta h}$ wächst mit steigendem h

Hierbei sind zwei Möglichkeiten zu unterscheiden:

a. Die relative Geschwindigkeitszunahme ist konstant:

$$\frac{\Delta s}{\Delta h} = a$$

Unter dem Schotter entsteht eine ebene Felsoberfläche, aber von geringerer Neigung, als die ursprüngliche Gehängefläche.

b. Die relative Geschwindigkeit nimmt beschleunigt zu (Fig. 52).

$$\frac{\Delta s}{\Delta h} \text{ wird größer mit wachsendem } h.$$

Unter dem Schotter entsteht eine konvex gewölbte Felsoberfläche.

Morphologisch wirkt sich also jede in Bezug auf die Talbodenaufschüttung beschleunigte Seitenerosion in einer Verflachung der Felsform unter dem Schotter aus.

Statt von einer Beschleunigung der Seitenerosion läßt sich von einer verzögert verlaufenden Aufschüttung sprechen.

3. Fall: Die Seitenerosion nimmt im Verhältnis zur Akkumulationsgeschwindigkeit ab.

$$\frac{\Delta M}{\Delta h} \text{ nimmt mit zunehmendem } h \text{ ab}$$

Dabei sind analog zu Fall 2 zwei Möglichkeiten zu unterscheiden.

a. Die Geschwindigkeit nimmt konstant ab (Fig. 53).

$$\frac{\Delta s}{\Delta h} = a$$

Unter dem Schotter entsteht eine ebene Felsfläche mit größerer Neigung als die ursprüngliche Gehängefläche.

b. Die Geschwindigkeit nimmt beschleunigt ab (Fig. 54).

$$\frac{\Delta s}{\Delta h} \text{ nimmt mit zunehmendem } h \text{ ab.}$$

Unter dem Schotter entsteht eine konkav eingewölbte Felsoberfläche.

Morphologisch wirkt sich also jede in bezug auf die Talbodenerhöhung verlangsamte Seitenerosion in einer Verteilung der neu unter der Schotterfläche entstehenden Felsfläche aus, so daß, wenn die Seitenerosion auf 0 gesunken ist, neue und alte Felsoberfläche sich verschneiden.

MORPHOLOGISCHE SCHLUSSFOLGERUNGEN

Seitenerosion im homogenen Gestein

Schon bei den einzelnen Felsprofilformen, die unter dem Schotter entstehen können, wurden morphologische Anmerkungen beigelegt. Sie seien hier zusammengefaßt und ergänzt.

Analytisch sind verschiedene einfache Typen untersucht worden. Es ist klar, daß diese sich kaum je in so einfacher und eindeutiger Form in der Natur beobachten lassen. Wollen wir aus unsern theoretischen Untersuchungen für die Praxis verwendbare Schlußfolgerungen ziehen, so müssen wir die Fragestellung umkehren, d. h. aus der Endform auf die Vorgänge schließen, die sie verursachte und aus der Endform eine Vorform rekonstruieren. Da nun aber nicht nur die Aufschotterung und die Seitenerosion, sondern auch andere Vorgänge — wie z. B. die Tiefenerosion, zu gleichen Endformen führen, können einer bestimmten Endform mehrere konvergente Vorgänge zugeordnet werden. Unsere Rückschlüsse führen nicht zu einer Einzahl, sondern zu einer *Vielzahl* möglicher Ergebnisse. Wir befassen uns hier bei unsern Rückschlüssen nur mit den Vorgängen Aufschotterung und Seitenerosion und diskutieren andere konvergente Vorgänge erst später.

In Figur 55 ist unter der Schotterfläche eine mehrfach getreppte Felsprofilform gezeichnet. Aus unsern theoretischen Ableitungen läßt sich nun daraus keine eindeutige Vorform rekonstruieren. Wir haben zwei geradlinige Vorformen eingezeichnet. Möglich wären noch eine Unzahl von weiteren Deutungen, besonders auch krummlinige.

In der ersten generellen Rückdeutung (gestrichelte Linie) ist angenommen, daß die Wellungen von A-D im Felsprofil wechselnden Verhältnissen von Aufschüttung und Seitenerosion entsprechen. Von A-B ging also die Aufschüttung im Verhältnis zur Seitenerosion beschleunigt, von B-C verlangsamt vor sich, von C-D blieb das Verhältnis konstant, und bei D wurde der ursprüngliche Gehängeknick abgerundet. In der detaillierten Deutung (strichpunktiert) ist angenommen, daß die abgerundet getreppte Felsprofilform einer un stetig getreppten Vorform entspricht. E-F ist in beiden Fällen die Seitenerosionswand.

Eine so ausführliche Deutung wird im Realfall kaum sinnvoll sein. Sie sollte nur zeigen, daß genaue Deutungen sehr problematisch sind. Trotzdem sollen im folgenden zwei Beispiele vorgeführt werden.

Im Isartal befindet sich die Sylvensteinenge, deren Verhältnisse durch die Vorarbeiten für eine Sperrstelle sehr genau abgeklärt wurden. Wir kommen in anderm Zusammenhang darauf zurück, interessieren uns hier nur für das Felsquerprofil in der Enge (Fig. 105 u. 106, S. 184). SCHMIDT-THOMÉ (83) schreibt darüber: «Gut gebankter bis plattiger Hauptdolomit wechselt mit massigen, oft 10 m dicken Dolomit zonen ab.

Im Nordteil der Enge herrscht steiles Nordfallen, im Südteil Südfallen: der Hauptdolomit bildet einen eng zusammengefalteten, stehenden Sattel, die Schichten des Kerns stehen senkrecht.» ... «Möglicherweise ist mit einer Querstörung im Untergrund der Sylvenstein-Enge zu rechnen, was die Ursache für die plötzliche Richtungsänderung des Talverlaufs sein und dem Fluß den Durchbruchsweg vorgezeichnet haben mag.» Die detaillierte Kluftuntersuchung ergab für die Westseite der Enge: «Großenteils verlaufen die Klüfte des Hennen-Köpfls parallel zur Felskante, die ebenfalls von Nordost nach Südwest verläuft. Auch das vorherrschende Kluft-Einfallen fällt mit der Hangneigung zusammen: offenbar ist der Abhang des Hennen-Köpfls durch die Nordostklüfte mit geprägt.» Von der Ostseite heißt es: «Das Diagonalkluftsystem nimmt an der Gestaltung der Sylvenstein-Felswand teil; der südliche Abschnitt der Wand verläuft in der gleichen Richtung wie die Nordwest-Klüfte: An vielen Stellen wird die Wand selbst durch entsprechende Kluftflächen gebildet, wodurch bei bergwärtigem Einfallen sogar überhängende Wandpartien bedingt werden.» Die Asymmetrie der Engstelle ist also durch die Gesteinsverhältnisse bedingt. Sie ist wohl schon beim Eintiefen entstanden. Hingegen ist wahrscheinlich das Querprofil beim Aufschütten erweitert worden, wobei wir unter Erweitern nicht nur Seitenerosion am Anstehenden sondern auch die Entfernung des anfallenden Verwitterungsschuttes verstehen. Die Asymmetrie wurde beim Aufschütten verstärkt. Wenig unterhalb der heutigen Talbodenhöhe wurde die Aufschüttung verlangsamt, relativ dazu die Seitenerosion erhöht. So entstand auf der rechten Talseite der Absatz und darüber eine senkrechte Seitenerosionswand. Die linke Talseite zeigt zwar keinen Absatz, wohl aber eine Seitenerosionswand.

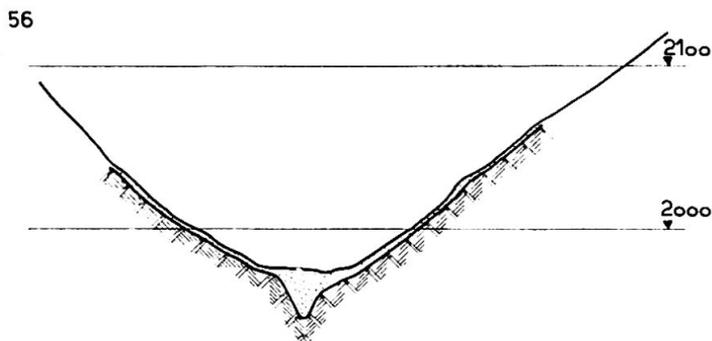


Fig. 56 Felsprofil unter dem Talbodenschutt bei Acla Veglia, val Chamuera, Oberengadin (durch Seismik und Bohrung bestimmt) Publiziert mit freundlicher Erlaubnis der Elektro-Watt, Zürich.

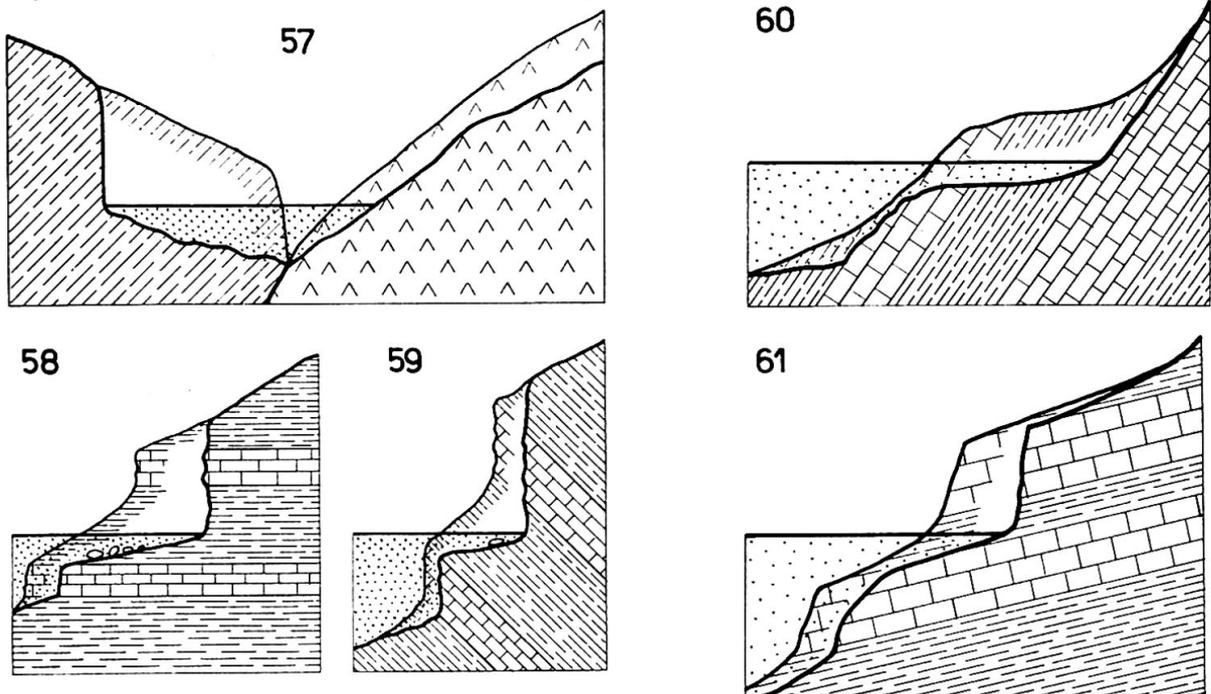
Beispiel 2 (Fig. 56), die Sondierung für die Sperrstelle Acla Veglia im Engadin, zeigt ein typisches Trogquerprofil, in dessen Boden eine ungefähr 20 m tiefe Schlucht vorhanden ist. Wenn wir annehmen, daß diese Schlucht durch fluviatile Erosion eingekerbt wurde, dann war der Übergang vom Trogtalboden scharf ausgeprägt, unstetig. Beim Zuschütten der Schlucht wurde diese durch Seitenerosion ausgeweitet und der unstetige Übergang ins Trogprofil abgerundet.

Asymmetrische Talbodenbildung bei ungleich resistenten Gegengehängen

Bei den bisher besprochenen Typen wurde immer homogenes Gestein angenommen. Es ist ohne weiteres klar, daß durch inhomogenes Gestein sich die schon jetzt vielgestaltigen Deutungsmöglichkeiten durch eine große Zahl neuer Aspekte vermehren werden. Wir können hier nur einige Hinweise geben und hoffen, die Frage der Felsprofilbildung in der Arbeit über das Gehänge in allgemeiner Form abklären zu können.

Sobald in zwei gegenüberliegenden Gehängen nicht die gleichen Verhältnisse vorhanden sind, wird die Seitenerosion nicht symmetrisch vor sich gehen. Wir haben schon bei der Sylvensteinenge darauf hingewiesen, daß nicht allein die Gesteinsart, sondern ebensosehr die Lagerungsverhältnisse maßgebend sind, und damit die Asymmetrie des Querprofiles begründet.

Aus der Vielzahl der Möglichkeiten soll hier nur ein besonderer Fall besprochen werden, zu dem wir ein Beispiel beisteuern können. In einem Tal bestehe das eine Gehänge aus Kristallin, das andere aus wenig resistenten Schiefern (Fig. 57) und zwar so, daß die Schiefer das Kristallin überlagern und im Gehänge bergwärts einfallen.



Seitenerosion, Aufschüttung und Lagerungsverhältnisse

Fig. 57 Asymmetrisches Talquerprofil, durch Seitenerosion beim Aufschütten erweitert. Fig. 58 Resistenzwechsel bei horizontalem Schichtwechsel. Fig. 59 Resistenzwechsel bei bergwärts einfallendem Schichtwechsel. Fig. 60 Resistenzwechsel bei steil talwärts einfallenden Schichten. Fig. 61 Resistenzwechsel bei flach talwärts einfallenden Schichten.

Schon bei der Tiefenerosion entsteht dann ein asymmetrisches Querprofil. Und zwar wird bei rascher Tiefenerosion, bei der die Gehängeverwitterung weniger ins Gewicht fällt, der Talboden gegen das weniger resistente Gestein hin seitlich verschoben. Am Schluß der Eintiefung liegt die Oberfläche im Kristallin wenig unter der alten Grenzfläche, während auf der Seite der Schiefer eine senkrechte Seitenerosionswand entstanden ist.

Folgt auf die Erosionsperiode eine Akkumulationsperiode, während welcher der Talboden so langsam in die Höhe steigt, daß im Verhältnis dazu die Seitenerosion rasch vorwärtsschreitet, so wird wiederum auf der Massivseite das Gehänge nur unbedeutend zurückversetzt, während die Seitenerosionswand in den wenig resistenten Schiefen rasch zurückverlegt wird und sich unter den Schottern ein schwach ansteigendes Felsprofil ausprägt. Im Rhonetal unterhalb Brig bildet Kristallin des Aarmassivs das rechte Gehänge, auf der linken Talseite stehen Bündnerschiefer an. Das linke Gehänge ist das steilere. Das oben gegebene Entwicklungsschema kann für dieses Beispiel allerdings nur als Ideenbeitrag gewertet werden, denn die Vorform des heutigen Querprofiles entstand ja nicht rein fluvial, vielmehr wirkte der Gestaltung auch Glazialerosion mit.

Seitenerosion und Aufschüttung in einem Gehänge mit verschieden resistantem Gestein

Viele Gehänge weisen in ihrem Höhengenaufbau Resistenzunterschiede auf. Im allgemeinen ist deshalb auch die Vorform des Gehanges nicht ebenflächlich, da durch selektive Verwitterung und Erosion die Resistenzunterschiede herauspräpariert wurden. Diese Resistenzunterschiede müssen sich nun auch bei der Seitenerosion geltend machen. Dies soll an 4 Beispielen dargelegt werden.

In Fig. 58 wurde ein Gehänge gezeichnet, bei dem horizontal gelagerte Gesteine verschiedener Resistenz anstehen. Als Vorform sind Schichtstufen angenommen. Wird nun bei gleichzeitiger Seitenerosion aufgeschüttet, so schreitet die Seitenerosion im weniger resistenten Gestein verhältnismäßig rasch vorwärts. Dadurch werden die höherliegenden resistenten Schichten unterschritten, so daß sie durch Nachbrechen eine mit den weniger resistenten Gesteinen einheitliche Seitenerosionswand bilden.

Erreicht die direkte Seitenerosion die resistente Schicht, so wird diese nur unwesentlich zurückverlegt. Beim erneuten Übergang in die weniger resistente Schicht ist die Seitenerosion wieder viel wirksamer. Unter dem Schotter entsteht als neue Form ein gestuftes Felsprofil. Die Stufung prägt sich umso mehr aus, je größer die Seitenerosion im Verhältnis zur Aufschüttung ist.

Fig. 59 zeigt als Vorform ein gestuftes Gehänge mit bergwärts einfallenden Schichten. Prinzipiell lassen sich die gleichen Überlegungen anstellen wie bei horizontalem Schichtaufbau. Auch hier sind senkrechte Erosionswände standfest, auch hier entsteht unter dem Schotter wieder ein Stufenprofil, aber die einzelnen Stufen liegen tiefer als in der Vorform, und zwar umso mehr je weiter sie durch die Seitenerosion zurückverlegt wurden und je steiler die Schichten einfallen.

Fällt wie in Fig. 60 das Gestein gleichsinnig, aber steiler als das Gehänge ein, so wird, wenn die Resistenzunterschiede groß sind, die resistenterere Schicht durch die Seitenerosion als Plattenschuß freigelegt.

Fig. 61 endlich zeigt als Vorform ein gestuftes Gehänge, bei dem die Schichten gleichsinnig, aber weniger steil als das Gehänge einfallen. Durch die Seitenerosion kann auch hier, wenn sie lang genug einwirkt, der Resistenzunterschied markanter als in der Vorform herauspräpariert werden.

Betonen wir zum Abschluß nochmals, daß es sich nur um eine Skizze eines weit-schichtigen Problems handelt. Den Hauptakzent legten wir dabei auf die Einsicht, daß auch bei der Aufschüttung und nicht nur bei der Eintiefung durch Seitenerosion im Fels Verflachungen entstehen können. Ganz besonders hervorzuheben ist als Ergebnis, daß in diesem Fall die jüngeren Felsterrassen höher liegen als die älteren. Bei Terrassen, die durch Tiefenerosion entstehen (dem einzigen bisher berücksichtigten Vorgang und bei Schotterflächen auch dem einzig möglichen), liegen jüngere Terrassen immer tiefer als die ältern.

Seitenerosion am Ein- und Ausgang enger Talstrecken. (Fig. 62)

Tritt ein Fluß aus einem breiten Talboden in eine Schlucht ein oder umgekehrt aus der engen Schlucht in einen weiten Talboden, so muß er, wie Fig. 62 zeigt, wenigstens zeitweilig die Richtung wechseln, besonders, wenn er in Aufschüttung begriffen ist. Der Richtungswechsel geht um die Eckkante vor sich, die dadurch besonders starker Seitenerosion ausgesetzt ist. Die meisten Übergänge vom breiten Talboden zur Schlucht oder von der Schlucht zum breiten Talboden sind deshalb trichterförmig erweitert, meist so, daß der Verengungstrichter kürzer ist als der Erweiterungstrichter, vielleicht deshalb, weil die Aufschüttung von unten nach oben fortschreitet und die Erweiterung somit beim Schluchtausgang früher beginnt als beim Eingang.

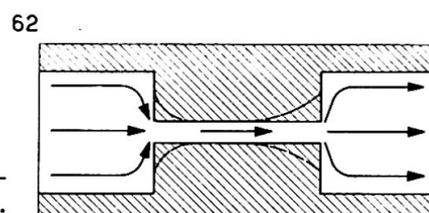


Fig. 62 Bildung eines Verengungs- und Erweiterungstrichters durch Seitenerosion am Ein- und Ausgang einer Talenge.

Zur Analogie seien auch die Erweiterungsformen beim Ein- und Austritt eines Gewässers in einen See erwähnt. Beim Abfluß aus einem See entsteht im Seende ein Gefälle, das sich vom Abfluß her nicht nur geradlinig in den See hinein, sondern auch seitlich geltend macht. Schon im See wird das abfließende Wasser beschleunigt, also auch seitlich der Austrittsstelle, so daß die Eckkanten abgerundet werden. Im Modellversuch ist diese Erweiterung sehr schön zu verfolgen. Die voll ausgebildete Trichterform entspricht der zunehmenden Beschleunigung des Wassers. Umgekehrt wird das Wasser beim Einfluß in einen See gebremst, es bekommt dadurch die Tendenz, über die Ufer zu treten, die es zunehmend unterspült, bis sich auch in der Mündung eine Trichterform ausgebildet hat, die der zunehmenden Bremsung entspricht. Da aber viele mündende Flüsse ein Delta aufschütten, sind diese Trichterformen meist nicht so schön ausgebildet wie beim Seeausfluß. Als Beispiel für die Erweiterung am Ausgang einer Engtalstrecke verweisen wir auf den Ausgang der Aareschlucht im Kirchetriegel (Fig. 38, S. 142).

TALBODENBILDUNG DURCH SEITENEROSION BEI GLEICHZEITIGER TIEFENEROSION

Problemstellung

Das Gegenstück zur Talbodenbildung durch Seitenerosion und Aufschüttung ist die Talbodenbildung durch Seitenerosion und Tiefenerosion. Talbodenbildung bei reiner Seitenerosion ist der Übergang von der einen zur andern Bildungsart.

Bei Seitenerosion, die im Verhältnis zur Aufschüttung ins Gewicht fällt, können, wie gezeigt, unter der Schotterfläche breite, nur wenig geneigte Felsflächen entstehen, ebenso bei langsamer Tiefenerosion und wirksamer Seitenerosion breite Talbodenflächen. Zerschneidet eine spätere kräftige Tiefenerosion diese Fläche, so können sie zu Gehängestufungen werden. Diese zogen von jeher die besondere Aufmerksamkeit der Terrassentheoretiker auf sich.

Daß die beiden gegensätzlichen Vorgänge, Aufschüttung und Eintiefung, in der Formgestaltung konvergieren können, wird uns in einem spätern Abschnitt noch zu beschäftigen haben.

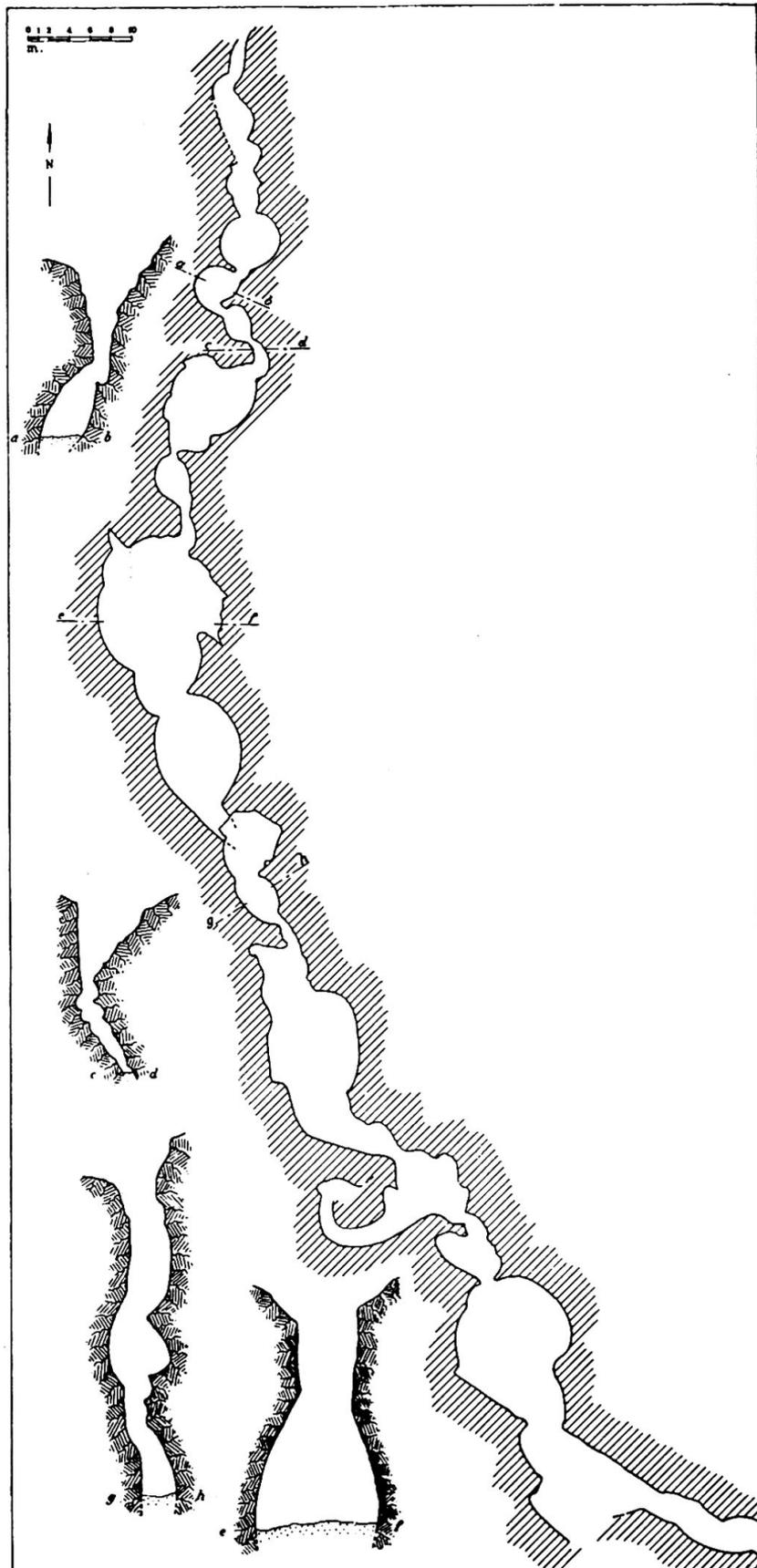
Unter bestimmten Vereinfachungen wurde die Felsbodenbildung unter dem Schotter theoretisch untersucht. Nun zeigt sich, daß die durch Eintiefung und Seitenerosion entstehenden Formen einer ebensolchen Untersuchung weit weniger zugänglich sind. Bei der Aufschüttung werden die neugebildeten Formen fortlaufend vom Schotter zugedeckt und damit weitgehend konserviert. Bei der Tiefen- und Seitenerosion aber sind die neugebildeten Formen nicht nur der atmosphärischen Verwitterung ausgesetzt, sondern werden durch die fortschreitende Tiefen- und Seitenerosion wieder zerschnitten und umgestaltet. Das Problem der Talbodenbildung bei Seiten- und Tiefenerosion entzieht sich deshalb einer einfachen rechnerischen Analyse. Wie beim Aufschüttungsvorgang sind mit den eigentlichen Erosionsvorgängen noch weitere Vorgänge, wie die der indirekten Seitenerosionswirkung und der Verwitterung verknüpft, so daß sich nur unter sehr vereinfachten Annahmen Rekonstruktionsaussagen ermöglichen.

Tiefenerosion und Seitenerosion

Vorwiegende Tiefenerosion

Tiefenerosion bildet neues Gehänge. Seine Form und die des Talbodens wird weitgehend bestimmt von der Standfestigkeit des Gesteins, vom Einfluß der Verwitterung, von der Menge des aus dem Gehänge und den Seitentälern zugeführten Ma-

Fig. 63 Fluviale, subglaziale Klamm-
 bildung im Val d'Ossola. Nachdruck mit
 freundlicher Erlaubnis der
 Presidenza del XVI Congres-
 so Geografico Italiano aus
 G. B. Castiglioni: Solchi d'ero-
 sione subglaciale presso Pre-
 mia in Val d'Ossola.



terials, all dies immer im Verhältnis zur Geschwindigkeit der Tiefenerosion. Schon im ersten Abschnitt wurde dargelegt, daß auch in engsten Klammn das Wasser nicht linear abfließt. Es hat den Anschein, daß zwischen Bettbreite einerseits, Wassermenge, Gefälle und Material der Rinne andererseits eine Beziehung besteht, ein dynamisches Gleichgewicht sich einstellt.

Die typische Arbeitsweise des Wassers in engen Klammern hat schon um die Jahrhundertwende JEAN BRUNHES (16) unter dem Namen «erosion tourbillonnaire» eingehend beschrieben. Diese Erosionstätigkeit — auch Evorsion genannt — schleift die Wände durch Wirbel mit vertikaler Achse halbrund aus, oft so, daß benachbarte Halbrundkehlen sich überschneiden, so daß zwischen ihnen scharfe Grate stehen bleiben. Im Talboden machen sich diese Auskolkungen als kreisförmige Erweiterungen geltend, die oft perlschnurartig aneinandergereiht sind. Materialbedingte größere Ausweitungen können sich zwischen Engstellen befinden. Bei Niedrigwasser sind in den Ausweitungen oft Kiesbänke zu beobachten.

Ein schönes Beispiel eines solchen, heute trocken liegenden Talbodens hat CASTIGLIONI (23, 24a) aus dem Ossolatal veröffentlicht. Er beschreibt den Bildungsgang als subglazial (Fig. 63)*. Den Felsboden in solche Schluchtstrecken durchsetzen, Kolke bald als runde Strudellöcher mit senkrechter Achse mehrere Meter tief im Felsbett, bald, (23), bei kleineren oder größeren Stufen im Gewässerbett, als Überfallwannen ausgespült, wobei die Achse der Wirbel horizontal ist (32, 51).

Von den Schweizeralpen besitzen wir aus dem Bündner Rheingebiet eine Reihe Querprofile, die von der hydrometrischen Abteilung des eidg. Oberbauinspektorates (106) genau ausgemessen wurden und die H. JÄCKLI (47) mit geologischen Angaben versah (Fig. 64).

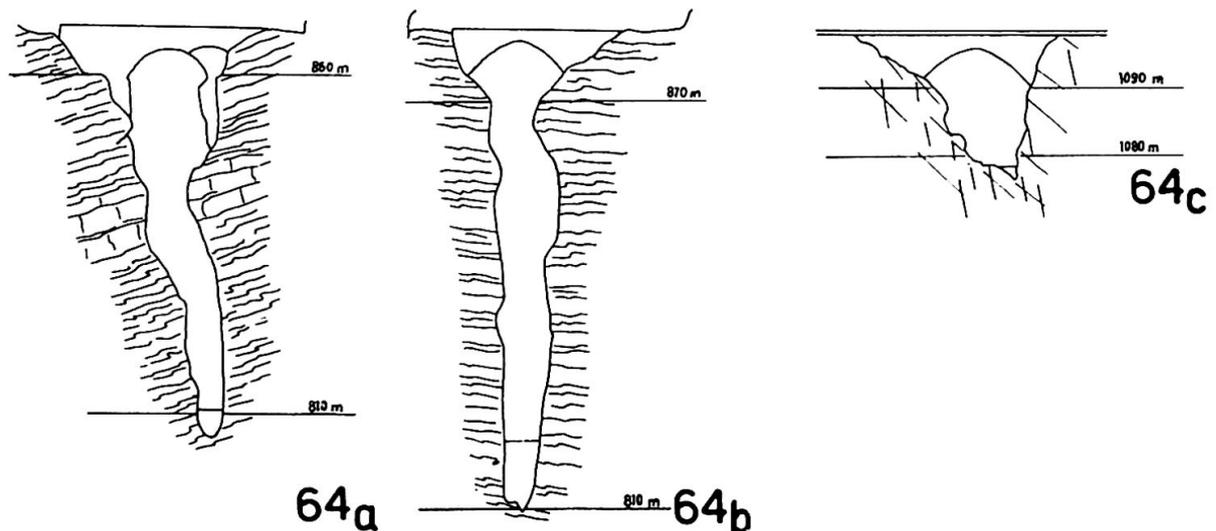


Fig. 64 Postglaziale Schluchtkerben im Fels 1:1000 aus dem Bündner Rheingebiet, Aufnahmen durch das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft mit geol. Eintragungen durch H. JÄCKLI (aus Gegenwartsgeologie [47]). Fig. 64a Via Mala (Hinterrhein). Untere Brücke, heute abgetragen. Nollakalkschiefer. Fig. 64b Via Mala. Mittlere Brücke. Nollakalkschiefer. 64c Averser Rhein. Roflabrücke. Roflagneis.

Für die Entstehung von Klammern mit ausgesprochen scharfen Strudellochkanten in den Seitenwänden ist ein resistentes Gestein Voraussetzung. Die Aareschlucht in Kalk, die Rofnaschlucht des Hinterrheins in Rofnaporphyr sind dafür Beispiele. Aber auch in Lockermassen können enge Schluchten mit mehr oder weniger senkrechten Wänden gebildet werden. Voraussetzung wird wohl rasche Tiefenerosion sein. Ein instruktives Beispiel ist die Schlucht des Vorderrheins im Bergsturz von Flims, dessen abgelagerte Massen die Größe eines kleinern Gebirgsmassivs besitzen. Der Rhein durchquert diese gewaltige Schuttmasse in vielen Schlingen. Zwischen engen, gerade verlaufenden Schluchtstrecken hat der Rhein auf der Innenseite der Schlingen neben dem Gewässerbett Auen gebildet. (S. z. B. das Bild in HEIM: Bergsturz und Menschenleben (44) oder Geol. d. Schweiz, II₁ (45).)

* Herr Prof. CASTIGLIONI hatte die Güte, mir das Cliché aus seiner Arbeit zu vermitteln.

Trotz des jugendlichen Aussehens ist das Alter einiger Klammstrecken als interglazial bestimmt worden. Zur guten Erhaltung mag neben dem Material und, bei gebanktem Gestein, günstiger Lagerung, noch beitragen, daß das Optimum für die denudative und erosive Veränderung eines Hanges, die im allgemeinen mit der Neigung zunimmt, wahrscheinlich vor 90° erreicht wird.

Vorwiegende Tiefenerosion und Rückwitterung des Gehänges

Bildet sich bei der Tiefenerosion eine Klamm, so wird zwar ein alter Talboden zerschnitten; der Einschnitt ist aber so eng, daß die Form des alten Talbodens kaum verändert, auf jeden Fall noch gut erkennbar ist. Wittert aber bei fortschreitender Tiefenerosion das neu entstandene Gehänge zurück, so wird durch diesen Vorgang der alte Talboden, in den eingeschnitten wird, immer mehr eingeengt und zerstört. Durch die Rückwitterung im Gehänge wird zwar der Talboden nicht verändert, wohl aber das Tal ausgeweitet. Jede Ausweitung wirkt sich aber bei einer eventuellen spätern Aufschüttung in einem breiteren Akkumulationstalboden aus.

Bei gleichzeitiger Tiefenerosion und Rückwitterung können je nach dem Verhältnis der Geschwindigkeiten der beiden Vorgänge die verschiedenartigsten Gehängeformen entstehen. Im Querprofil (Fig. 65) bleibt bei zuerst langsamer Tiefenerosion von C bis B der Verwitterungsschutt liegen, da die Neigung zu gering ist. Er kann höchstens durch Kriechvorgänge und Wassertransport bewegt werden. Solche Vorgänge sind stark klimaabhängig. Dies ist in den Alpen, die bis in die Permafrostzone hinaufreichen, zu beachten. Nimmt die Tiefenerosion an Geschwindigkeit zu, so daß Gehängeneigungen über 30° entstehen (A-B), vermag sich loser Schutt nicht mehr zu halten. Die Wand weicht so rasch zurück, wie durch die Verwitterung loser Schutt entsteht. Es können in Wechselwirkung mit der Tiefenerosion (r = Rückwitterung, t = Tiefenerosion) geradlinige, konvexe oder konkave Hangprofile entstehen (39).

Durch das Rückwiterrn werden die Reste eines höherliegenden alten Talbodens in ihrer Ausdehnung immer mehr eingeengt, unter Umständen sogar zum Verschwinden gebracht.

Nun ist aber mit der Tiefenerosion, besonders, wenn sie langsam vor sich geht, auch noch Seitenerosion verknüpft. Zur Rückwitterung kommt dann die indirekte Seitenerosionswirkung, das Nachbrechen des Gehänges durch Unterschneiden. Dieses Nachbrechen, Abgleiten und Abstürzen von Material wird durch die Verwitterung vorbereitet und gefördert. Beide Vorgänge unterstützen sich, da auch an das Entstehen von Hangklüften zu denken ist, durch die die Verwitterung in die Tiefe eindringen kann. Wenn im folgenden die Tiefenerosion bei gleichzeitiger Seitenerosion besprochen wird, sind diese Zusammenhänge nicht zu vergessen, auch wenn sie im Zuge der analytischen Untersuchung nicht mehr erwähnt werden.

Tiefenerosion und Seitenerosion

Mehrmals wurde betont, daß auch in der engsten Klamm das Wasser nicht linear abfließt, daß also mit einer wirksamen Tiefenerosion eine bestimmte Bettbreite verknüpft ist. Wir können aber zudem beobachten, daß auch in Tälern, bei denen der Fluß in die Tiefe erodiert, der Talboden über das Gewässerbett hinaus verbreitert sein kann, daß sich neben dem Gewässer trockene Kiesflächen oder Flußauen befinden. Damit auch bei Tiefenerosion ein Talboden entsteht, der breiter als das Gewässerbett ist, muß der Fluß pendeln. Wir nennen die Breite des durch den Fluß geschaffenen Talbodens im folgenden Pendelbreite.

Nun soll untersucht werden, welche Talbodenformen bei wechselnder Pendelbreite entstehen und wie durch die Talbodenausweitung im Wechsel oder bei gleichzeitiger Tiefenerosion das Gehänge beeinflusst wird.

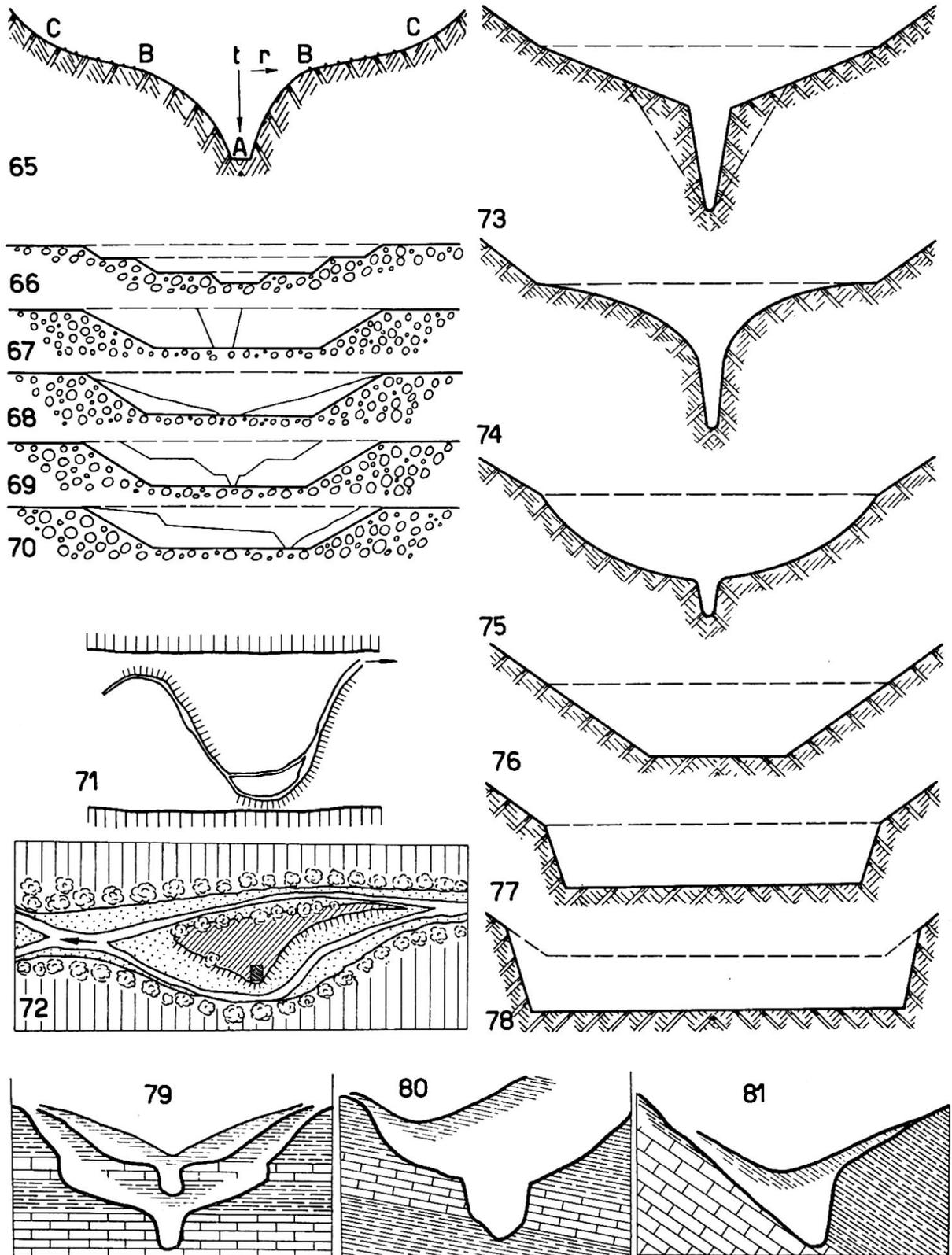


Fig. 65 Tiefenerosion bei gleichzeitiger Gehangeruckwitterung. t Richtung der Tiefenerosion, r Richtung der Rückwitterung. Verwitterungsprodukte stürzen auf AB ab, bleiben auf BC liegen.

Erosionsterrassen in Schottern. Tiefenerosion und Ausweitung

Fig. 66 Zu alten Talböden ergänzte Schotterterrassen. Fig. 67 Rasche Eintiefung, dann Ausweitung. Fig. 68 Allmahlige Eintiefung, dann Ausweitung. Fig. 69 Stufenförmige Eintiefung, dann Ausweitung. Fig. 70 Einseitige Eintiefung, dann Ausweitung. Fig. 71 Querabschalung einer Schotter-
schicht bei langsamer Tiefenerosion. Fig. 72 Flächenhafte Tiefenerosion in Schottern des Rheintales ob Ilanz.

In der Terrassenliteratur werden meist mehr oder weniger getrennte Eintiefungs- und Ausweitungsphasen postuliert, die zu Talquerprofilen führen, wie sie durch Fig. 83/84 wiedergegeben werden. Getrennte Eintiefung und Seitenerosion ist aber wohl ein Sonderfall.

Tiefenerosion in ausgedehnten Schotterflächen

Fig. 66 zeigt ein Querprofil, wie es in den großen Schottermassen des Alpenvorlandes angetroffen werden kann. Charakteristisch sind die ebenen Terrassenflächen, die scharf ausgebildeten Ränder und Böschungen, die etwa den Neigungswinkel von frei geschütteten Kiesmassen entsprechen. Die gute Erhaltung solcher Formen ist weitgehend dem Umstand zuzuschreiben, daß Schottermassen wasserdurchlässig sind, deshalb wenig Wasser oberflächlich abfließt und daß sie, auch wenn sie in einem Tal eingeschachtelt sind, im Vergleich zu Alpentälern von wenig hohem Gehänge überragt werden, die Überformung durch Material aus diesem Gehänge also gering ist. In Wirklichkeit sind allerdings die Formen nicht ganz so einfach wie die Figur. Die meisten Terrassenflächen haben gegen die Terrassenkante ein leichtes Gefälle, und oft laufen die Terrassenbörder nicht unverändert durch. Sie sind zerschnitten, oder es treten örtlich kleine Zwischenterrassen auf.

Die Rekonstruktion des Eintiefungsvorganges aus der jetzigen Form wird weitgehend erschwert, wenn nicht verunmöglicht, wenn durch spätere Ausweitungs Vorgänge Vorformen zerstört werden. In Fig. 67 bis 70 sind vier mögliche Eintiefungsvorgänge skizziert (feingezeichnete Querprofile), die alle durch spätere Ausweitungs Vorgänge zur gleichen Endform führen (äußeres Querprofil). Wird, wie in Fig. 67 sehr rasch in die Tiefe erodiert, so entsteht zunächst eine enge Schlucht, die sich nach Stillstand der Tiefenerosion zum breiten Talboden ausweitet. Das innere Querprofil von Fig. 68 entspricht einer allmählichen Abnahme der Pendelbreite. In Fig. 69 wurde eine Eintiefung in mehreren Phasen angenommen, so daß mehrere übereinander angeordnete Terrassen entstanden.

Endlich zeigt Fig. 70 eine Talstrecke, bei der während der Eintiefung das Gewässer auf eine Seite gedrängt wurde. Das eingezeichnete Zwischenbord muß nicht einem Stillstand der Eintiefung und verstärkter Ausweitung entsprechen, sondern kann ebensogut zu Stande kommen, wenn sich beim Eintiegen eine besonders große Mäanderschlinge gegen die entsprechende Talseite richtet, so daß ein örtlich begrenztes Bord entsteht. Solche Zwischenbörder und Zwischenterrassen laufen aber nicht durch. Sie können, wie DAVIS (27) zeigte, in Vielzahl auftreten, wenn die Pendelbreite beim Eintiefen abnimmt und sich verlagernde Mäanderschlingen einmal hier, einmal dort besonders stark seitlich erodieren. Folgt wie in unserer Skizze eine Ausweitungsphase, so fallen auch alle diese Zwischenformen der Seitenerosion zum Opfer, oder sind höchstens in spärlichen Resten erhalten.

Tiefenerosion in Aufschüttungen enger Alpentäler

Wir haben in unsern Figuren sehr breite Schotterflächen angenommen, wie sie vornehmlich im Alpenvorland anzutreffen sind. In den Alpentälern sind die Auf-

Felsformen bei Tiefen- und gleichzeitiger Seitenerosion

Fig. 73 Gleichförmige Abnahme der Seitenerosion. Fig. 74 Beschleunigte Abnahme der Seitenerosion. Fig. 75 Verzögerte Abnahme der Seitenerosion. Fig. 76 Langsame gleichförmige Abnahme der Seitenerosion. Fig. 77 Abnahme der Seitenerosion mit Bildung einer Seitenerosionswand. Fig. 78 Zunahme der Seitenerosion.

Tiefenerosion und Gesteinsstruktur

Fig. 79 Horizontale Gesteinslagerung. Fig. 80 Schwach geneigte Gesteinslagerung. Fig. 81 Stark geneigte Gesteinslagerung.

schüttungen oft in einem verhältnismäßig engen Rahmen, die beidseitig steil ansteigenden Gehänge, eingelagert. Die Möglichkeit, daß alte Vorformen zerstört werden, ist umso größer, je enger der Rahmen ist. Tieft sich das Talgewässer in einem solchen Akkumulationstalboden ein und ist das Gefälle nicht zu groß, so daß der Fluß pendelt, kann auch in einem Alpentale ein mehrfach terrassierter Talboden entstehen. Für die Terrassenflächen bleibt aber wenig Raum. Ist schon beim Eintiefen die Pendelbreite groß genug, so kann fortlaufend die ganze Akkumulationsfläche schichtweise abgeschält werden. Auf eine erste rasche Eintiefungsphase kann aber auch eine Ausweitungphase folgen.

Wird in einem Tal die gesamte Akkumulation von Gehänge zu Gehänge entfernt, so können wir von einer Ausräumung sprechen. Beim Pendeln des Flusses wird in den Strecken, in denen das Gewässer quer zur Talachse fließt, das talabwärtsliegende Ufer stärker bearbeitet als das Gegenufer. Die Querstrecken verlagern sich bei diesem Vorgang langsam talabwärts (Fig. 71). Wie eine «Querabschälung» einer ganzen Schotterfläche vor sich gehen kann, erläutert Fig. 72. Im Vorderrheintal oberhalb Ilanz befindet sich zwischen Schnaus und Rueun im Rhein eine Wieseninsel, von Bäumen gesäumt, die immerhin so groß ist, daß sich die Anlage eines Schobers lohnte. Heute ist sie in ihrer ganzen Breite gefährdet, da sie durch eine Querstrecke des Flusses unterspült wird. Durch diesen Vorgang wird der ganze aufgeschüttete Talboden an dieser Stelle um mindestens 2 m tiefer gelegt.

Eine sehr langsame Tiefenerosion wird besonders gewährleistet, wenn die Akkumulationsfläche hinter einer Felsschwelle liegt. Die Tiefenerosion in den Akkumulationen ist dann ganz auf diese Felsschwelle eingestellt. Die Erosionsresistenz der Schwelle ist um ein Vielfaches größer als diejenige der Akkumulationen, so daß in diesen vorübergehend auch wieder aufgeschüttet werden kann und der Flußlauf von Gehänge zu Gehänge hin- und herzupendeln vermag. Kleine Akkumulationsreste am Gehänge werden durch die Gehängedenudation so verändert und von Schutt aus dem Gehänge überlagert, daß sie nicht mehr als Terrassen in Erscheinung treten. Nur so lassen sich die oft erstaunlich flachen Akkumulationstalböden hinter teilweise zersägten Felsschwellen erklären.

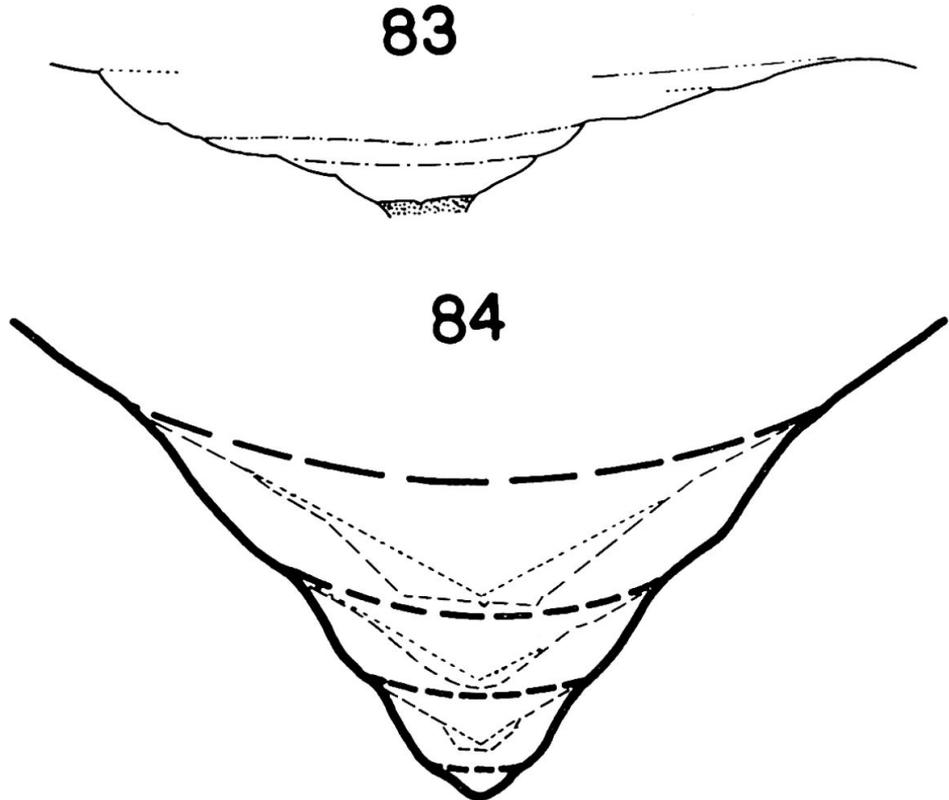
Als eindruckliches Beispiel sei hier der ebene Talboden von Andermatt genannt (40, 67). Das Becken von Andermatt ist nach genauen Untersuchungen mindestens 250 m übertieft. Der Ausgang aus dem Urserntal ist die berühmte Schöllenschlucht, in der die Reuß nach Göschenen hinunterstürzt. Der Resistenzunterschied des Felsens der Schöllenen — kristalline Gesteine des Aarmassivs — zu den Akkumulationen des Andermattbeckens kann kaum ausgeprägter sein. Die Schwelle zur Schöllenen ist ein Fixpunkt, der nur äußerst langsam erniedrigt werden kann. Beim Hin- und Herpendeln der Reuß wird in langen Zeiträumen der ganze Akkumulationstalboden Schicht für Schicht tiefergelegt, wobei zwischenhinein immer wieder Terrassenböden entstehen, aber auch gelegentlich aufgeschüttet wird.

Tiefen- und Seitenerosion im Anstehenden

Wenn in den Alpentälern Schotterterrassen auch nicht fehlen, so sind sie doch meist auf den Talgrund beschränkt und verhältnismäßig jung, sicher postglazial. Die chronologisch korrelierten Formen zu den Schotterfluren des Alpenvorlandes müssen, wenn sie sich überhaupt finden lassen, im Anstehenden zu suchen sein. Für die Alpentäler werden denn auch Idealquerprofile analog Fig. 83 und 84 postuliert. Daß sie bei den verschiedenen Autoren individuelle Abweichungen zeigen, darf beim heutigen Stand der Forschung nicht verwundern.

Hier seien zwei Beispiele besprochen: Charakteristisch für das Querprofil aus MACHATSCHEK und STAUB, das sich unverändert auch in der zweiten Auflage von MACHATSCHEKs Relief der Erde wiederfindet (61, 61a), sind die scharf ausgepräg-

Fig. 83 Querprofil durch das Rhonetal bei Visp. Alte Talböden in Seilkurvenmanier ergänzt. (Nach Machatschek und Staub 61a). Fig. 84 Normalprofil im Verzascatal, 3:5 überhöht. (Nach Gyax 41)



ten Terrassenkanten. Aus ihnen läßt sich die Vorstellung ableiten: Bildung eines 9 km breiten präglazialen Talbodens, dann Eintiefungsphase und anschließend Ausweitung zum 6 km breiten Günz-Mindel Interglazialtalboden, wieder Eintiefungsphase und Ausweitung zum 3 km breiten Vor-Riß-Interglazial-Talboden, endlich Eintiefungsphase, Ausweitung und Akkumulation zum heutigen wenig über 1 km breiten Talboden.

Beim Normalprofil von GYGAX (41) für das Verzascatal (3:5 überhöht) werden die ineinandergeschachtelten Talböden als schwach durchhängende Seilkurven dargestellt, gleichzeitig aber noch Vorformen eingezeichnet. Aus diesen können wir entnehmen, daß für jeden Talboden je drei Stadien angenommen werden. Zuerst wird in einer Eintiefungsphase ein V-Tal gebildet, dann wird dieses zu einer Art Kastental ausgeweitet und endlich erfolgt die Umwandlung zum breit ausgeweiteten Tal mit schwach durchhängendem Talboden. Daß an der Ausweitung immer auch glaziale Vorgänge noch mitbeteiligt waren, muß hier vorweggenommen werden.

Theoretische Überlegungen zur Eintiefung mit Seitenerosion

In der Einleitung ist dargelegt, daß das analytische Verfahren dazu führt, die komplexen Vorgänge der Natur in Einzelvorgänge zu zerlegen, was die Gefahr mit sich bringt, daß bei der Deutung der Naturform nicht eine Gleichzeitigkeit verschiedener Vorgänge angenommen wird, sondern dieselben chronologisch aneinandergereiht werden. Daß ein Nacheinander nicht zu gleichen Formen führt wie ein gleichzeitiges Einwirken, sollen die folgenden Skizzen zeigen. Dabei muß von vornherein betont werden, daß sie nicht die Erklärung bestimmter Formen bezwecken, denn auch eine zweidimensionale Betrachtung entspricht noch nicht der Wirklichkeit. Zur Eintiefung und Seitenerosion kommt noch die Rückwitterung, der wechselnde Einfluß des Materials, vor allem aber auch noch die Glazialerosion. Wir beschränken uns hier daher auf Profilbetrachtungen und symmetrische Formen, beides Vereinfachungen des angeschnittenen Problems. Dennoch glaube ich, daß die entwickelten Skizzen ihre Berechtigung haben, da sie auf die Schwierigkeit des Problems hinweisen. Dieses kann nicht

in seiner ganzen Breite beleuchtet werden, wir müssen uns mit einigen grundsätzlichen Hinweisen begnügen. Im Schema von GYGAX (41) lösen sich die zwei Vorgänge Tiefenerosion und Seitenerosion ab. Dies ist aber sicher nur eine der Möglichkeiten, ja, nicht einmal der *häufigste* Fall.

Wir gehen bei den folgenden schematischen Darstellungen immer von einem breiten, im Querschnitt ebenen Talboden aus (gestrichelte Linie). Nimmt die Pendelbreite im Verhältnis zur Tiefenerosion rasch und konstant ab, so entstehen beiseitig zum Gewässer geneigte schiefe Talbodenflächen (Fig. 73). Ist der vom Gewässer bearbeitete Talboden auf die Flußbreite reduziert, die Pendelbreite also auf 0 gesunken, beginnt die Eintiefung einer Klamm, oder, wenn die Rückwitterung gleich einsetzt, einer Schlucht. Wittert das Gehänge rasch zurück, wird der alte Talboden teilweise oder ganz zerstört (schiefe gestrichelte Linie in Fig. 73).

Nimmt die Pendelbreite beschleunigt ab, so entsteht eine konvex vorgewölbte Profilform, wie sie durch Fig. 74 wiedergegeben wird, nimmt sie verzögert ab, so entsteht eine Profilform nach Fig. 75.

Nimmt endlich die Pendelbreite im Verhältnis zur Tiefenerosion sehr langsam ab, entstehen Formen gleich den Fig. 76-78. In Fig. 76 wird der Talboden sukzessive tiefergelegt, ohne daß alte Talbodenreste erhalten bleiben. Bleibt die Pendelbreite im Verhältnis zur Tiefenerosion konstant, oder nimmt sie sogar zu, so werden durch die Talbodenverbreiterung zunehmend höhere Gehängepartien mit umgestaltet. In den durch Fig. 77 und 78 dargestellten Fällen entsteht eine Seitenerosionswand oder doch eine Gehängeverteilung durch Seitenerosion und indirekter Erosionseinwirkung, wie sie schon bei der reinen Seitenerosion (S. 157) geschildert wurde.

Der Einfluß des Gesteins

Durch Materialwechsel werden auch bei gleichbleibenden Vorgängen die eben skizzierten Formen wesentlich modifiziert. Vor allem werden auch, wenn die Gesteinslagerung nicht horizontal ist, asymmetrische Formen entstehen. Das Gewässer kann beim Eintiefen Zerrüttungszonen folgen. Durch Kluftsysteme können bei den indirekten Seitenerosionsvorgängen bestimmte Formen bevorzugt werden. Material, das standfest ist und langsam verwittert, kann Felswände bilden. Anderes Material wird leicht nachbrechen, rasch verwittern, abrutschen und abgleiten. So wird durch das gleiche Gewässer im einen Gestein ein Steilhang, im andern ein Flachhang entstehen. Kurz, die Tiefen- und Seitenerosion und die Verwitterung arbeiten selektiv.

Wechseln wie in Fig. 79 resistente und weniger resistente horizontal gelagerte Gesteine in einer Gefällstrecke mit verhältnismäßig rascher Tiefenerosion, so wird im wenig resistenten Gestein der Talboden muldenartig ausgeweitet. Erreicht die Erosion das resistente Gestein, entsteht eine enge Klammstrecke. Stößt fortschreitende Tiefenerosion wieder auf weniger resistentes Gestein, wird durch Unterspülen auch die resistente Schicht zurückverlegt.

Wenn wie in Fig. 80 und 81 die Schichten schräg zum Tal einfallen, so entstehen asymmetrische Querprofile. Fällt eine resistente Gesteinsbank wie in Fig. 82 in der

82

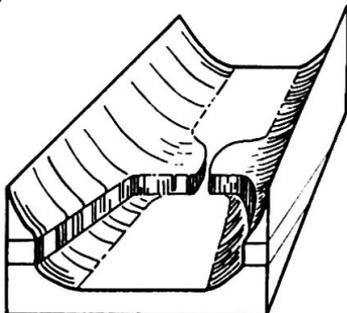


Fig. 82 In der Talrichtung ansteigende resistente Gesteinsbank, die durch Tiefen- und Seitenerosion herauspräpariert wurde.

Richtung der Talachse ein, wirkt sie bei der Tiefenerosion als Riegel. Für die obere Gefällstrecke im weniger resistenten Gestein funktioniert dieser als Regulator, als Erosionsbasis. Da letztere verhältnismäßig langsam sinkt, kann in der obern Gefällstrecke ein breiter Talboden ausgeweitet werden. In der resistenten Gesteinsschicht entsteht eine Stufe, die an die resistente Gesteinsbank gebunden ist. Gelangt das Gewässer unterhalb der Stufe wieder in weniger resistentes Gestein, so wird die resistente Schicht unterspült und zum Nachbrechen gebracht.

Es ist klar, daß die Kombinationsmöglichkeiten von Tiefen- und Seitenerosion, Rückwitterung, Materialwechsel und Materiallagerung unübersehbar groß ist und allein nur die Aufstellung von Hauptkategorien eine Spezialarbeit benötigt.

TALBODENBILDUNG DURCH SEITLICHE EINSCHÜTTUNGEN

ÜBERSICHT ÜBER DIE SEITLICHEN EINSCHÜTTUNGEN

Das Material, das der Talfluß bei Akkumulation ablagert, wird meist über eine große Fläche regelmäßig verteilt, so daß mehr oder weniger horizontale Flächen entstehen. Die Richtung, in der abgelagert wird, ist die Talrichtung, wenn auch durch den hin- und herpendelnden Fluß Abweichungen von ihr auftreten können.

Die seitlichen Einschüttungen bleiben aber meist dort liegen, wo sie gerade in den Talboden gelangen da ihre Bewegungsenergie in diesem rasch aufgebraucht wird, wenn sie nicht vom Talfluß übernommen und weitertransportiert werden. Sie überragen deshalb den vom Talfluß gebildeten Boden und unterscheiden sich oft von den Flußaufschüttungen nicht nur durch das Material, sondern auch durch die von der Talrichtung abweichende Schüttungsrichtung. Oft sind Talflußablagerungen und seitliche Einschüttungen miteinander vermischt oder verzahnt.

Die Form der von der Seite her abgelagerten Massen hängt neben dem Material vor allem von der Art der Einschüttung ab. Das Material kann auf lange Erstreckung, jedes Stück mehr oder weniger für sich und in mehr oder weniger geradliniger Bahn in den Talboden gelangen, wie etwa der losbrechende Verwitterungsschutt aus ungliederten Felswänden, so daß langhingezogene *Schutthalden* entstehen. Als Bergsturz kann auf ein Mal eine große Masse niederbrechen, in mehr oder weniger breiter Front, aber doch in der Sturzbahn als scharf begrenzter Strom, so daß auch im Talboden eine gut umgrenzte *Bergsturzablagerung* entsteht.

Gehängepartien können mehr oder weniger im Verband auf breiter Front zum Talboden *abgleiten*.

Das Material kann aber auch, in Kanälen gesammelt, dem Talboden seitlich zufließen, einmal als Geschiebefracht eines Zuflusses, die, wenn das Gefälle verringert wird und der Talboden Raum bietet, als *Schwemmkegel* zur Ablagerung gelangt.

Wird trockenes Material durch eine verhältnismäßig enge Öffnung dem Talboden zugeführt, zum Beispiel aus einer Steinschlagrinne oder sogar als Bergsturz durch ein enges Seitental (wie bei der Buzza di Biasca s. S. 203), so entsteht ein *Schuttkegel*.

Schwemm- wie Schuttkegel sind so regelmäßige Bildungen, daß sie oft nur wenig von Kreis Kegeln abweichen. Ihre verschiedenartigen Formen sind denn auch einer theoretisch-geometrischen Untersuchung zugänglich.

Kegelförmige Einschüttungen

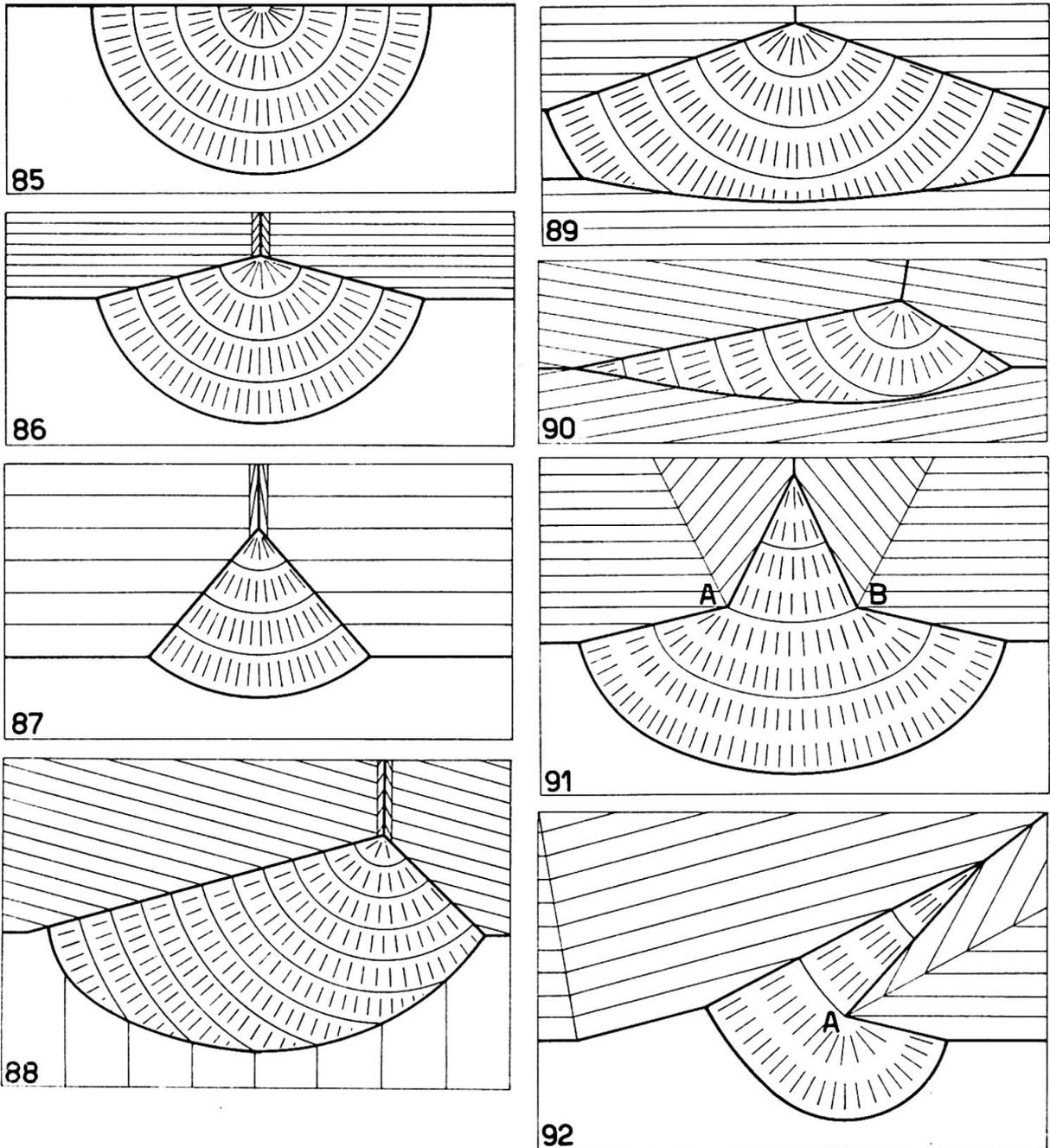
Zur Geometrie kegelförmiger Schüttungen

Im folgenden sollen die Schnitte von verschiedenen großen und verschiedenen geneigten Kegeln unter sich und mit Hohlformen, die verschiedenartigen Talböden und Ge-

hängen nachgebildet sind, rein geometrisch konstruktiv untersucht werden, um zu Einsichten zu gelangen, die auch morphologisch von Interesse sind.

Wir beginnen mit einzelnen Kegeln und untersuchen nachher die Formen, die mehrere sich berührende Kegel bilden.

Die einfachsten Verhältnisse liegen vor, wenn sich Kegel auf einer horizontalen Talbodenfläche bilden. Die Schnitte mit dem Talboden sind dann Kreisbogen. Der Kreisbogen ist ein Halbkreis, wenn das Material am Fuß einer senkrechten Wand abgelagert wird. Der Schnitt mit der Wand ist ein gleichschenkliges Dreieck (Fig. 85). (Zu beachten ist, daß zwischen dem Kegel und Gehänge eine Hohlkehle entsteht, die das Wasser aus dem Gehänge sammelt und der Schnittlinie nachführt.) Wird das Ma-



Kegelformen

Fig. 85 Kegel an senkrechter Wand. Fig. 86 Kegel an steilem Gehänge. Fig. 87 Kegel an flachem Gehänge. Fig. 88 Kegel auf stark geneigtem Talboden. Fig. 89 Kegel reicht an Gegenhang. Fig. 90 Kegel in stark geneigtem V-Tal. Fig. 91 Kegel an breitem Talausgang mit sekundären Schüttungsspitzen bei A und B. Fig. 92 Kegel aus schiefmündendem Tal mit sekundärer Schüttungsspitze bei A.

terial aus einer im Gehänge nur wenig eingetieften Rinne am Fuß eines nicht senkrechten Gehanges abgelagert, so entstehen Kreisbogen, die kleiner als Halbkreise sind. Diese Kreisbogen sind umso größer, je flacher die Kegeloberfläche und je steiler das Gehänge sind. Der Schnitt mit einem ebenen Gehänge ist geradlinig (Fig. 86). Hat der Kegel eine vom Gehänge nur wenig abweichende Neigung, so schmiegt er sich dem Gehänge eng an. Der Öffnungswinkel der beiden Schnittlinien mit dem Gehänge ist dann klein, der Schnitt mit dem Talboden ein nur wenig vorspringender Kreisbogen (Fig. 87).

Ist der Talboden geneigt, so bilden die Kegel mit diesem Ellipsenbogen. Bei starker Neigung des Talbodens entstehen deutlich asymmetrische Formen, die talabwärts in die Länge gezogen sind. Der Schnitt mit dem Gehänge ist geradlinig und ungleichschenkelig (Fig. 88). Erreicht ein Kegel das Gegengehänge und steigt er an diesem empor, so bildet er mit dem Gegengehänge einen hyperbolischen Schnitt (Fig. 89). Ist das gesperrte Tal (in Fig. 90 ein V-Tal) geneigt, so entsteht eine stark asymmetrische Form, die sich talabwärts zuspitzt.

Wird aus einem senkrecht mündenden Seitental aufgeschüttet, so wächst der Kegel mit der Spitze in dieses hinein (Fig. 91). Dort, wo der Kegel ins Haupttal mündet, entstehen bei A und B (gleiche Neigung vorausgesetzt) neue Schüttungsspitzen. Die Kegelfläche setzt sich dann aus drei Teilen zusammen: dem mittleren Teil mit der Spitze im Nebental und zwei seitlichen Teilen, die stärker gekrümmt sind, mit den Spitzen auf der Kante zwischen Haupt- und Nebental. Mündet das Seitental schief ins Haupttal, wird der Kegel asymmetrisch. Bei Seitentälern, die unter einem sehr spitzen Winkel münden, entstehen Formen, wie sie Fig. 92 wiedergibt. (Siehe auch Fig. 27 bei den Modellen über Talaufschüttung.) In diesem Fall entsteht ein zweiteiliger Schwemmkegel, einmal als Fortsetzung der Aufschüttung im Seitental, dann mit der Kegelspitze bei A, wodurch die Eckflur überschüttet wird. Wenn zugleich der Talboden aufgeschüttet wird, wandert der Schwemmkegel talaufwärts. Der Talboden verbreitert sich sprunghaft und ein Teil des Seitentalgehanges wird zum Haupttalgehänge.

Häufig entstehen vor einem Gehänge ganze Kegelreihen. Gehen wir von der idealen Annahme gleichgeneigter und gleichgroßer Kegel aus (Fig. 93). Der Schnitt zweier benachbarter Kreiskegel gleicher Größe und Neigung ist eine Hyperbel, die sich einer Mantellinie der Kegels asymptotisch nähert. Die Oberfläche eng benachbarter Kegel ist leicht gewellt. Die Wellung ist umso ausgeglichener, je enger die Kegel benachbart sind und je größer die Entfernung von den Kegelspitzen ist. Aus einer Viehlzahl eng benachbarter Kegel entsteht dann eine Halde: bei engbenachbarten Steinschlagrinnen eine Schutthalde, bei engbenachbarten Schwemmkegeln ein schiefgestellter Talboden. Bei einfachen Kegeln wurde schon auf die Hohlkehle zwischen Gehänge und Kegel aufmerksam gemacht, die das Wasser des darüberliegenden Gehanges sammeln kann. Zwei solcher Hohlkehlen treffen sich nun in der hyperbolischen Schnittlinie, die auch in einer Hohlkehle liegt (ABC und A'BC der Fig. 93).

Sind die Kegel zwar gleicheneigt, aber verschieden groß, so verläuft die hyperbolische Schnittlinie so, daß sie vom größern Kegel auf die Seite gedrängt erscheint (Fig. 94). Sind die Kegel verschieden geneigt — wenn z. B. ein Schuttkegel auf einen Schwemmkegel abgelagert wird — entstehen Formen, wie sie Fig. 95/96 zeigen. Die Schnitte sind dann nicht mehr eben.

Die natürliche Ausbildung von Schwemm- und Schuttkegeln

Die im letzten Abschnitt untersuchten einfachen Modelle sind nun morphologisch zu interpretieren. Die Neigung der Kegelmantelfläche ist abhängig von der innern Reibung, die verhindert, daß sich das Material bei der Ablagerung wie Wasser horizontal ausbreitet. Die innere Reibung wird bestimmt durch die Form der Komponenten und die Rauigkeit von deren Oberfläche, dann auch durch den Wassergehalt.

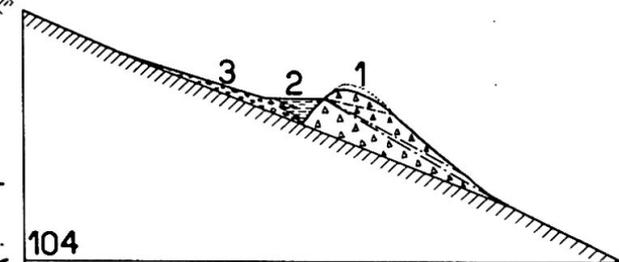
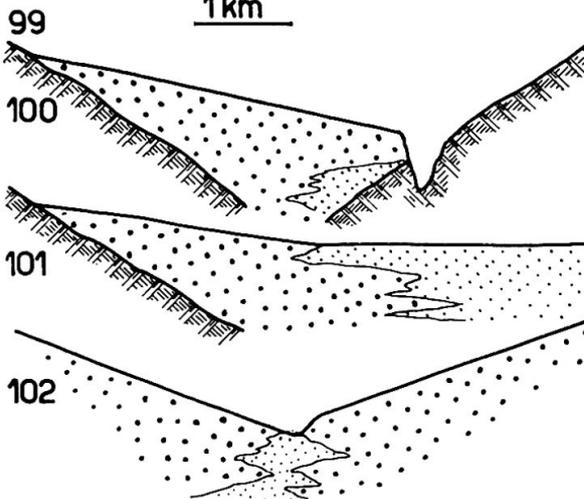
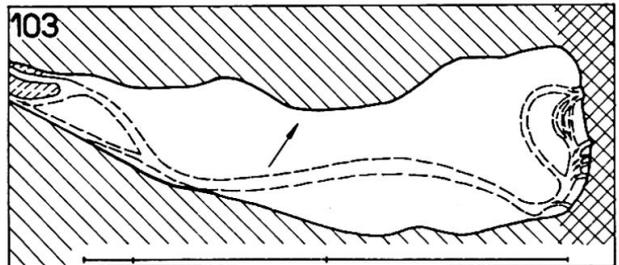
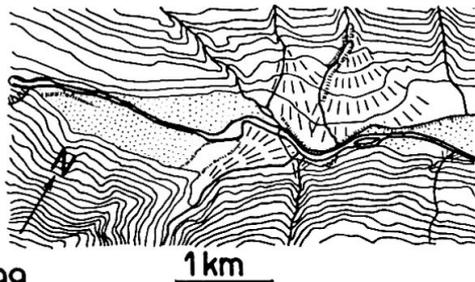
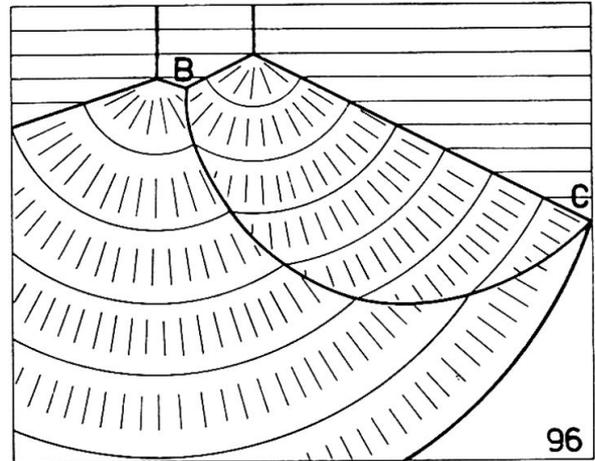
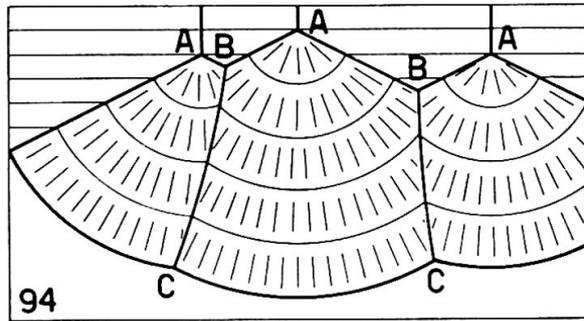
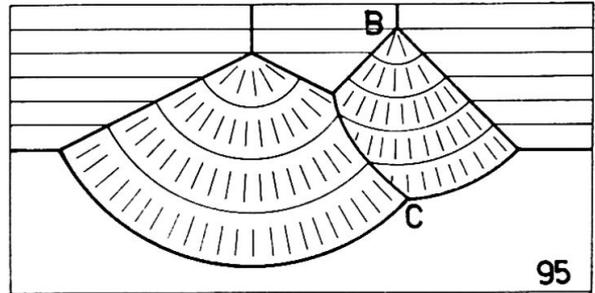
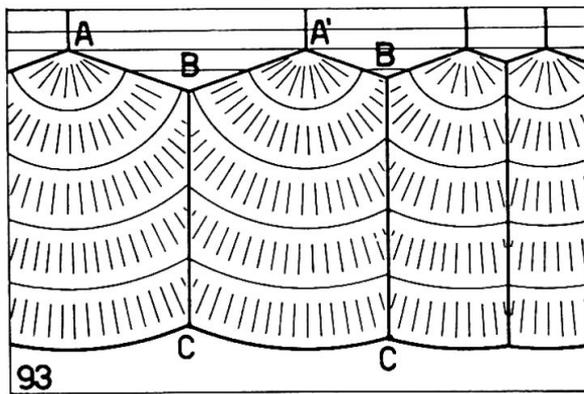


Fig. 93 Reihe von Kegeln mit gleicher Neigung und Höhe. AB Hohlkehlen am Gehänge BC Hohlkehlen zwischen den Kegeln. Fig. 94 Reihe von Kegeln mit gleicher Neigung aber ungleicher Höhe. Hohlkehle BC gekrümmt. Fig. 95 Kegel ungleicher Neigung. Hohlkehle BC gekrümmt. Fig. 96 Steiler Kegel auf großem flachem Kegel. Hohlkehle BC stark gekrümmt. Fig. 97 und 98 Seite 182, 183. Fig. 99 Rhein bei Surrein, durch Schwemmkegel aus dem Val Sumvitg gestaut. Fig. 100 Epigenese durch stauenden Schwemmkegel. Fig. 101 Verzahnung von Schwemmkegel und Aufschüttung des Talgewässers. Fig. 102 Verzahnung gegenständiger Schutthalden.

Stau durch Bergsturz in einem Seitental der Bregenzerach (Aus G. WAGNER [104])

Fig. 103 Grundriß. Gestrichelt: Bachlauf bei Hochwasser. Fig. 104 2^{1/2} fach überhöhter Aufriß. 1 Bergsturz. 2 Schlamm. 3 Bachschutt. Punktiert alte Oberfläche, gestrichelt Überlauf bei Hochwasser, strichpunktirt unterirdischer Abfluß.

Bei Schwemmkegeln ist die Neigung durch den Schüttungsvorgang bestimmt. Je größer das Transportvermögen des Gewässers, umso flacher ist der Kegel.

In der Tabelle von HEIM (44) wird für große Zuflüsse eine Kegelneigung von weniger als 1° angegeben. 40° werden von den steilsten Trockenschuttkegeln knapp erreicht, kaum überschritten.

Schuttablagerungen aus fließendem Wasser	Flußdelta $\frac{1}{2}$ — 1°	10—20 ^{0/00}
	Kleiner Fluß 1— 3°	20—50 ^{0/00}
	Großer Wildbach 3— 10°	50—175 ^{0/00}
	Kleiner Wildbach 10— 20°	175—360 ^{0/00}
Übergang zum trockenen Schuttkegel	20— 25°	360—460 ^{0/00}
Trockene Schuttablagerung	Mergel 25°	460 ^{0/00}
	Tonschiefer 26— 29°	490—550 ^{0/00}
	Kalkstein um 32°	625 ^{0/00}
	Gneis 34°	675 ^{0/00}
	Syenit, Granit 35— 40°	700—840 ^{0/00}
Steinschlag liefernd	Felsgehänge, vorherrschend schutfrei 35— 50°	700—1190 ^{0/00}
	immer schutfrei 50— 90°	1190— ∞ ^{0/00}

Einsichten in die Bildung von Kegeln kann auch das Experiment vermitteln (89). Lassen wir Sand durch eine kleine Öffnung auf eine horizontale Fläche ausrinnen, so entstehen sehr regelmäßige Kegel. Dabei zeigt sich, daß die einzelnen Sandkörner meist schon wenig unter der Spitze ihre Bewegungsenergie verlieren und sich hier anlagern, so daß eine immer steilere und labilere Partie entsteht, die dann bei weiterer Auflagerung als Ganzes losbricht, sich nach unten im Gleiten ausbreitet und auf einer größeren Grundfläche absetzt. Der Vorgang hat eine gewisse Ähnlichkeit mit birnenförmigen Lockerschneelawinen. Die einzelnen Rutsche kommen oft noch auf dem Kegelmantel zum Stillstand, bevor sie den Fuß erreicht haben, so daß von der neuen Lage erneut Bewegungen ausgelöst werden können. Kommt von oben her plötzlich ein Materialschwall, so werden gleichzeitig mehrere dieser labilen Partien zum Gleiten gebracht. Da diese Vorgänge sich in den verschiedensten Richtungen wiederholen, entsteht trotz den quantenmäßigen Rutschen und Nachrutschen die regelmäßige Kegelform. Sind dem Sand größere Körner beigemischt, so ermöglicht diesen ihr größerer Energievorrat, auch dann, weil für sie Unebenheiten, in denen die kleineren Körner stecken bleiben, weniger hinderlich sind, bis über die Basis des Sandkegels hinauszugelangen, vor dem sie einen Basissaum bilden (82). Durch das Aussortieren nach der Größe wird der Kegel gegen die Basis zu leicht konkav.

In vielen Steinschlagrinnen gehen gelegentlich kleinere oder größere Felsstürze nieder. WINTERHALDER (106c) berichtet von einem solchen Felssturz im Reußtal bei Silenen, bei dem Blöcke von über 100 m^3 weit in den ebenen Talboden vordrangen, rollend mit tiefen Sturzspuren oder mit meterweiten Sprüngen.

Die Schwemmkegel

Schuttkegel können wir meist nicht zu den Talbodenformen rechnen, da sie zu steil sind. Sie sind vielmehr Gehängefußformen, die in den Talboden vorspringen. Hingegen sind die Schwemmkegel großer Seitentäler oft so flach, daß sie mit dem horizontalen Talboden eng verwachsen scheinen.

Am regelmäßigsten sind die *Schwemmkegel von Geschiebetteflüssen*. Das Material besteht dann nur aus Sand und Flußgerölle. In den Alpen gibt es aber Geschiebetteflüsse, die nur eigenes Geschiebe enthalten, kaum.

Bei den *Schwemmkegeln der wilden Gebirgsflüsse* schwanken sowohl die Materialablagerungen wie die Neigungen in weiten Grenzen. Nach den Angaben von HORWITZ (46) haben die drei größten Zuflüsse der Rhone im Wallis alle Neigungen unter 1° , wobei mit abnehmender Größe des Einzugsgebietes die Neigung zunimmt, nämlich Visp 26', Drance 35', Borgne 48'. Auch größere, ständig wasserführende Zuflüsse münden häufig über Steilstrecken ins Haupttal. Zum reinen Wassertransportmaterial kommt dann noch Sturzmaterial. Größere Blöcke durchsetzen das feinere Material. Da zudem das Wachstum der Schwemmkegel nicht kontinuierlich erfolgt, sondern mit Hochwassern verknüpft ist, bei der eine ganze Geschiebedecke in Bewegung geraten kann, ist auch an murartigen Transport von Klötzen zu denken. HORWITZ macht folgende Angaben: Trient 34', Turtmännerbach 43', Lizerne 46', Val d'Anniviers $1^\circ 31'$, Baltschieder $1^\circ 13'$, Saltine $2^\circ 16'$, Lonza $3^\circ 43'$.

Mündet der Zufluß in einen Wasserfall, so kommt es zur Bildung eines zusammengesetzten Kegels, eines höhern, innern und steileren *Sturzkegels*, der sehr viel Blockmaterial enthält, oft auch im Innern durch die Wirkung des aufprallenden Wassers ausgehöhlt und nach vorn offen ist, und eines wesentlich flacheren Schwemmkegels, der den Sturzkegel umfaßt und mit ihm verzahnt ist.

Auch beim Schwemmkegel findet eine gewisse Aussortierung des Materials statt, doch gegenüber dem Schuttkegel umgekehrter Größenordnung. Die größten Blöcke erreichen den Kegelfuß meist nicht, sondern werden im Bereich der oft etwas steilern Spitze abgelagert. Aus dem Kegel wird Feinmaterial ausgeschwemmt und am Fuß als Schleppe mit geringerer Neigung abgelagert.

Am unregelmäßigsten sind die Schwemmkegel von *Wildbächen*. Da die Wasserführung ganz großen Schwankungen unterworfen ist, auch oft durch lange Zeit überhaupt aussetzt, erfolgt das Höhenwachstum ausgesprochen ruckartig. Oft geht der Materialtransport als Mure vor sich, die Riesenklötze mitführt. Da dabei das Wasser im breiartigen Schlamm mehr oder weniger gebunden ist, breitet sich das Material auch breiartig aus und kann auf einem Schuttkegel zum Stillstand kommen, lange bevor der Schwemmkegelfuß erreicht wird. Solche Übergüsse zeichnen sich durch eine steil abbrechende Stirn, einen Wulst aus. Die Oberfläche des Kegels ist gewellt. Durch Murgänge erhält die Abflußrinne, aus der der Schwemmkegel herauswächst, ein typisches Aussehen. Der Schlammstrom wühlt sich ein breites Bett aus und verstopft schmale Rinnen. Die Schwemmkegelspitze beginnt denn auch an einem weit breiteren Ausgang, als bei reinem Wasserabfluß.

Wildbachkegel sind manchmal mit Steinschlagrunsen verknüpft. Übergänge zu diesen sind vorhanden. Je steiler die Rinne, je sturzmäßiger der Materialtransport, umso schwieriger ist eine Trennung von Schwemm- und Schuttkegel, desto mehr wird auch durch Trägheit die geradlinige Sturzrichtung bevorzugt, der Kegel also in dieser Richtung deformiert. Nach HORWITZ haben Wildbachschwemmkegel Neigungen bis weit über 20° . Das von ihm gemessene Maximum beträgt 33° , wobei es sich schon vorwiegend um einen Sturzkegel handeln dürfte. Die Durchschnittsneigung der von ihm untersuchten 395 Schwemmkegel beträgt $11^\circ 31'$. Darin sind allerdings alle 3 von uns unterschiedenen Kategorien enthalten. Da aber die Schwemmkegel der zwei ersten Kategorien zahlenmäßig weit hinter der dritten zurücktreten, ist wohl der um ein wenig vergrößerte Wert von etwa $12-13^\circ$ repräsentativ.

Das Volumen eines Kegels wächst mit der dritten Potenz seiner Höhe. Wird die Höhe eines Kegels verdoppelt, ist das neue Volumen achtmal, wird die Höhe nochmals verdoppelt, vierundsechzig mal größer, als das erste. Ist die Schutttzufuhr bei einem Kegel konstant, so nimmt das Höhenwachstum mit zunehmender Höhe an Geschwindigkeit stark ab.

Schwemmkegelbildung und Talgewässer

Wir haben in den zwei letzten Abschnitten die Schwemmkegel für sich allein betrachtet. In der Natur vermag sich aber wohl kaum ein Vorgang unbeeinflusst von andern Vorgängen abzuspielen. So ist die Bildung von Schwemmkegeln abhängig vom Zustand des Talgewässers, das entweder auch aufschüttet, erodiert oder sich im Gleichgewicht befindet. Häufig sind Flußtätigkeit und Schwemmkegelbildung phasenverschoben, so daß z. B. der Schwemmkegel durch ein katastrophenartiges Ereignis plötzlich in die Höhe wächst, während das Talgewässer keine außergewöhnliche Veränderung aufweist und umgekehrt ein in Ruhe befindlicher Schwemmkegel durch ein Höchsthochwasser des Talflusses entscheidend umgestaltet wird. Der katastrophale Charakter mancher Schwemmkegelaufschüttung wurde mehrfach betont. Besonders groß ist der Materialtransport, wenn durch irgend ein Ereignis ein Wasserstau plötzlich entleert wird, z. B. beim Durchbruch einer Verstopfung in einer Engstelle. Mit zwei Zitaten sei auf die Größenordnung der kurzfristigen Ablagerungen hingewiesen.

Nach den Angaben von STINY (90) können bis zu 500 000 m³ Murbrei an einem einzigen Tag abgelagert werden. Diese Zahl stimmt in der Größenordnung mit der gut vermessenen Ablagerung des Durnagelbaches bei Linthal vom 24. 8. 1944 mit 450 000 m³ gut überein (JÄCKLI (47) S. 126/127).

Hinter einem so rasch geschütteten Schwemmkegel wird der Talfluß gestaut, und die zweite Gefahr besteht in einem raschen Durchbruch dieser Wasseransammlung. Dadurch wirkt sich die Schwemmkegelbildung unter Umständen noch weit talabwärts aus.

Bei einem Wildbach können wir (Fig. 98) einen Erosionstrichter oder ein Sammelgebiet mit vielen kleinen Rinnsalen, ein Übergangsbereich mit schmaler Abflußrinne und ein Ablagerungsgebiet mit Schwemmkegel unterscheiden. Die drei Abschnitte entsprechen der Erosionsstrecke, der Gleichgewichtsstrecke und der Akkumulationsstrecke eines Flusses. Die Übergänge von einem zum andern Gebiet sind keine unveränderlichen Fixpunkte, sie schwanken vielmehr in der Höhe. Wird am Fuß des Schwemmkegels durch den Talfluß erodiert, so kann das Schwemmkegelgewässer auch im eigenen Schwemmkegel erodieren. Erhöht sich der Talboden durch Aufschüttung des Talgewässers, beschleunigt sich auch das Höhenwachstum des Schwemmkegels. Wächst der Schwemmkegel in die Höhe, so wird zunächst das Übergangsbereich, die meist schmale Abflußrinne verkürzt, erreicht beim Weiterwachsen die Schwemmkegelspitze den Erosionstrichter, so wird dessen Erosionsbasis erhöht und die Erosionstätigkeit verkleinert. Der langfristigen und meist ruhigen Entwicklung der Schwemmkegel an der Mündung großer Seitentäler steht die oft stürmisch episodische Bildung von Schwemmkegeln der Wildbäche gegenüber. Wenn in einem Gehänge im Lauf der Rückwitterung in gelockertem Material ein Wildbach neu entsteht, vermag sich in sehr kurzer Zeit ein Erosionstrichter zu bilden, dessen Schuttlieferung aber, wenn die örtliche Schwächezone ausgeräumt ist und sich das Gefälle ausgeglichen hat, ebenso rasch wieder abklingen kann. Aus einem aktiven Schwemmkegel wird ein erloschener (*cône éteint* von HORWITZ). Allerdings kann auch ein nach dem Aussehen scheinbar völlig beruhigter und überwachsener Schwemmkegel durch außergewöhnlichen Niederschlag wieder neu belebt werden.

Schwemmkegelbildung bei erodierendem Talgewässer

Ist das Talgewässer im Zustand der Tiefenerosion, so ist das Verhältnis der Menge der seitlichen Einschüttung zum Transportvermögen des Talgewässers maßgebend für den Aufbau des Schwemmkegels.

Bei einem Gewässer in kräftiger Tiefenerosion ist meist der ganze Talboden wassererfüllt. Seitliche Einschüttungen in den Talboden erreichen dann unweigerlich

das Gewässer. Ist das Transportvermögen des Talgewässers klein, oder werden Blöcke eingeschwemmt, die es nicht zu bewältigen vermag, so kommt es zu einer örtlichen Stauung, zu einer Stufung im Längsprofil, wodurch unterhalb der Einschüttung das Gefälle erhöht wird. In stark geneigten Talstrecken wirken sich die Stauungen talaufwärts nur wenig weit aus. Es entstehen kleine örtliche Talbodenerweiterungen. So liegt mitten im Engtal der weißen Lutschine unterhalb Lauterbrunnen das Sandweidli, eine Talbodenerweiterung durch den Schwemmkegel und die damit verbundene Stauung des Sausbaches. Die Schwemmkegelform in steilen und engen Talstrecken ist stark deformiert. Fig. 90 zeigt diesbezüglich, daß seitliche Einschüttungen so in die Länge gezogen werden, daß keine klar erkennbare Kegelform zu stande kommt.

Auffallend ist, daß im Reußtal von Amsteg an talaufwärts bis Göschenen jede Schwemmkegelstauung von Bedeutung fehlt, trotzdem sowohl Seitentäler als auch Wildbachrinnen mit beträchtlicher Geschiebezufuhr in die Reuß münden. Wo Schwemmkegel zu beobachten sind, beschränken sie sich auf den Gehängefuß und sind an ihrer Stirn von der Reuß unterschritten worden.

97

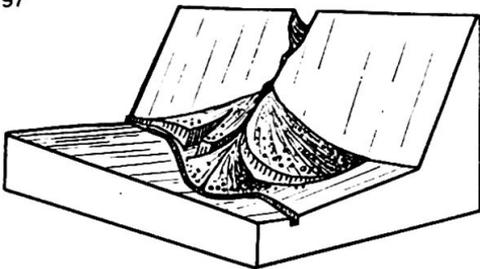


Fig. 97 Unterschrittener und terrasserter Schwemmkegel.

Durch das Unterschneiden der Schwemmkegelstirn (Fig. 97) entsteht ein Bord gegen das Talgewässer (*cône tronqué, escarpé, coupé* von HORWITZ), wodurch der Seitenbach ein größeres Gefälle bekommt so daß er sich in seinen eigenen Schwemmkegel einschneidet und den Einschnitt oft trichterförmig erweitert. So entstehen Schwemmkegelterrassen. Schüttet der Bach erneut auf, entsteht ein Schwemmkegel im Schwemmkegel, ein eingeschachtelter Schwemmkegel (*cône emboité, complexe*).

Von den vielen komplexen Schwemmkegeln sei als eindruckliches Beispiel der Rufibach genannt (Fig. 98), ein linker Zufluß der Rhone oberhalb Fiesch, der mit seinem Erosionstrichter in den Ernergalen eingesenkt ist. Seine Übergangsrinne zerschneidet zuerst die Terrasse, die hier über der sich einschneidenden Rhone stehen geblieben ist (mit dem Dorf Steinhaus), dann einen alten, nun bewaldeten Schwemmkegel und hat an dessen unterm Ende einen neuen Kegel gebildet.

Schwemmkegel können aber auch auf den Seiten angeschnitten werden, in einem sich einschneidenden Tal wohl häufiger oberhalb (wo das Talgewässer durch die Stauwirkung zeitweise aufgeschüttet)- manchmal auch unten, manchmal fast ringsum.

Schüttet ein größerer Zufluß mit viel Geschiebe langfristig in eine Erosionsstrecke ein, so kann im Stau des Schwemmkegels durch den Talfluß mitten in einer Erosionsstrecke ein ebener Talboden entstehen. Ein schönes Beispiel eines breitaufgeschütteten Talbodens mitten in einer Erosionsstrecke liefert das Vorderrheintal bei Surrein (Fig. 99). Im Nordgehänge sind zwischen Val Punteglias und Val Russein im Abstand von unter einem Kilometer drei Kleintälchen angelegt. Vor dem Val Rabius liegt ein großer, vor dem Val Luven ein kleiner Schwemmkegel, die miteinander verschmolzen sind und an der Stirne vom Rhein unterschritten wurden. Die Rabius hat sich in ihren eigenen Schwemmkegel schon eine schlauchförmige Rinne eingetieft. Beide Schwemmkegel vermögen den Rhein nicht mehr zu stauen. Nun mündet aber gerade oberhalb der beiden aus dem Val Sumvitg mit einem sehr flachen, talabwärtsgerichteten Schwemmkegel der sehr geschiebereiche Rein de Sumvitg und hinter dieser sehr aktiven Geschiebezufuhr hat der Rhein einen 2½ km langen Talboden aufgeschüttet,

Fig. 98 Schwemmkegel
des Rufibaches im Rhone-
tal oberhalb Fiesch.



der in typischer Weise nach oben auskeilt. (Erweiterungstrichter hinter Schwemmkegel.) Solche Talböden oberhalb von Schwemmkegeln stehen und fallen mit der Aktivität des Schwemmkegels. Zerschnittene Talböden mit Steilböndern und Terrassenflächen zeugen von wechselvollem Geschehen. Beim Talboden von Surrein finden wir am obern Ende eine erhöhte Terrasse.

Epigenesen durch Schwemmkegel

Wird der Talfluß durch einen hochaufschüttenden Schwemmkegel stark gestaut und aufs Gegengehänge gedrängt, so muß sich das Gewässer in einer spätern Erosionsphase in höherer Lage seitlich über der alten Felsalsole erneut in Fels einschneiden. Die durch den Schwemmkegel erzeugte Stufe im Längsprofil des Talflusses wird dadurch im Fels fixiert, eine Akkumulationsstufe also in eine Resistenzstufe verwandelt. Dadurch kann die Stufe, auch wenn die seitliche Einschüttung aufhört, noch längere Zeit erhalten bleiben (Fig. 100). Bei Sedrun im Vorderrheintal wird der Rhein durch eine ganze Schwemmkegelreihe ans rechte Gehänge gedrängt. Diese, von denen einige in Ruhe geraten sind, hat der Rhein an der Stirne angeschnitten, wodurch hohe Steilborde entstanden. Dabei bildete er bei der Tiefenerosion an einer Stelle eine schluchtartige Strecke im Anstehenden. Aus dem Isartal berichtet SCHMIDT-THOMÉ (83): «Der plötzliche Felsanstieg oberhalb Fall, wo bei der sogenannten gedeckten Brücke die Isar ein kurzes Stück weit eine Felsklamm durchfließt, geht auf die Ablenkung der Isar und spätere epigenetische Einschneidung in den Untergrund am Talhang zurück. Ursache für diese Abdrängung ist der kräftige Dürrbach-Schuttkegel, der von Süden kommt» (Fig. 105 und 108).

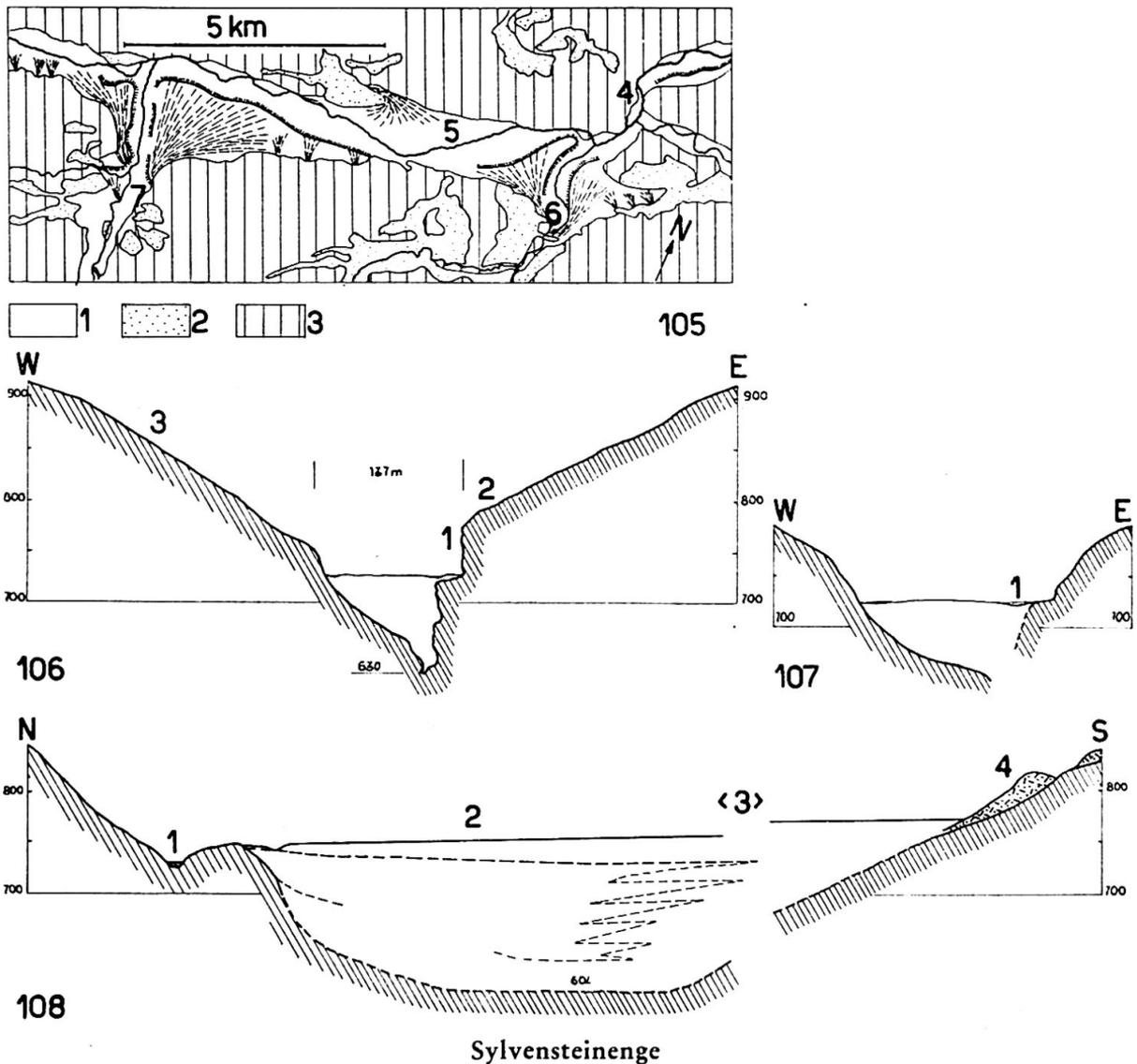


Fig. 105 Lageplan. 1 Alluvium. 2 Diluvium. 3 Hauptdolomit. 4 Sylvenstein-Enge. 5 Isar. 6 Dürzach. 7 Reißbach. Fig. 106 Querprofil der Sylvenstein-Enge. 1 Hennen-Köpfl. 2 Sylvenstein. Fig. 107 Querprofil oberhalb von Fig. 106 1 Isar. Fig. 108 Querprofil bei dem durch den Dürzach-Schwemmkegel verursachten epigenetischen Einschnitt der Isar. 1 Isar. 2 Dürzach-Schwemmkegel. 3 Profilunterbruch von 800 m. 4 Moränenwall.

Schwemmkegel bei aufschüttendem Talgewässer

Ist das Talgewässer in Aufschüttung begriffen, so wird die Schwemmkegelaufschüttung in die Talbodenerhöhung einbezogen, d. h. es findet eine Verzahnung der beiden Aufschüttungen statt (Fig. 101). Mit dem Aufschütten wird der Schwemmkegel an seiner Basis miteingeschüttet, also in seinem Wachstum beeinflusst. Er kann unter Umständen fortlaufend in die Höhe wachsen, ohne an sichtbarem Volumen zuzunehmen. Ein Schwemmkegel mit relativ zur Talflüßaufschüttung kleinen Zuwachs wird so in seinem Breitenwachstum behindert und bleibt auf den Talrand beschränkt. Ein Schwemmkegel mit relativ großem Zuwachs hingegen vermag sogar in einem breiten Talboden diesen zu sperren und stufenbildend zu wirken, wie z. B. der Schwemmkegel des St. Barthélémy aus dem Dt. du Midigebiet das Rhonetal (Bois Noir) sperrt.

Die bestausgebildeten Schwemmkegel finden wir in breitaufgeschütteten Talböden, wo sie sich voll entwickeln und mehr oder weniger kreisrund sind. Von den schwachgeneigten Schwemmkegeln mit nur 1° Neigung an der Mündung großer Seitentäler, die kontinuierlich mit dem Haupttalboden in die Höhe wachsen und mit der Tal-

flußaufschüttung verzahnt sind, finden wir alle Übergänge bis zu steilsten Kegeln, die teilweise schon zu den Gehängeschuttkegeln zu rechnen sind und die wir den Gehängeformen zuordnen.

Schwemmkegelreihen

In einzelnen Talböden treten die Schwemmkegel in enggescharten Reihen auf. Schwemmkegel gleicher Größe können dann zu einem schwach gewellten, gegen das Talgewässer geneigten Talboden verschmolzen. Wir haben bei den geometrischen Modellen auf die Hohlkehle zwischen dem Schuttkegel und dem Gehänge aufmerksam gemacht. Wasser, das aus dem Gehänge stammt, kann nicht auf dem Schwemmkegel überfließen, sondern folgt dieser Hohlform zwischen Hang und Kegel. Auch das Schwemmkegelgewässer folgt zeitweilig dieser Linie, ja, nimmt diese Lage häufiger ein als eine beliebig andere, da sie im Hin und Her des Aufschüttens einen Wendepunkt darstellt. Dort, wo zwei benachbarte Kegel sich verschneiden, vereinigen sich diese Randhohlformen benachbarter Kegel zu einer gemeinsamen Hohlform, in der das Wasser zweier benachbarter Kegel gemeinsam abfließen kann. Zwischen Trimmis und Masans bei Chur fließt die Maschänserrüfe in einer solchen Hohlform.

Mündet in einer Reihe von Wildbachschwemmkegeln ein Seitental, so werden durch dessen Gewässer die Schwemmkegel seitlich angeschnitten und zwischen die steileren Schwemmkegel ist dann ein flacherer eingeschaltet. Ein sehr schönes Beispiel einer Schwemmkegelreihe befindet sich im Rheintal von Chur. H. BRUNNER (17) gibt von ihr eine prägnante Schilderung: «Die wilden Tobel und der riesige Doppelschuttkegel der Scalärrüfe sind vorwiegend postglazial und ohne Moränenauflagerung. Damit haben wir ein wichtiges Element der Landschaft berührt, den Schuttkegelsaum aus der Rückwitterungsfront der penninischen Schiefer vom Vilan bis Ems, zweimal durch die flachen Schuttfächer der Landquart und der Plessur unterbrochen. Dieser kleine Piedmont trägt die Weinberge der Herrschaft, den wertvollsten Teil des Kulturlandes von Igis, Zizers und Trimmis, in der Nähe der noch aktiven Rufen Buschwald und Allmendweide. Die Neigung der Kegelspitzen liegt bei 12° , das Mittel bei 7 bis 8° . Diese sanfte, weitgespannte Böschung nimmt sich, besonders im Profil von N oder S gesehen, sehr reizvoll aus. Im sogenannten Rheinbord, das von Ems bis Maienfeld mit Unterbrüchen immer wieder zu sehen ist, erkennen wir die Unterschneidung der Kegelstirnen durch die Seitenerosion eines alten Rheinlaufes.

Die aktivsten Rufen, die immer noch weiterbauen, sind die von Trimmis und die am Vilan entspringenden auf dem Gebiet der Gemeinden Malans und Jenins. Die eigentliche Schuttführung beschränkt sich fast ganz auf Gewittertage. Der größte und einer der mächtigsten im ganzen Alpengebiet ist der Doppelkegel von Chur bis Trimmis. Seine Hauptspitze liegt am Ausgang des Scaläratobels bei 930 m ü. M., sein unterer Rand am Rhein bei 570 m ü. M. Der Radius mißt 2,8 km, der Bogen fast genau 5 km. Das Volumen läßt sich zu zirka 800 Millionen m^3 berechnen . . . Anlässlich einer Straßenkorrektur bei Masans wurde der Querschnitt eines alten, bis in die Ebene reichenden Murganges sichtbar, flach zungenförmig mit größter Mächtigkeit in der Mitte, aus mittelgroßem Rufenschutt bestehend. Aus ungezählten solchen Rufen setzt sich der Piedmontgürtel zusammen, in den wandnahen Partien allerdings auch aus Gehängeschutt.»

Im Tavetsch wurden bei Sedrun eine Reihe sehr großer Schwemmkegel aufgeschüttet, die sich heute ganz ruhig verhalten und an der Stirn vom Rhein angeschnitten sind. Mitten unter ihnen befindet sich der sehr aktive Schwemmkegel des Druntobels. Im Erosionstrichter sind die einzelnen Anrisse noch übersteil und steinschlaggefährlich, offensichtlich ist die Ausweitung im aktivsten Stadium, innerhalb eines weitgehend zerrütteten Granodiorites des Aarmassivs. Die Ausweitung des Wildbachtrichters wird aber nicht im gleichen Tempo weitergehen, im Talbildungsprozeß also nur eine Epi-

sode darstellen und auch dieser aktive Schwemmkegel wird sich zum gleichen relativen Ruhestadium entwickeln wie seine Nachbarn.

Analog den enggescharten Schwemmkegeln von Disentis und Sedrun im Rheintal, die dem nördlichen Gehänge vorgelagert sind und größtenteils inaktiv sind, finden sich auch im Goms im obersten Rhonetal — in mancher Beziehung das Spiegelbild des obersten Rheintales — eine Vielzahl von großen, inaktiven Schwemmkegeln, die auch alle dem nördlichen Gehänge entstammen, hier aber den einzelnen Gehängesektoren vorgelagert sind.

Wir haben 3 Beispiele von einseitiger Schwemmkegelbildung gegeben. Wenn die Schwemmkegel von beiden Talseiten stammen, können sie einander gegenüberliegen, so daß wir von *gegenständigen Schwemmkegeln* sprechen können. Im Rhonetal berühren sich der große Schwemmkegel der Losentse bei Chamoson und der kleinere der Fara bei Riddes, so daß die Rhone Mühe hat, sich dazwischen durchzuzwängen. Bei einer der Rhoneüberschwemmungen hat diese natürliche Talsperre verhindert, daß der Dambruch sich weiter talabwärts auswirkte.

Liegen die Schwemmkegel einander nicht gegenüber, so können wir von wechselständigen Schwemmkegeln sprechen. Der Talfluß fließt dann in erzwungenen Schlingen. Im Rhonetal wird oberhalb von Sitten die Rhone zuerst vom Schwemmkegel der Déroschia gegen das rechte, von demjenigen der Liène ans linke, vom großen, aber flachen der Borgne wieder ans rechte und endlich vom Schwemmkegel der Sionne ans linke Gehänge gedrängt, so daß die Rhone in großen Bogen durch den Talboden fließt.

Schwemmkegel im Talbodenbild

Landschaftlich bilden die Schwemmkegel in Akkumulationsstrecken einen reizvollen Kontrast zu den Schotterebenen des Talflusses. Große Schwemmkegel vermögen sogar den freien Durchblick im Talgrund zu unterbrechen und bilden kleinere Stufen. Bei Schwemmkegelreihen erscheint der Talboden schiefgestellt, so daß wir im breiten Tal von einem dem Steilgehänge vorgelagerten Piedmont sprechen können. Die Schwemmkegel in ihrer mannigfachen Form scheinen dem Talboden aufgesetzt oder aus ihm herauszuwachsen. Als in den großen Schottertälböden die Flüsse noch frei aufschütten konnten und stark verästelt und verwildert dahinflossen, waren Schwemmkegel oft die einzigen von Überschwemmung sichern Wohngebieten. Noch ziehen sich die Straßen deshalb den Hängen nach, im mühsamen Auf und Ab von Schwemmkegel zu Schwemmkegel und guirlandenartig geschwungen. In manchem Tal ist die Eisenbahn der erste geradlinige Verkehrsweg im freien Talboden, häufig auf Dämmen angelegt, die manchmal zugleich den gezähmten Fluß begleiten. Die Bahnhöfe liegen deshalb auch oft einsam im ebenen Talboden und nur schüchtern entstehen kleine Siedlungen in ihrer Nähe, wenn nicht ein Industrieunternehmen die Bildung eines ganz neuen Quartiers fördert.

Schutthalden, Schuttkegel und Talboden

Schutthalden und Schuttkegel sind so steil, daß wir sie schon zu den *Gehängeformen* rechnen müssen.

Ausführliche Messungen von Schutthaldenlöschungen stammen von PIWOWAR (81) und STINY (91), aus neuester Zeit auch von JÄCKLI (47). Die Maximalböschung wird nach PIWOWAR durch die Bruchart der Trümmer bestimmt. Je massiger, eckiger, grobkörniger und rauhbrüchiger die Trümmer sind, umso steiler ist die Halde. Je plattiger, schiefriger, rundlicher, je feinkörniger oder dichter, je milder die Bruchflächen, desto kleiner ist die Böschung.

Bei körnig-massig-rauhbrüchigem Gestein können bis zu 43°, im Durchschnitt 34–37° erreicht werden, während bei Tonschiefer die Maximalböschung nur 27–29° beträgt.

Das sind alles Werte, welche weit über dem liegen, was wir noch zum Talboden rechnen können. Und doch haben Schuttkegel und Schutthalden an der Talbodenbildung regen Anteil, einmal indirekt als Lieferanten von Aufschüttungsmaterial, das vom Talfluß einplaniert wird. Es ist auffallend, wie in Tälern mit einem kräftigen Gewässer auch unter Felswänden, die sicher Schutt liefern, nur kleine Schutthalden säume vorhanden sind, entweder, weil diese im höhersteigenden Talboden miteingebaut wurden, oder weil der Schutt ständig entfernt wurde. Ein sehr eindrückliches Beispiel liefert das Urbachtal, das bei Innertkirchen ins Aaretal mündet. Dort stürzen die Felswände der Engelhörner von 2500 m auf 850 m ab. Der Bach folgt dem Felswandfuß, der wenig Schutt aufweist, stellenweise versinkt die Felswand direkt im Talboden.

Vermag sich eine größere Schutthalde in den Talgrund vorzubauen, so ist zu bedenken, daß die oben angegebenen Werte Maximalwerte sind und daß die Schutthalden gegen den Fuß zu um einiges flacher sind. Im allgemeinen ordnen sich die Trümmer so, daß von oben nach unten die Größe zunimmt, wobei ganz große Blöcke und Klötze, besonders, wenn sie aus einer höhern Wand stürzen und nicht nur vom Wandfuß in die Schutthalde gleiten, weit über den geschlossenen Schutthaldenfuß hinwegspringen und rollen, so daß dort, wo solche Blöcke regelmäßig entstehen und nicht nur Kleinmaterial abwittert, vor der Halde ein lockerer Blocksaum entsteht. Der Absturz solcher Blöcke leitet schon über zu Felsstürzen und kleinen Bergstürzen, bei denen das Material auch erst im Flachboden oder am Gegenhang zum Stillstand kommt. Diese Blöcke im Talgrund können das Gewässer an der Tiefenerosion behindern und Stauungen verursachen.

Dann ist aber auch zu berücksichtigen, daß die Schutthalden zwar wohl zu den trockenen Aufschüttungen gerechnet werden, diese Einteilung aber im alpinen Klima nur cum grano salis aufzufassen ist. In der Schutthalde findet meist sehr rasch eine Setzung und Abdichtung statt. Grober, oberflächlicher Schutt wirkt wie ein Sieb, in welches kleineres Material einsinkt. Wasser schwemmt Feinmaterial, Wind bläst Staub ein. So kann auch in oberflächlich lockerer Schutthalde das Wasser oft nicht tief versickern und beim Materialtransport behilflich sein. Auch an winterlichen Schneehaldentransport ist zu denken.

Vom Grimselgebiet schildert BURKHALTER (19), daß bei einem heftigen Gewitter mit Wolkenbruch die Wasserbäche der höhern Felswände in die Schutthalde wasserfallartig einstürzen, so daß in steilen Rinnen Schuttströme entstanden, die bis manns große Blöcke vorwärtswälzten.

Übergänge von Steinschlaggrunsen zu Wildbachrinnen, von Schuttkegeln zu Schwemmkegeln sind vorhanden. So wird am Gehängefuß nicht nur trockener Schutt abgelagert, sondern oft befindet sich am Schuttfuß noch ein Schwemmhaldenfuß.

Wird in einem Talgrund mit geringer Wasserführung aus beiden Gehängen Schutt eingelagert, so daß sich die Halden verschneiden, so entsteht eine stark durchgewölbte Talsohle, in der unter Umständen das Wasser unterirdisch abfließt. Im Stau aktiver Schutthalden kann der Talfluß durch Akkumulation den Talboden verbreitern (Fig. 102, S. 178).

Im Val Plavna im Unterengadin verschneiden sich die beiden Schutthalden. Das Talgewässer fließt unterirdisch ab. Hier wurden durch Herrn SÜSTRUNK seismische Untersuchungen durchgeführt, die ein kastenförmiges Felsprofil ergaben.

· Gehängerutschungen

Unter diesem Begriff seien verschiedenartige Massenverlagerungen zusammengefaßt, die Material in den Talgrund bringen. Auf die Vorgänge selbst wird hier nicht näher eingegangen, da sie sich im Gehänge abspielen. In der Aufzählung, die vor

allem die Vielgestaltigkeit dieser leicht übersehbaren Vorgänge zeigen soll, folgen wir einer Zusammenstellung von H. JÄCKLI (47).

Durch Bodenfrost, Schneedruck und Wasserübersättigung bei Schneeschmelze wird oberflächlich als Solifluktion auch bei sehr geringer Hangneigung von nur wenig Grad Material verlagert. Durch Unterschneiden eines Schutthanges durch das Talgewässer oder extreme Durchnässung kommt es zu Schuttrutschungen. Schuttmassen zeigen oft tiefgreifende langsame Kriechbewegungen. In Schiefergebieten kommt es über Schichtflächen zu ausgedehnten Schieferrutschungen. Quer zu der Schichtfläche können sich ganze Schichtverbände als Sackungen absetzen.

Im Talgrund äußern sich solche Materialzufuhren bei langsamen Bewegungen, indem der Übergang von Gehänge zum Talboden unscharf wird und sich im geneigten Talboden Wülste zeigen. Größere Massenverlagerungen in den Talboden führen zu Stauungen und damit zur Bildung wenig geneigter Akkumulationstalböden durch den gestauten Talfluß. Aus dem Safiental hat BUXTORF (21) solche Stautalböden hinter Schieferrutschungen beschrieben. Ein schönes Beispiel aus dem Hinterrheintal mit einem instruktiven Bild findet sich bei JÄCKLI (47).

Talbodenbildung durch Bergstürze

Wir haben schon bei den Schutthalden und -Kegeln gesehen, daß Übergänge zu kleinen Felsstürzen vorhanden sind, eine scharfe Grenze sich keinesfalls ziehen läßt. Die kleinen Felsstürze, die sich in der Schutthalde totlaufen, sind noch zu diesen zu rechnen, größere, die über den Haldenfuß vorprellen, schon als selbständige kleine Bergstürze anzusprechen. Zu beachten ist die zeitliche Größenordnung. Von mengenmäßig kleinen Abstürzen, die sich aber in sehr kurzen Abständen folgen, sodaß ein fast stetiges Geprassel von Steinmaterial niedergeht bis zu äußerst seltenen Großereignissen, sind alle Übergänge vorhanden. Durch die Vorgänge des langfristigen Abbröckelns bilden sich dauernd erneuernde Schutthalden und Schuttkegel, die aber eng ans Gehänge angeschmiegt sind, ja, zu diesem gehören. Durch das einmalige oder seltene Losbrechen einer großen mehr oder weniger geschlossenen Masse, die weit über den Gehängefuß vorprellt, wird beim Bergsturz Material im Talgrund abgelagert und ruft dort große Veränderungen hervor.

Von den *großen Bergstürzen* (44), von denen Beobachtungen vorliegen, wissen wir, daß die Hauptmenge auf *einen Schlag*, oft im Verlauf weniger Minuten, aus steilem Gehänge abgestürzt ist, oder aber auch auf Gleitbahnen sich beschleunigend zu Tale fuhr. Für viele Eigentümlichkeiten der Ablagerungsform ist die große Bewegungsenergie, die dem Material innewohnt, maßgebend. Alle Beobachtungen zeigen, daß das Material *stromartig*, in enggeschlossener und gut umgrenzter Bahn verlagert wird. Dieser Trümmerstrom, der über Gehänge-Kanten wie bei einer Sprungschanze auch frei durch die Luft schießen kann, hat nur eine schmale Spritzzone. Am Gehängefuß ist viel freie Energie vorhanden, so daß der Strom sich auf dem Talboden weiterbewegen kann, am Gegengehänge aufprallen, oder von diesem talauf- oder talabwärts abgelenkt werden kann. Ist die Energie aufgebraucht, erstarrt er fast augenblicklich, da nicht wie in einem nassen Strom, noch ein langsames Nachfließen möglich ist.

Im Bergsturzstrom wird das Material teils zu Staub zerrieben, so daß der Sturz von einer großen Staubwolke begleitet ist, teils in kleine Trümmer zerschlagen. In diesem Fein- und Kleinmaterial können aber, eingewickelt und schwimmend, ganz gewaltige Blöcke mitbewegt werden, in sehr großen Bergstürzen mit Ausmaßen, daß sie Anstehendes vortäuschen können. Solche Riesenblöcke sind aber teilweise innerlich so zerrüttet, daß sie unter dem Hammerschlag in kleine Brocken zerfallen. Die Oberfläche des Trümmerstroms zeigt beim Branden auch Wülste, ist im ganzen höckerig, klein hügelig, von schwimmenden Blöcken, die den Strom überragen, durchsetzt. Dort,

wo sich der Trümmerstrom im Talgrund ausgebreitet hat, bildet dieses Haufwerk einen *Bergsturztalboden*.

Da der Bergsturz ein sehr kurzfristiges Ereignis ist, findet keine zeitliche Verzahnung mit andern Vorgängen statt. Der Bergsturz wird erst umgestaltet, wenn er fertig abgelagert ist. Diese Umgestaltung nach der Ablagerung ist oft so stark, daß viele Bergstürze auch von Fachleuten nur mit Mühe erkannt wurden. Wer heute ohne geschichtliche Kenntnisse nach Elm kommt, wird nur noch schwer den Umfang des Bergsturzes von 1881 erkennen, der doch immerhin über 10 Millionen m³ zu Tal brachte und einen Dorfteil mit 116 Personen verschüttete. Heute, kaum 80 Jahre nach dem Sturz, ist alles überwachsen, vom Menschen eingeebnet und wieder in Kultur genommen, wobei allerdings das Schiefermaterial von Elm für eine natürliche Einebnung und künstliche Ausgleichsarbeiten besonders günstig war. Wenn nun schon historische Bergstürze nach kurzer Zeit stark umgestaltet erscheinen, wieviel stärker muß diese Umgestaltung bei prähistorischen Bergstürzen sein. Ein Beispiel für die Schwierigkeit der Diagnostizierung von im Talgrund eingebetteten Ablagerungen sind die eigenartigen flachen Hügel bei Chessel-Noville im Rhonetal kurz vor dem Genfersee, die von drei Forschergenerationen sowohl als Bergsturz als auch wieder als Lokalmoräne angesehen wurden (36).

Viele Bergstürze sind aber trotz wesentlichen Eingriffen noch gut als solche kenntlich. So liegt sowohl auf dem Bergsturz von Siders wie dem von Flims Moräne. Trotzdem tragen beide unverkennbare Züge eines Bergsturztalbodens: eine äußerst unruhige Oberfläche, aus der kleinere und größere Felsblöcke herausragen. Geschlossene Senken entwässern sich unterirdisch durch das Haufwerk oder bilden kleine Seen. Ebenso ist der Blausee im Bergsturz von Kandersteg, der von der Lötschbergbahn umfahren und von weit oben gesehen werden kann, sehr bekannt. Aus dem Bergsturz von Flims sei der Caumasee genannt, aus dem von Siders der Lac de Géronde.

Liegt der Bergsturz im Akkumulationsgebiet, so wird er in die Aufschüttung einbezogen. Dann vermag der aufschüttende Fluß aus dem Bergsturzmateriel einzelne, die Schotterebene überragende Hügel herauszumodellieren. Diese haben oft auffallend regelmäßige Kegelform und werden nach der Gegend von Chur, wo sie Toma heißen, ganz allgemein so benannt, u. a. die von Siders (88, 77, S. 624).

Stauwirkung durch Gletscherabbrüche und Lawinen

Wichtiger als die direkte Talbodenbildung durch das Haufwerk des Bergsturzes ist die indirekte Talbodenbildung durch Stauwirkung. Je nach Art und Größe der einzelnen Komponenten des Bergsturzmateriels ist das Hindernis mehr oder weniger durchlässig, kann aber durch Verdichtungs Vorgänge, wie Schlammabsatz und Setzung undurchlässig werden. Im Stauraum hinter dem Sturz bildet sich zunächst ein See. In diese Formgruppe sind auch die Gletscherabstürze einzuordnen, die Bergstürze von sehr vergänglichem Material liefern, nichtsdestoweniger aber verheerend wirken können. Vor allem die Stauwirkung bedingt das Zurückhalten großer Wassermengen, die, plötzlich losgelassen, im Talboden katastrophenartige Veränderungen verursachen, wie sie durch außergewöhnliche Regenmengen wohl kaum je zustande kommen. Gletscherabbrüche erfolgen dort, wo ein hochgelegener Gletscher über steilabbrechende Felswände vorstößt. Am Fuß solcher Felswände kann sich ein neuer Gletscher bilden, der oft im Winter noch durch Lawinenschnee Zuwachs erhält wie beim Gletscher von Giétroz (85), der im Val de Bagnes unter der 3875 m hohen La Ruinette beginnt, dem Haupttal zunächst parallel läuft und heute auf ca. 2500 m hoch über dem 1800 m hohen Talgrund endet. Bei Gletscherhochständen, so im 16. Jh. und endlich noch im 19. Jh. brachen immer wieder Eismassen ab, die den Talgrund sperren. Nach der Beschreibung von L. SEYLAZ (85) begann der Vorstoß nach einer Reihe nasser Jahre,

die von 1812 an einsetzten. 1817 war der Talboden schon ganz bedeckt von abgestürzten Eismassen, aber die Drance konnte sich noch unter dem Eis durchbahnen. Im April 1818, nach dem Niedergang großer Lawinen war der Abfluß ganz gesperrt. Eine 75 m hohe Eisbarriere hatte schon einen über 500 m langen See aufgestaut. Auf Anraten von Ing. VENETZ wurde im Mai ein Stollen angelegt, der am 13. Juni vom Wasser erreicht wurde. Der See war jetzt 3,5 km lang und bei der Eisbarriere 60 m tief. Sein Volumen wurde auf 24 Millionen m³ geschätzt. Zuerst entwickelte sich alles sehr zufriedenstellend. Der See sank bis am 16. um 10 m. Aber nun wurde die Lage rasch katastrophal. Von unten her entstand im Eis eine tiefe Schlucht, die sich rasch nach aufwärts verlängerte, und am 17. Juni brach der Damm plötzlich zusammen. «Im Augenblick des Ausbruches lagen etwa 15 Millionen m³ Wasser im See, und dieser leerte sich in weniger als einer halben Stunde. Die Flutwelle legte in 30 Min. den Weg von Mauvoisin bis Chables zurück, mit einer mittleren Geschwindigkeit von 8 m/sec., und von da erreichte sie Martigny in einer Stunde. Mit ungeheurer Wucht stürzt die Flut aus der Schlucht von Mauvoisin, Brücken, Wald, Hütten, Felsblöcke und Erde mitreißend. Die schwärzliche Masse, aus der Balken und Baumstrünke, Felsstücke und Trümmer herausragen, das Ganze überdeckt von dichtem Qualm, wälzt sich mit der Schnelligkeit eines galoppierenden Pferdes durchs Tal, fegt dessen Boden glatt und hobelt seine Flanken bis zu 30 m Höhe . . . Nach dem Engpaß (vor Martigny) teilt sie sich in mehrere Arme auf und erreicht endlich die Ebene von Martigny, in der sie sich ausbreitet und Schlamm und Trümmer niederlegt».

Von einer Lawinenkatastrophe mit Überschwemmung berichtet LUGEON (57) aus dem Dorf Obergesteln im Rhonetal: «En 1720, 88 personnes de ce village furent enfouies sous la neige et périrent, l'avalanche barre le Rhône, inonda le reste du village, et ce qui éstat hors d'atteinte fut détruit par l'incendie». Auch im klassischen Lawinenbuch von J. COAZ (25) sind Beispiele von Stauungen angegeben. Er schreibt S. 48: «Stürzt eine Lauine in ein enges Thal, wo nur gerade der Bach Platz für sein Bett sich ausgehöhlt, so wird dieser gestaut. So hielt der Kegel der Lauine Sott Ruina, bei Süs, am 29. Januar 1827 den Inn eine halbe Nacht auf, so daß das Dorf unter Wasser gelegt wurde und das Vieh aus den Stallungen geflüchtet werden mußte. Die Kuh-tobellauine, zwischen der Landschaft Davos und Wiesen, hatte 1878 durch ihren Schneekegel das Landwasser gestaut, welches sich später seitwärts durchbrach und die Landstraße auf etwa 130 m Länge wegspülte. Um Fastnacht 1879 häufte die zu verschiedenen Malen von St. Annaberg in die Gotthard-Reuß, ob Hospenthal, abgefahrene Lauine einen so bedeutenden Kegel an, daß der Bach auf einige Zeit zu einem kleinen See gestaut wurde. Um 10 Uhr Nachts floß das Wasser plötzlich ab und stürzte sich mit einer solchen Gewalt und solchem Getöse unter der Dorfbrücke durch, daß die Häuser erzitterten und die Fenster klirrten. Gewöhnlich frißt sich aber das gestaute Wasser ganz allmählich unter dem Lauinenkegel einen Kanal aus und fließt ruhig, ohne Katastrophe, seinen gewohnten Weg weiter».

Stau durch Felsmassen

Auch bei Felsbergstürzen kann die Stauwirkung von großer Bedeutung sein. Ausschlaggebend ist die Widerstandsfähigkeit des aufgeschütteten Walles gegen ein Durchsägen. Daß auch Bergstürze verhältnismäßig rasch durchsägt werden, ist mehrfach belegt. Wenig oberhalb Biasca im Bleniotal brach am 30. September 1512 vom Pizzo Magno ein Bergsturz nieder. Er durchfloß vorerst eine enge Rinne und ergoß sich als großer Schuttkegel ins Tal, das er hoch aufstaute. Der Bergsturzhaufen, die *Buzza di Biasca*, staute den Brenno an der tiefsten Stelle um 50 m, wodurch ein 3–5 km langer See mit rund 200 Millionen m³ Inhalt entstand. An Pfingsten 1514 brach das Wasser plötzlich durch und verwüstete das ganze Tessintal bis zum Langensee, der durch Wellenschlag in weitem Umkreis das Ufer schädigte.

Von einer Kombination von Bergsturz und Murgang berichtet L. SEYLAZ (86). Von der Dt. du Midi gingen mehrmals große Felsstürze nieder (563, 1635, 1835, 1926), die als große Murgänge des St. Barthélemy bis ins Rhonetal vorstießen und dieses, wenig oberhalb St. Maurice, im Bois Noir, stauten. Der Bergsturz von 563 verschüttete die Festung Tauretunum, und der Ausbruch des Stausees verwüstete das Tal und machte sich als Flutwelle bis Genf bemerkbar.

Ist die Bergsturzbarriere solid, bleibt der Stausee bestehen. In einem großen Tal mit kräftigem Zufluß und viel Geschiebe verlandet ein solcher Stausee verhältnismäßig rasch, weil sich an der Zuschüttung sowohl der Schotter als das suspendierte Material beteiligen. In den Alpen bestehen in großen Tälern auch Bergsturzstufen mit großen verlandeten Talböden.

Wie schon in (40) gezeigt wurde, ist beachtenswert, daß von den beiden ungefähr gleichaltrigen Bergstürzen von Flims und Siders der weit größere von Flims gänzlich zerschnitten wurde, sodaß vom aufgestauten Talboden nur noch Reste vorhanden sind, während im Rhonetal oberhalb des Bergsturzes ein breitaufgeschütteter Talboden erhalten blieb. An dieser Erhaltung ist offenbar die Stauwirkung des Schwemmkegels des Ilgrabens mitbeteiligt. In hochgelegenen Tälern mit geringerem Wassertransport vermögen sich hingegen Bergsturzseen viel länger zu halten.

Der *Oeschinensee* bei Kandersteg entstand durch einen Bergsturz aus den Felswänden des Doldenhornes, der einen Felszirkus unter Doldenhorn und Blümlisalp abdämmte. Der Seeboden liegt 63 m tiefer als die Bergsturzschwelle, die aber nur ausnahmsweise bei Schneeschmelze überflutet wurde, da der See sich durch die Trümmer entwässert.

Einer der größten Bergsturzseen ist der Klöntalersee bei Glarus, der durch 2 Stürze hoch aufgestaut ist. Nach den Untersuchungen von OBERHOLZER (71) ging der erste dem Glärnisch in einer eisfreien Periode der Würmeiszeit nieder, da sowohl im Liegenden als auch auf den Bergsturzhügeln Grundmoräne gefunden wurde. Der zweite stammt aus der Deyenkette. Beide zusammen werden auf 1,4 km³ geschätzt. Der Klöntalersee war, wie Terrassenreste und ein Stauboden zeigen, früher 70 m höher. Heute ist er durch einen Erddamm erneut um 22 m höher gestaut. Auch beim Klöntalersee tritt noch Wasser durch den Schutt aus. Die Gesamtmenge der gemessenen Austritte schwankt in deutlicher Abhängigkeit von der Stauhöhe zwischen 100–600 l/sec. (42).

Viele der Stauseen hinter Bergsturzwällen sind aber entweder durch Einschnelden entleert, oder durch Aufschüttung verlandet.

Im geschlossenen Akkumulationsbereich der großen Alpentäler sind Bergsturmassen oft eingebettet in die Talflüßaufschüttungen. So überragen die Ablagerungen des Bergsturzes aus dem Säntis bei Salez im Rheintal, trotzdem sie eine Fläche von 3,5 auf 3 km bedecken, nur wenig die Alluvionen des Rheins. Auch die Ausläufer der großen Bergstürze von Flims und Siders sind in die Alluvionen eingebettet und überragen diese nur noch als Tomahügel. Im Erosionsbereich der Alpentäler sind aber ausgedehnte Stautalböden hinter Bergstürzen entstanden. Wandern wir ins Lauterbrunnental, so erscheint dieses anfänglich als enges V-Tal. Erst beim Dorf Lauterbrunnen weitet es sich. Beim Anstieg zum Dorf durchwandern wir Bergsturmassen. In deren Hinterfüllung ist der breite Talboden entstanden, der bis nach Stechelberg hinaufreicht. Dieser Talboden wurde allerdings von unten her angeschnitten. Der Gefällsbruch der Lütchine befindet sich heute talaufwärts in die Aufschüttungen hinein verschoben (bei der Straßenbrücke Lauterbrunnen-Stechelberg). Hier fließt die Lütchine zwischen hohen Steilufeln, über denen sich die Schwemmkegel und Gehängeschutthalden ausbreiten, auf denen ein großer Teil des Dorfes steht. Folgen wir der Lütchine bis nach Stechelberg, so entfernen sich die Steilufer vom Fluß und werden zu Terrassenbördern, zwischen denen die heutige sehr flache Talsohle liegt. Die Ter-

rassenbörder werden Richtung Stechelberg immer niedriger, sind aber, wenn auch nicht überall durchlaufend, bis Stechelberg zu sehen. Die seitlichen Zuflüsse schnitten sich z. T. in diese Terrassen ein. Die Abnahme der Terrassenbörderhöhe bedeutet, daß zuerst hinter dem Bergsturz ein flacherer Talboden aufgeschüttet wurde, in den sich die Lütschine aber nun einschneidet, einmal durch Zurückverlegen des Stufenscheitels, dann durch Eintiefen in der ganzen darüberliegenden Verflachung. Die eindruckliche Aufschüttungsfläche ist von Lauterbrunnen bis Stechelberg etwa 6,5 km lang. Sie bildet den Boden des klassischen Troges mit senkrechten Wänden, der «Type d'auge glaciaire avec épaulements», wie E. DE MARTONNE (63) unter eine Zeichnung des Tales schreibt. Wie aber der Felsgrund unter dem Stautalboden aussieht, darüber wissen wir nichts sicheres. Zu beachten ist, daß die Talbodenbreite von Lauterbrunnen bis zum Trümmelbach sich nicht verschmälert und erst von dort etwas an Breite abnimmt, ohne aber in Stechelberg in eine Spitze auszulaufen. Vielmehr setzt bei der Mündung des Sefinentales der Talboden gleich mit einer Breite von nahezu 400 m ein. Daraus ist zu schließen, daß der nun aufgeschüttete Felstalboden ein vom heutigen nicht wesentlich verschiedenes Gefälle aufweist, daß also die Bergsturzstufe sehr wahrscheinlich einer Felsstufe aufsitzt und hinter dieser der Felsgrund wannenförmig übertieft ist.

Im Kandertal ist vom Fisistock ein postglazialer prähistorischer Bergsturz niedergegangen, dessen Schuttmassen zuerst als Moränen gedeutet wurden. Diese Mißdeutung weist auf die Konvergenz welliger Bergsturzablagerungen zur Form von Endmoränenwällen hin. Erst 1891 hat E. BRÜCKNER die Bergsturnatur namhaft gemacht. Da die Schußrichtung des Sturzmaterials in der Talachse lag, ergab sich (nach Turnau 102), eine sehr weite Schüttungszone von 9 km Länge. Im untern Teil ist die Sturzmasse bei Kandergrund im Talboden eingebettet und bildet Tomahügel. Es folgt dann von der Station Kandergrund ein erster Anstieg in ein bewaldetes hügeliges Talbodengebiet, in das auch der bereits S. 189 genannte Blausee eingebettet ist und dann, halbwegs zwischen Mitholz und Kandersteg, ein rascher Anstieg in den flachen Talboden von Kandersteg hinauf. Hier hat die Kander akkumuliert, vielleicht einen Bergsturzsee ausgefüllt. Auch bei Kandersteg, wo sich eine Reihe von Tälern vereinigen, kann auf eine glaziale Übertiefung geschlossen werden, in die der Bergsturz niederging.

Sehr komplex sind die Verhältnisse beim Bergsturz von Engelberg. Folgen wir vom 434 m hohen Vierwaldstättersee der Engelbergeraa talaufwärts, so hat der Akkumulationstalboden bis zur Mündung des Luterbaches ein Gefälle von 9,5‰. Dort beginnt eine Talstufe, bei der das Gefälle auf über 76‰ ansteigt. Auf 1000 m gelangen wir unvermittelt in einen breiten Talboden mit einem Gefälle von 10‰. Gleichzeitig biegt das Tal aus fast reiner N-S Richtung nach E um. In der beträchtlichen Stufe liegt der Bergsturz von Engelberg, dessen Volumen von ARBENZ (4, 5) auf 2½-3 km³ geschätzt wurde. Ob unter dem Bergsturz noch eine Stufe im Anstehenden besteht, kann nirgends eingesehen werden. Das Eigentümliche an diesem Bergsturz besteht darin, daß der breite und wenig geneigte Talboden von Engelberg nicht ein Stautalboden hinter einem unveränderten Bergsturz ist. Nach ARBENZ ist er sicher älter als Gschnitz, vielleicht interglazial. Die Bergsturzmasse wurde von einem vorstoßenden Gletscher ein oder sogar mehrmals überfahren und dabei und in den Zwischenzeiten glazial und fluviatil zerschnitten. Beidseitig des heutigen Talbodens reichen die Bergsturzmassen über 300 m höher. Die ganze Verflachungszone der Gerschnialp gehört zum Schüttungsgebiet. Glazial wurde aber der Bergsturz nicht nur zerschnitten, sondern in und hinter ihm eine Wanne ausgeschürft. ARBENZ schreibt «Der Talboden war ursprünglich von einem See eingenommen. Auffallenderweise ist das Ende des Troges, d.h. der Riegel, durch keine Endmoräne ausgezeichnet». Folgen wir dem Talboden talaufwärts, so erscheinen beidseitig der Talau Terrassenbörder. An der Talbodenfüllung sind zunehmend Schwemmkegel, Schutt und Felssturzhalde beteiligt. Es fällt auf, daß der Talboden von der Stufe her nicht angeschnitten ist.

Die drei Beispiele zeigen, daß bei großen Bergstürzen, bei denen längere Talstrecken überschüttet sind, komplizierte Verhältnisse vorliegen. Die Zuschüttung reicht so hoch hinauf, daß es schwer wird, über die ursprüngliche Hohlform etwas Sicheres auszusagen. Vollends komplex werden die Verhältnisse bei alten, glazial noch überfahrenen Bergstürzen. Übersichtlicher sind die Verhältnisse bei kleinen rezenten Bergstürzen in einfach gebauten Tälchen.

So berichtet G. WAGNER (104) von einem Bergsturz vom Jahr 1864 in ein enges Tal, das zur Bregenzer Ache mündet. Es wurde vom Bergsturz auf über 300 m Länge überschüttet. Meistens findet das Wasser seinen Weg durch den Schutt, so daß die Schwelle nur bei Hochwasser überflutet wird. Dennoch war hinter der Schwelle 1950, also nach 86 Jahren, eine Fläche von 35 m Breite und 110 m Länge mit Schlamm, daran anschließend auf 280 m Länge mit Bachschutt aufgefüllt. Die Skizzen von WAGNER zeigen (Fig. 103, S. 178), daß alles in übersichtlicher Art beobachtet werden kann: Die Wirkung des Bergsturzschuttes als teilweise durchlässiger Staudamm, dahinter die Verlandung durch Schlamm und talaufwärts durch Bachschutt, beide miteinander verzahnt. Endlich zeigt die Aufschüttung die typische Form eines Erweiterungs-trichters, weil der neue Talboden geringere Neigung hat, als der alte.

Zusammengefaßt besteht die Talbodenbildung durch Bergstürze einmal in der direkten Ablagerung von Material, wodurch sich ein sehr unruhiger Bergsturz talboden von kleinhügeligem Aussehen und mit einzelnen hervorragenden Felsblöcken, kleinen Seen, manchmal mit Wällen, die endmoränenartig den Talboden queren, entstehen. Im Stau des Sturzes bildet sich zunächst ein See, der durch Verlandung durch Schlamm und Geschiebeabsatz in einen flachen und umso breiteren Talboden übergeht, je höher der Stau durch den Sturz ist. Durch fortgesetzte fluviatile, bei interstadialen oder interglazialen Bergstürzen auch glaziale Erosion wird der Bergsturz immer mehr umgestaltet, im Akkumulationsbereich in die Flußakkumulation eingebettet, im Erosionsbereich zunehmend zerschnitten.

Bei raschen Durchbrüchen von Bergsturzmassen können große Flutwellen entstehen, die durch Erosion oder umgekehrt talabwärts durch Akkumulation weite Talstrecken umgestalten.

Der glaziale Talboden

TALBODENFORMEN UND TALBODENBILDUNG IN SCHNEE- UND EISERFÜLLTEN TÄLERN UND IN EHEMALIGEN GLETSCHERTÄLERN

TALBÖDEN AUS EIS UND SCHNEE

In den Alpen können die Talgründe auch mit Schnee und Eis aufgefüllt sein. Wenn auch das Strömen des Eises und das Kriechen des Schnees nur durch aufmerksames Beobachten festzustellen ist, so ist doch der Eindruck des Erlebnisses eines Talgletschers der eines erstarrten *Eisstromes*. Es ist nun eine Angelegenheit der Betrachtungsweise, ob wir den Gletscher einem Fluß gleichsetzen und somit in unserer Untersuchung, die den Talboden gewidmet ist, nur den *Felsuntergrund* betrachten wollen, oder ob bei Schnee- und Eiserfüllten Tälern die *Oberfläche*, auf der wir doch, sehr zum Unterschied zu einer Wasseroberfläche, herumgehen können in die Schutt und Schnee vom Gehänge nicht einfach einsinken, als *Talboden* ansehen wollen. Sicher haben *beide* Betrachtungsweisen ihre Berechtigung, denn beide vermitteln wertvolle Einsichten. So soll hier, ohne nur im entferntesten eine spezielle Gletscherkunde zu beabsichtigen, vorerst einmal der Standpunkt eingenommen werden, daß kein prinzipieller Unterschied besteht zwischen einer Talbodenaufschüttung aus Verwitterungs-

und Schwemmaterial und derjenigen aus Schnee und Eis. Was wir über aufgeschüttete Talböden im allgemeinen und an Hand von geometrischen Modellen aussagten, gilt auch für Eis- und Schneeauffüllungen. D. h. wir vermögen auf Grund der Talbodenoberflächenform, bestehe sie nun aus Eis, Schnee oder Gestein, nur Vermutungen über die Felshohlform anzustellen, solange nicht Bohrungen oder seismische Untersuchungen vorliegen. Unsere Modelle ermöglichen nur Leitgedanken, keine Sicherheit in der Beurteilung. Je höher die Felsform aufgefüllt ist, umso mehr verhüllt sie, umso größer wird die Unsicherheit. Wir dürfen uns durch den verblüffenden Gegensatz von Steilformen in Fels und breiten, mehr oder weniger horizontalen Flächen in Schnee und Eis, Firnfeldern und Gletscheroberflächen, nicht verleiten lassen, von den oberflächlichen Ebenheiten auch auf solche im Untergrund zu schließen. MACHATSCHEK (61) schreibt deshalb sicher mit Recht: «Die seit den Untersuchungen von CREUTZBURG im Ankogelgebiet üblich gewordene Bezeichnung «Firnfeldniveau» ist als morphologischer Terminus ungeeignet . . .», denn es «liegt die Unterlage der Firnfelder, um die es sich nur handeln kann, wie seismische Lotungen in einigen Gletschern ergeben haben, mit ansehnlichen Höhenunterschieden unter einer einige 100 m mächtigen Firndecke und hat gewiß eine nicht unbedeutende Umgestaltung durch fluviatile und glaziale Wirkungen erfahren . . .»

Wenden wir uns nun der Talbodenoberfläche aus Schnee und Eis zu, so ist das eigentümliche an ihr, daß sie sich in der Längsrichtung bewegt und sowohl durch Zuwachs von oben her als auch aus dem Gehänge sich erhöht, als auch durch Verdichtung, durch Abschmelzen und Abfließen einsinkt. Daß Talböden erhöht werden oder durch Erosion tiefer gelegt werden, wurde schon gezeigt, beim Schnee und beim Eis sind es aber doch andere Vorgänge, denn nur hier wird der ganze Talboden nachgeschoben. Das eingelagerte Material ebnet sich durch eigene Vorgänge ein. Vor allem eigenartig ist, daß es auch stark konvexe Oberflächenquerprofile gibt.

Im *Firngebiet* erfolgt der Zuwachs vornehmlich von den Gehängen, aus dem *Nährgebiet*. Schnee kriecht in den Talboden oder stürzt auch, Bergstürzen vergleichbar, als Lawine auf den Talboden. Wo das Felsgehänge nicht sehr steil zum flachen Firnfeld abstürzt, kann eine Grenzlinie zwischen Gehänge und «Talboden» nur willkürlich gezogen werden. Der Bergschrund, eine oft markante Trennfuge, kann kaum je als Grenzlinie verwendet werden. Ist das Firnfeld sehr breit, so münden in den Firnkessel oft mehrere Täler, deren trennende Grate zum guten Teil unter dem Schnee verborgen sind.

Im *Nährgebiet* verläuft die Gletscheroberfläche von Gehänge zu Gehänge konkav, also entsprechend Talböden, die vornehmlich durch seitliche Schutthalden aufgeschüttet werden. Die Firnschneemassen ändern dort, wo sie vom Gehänge in den flachen Firnboden übergehen, die Richtung. Das geschieht nicht plötzlich, in einem Knick, sondern die Linien, die ein Firnteilchen beschreibt, sind gerundet, talabwärts verschleppt. Verwitterungsschutt aus der Felsumrahmung aber auch das Eis auf der Felsunterlage, macht die gleiche, geschwungene Richtungsänderung durch. Ebenso werden Gletscher, die aus einem Seitental zum Haupttalgletscher münden, mitgeschleppt.

Im *Zehrgebiet* ist die Gletscheroberfläche von Gehänge zu Gehänge konvex. Gegenwärtig erleben wir in den Alpen einen seit Jahrzehnten anhaltenden Gletscherrückgang. (Der letzte bemerkenswerte Vorstoß fand um die Mitte des letzten Jahrhunderts statt). Dies äußert sich in großen Massen ausgeschmolzener Seitenmoränen. Seitenmoränen bilden in nicht zu steilem Gehänge einen Wall, der Seitenbäche bergen kann. Dann entstehen parallel zum Tal kleine Seitentälchen. F. A. JORSTAD (50), der sich um die Terminologie bemüht, nennt Tälchen zwischen Gletscher und Ufermoräne Ablationstäler, solche zwischen Moräne und Moräne oder Fels Ufertäler. Ein weiteres Merkmal der sich zurückziehenden Gletscher ist die große Menge von Moränenmaterial, die sich auf der Oberfläche anhäuft. Beim raschen Rückzug kön-

nen moränenbedeckte Toteismassen vor dem noch zusammenhängenden Gletscher zurückbleiben.

Die Firn- und Gletscheroberfläche als Talboden ist die Basis für viele sich darüber abspielende Vorgänge. Verwitterungsschutt aus dem Gehänge kann nicht mehr die Felstalsole erreichen, Bergstürze vermögen nicht mehr das Tal zu sperren, wobei bei beträchtlicher Schuttmasse abzuklären wäre, wie stark die zusätzliche Auflast den Gletscherabfluß zu beeinflussen vermag. Vor allem ist die Höhe des Eisrandes gleichzeitig auch die Schliftgrenze und Schwarzweißgrenze, an der das Gehänge durch häufige Temperaturwechsel um den Gefrierpunkt durch Spaltenfrost besonders stark beeinflußt wird.

Nach der Eishöhe im Haupttal ist meist — besonders bei Eishochständen — diejenige im Seitental eingestellt. Das Eis aus dem Seitental wird in diesem Fall gestaut, auf die Seite gedrängt, so daß an den Mündungsstellen zusätzliche Seitenerosion und Talbodenverbreiterung auftritt. Nach der Eishöhe im Haupttal richtet sich dann auch die Erosion im Felsboden des Seitentales. Dieser liegt meist höher als der Haupttalfelsboden, d.h. es werden im Fels Stufen ausgebildet.

Ist das Seitental eisfrei, so ist die Eisoberfläche Akkumulationsbasis für das Seitental. Es kann ein Stausee entstehen, der sich, wie die Erfahrung vom Märjensee zeigt, subglazial — und dann für bewohnte Gebiete oft katastrophenartig — entleeren kann (59). Er kann aber auch verlanden, so daß Stauschotter entstehen. Ein schönes Beispiel eines im Mündungsgebiet hoch aufgeschütteten Seitentales ist das Saxental, das wenig weit von Interlaken ins Lütchinental mündet.

Auch Toteismassen können diese schuttstauende Wirkung ausüben. Am bekanntesten sind wohl die Eisrandterrassen im Inntal. Zur Zeit des Schlernvorstoßes (Schneegrenze etwa 900 m tiefer als heute) waren die mittleren Lagen der Seitentäler des mittleren Inntales und Silltales eisfrei. In den tiefern Teilen der zwei Täler lagen noch bis 300 m mächtige Toteismassen der Würmeiszeit. PASCHINGER (72) schreibt darüber: «Dieses schmolz während der spätglazialen Kaltzeiten kaum ab, sank aber in den wärmeren Zeiten sukzessive ein, wodurch die Stauschotter der kälteren Zeiten zu Terrassen wurden.» «Die Eisrandterrassen sind von Würmmoräne unterlagert und nicht mehr vom Eis überfahren worden, also fast tischeben. Sie sind z. T. schlecht geschichtete Schmelzwasserablagerungen am Rande des Würmeises oder glazigene Schwemmkegel vor einer Schlerneiszunge, die ihren Sander auf das Würmeis hinschüttete, oder es sind Deltaschüttungen in Eisrandseen. Abseits der Schmelzwasseraufschüttungen ist es meist Solifluktionsschutt, der schräg gegen das Tal geschüttet ist und kaum bearbeitetes schlammiges Material mit gekritzten Geschieben führt».

FLUVIATILE UND FLUVIOGLAZIALE ABLAGERUNGEN IM EISFREIEN TAL

Zieht sich der Gletscher zurück, so ist im Talboden der anstehende Fels nur an ausgewählten Stellen in sehr stark geneigten Steilen sichtbar, so daß sich der Schutt nicht halten kann, oder dann auf Höckern, Riegeln und Schwellen. Meist erfüllt den Talboden Schutt, von Moränenmaterial, sowie von fluvio-glazialen Schottern. Daß auch subglazial fluviale Ablagerungen entstehen können, hat vor allem A. JAYET (49) auf Grund von Beobachtungen an rezenten Gletschern und älterer Ablagerungen insbesondere in der Gegend von Genf eindrücklich gezeigt. Beim Gletscherrückzug in den Alpentälern müssen nicht nur im Talboden, sondern auch an den Gehängen sehr große, wenig verfestigte und vegetationslose Schuttmassen vorhanden gewesen sein. An der Talbodenaufschüttung waren deshalb auch Gehängerutschungen, Wildbacheinschüttungen in Form von Muren weit mehr beteiligt als heute. Beim Rückzug wurden immer wieder durch fluvio-glaziale Schotter Toteismassen überschüttet.

Ein sehr schönes Gletschervorfeld in einem gut zugänglichen und viel besuchten Talstück ist der Gletschboden unter dem Rhonegletscher, heute eine rund 2 km lange und ½ km breite, ebene Alpfläche, die allseitig steile, mit Fels durchzogene Gehänge umschließen. Die Alp hat allerdings nur einen kärglichen, stellenweise sumpfigen, stellenweise von Steinblöcken übersäten Boden. 1838 wurde an der Furkastraße — die Grimselstraße ging damals von der Paßhöhe direkt nach Obergesteln und über den viel begangenen Gries- oder Nufenenpaß nach Italien oder ins Tessin — ein einfaches Wirtshaus gebaut; heute steht im vordern Teil des Gletschbodens ein ganzer Gebäudekomplex mit Hotelbauten, Bahnhof und Post.

Nur wenig mehr als 100 m hinter ihm finden wir den ersten Endmoränenwall des Standes von 1818. Eine Photographie des Gletscherforschers DOLLFUSS von 1849 (im Geogr. Lexikon, Art. Rhonegletscher veröffentlicht) zeigt den kuchenförmig sich ausbreitenden Gletscher mit einer Sandebene, über die das Wasser in vielen einzelnen Armen abfloß. Ein zweiter Moränenwall im vordern Teil bezeichnet den Gletscherstand von 1856. Heute fällt in diesem Talstück die Ebenheit und die Armut an oberflächlichen Geröllstücken auf, was auf eine rasche Auf- und Umschüttung aller Hindernisse, auch mit Schlammablagerungen, hinweist. Vielleicht wurde die Aufschüttung des Gletschbodens noch begünstigt durch eine Sackung, die die Rhone staute. Nach BUXTORF (20) ist sie am Ende der Längstalstrecke vom linken Gehänge niedergegangen und hat die Rhone zu einer kleinen Laufverlegung gezwungen und deren Sohlenhöhe um 15–20 m gehoben.

Im weitem Verlauf des letzten Jahrhunderts und bis heute hat sich der Gletscher ständig zurückgezogen. Dabei wurde der ganze Talboden von grobem Blockschutt übersät, der Boden ist deshalb unregelmäßig wellig. Er hat eine ausgesprochene Neigung zum linken, südwestlichen Gehänge. Erst als der Gletscher im ersten Viertel des 20. Jahrhunderts sich bis zur Felsstufe zurückgezogen hatte, nahm die Geschwindigkeit des Rückzuges ab, da in Steilstrecken infolge der Zunahme der Höhenlage der Gletscherschwund gebremst wird. So bildete sich unter dem Gletscherabbruch eine hinterste Endmoräne, die durch den Gletscherbach, der über die Stufe hinunterstürzt, bereits teilweise wieder zerstört wurde.

Die Aufschüttung des Gletschbodens, den wir uns übertieft vorstellen können, geschah also typisch fluvioglazial im engsten Sinn. Durch die erwähnte Sackung wurde die Aufschüttung noch zusätzlich gefördert, das Gefälle verkleinert. An der Aufschüttung beteiligte sich das zwar steile, aber relativ wenig hohe Gehänge in nur untergeordnetem Maß. Besonders das linke Gehänge, für den von rechts in den Gletschboden stürzenden Gletscher der Prallhang, ist glattgescheuert. Im hintersten Teil ist hier allerdings aus dem übersteilen Gehänge gegenüber dem Gletscherabbruch grober Blockschutt abgestürzt. Schon hat der Gletscherbach in den Boden einen kleinen Schuttkegel vorgeschoben. Von der Steile unter dem Gletschboden schneidet sich die Rhone langsam rückwärts ein.

STAU IM TALBODEN DURCH SEITENGLETSCHER

Dringt ein Gletscher von der Seite in ein eisfreies Tal, so vermag er dasselbe zu stauen. Die Stauung kann sowohl durch das Eis des Gletschers wie auch durch Moränenmaterial zustande kommen. Wir haben schon bei den Gletscherabbrüchen von ähnlichen Staudämmen gesprochen, die große Wassermengen zurückhalten können.

Das bekannteste Beispiel der Schweiz ist die Stauung der Saaservisp durch den Allalingletscher. Die wechselvolle Geschichte dieser Stauung und die verschiedenen katastrophalen Durchbrüche hat O. LÜTSCHEG (59) ausführlich beschrieben, und jüngst wies W. SCHWEIZER (84) wieder auf sie hin. Nachdem der Allalingletscher sich aus dem Talboden zurückzog, sind zwei Moränenwälle zurückgeblieben, die das Tal

queren. Vom linken Gehänge, aus dem sie heraustreten, sinken sie als sattelförmige Gebilde mit starkem Firstgefälle zum rechten Gehänge ab. Hinter dieser Sperre befindet sich der heute ganz verlandete Mattmarksee, eine ebene, spärlich bewachsene Weidefläche. Sie besteht zu einem guten Teil aus Seeablagerungen, also Feinmaterial. In den nächsten Jahren soll, durch einen Erddamm gestaut, über der Mattmark ein Speichersee entstehen.

Von einem rezenten Durchbruch durch eine das Tal querende Moräne berichtet TÖNDURY (98) aus dem Engadin. Hier hatte sich hinter der Seitenmoräne des Tschiervagletschers und vor der Stirne des Roseggletschers ein See gebildet. Der Ausfluß durchquerte die Moräne in einem engen Einschnitt. Die großen Regenfälle im August 1954 ließen den See stark anschwellen, da der Abfluß nicht genügte. Das aus dem erhöhten See abfließende Wasser erweiterte die Engstrecke in der Seitenmoräne des Tschiervagletschers und vertiefte sie. Dabei wurden große Toteismassen unter dem Moränenmaterial freigelegt, was die Erweiterung beschleunigte. Die Wassermassen des sich rasch senkenden Stausees führten außergewöhnlich viel Feinmaterial, das 15 km weit bis in die Oberengadiner Talebene verfrachtet und im Überschwemmungsgebiet abgelagert wurde, während das gröbere Gerölle nur einen Weg von 2-3 km zurücklegte.

BLOCKSTRÖME

Eine Übergangsform vom Eisstrom zum völlig eisfreien Glazialtal bilden *Toteismassen*, die, völlig vom Schutt verhüllt, im Talboden liegen. Morphologisch mit dem Gletscher eng verknüpft sind die *Blockströme*. Nach DOMARADZKI (12, 30), der Blockströme im Kanton Graubünden, vor allem im Nationalpark, untersuchte, verdanken alle ihre Entstehung kleinen, schuttreichen, sich zurückziehenden Gletschern, denen sie formal gleichen, nur daß das sichtbare Eis fehlt, aber im Innern als Toteis noch vorhanden ist. Das langsam wegschmelzende Eis durchnäßt den Blockstrom ständig stark, so daß nach den Messungen von CHAIX bei Blockströmen des Nationalparks Geschwindigkeiten von 1 m/Jahr festgestellt werden können. Die Oberfläche ist konvex und von Quer- und Längswülsten durchzogen. Kleine Spalten werden beobachtet und es können sich kleine Kessel und Tümpel bilden. Die Seitenränder sind im untern Teil steilbordig, können sich an Seitenmoränen anlehnen oder diese überdecken. Die Stirn ist steilabfallend.

JÄCKLI (47) beschreibt 16 aktive Blockströme aus dem Rheingebiet. Sie liegen alle im Bereich des Permafrostes, in 2800–2300 m Höhe, sind am schönsten in N-Exposition und fehlen in S-Lagen. Er beschreibt ferner als Sonderform von Bewegungen in lockerem Blockschutt Blockgirlanden, die zwar hauptsächlich Hangformen sind, aber doch bis in den Talgrund reichen können. Einen direkten Zusammenhang mit Gletschereis und Moränen, wie ihn DOMARADZKI behauptete, konnte JÄCKLI nicht beobachten. «Vielmehr werden sie auch heute noch durch Steinschlag und Lawinenschutt in ihren rückwärtigen Partien ernährt, oder wurden durch Bergsturzschutt gebildet. Sommerliche Regen oder Schmelzwasser der winterlichen Schneedecke, vermehrt um Lawinenschnee, scheinen oft zur Mobilisierung des Schuttes zu genügen».

Aus den Ötztaler Alpen hat PILLEWIZER (80) über Blockströme berichtet, deren Jahresbewegungen er photogrammetrisch feststellte. Diese betragen von 75 cm bis zu 4 m, und zwar nimmt am gleichen Objekt die Bewegung von oben nach unten zu. Am Hochebenkar konnte ein Vorrücken der Zunge um mindestens 50 m in 17 Jahren, also um gut 3 m pro Jahr beobachtet werden. Trotzdem nirgends Eis nachgewiesen werden konnte, vertritt PILLEWIZER die Ansicht, daß es sich bei den Blockströmen der Ötztaler Alpen um metertief verschüttete Gletscherzungen handle. Konsequenterweise spricht er deshalb von Blockgletschern.

Die großen glazialen Schuttmassen bilden im Talgrund eigene Formen, am verbreitetsten als Moränen, während Blockströme und Blockgirlanden, wenigstens als aktive Formen, an eine bestimmte Höhenlage gebunden erscheinen, also zu den klimatisch fixierten Formen zählen, wobei diese früher in ihrer Selbständigkeit nicht beachteten Formen oft als Moränen kartiert wurden (JÄCKLI).

Endmoränen vermögen im Talboden Stauungen zu verursachen, hinter denen ebene fluviatile Talböden gebildet werden können. Ganz allgemein sind Glazialschuttgebiete ergiebigste Geschiebequellen der Alpengewässer.

DER GLAZIALE FELSTALBODEN

Da bei der Talbodenbildung durch flußeigene Aufschüttungen für die Form des entstehenden Talbodens nicht nur der Aufschüttungsvorgang, sondern vor allem auch die Hohlform, in die aufgeschüttet wird, maßgebend ist, wurden im entsprechenden Abschnitt mehrfach schon Vermutungen über glaziale Übertiefungen vorweggenommen. Hier soll nun, soweit möglich, auch die Begründung für unsere Vermutung gegeben werden.

In den beiden vorangehenden Abschnitten wurde vornehmlich von hochgelegenen Alpentälern gesprochen, die heute entweder noch vergletschert sind, oder aus denen sich der Gletscher erst vor kurzem zurückzog. Nun waren aber in den quartären Eiszeiten alle Alpentäler bis hoch hinauf mit Eis erfüllt. Über das Aussehen der präglazialen Alpenoberfläche sind wir, trotzdem schon viel darüber geschrieben wurde, noch recht schlecht orientiert. Wenn wir annehmen, daß schon präglazial die Alpen tief durchtalt waren, so folgt daraus, daß im Wechsel der verschiedenen Glazial- und Interglazialzeiten alle großen Alpentäler mehrmals umgestaltet wurden. Glaziale und fluviatile Formen durchdringen sich deshalb innig, so daß das Erkennen und Abschätzen des glazialen Formentails schwierig ist.

Vergleich von fluviatilem Talboden und glazialem Felstalboden

Es sei vorweggenommen, daß fluviatiler Talboden bei breiten Tälern und glazialer Felstalboden funktional keine adäquaten Begriffe sind. Adäquat sind Flußbett und Gletscherbett oder fluviatiler Talboden, der meist das Gewässerbett und weitere trockenliegende Flächen umfaßt und Gletscheroberfläche mit eventuell daneben auf gleicher Höhe sich befindenden Fels- und Schuttflächen. Beim Wechsel der Erosion ist die Änderung der Verhältnisse von umwälzender Art. Im breitausgearbeiteten fluviatilen Talboden ist das Gewässerbett vergleichsweise von geringer Größe, der direkte Einfluß auf das Gehänge beschränkt sich auf die untersten Gehängepartien. Bei glazialer Erosion — wir denken bei großen Alpentälern vor allem an die Gletscher der Eiszeiten — war nicht nur der fluviatile Talboden, sondern das Gehänge hunderte von Metern hoch mit Eis erfüllt, war also oft der größte Teil des Talquerschnittes Gletscherbett. Das Verhältnis von Gewässerbettquerschnitt zum übrigen Talquerschnitt und dasjenige von Gewässertiefe zu Taltiefe also grundverschieden vom Verhältnis vom Gletscherquerschnitt zum Talquerschnitt und Gletschertiefe zu Taltiefe. In Glazialzeiten war zwar der Einfluß des Gehänges auf die Talbodengestaltung nicht ausgeschaltet, aber doch minimal gegenüber dem Einfluß des Gehänges auf die Talbodengestaltung bei fluviatilen Verhältnissen, bei welchen Gehängeverwitterung und die seitliche Einschüttung von überragender Bedeutung sind.

Mit dem Wechsel der Erosionsart ist ein Wechsel in der *Größenordnung* verknüpft, mit diesem ein solcher der Umweltbedingungen. So ist der Druck des Wassers auf die Bettwand gering, derjenige des Eises bei einem viele hundert Meter tiefen Gletscher aber beträchtlich. Das Trockenlaufen eines Flusses hat keine großen Konsequenzen, wohl aber das Eisfreiwerden.

Schlagwortartig wird etwa festgestellt, daß der Fluß mehr linear, der Gletscher mehr flächenhaft arbeite. Dies beleuchtet gewiß wesentliche Unterschiede. Doch ist darob nicht zu vergessen, daß das Fluß- und Gletscherbett auch wieder recht ähnliche Eigenschaften haben. Auch das Bett eines erodierenden Flusses hat ein gewisses Breiten-Tiefenverhältnis, vor allem aber hat auch das Flußbett sehr auffallende Bettunregelmäßigkeiten, Verengungen, Weitungen, Kolke und Strudellöcher, und auch beim Gewässer münden kleine Seitenbäche nicht gleichsohlig und zeigen Verschleppungen. Wenn wir diese Bettunregelmäßigkeiten des Gewässers zur Größenordnung des Eisstromes umdenken, so dürfen auch sehr hohe Riegel nicht mehr als Steine des Anstoßes für wirksame Glazialerosion angesehen werden.

Trogtheorien und Gletschererosion

Als bezeichnend für ein glazial überarbeitetes Tal wird im allgemeinen ein trogförmiges Querprofil postuliert. Ein fluviatiles Tal mit V-förmigem Querschnitt wird glazial ausgeweitet. Man kann die Tatsache des breit ausgeschürften Gletscherbettes einfach zur Kenntnis nehmen, wird aber auch versuchen müssen, diesen Ausweitungs Vorgang zu erklären. Die Erklärungsversuche sind so alt wie die Beschäftigung mit den Gletschern. Physikalisch einwandfreie Vorstellungen liegen aber heute noch nicht vor.

Für die Erscheinung des Trog- oder U-Tales wurde eine Terminologie, wie Trogschulter, Trogrand, Schliffkehle entwickelt, und im Jahr 1912 fand in Petermanns Mitteilungen ein Meinungsaustausch über die Entstehung solcher Glazialtröge statt. Da seither kaum wesentlich neue Gesichtspunkte entwickelt wurden, seien die damaligen Theorien kurz aufgezählt.

Der klassische Taltrog geht nach PENCK (75) aus einem verhältnismäßig breiten Tal hervor, in welchem der Trog eingesenkt wird. Vom präglazialen Tal bleiben die glazial nur wenig erniedrigten Trogschultern erhalten. DISTELS (29) Taltrog sieht im Endeffekt gleich aus wie der von PENCK. Er schreibt aber die Trogform einer glazial erweiterten, präglazial angelegten fluviatilen Kerbe in einem breiteren Tal zu. PHILIPPSON (78) geht von einem einheitlich, breit V-förmigen Tal aus, in welches der Taltrog eingesenkt erscheint. DRYGALSKI (31) zeichnet als Ausgangsform ein enges V-Tal und in dieses einen kastenförmigen, sehr steilwandigen Trog, wobei er den Wänden nach aufwärtsgerichtete und in der Mitte des Eisstromes als Ausgleichsbewegung absinkende Eisbewegung annimmt. STINY (92) bemerkt zu diesen Theorien, daß nicht alle Gletschertäler Trogform besitzen, daß umgekehrt auch in unvergletscherten Gebieten Tröge auftreten und daß viele der schönsten Tröge durch Schwemmkegel und Schutthalde zustande kommen. FRÜH (34) bringt eine ganze Liste von charakterisierenden Namen, aus der „Breitbogental“ hervorgehoben sei. Als MAULL (64) 1958 die zweite Auflage seiner „Geomorphologie“ herausgab, konnte er diesen verschiedenen Theorien, die er rein referierend erörtert, keine moderne physikalisch-dynamisch begründete gegenüberstellen, trotzdem der Streit von 1912 reichlich antiquiert und akademisch-theoretisch anmutet. Denn das Studium vieler Querprofile von Alpentälern zeigt, daß wohl ganz einfach gebaute Glazialtäler oft die geforderte typische Trogform aufweisen, dieses Trogprofil aber nicht vor herrschend ausgebildet ist. Nach schönen Trogformen muß man in großen Tälern direkt suchen. Zur Ausbildung dieser klassischen Form sind offensichtlich spezielle Vorbedingungen nötig, so Gesteine von bestimmter Homogenität und wohl auch eine besondere präglaziale Vorform. Das klassische Trogquerprofil, das den Weg in die Schulbücher gefunden hat, ist eine Reduktion der Vielgestalt auf *eine* Form, es ist das Querprofil einer sehr vereinfachten, auf wenige Typen beschränkten Lehre, wobei der Eindruck der U-Form zudem noch durch starke Überhöhung verstärkt, wenn nicht vorgetäuscht wird.

So können wir nicht erwarten, daß wir den Felsboden verschütteter Täler einfach durch eine weitgeschwungene Seillinie zur U- oder Trogform ergänzen und erfassen können. Auch der Talboden ist, je nach Gestein und Vorgeschichte, sehr verschiedenartig. Mit dem Querprofil erfassen wir zudem nur einen Teil der Problematik glazialer Felstalsolehnen. Ebenso sicher wie die glaziale Erosion ein Tal im Querprofil verändert, erzeugt sie auch ein typisches Längsprofil.

Wesentliche Fortschritte wurden immerhin in zwei Gebieten erzielt: in der Messung des oberflächlichen Bewegungsablaufes des Eises durch photogrammetrische Aufnahmen und durch seismische Untersuchungen des Felsuntergrundes. So ergaben die Untersuchungen von FINSTERWALDER (33) an Gletschern des Nanga Parbat und von PILLEWIZER (79) an Karakorumgletschern, also an typischen Hochgebirgsgletschern, daß diese nicht strömend, mit dem Rand zur Mitte parabolisch zunehmender Geschwindigkeit, fließen, sondern Blockbewegung zeigen, die darin besteht, daß die Geschwindigkeit, vom Rand her in einer schmalen Zone sehr rasch zunimmt, während sich der Hauptteil mit ungefähr

gleichförmiger Geschwindigkeit, als Block, zwischen den mobilen Randzonen vorwärts bewegt. Diese Bewegungsform, die bei den heutigen meist stark schwindenden Alpengletschern nicht beobachtet werden kann, setzt einen kräftigen Firnnachschub voraus. Der Blockbewegung wird eine besonders kräftige Erosionsleistung zugeschrieben und dies würde auch damit übereinstimmen, daß einzelne Felsquerprofile alter Gletschertäler nicht U- sondern Kastenform haben.

Die glaziale Übertiefung

Schon die Klassiker der Glazialtheorie haben auf Grund der Becken und Riegel, vor allem in den höheren Talstrecken und auf Grund der Alpenrandseen von glazialer Übertiefung gesprochen, weil diese Formen durch rein fluviale Erosion nicht erklärt werden können. Der Streit der manchmal überbordenden Glazialisten mit ihren Gegnern, unter denen ALB. HEIM besonders heftig reagierte, ist bekannt. Heute haben sich die Gemüter beruhigt, besonders, weil Übertiefungen von beträchtlichem Ausmaß einfach nicht mehr bestritten werden können. Die Frage, durch welche Mechanismen diese Formen zustande kommen, ist damit allerdings nicht geklärt.

Schon 1910 hat DE MARTONNE (62) ein glaziales Längsprofil publiziert, das eine regelmäßige Folge von Becken, Riegeln und Stufen zeigt. Es kann in dieser Form nur als ein idealisiertes Schema gelten, das in der Natur mannigfache Abwandlungen zeigt. STREIFF-BECKER (94) konnte auf Grund eingehender Beobachtungen am Claridenfirn nachweisen, daß die Linien größter Fließgeschwindigkeiten nicht der Oberfläche folgen, sondern in die Tiefe einsinken und erst bei der Schwelle der Firnmulde wieder an die Oberfläche kommen. Nur im Absinken ist die Schwerkraft aktiv, der Motor der Bewegung. Bei der Vorwärts- und Aufwärtsbewegung über die Schwelle wird das Eis vom nachdrängenden Firn gepreßt. Was STREIFF an relativ sehr kleinen Gletschern beobachten konnte, extrapoliert er auf große Talgletscher, wenn er schreibt: „Ein Gletscher hat schon von seiner Geburtsstätte an die Tendenz, den Untergrund wellenförmig zu gestalten. Auf seinem Weg talwärts fährt er fort, vorgefundene Mulden zu vertiefen, Riegel dagegen zu schonen.“ (95) AURADA (4) prägt für die oberflächliche Lage des Stromstriches den Ausdruck Schwerkrafftfließen, für die Tiefenlage Druckfließen. Auch LOUIS (56) hat sich zu diesem Thema geäußert.

An der Tatsache der Verlagerung des Stromstriches von der Oberfläche in die Tiefe ist nicht zu zweifeln. Ebenso sicher ist, daß das Eis mit verschiedener Intensität erodiert. Es scheint aber nun doch gefährlich, in das Auf und Ab über Riegel, Becken und Steilen eines glazialen Längsprofils eine schematische Wellenform hineinzuinterpretieren. Vielmehr ergibt sich, daß Becken, Riegel und Steilen im Fels mit Sonderheiten im Talverlauf, mit Talbiegungen, Konfluenzstellen — dazu gehört auch das Firnbecken — Gesteinswechsel usw. zusammenhängen.

Viele der Becken und Riegel sind aber nicht direkt zu beobachten. Denn auch im Vorfeld heutiger Gletscher erfüllen den Talboden Moränenmaterial und Schotter, weshalb die Tiefe eventueller Becken nicht ersichtlich ist. Nur dort, wo ein Gletscher sich über eine Stufe zurückzieht, auf der sich der Schutt nur wenig halten kann, können wir die Felssohle direkt beobachten. Immer wieder fällt auf, wie das Eis selektiv arbeitet, Höcker und Rinnen wechseln miteinander ab. Hängt das Gletscherende noch in der Stufe, so fließt das Wasser, in vielen einzelnen Rinnsalen, teilweise sogar flächenhaft ab. Nicht selten sind Riegel und Steilstufen von einer tiefen, offensichtlich schon subglazial gebildeten Klamm durchsägt. In vielen hochgelegenen Talpartien mit kleinem Einzugsgebiet haben sich in Form von Seen glaziale Wannen erhalten, die eindeutig im Fels liegen. Oft sind sie teilweise verlandet. Ihre gelotete Tiefe kann aber nicht den wahren Wert der Felstiefe angeben, da an der Verlandung in hohem Maße auch suspendiert zugeführtes Material beteiligt ist.

Beispiele von Übertiefungen

Zu Stauseen eignen sich wenig geneigte, möglichst breite Talstrecken, die talabwärts durch eine Verengung abgeschlossen werden. Die Sondierungen in der Engstrecke zeigen oft einen Felskern, der das Tal quert und der talaufwärts ein rückläufiges Gefälle aufweist, also einen glazial herauspräparierten Felsriegel, der aber durch Aufschüttung der Wanne nicht oder nur wenig in Erscheinung tritt. Herr A. Süss-

TRUNK, der reiche Erfahrungen durch seismische Untersuchungen bei Kraftwerksbauten besitzt, hatte die Freundlichkeit, mir mehrere typische Fälle mitzuteilen.

Unterhalb des Stausees Barberine im Unterwallis erweitert sich der Talboden zweimal zu rundlichen Becken, die durch einen Felsriegel abgeschlossen werden. Dieser sinkt mit einem Gefälle von 30–50° nach rückwärts ab. Das Becken zeigt hinter dem Riegel eine Übertiefung von 84 m, die von Schutt, z. T. von Torf durchsetzt, verdeckt ist.

Im hinteren Linththal befindet sich oberhalb einer Stufe, die von der Tierfeld mit 800 m auf 1740 m ansteigt, der Limmernboden, eine rings von steilabstürzenden Felswänden umrahmte Talstrecke. Der aufgeschüttete Talboden verengt sich talaufwärts trichterförmig. Eine neue Stufe führt zum Limmerngletscher hinauf. Der Talboden ist nach den seismischen Untersuchungen um 75 m übertieft.

Im Berner Oberland befindet sich im hintersten Engstligental über einer Stufe, die von 1300 m auf 1950 m hinaufführt, der Felszirkus der Engstligenalp. Der aufgeschüttete Boden dieses Talschlusses ist fast kreisrund. Die seismischen Untersuchungen und Bohrungen ergaben eine Übertiefung von 120 m. Über die Übertiefung des Urserentales um mindestens 250 m und des Gasterntales um mindestens 220 m wurde schon berichtet (40, 67).

Je weiter wir talabwärts gehen, je geringer die Höhendifferenzen werden, umso geringer werden auch die Interessen der Elektrizitätswirtschaft an Felsgrunduntersuchungen, so daß wir gerade über den Felsgrund in den sicher hochaufgeschütteten Tälern wenig wissen.

Nach VON KLEBELSBERG (52) ist das Inntal bei Innsbruck mindestens 200 m tief aufgeschüttet, denn auf 364 m/M wurde der Fels noch nicht erreicht. 60 km weiter talabwärts wurde bei Wörgl der Fels aber schon bei 413 und 407 m/M erbohrt. Dies gibt eine Übertiefung von mindestens 43 m.

Sehr gut sind wir über die Verhältnisse im Isartal, nahe am Alpenrand, orientiert, worüber P. SCHMIDT-THOMÉ (83) berichtet. Dort wo die Isar das breite Längstal von Vorderriß verläßt, liegt die Sylvenstein-Enge, (Fig. 105) über die wir schon S berichteten. Wie das Querprofil (Fig. 106) zeigt, ist unter der 137 m breiten Aufschüttung eine 96 m tiefe Klamm ausgebildet. 1½ km talaufwärts weitet sich das Tal auf 1½ km, und hat hier eine Felssohle, die gute 25 m tiefer liegt (Fig. 107 und 108).

Die Alpenrandseen

Große unverschüttete Wannen finden sich erst wieder am Alpenrand: die Alpenrandseen. Rein fluviatil sind sie (ohne tektonische Vorgänge) nicht erklärbar. Sie waren deshalb für die Befürworter ausgiebiger Glazialerosion immer ein Trumpf. Auffallend ist die große Tiefe dieser Seen, die natürlich nicht nur als Übertiefung zu werten ist, da sie ja z. T. auch durch Aufschüttungen, manchmal durch gut erkennbare Endmoränenwälle gestaut sind. So ist der Comersee 410 m, der Langensee 372 m, der Genfersee 310 m, der Brienersee 259 m, der Bodensee 252 m, der Vierwaldstättersee 214 m tief. Zu allen Tiefen kommt noch die Höhe der Sedimentation. Beim 143 m tiefen Zürichsee ist zu ergänzen, daß in der breitaufgeschütteten Linthebene bei Tuggen bei der Bohrung auf Erdöl erst in 235 m Tiefe der Molassefels erreicht wurde. Weshalb an einer Stelle Alpenrandseen entstanden, an anderer der glaziale Felstalboden völlig verschüttet wurde, wird durch örtlich liegende gebliebene Tot-eismassen erklärt (87).

Für die Tiefe der Alpenrandseen hat A. HEIM (45) ein Rücksinken der Alpen angenommen und diese Auffassung für den Zürichsee durch die Beobachtung rückläufiger Terrassen gestützt. ZINGG (109) kam aber 1934 zum Schluß: «die heutige Terrassierung ist nicht das Werk der Flüsse, sondern der Verwitterung und der Denuda-

tion», und PAVONI (73 und 74), der eingehende Molassestudien betrieb, bestätigt die Beobachtung von ZINGG, daß es sich eindeutig um Schichtterrassen handelt, die aber nach ihm das Ergebnis selektiver Glazialerosion sind. Er schreibt u. a.: «Das Zürichseetal ist ursprünglich durch Flußerosion entstanden. Es wurde später durch die Gletscher kräftig verbreitert und übertieft. In seinem Verlauf ist es durch die Strukturen der Molasse bestimmt . . . der untere Teil des Zürichseetales ist durch Bruchlinien tektonisch vorgezeichnet.»

Wenn so, wie in jeder wissenschaftlichen Untersuchung, auch in der Terrassenfrage das letzte Wort noch nicht gesprochen ist, so haben doch die Untersuchungen von ZINGG und PAVONI ergeben, daß die rückläufigen Talbodenterrassen im Sinn von HEIM den Tatsachen nicht entsprechen. Die Untersuchungen von PAVONI sind im Prinzip die Bestätigung der Deutung von BRÜCKNER, nämlich einer kräftigen glazialen Übertiefung des Zürichsees.

Alle diese Einsichten in aufgeschüttete Talböden und die Beobachtungen an Alpenrandseen, so mangelhaft sie sind, stützen doch die schon in den Beispielen auf Seite 146 ff gegebene Ansicht, daß der Felsgrund der ursprünglich fluviatil angelegten Alpentäler glazial stark umgestaltet wurde. So wie im Flußbett bei raschbewegtem Wasser auch Engstellen und Erweiterungen auftreten und vor allen auch Kolke entstehen und selektiv nicht nur nach der Breite, sondern auch nach der Tiefe erodiert wird, so arbeitet auch der Gletscher ein Bett aus, das Erweiterungen und Verengungen, Wannen und Kolke aufweist, nur in einem ganz andern Maßstab.

Zwei Beispiele für die Form des aufgeschütteten Talbodens in glazial ausgeweiteten Alpentälern

An Beispielen für glazial umgestaltete Alpentäler fehlt es nicht. Wir kamen schon im ersten Abschnitt bei der Besprechung der Talbodenbildung durch Akkumulation nicht darum herum, auf die glaziale Hohlrumbildung hinzuweisen, aus dem einfachen Grund, weil es glazial unbeeinflusste Alpentäler gar nicht gibt. Auf diese dort gegebenen Beispiele sei hier nochmals hingewiesen. Dazu seien aber noch zwei weitere Beispiele besprochen: das Rhonetal und Tessintal.

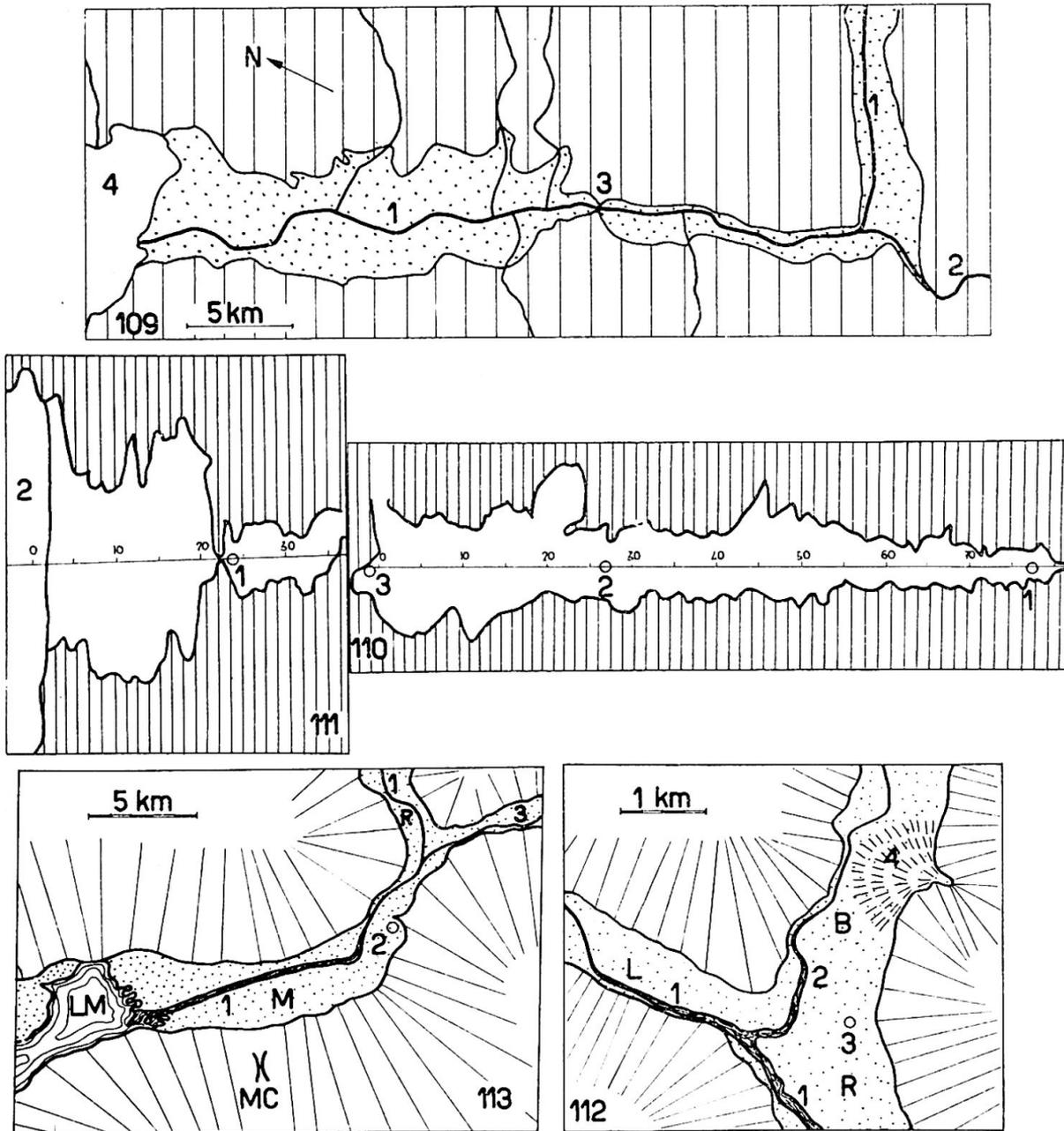
Der Rhonetalboden von Brig bis zum Genfersee (Fig 109—111)

Eine der auffallendsten Erscheinungen im Talsystem der Schweizeralpen ist die symmetrische Anordnung der Hauptentwässerung, die eng mit dem Gebirgsbau zusammenhängt. Vom Gotthard, dem Knotenpunkt der Schweizeralpen, fließen Rhein und Rhone, Reuß und Tessin nach allen vier Himmelsrichtungen. Reuß und Tessin bilden die Symmetrieachse der nach Ost und West gerichteten Längstäler von Rhein und Rhone, die beide rechtwinklig abbiegen und durch Quertäler die zwei größten Alpenrandseen erreichen, der Rhein den rund 400 m hohen Bodensee, die Rhone den Genfersee mit rund 375 m Meereshöhe.

Im einzelnen zeigen sich allerdings bemerkenswerte Unterschiede. Dem 75 km langen Quertal des Rheins steht das nur 34 km lange Quertal der Rhone gegenüber. Dafür mißt die der Rhone tributäre Längstalstrecke Furka-Forclaz 129 km gegen 70 km vom Oberalp bis Chur. Vom Rhonelängstal ist die Strecke von Martigny bis Brig auf über 80 km hochaufgeschüttet und bildet einen ununterbrochenen breiten Talboden, während das Rheinelängstal von Chur nur wenig über Ilanz hinauf auf wenig mehr als 25 km aufgeschüttet ist und lange nicht einen so einheitlichen Talboden aufweist wie das Rhonetal. Der Höhenunterschied von Ilanz mit rund 700 m und Brig mit 675 m ist gering. Aber Brig liegt zwischen den größten Erhebungen der Walliser und Berneralpen mit über 4000, ja 4500 m Höhe, während die höchsten Gipfel zwischen denen Ilanz liegt, gute 1000 m tiefer liegen. Umso erstaunlicher ist, daß bis

Brig das Gefälle weitgehend ausgeglichen ist, ausgeglichen vor allem durch Aufschüttung.

Ausgerichtet ist das Gefälle des aufgeschütteten Talbodens auf den Genfersee und zwar auf das heutige Niveau. Die Geschichte des Genfersees (37) ist durch eine große Reihe hervorragender Geologen eingehend durchforscht worden, liegen doch an seinen Ufern zwei Universitätsstädte. Beim Rückzug des Würmgletschers war der See zuerst 50 m höher, im Bühlstadium, dessen Endmoränen etwa bei Villeneuve lagen, war er noch etwa 30 m höher, sank dann, wohl durch ein Ereignis im Rhonedurchbruch



Rhoneknie und Rhonequertal

Fig. 109 1 Rhone. 2 Drance mit Trichtermündung von Martigny. 3 Riegel von St. Maurice. 4 Genfersee.

Rhonetal, Talbodendiagramm Längen : Breiten = 1:5

Fig. 110 Längstal von Brig bis Martigny. 1 Brig. 2 Sitten. 3 Martigny. Die Skala gibt km an.
 Fig. 111 Quertal bis zum Genfersee. 1 St. Maurice. 2 Genfersee. Fig. 112 Tessental. 1 Tessin. 2 Brenno. 3 Biasca. 4 Buzza di Biasca. L Leventina. R Riviera. B Bleniotal Fig. 113 Tessental. 1 Tessin. 2 Bellinzona. 3 Moesa. R Riviera. M Magadinoebene. LM Lago Maggiore. MC Monte Ceneri.

durch den Jura bedingt, plötzlich um 20 m und erreichte im Neolithikum die jetzige Spiegelhöhe. Von diesen Spiegelschwankungen sind im Gebiet des Genfersees reichliche Zeugen in Form von Terrassen vorhanden; im Rhonetal oberhalb des Sees wird man aber vergebens nach langhingestreckten, den heutigen Talboden begleitenden Terrassen suchen, nur der aufmerksame Beobachter wird kleine Anzeichen auffinden.

Im aufgeschütteten Längstal von Brig an talabwärts charakterisiert der Bogen der penninischen Decken das *linke Gehänge* der von Brig bis etwa 10 km vor Martigny reicht. Ihm folgt auch das Tal mit Ausnahme einer 20 km langen Zone in der Gegend von Sitten, wo penninische Gesteine ans rechte Gehänge übertreten. Von der Gegend von Saxon bis Martigny wird das linke Gehänge durch das aufsteigende Mt-Blanc Massiv und dessen Sedimentmantel gebildet. Aber auch dieser Übergang vom Penninikum zum Massiv, der in den Gehängeformen deutlich ausgeprägt ist, vermag sich im Talboden nicht auszuwirken.

Das rechte Gehänge des aufgeschütteten Längstales wird sowohl an seinem Anfang wie an seinem Ende von Massiven gebildet, in deren Einsattelung die helvetischen Decken liegen. Auf der Strecke Brig bis Leuk streicht das Aarmassiv mit seinem Sedimentmantel schief zum Tal aus. Durch die Erosion wurden einzelne Gesteinsglieder rippenförmig herauspräpariert und diesen schief über das Gehänge hinunterlaufenden Linien folgen auch einzelne Talmündungen in eigentümlicher Weise: Die Seitentäler laufen senkrecht aufs Tal zu und biegen erst im Gehänge des Haupttales in die Streichrichtung ein. Beim Aufschottern sind hier die schon beschriebenen sehr schönen schiefen Talbodentrichter entstanden (Fig. 36, S. 142 und Fig. 49, S. 146).

Die Fortsetzung der Längstalflucht bildet zunächst die Mündung der Drance, dann das Tälchen, das in der Mulde zwischen Mt-Blanc- und Arpillemassiv nach La Forcle und über das Trienttal und den Col de Balme nach Chamonix hinüberführt. Dort, wo die Drance in die Längstalflucht einbiegt, befindet sich ein sehr schöner Talbodentrichter. Wir können annehmen, daß er zum größten Teil durch Aufschüttung eines rasch absinkenden Seitentales entstand.

Am Ende des Rhonelängstales ist der Talboden gute 2,7 km breit. Gleich nach dem rechtwinkligen Talknie sinkt die Breite auf 1,3 km, ja beim Vorbau der Trienttal-mündung sogar auf knapp 1 km. Bis zum großen Schwemmkegel des Bois Noir, auf den schon S. 191 hingewiesen wurde und der die Rhone zu stauen vermag, durchschneidet das Tal das Aiguille Rouge Massiv.

Es ist ein eindruckliches Engtal mit Steilhängen, das im Eckpfeiler des Six Caro von 450 m unzertalt in einem Zug auf 2100 m, bei der Dent de Morcles auf fast 3000 m aufstrebt. Auch das linke Gehänge ist steil, wenn auch weniger hoch, so doch mit ausgeprägten Stufenmündungen. Die des Trienttales ist durch eine Klamm zerschnitten, beim Tal der Salanfe markiert sie der Wasserfall des Pissevache.

Vom Bois Noir weg ändert sich das Bild. Zuerst auf der linken, dann auch auf der rechten Talseite vollzieht sich der Übergang vom Massiv in die Sedimente, auf der linken ins Eocän, das dann vor allem fürs Val d'Iliez kennzeichnend ist. Mit diesem Übergang weitet sich das Tal, wenn auch der Boden zunächst nur wenig breiter, ja, durch den Riegel von St. Maurice völlig abgeschlossen wird, da der Gehängefuß beidseitig aus widerstandsfähigen Kalken des Malms besteht. Der Hügel von Chiètres, d. h. der rechtsseitige Teil des Riegels ist vom Gehänge durch eine Mulde getrennt, in der Moräne und der Schwemmkegel des Baches Courset liegen. Offensichtlich ist diese halbkreisförmige Mulde ein alter Rhonelauf, die hier einen weitgeschwungenen Bogen machte (LUGEON (58)). In den Glazialzeiten ist der Rhonegletscher dieser Schleife nicht gefolgt, sondern überfloß in breiter Front den Sporn und schliff ihn sicherlich auch nieder. Die postglaziale Rhone wiederum konnte die verstopfte alte Schleife auch nicht mehr benutzen sondern zerschnitt den Riegel in einer Klamm, die heute beidseitig trichterförmig erweitert ist und an der schmalsten Stelle mit einem Bogen überbrückt wurde. Der Trichter am Eingang in den Riegel ist knapp 250 m

lang, während von der Engstelle bis zum Ausgang aus dem Riegel der Talboden einen fast 2 km langen schlauchartigen Trichter bildet, der am Ende etwa 700 m breit ist.

Und nun, gleich nach dem Riegel, nach dem Untertauchen der Malmkalke, erweitert sich der Talboden schlagartig zur 5 km breiten Rhonetalebene, die bis zum Genfersee reicht. Nach St. Triphon ragen bei Bex Hügelsporne ins Tal vor, bei Bex noch durch einen Sattel mit dem Gehänge verbunden, bei St. Triphon ganz umschüttet. In den letzten 2½ km erweitert sich der Talboden auf mehr als 7 km und mündet dann in breiter Front zum Seebecken, das auf dem rechten Ufer von tertiären Sedimenten des Mittellandes gesäumt wird. Im Gegensatz zum Rheintal durchläuft die Rhone von Martigny bis zum See die Alpen in einem geradlinigen Tal, das aber auch hier infolge axialen Gefälles der Decken quer zum Tal morphologisch oft kein reines Quertal ist und auch die beiden Gehänge nicht gleich gebaut sind.

Überblicken wir den Talboden von Brig bis zum See, so ist nochmals hervorzuheben, daß mit Ausnahme des Riegels von St. Maurice die Talbodenfläche ununterbrochen zusammenhängt. Weiterhin fällt auf, wie auf lange Strecken der Talboden gleiche Breite aufweist, von kleinen Einbuchtungen und Vorsprüngen des Gehanges abgesehen, die eine schwache Wellung des Talbodenrandes verursachen. Eine stetige Verbreiterung auf viele km Länge findet nur im Längstal statt, alle auffallenden Verbreiterungen erfolgen schlagartig, unstetig, so stark, daß die Talbodenbreite plötzlich auf das Doppelte und Mehrfache anschwillt. BRÜCKNERS Schilderung (in 77 S. 566): «Mit breiter Trichterform mündet das Rhonetal in das schweizerische Mittelland. Der Trichter reicht aufwärts bis fast Martigny», trifft nicht ganz zu, da sich das Tal und damit auch der Talboden von St. Maurice bis kurz vor den See nicht stetig verbreitert. Die Verbreiterungen sind in eindeutiger Weise mit Gesteinswechsel verknüpft. Eine Übersicht über die Breiteschwankungen für die ganze aufgeschüttete Talstrecke erhalten wir, wenn wir die Tallängen in einem kleinern Maßstab als die Talbreiten darstellen, diese also sozusagen «überhöht» zeichnen (Fig. 110/111).

Versuchen wir die mutmaßliche Unterteilung des Felsbodens in Becken und Schwellen aus der Talbodenform abzulesen, so können wir ein erstes Becken zwischen Brig und Brigerbad vermuten, das der Mündung des Aletschgletschers entsprechen würde. Bei Sitten, wo die penninischen Gesteine vom linken ans rechte Gehänge übertreten und der Talboden eine Verengung aufweist, ist eine verschüttete Schwelle oder ein das Tal querender Riegel zu vermuten. Auch am Ende der Längstalstrecke, wo der breite Talboden nur einen engen Ausweg in die Quertalstrecke aufweist, läßt sich ein übertieferter Felstalboden annehmen, der zur Quertalstrecke auf eine Schwelle ansteigt, in der steilwandigen Quertalstrecke durch das Kristallin eine zugeschüttete Schlucht, die in ein übertieftes Becken vor dem Riegel von St. Maurice übergeht. Endlich läßt die plötzliche Talbodenverbreiterung nach dem Riegel auf eine beträchtliche Stufe im Felsgrund schließen. Des sehr hypothetischen Charakters dieser Deutungen muß man sich natürlich bewußt bleiben.

Der Talboden des Tessins oberhalb des Langensees

ist vom Langensee, der heutigen Akkumulationsbasis, bis zum Dazio Grande auf 58 km Länge hoch aufgeschüttet, und dies ist auch bei den zwei wichtigsten Seitentälern der Fall, beim Misox, bei dem die Aufschüttung bis Soazza hinaufreicht, und beim Blenio, dessen Boden, wenn wir vom Felssporn bei Malvaglia und dem Riegel bei Grumo absehen, bis Olivone Aufschüttungen bilden. Beide Seitentäler münden gleichsollig, ja, der Tessin biegt jeweilen in die Richtung dieser zwei Seitentäler ein. Besonders die Mesolcina zeigt bis Misox ein auffallend ausgeglichenes Längsprofil. Beim Blenio, das an der Mündung den Tessin an Breite übertrifft (Fig. 112), liegt wenig oberhalb der Mündung die bereits beschriebene Buzza di Biasca, mit der sich eine kleine Stufe verknüpft. Beim Tessintal selbst reicht der ungestufte Talboden nur bis

zum Bergsturz von Chironico-Giornico, zur Steile der Biaschina. Vom Lago Maggiore bis Biasca beträgt das Gefälle des Talbodens 2,8‰, bis zur Biaschina 6,1‰. Das ungestufte Tessintal läßt sich vom Bergsturz von Chironico her bis zum See zwangslos in 3 Abschnitte unterteilen, die alle einen eigenen Namen tragen: Die untere Leventina, die Riviera und die Magadinoebene.

In der untern Leventina ist das Tessintal «ein typisches Isoklinaltal» (70) mit auffallend steilen Gehängen. Der ebene, wenig geneigte Talboden beginnt als Erweiterungstrichter in den Ausläufern des Bergsturzes und ist bis Biasca ziemlich gleichmäßig breit (etwa 500 m). Die Seitentäler münden hoch oben über steilen Stufen und beeinflussen die Talbodenbreite nicht. Trotz des steilen Gehänges findet sich am Talbodenrand Gehängeschutt höchstens als schmaler Saum. Das Felsgehänge scheint im Talboden zu ertrinken.

Bei Biasca biegt das Tessintal ohne sich im Mündungsgebiet zu erweitern in den 1½ km breiten Talboden der Riviera ein und vereinigt sich mit dem fast geradlinigen Blenio. Dessen Talbodenbreite beträgt oberhalb der Konfluenz wenig über 1 km. Der vereinigte Talboden verbreitert sich also sprunghaft auf die Summe der beiden Einzelaldbodenbreiten, verschmälert sich aber in den nächsten 5 km wieder auf 1 km. Auch bei Biasca sind die schroffen, oft felsigen Gehängefüße, die unvermittelt im Talboden versinken, auffallend.

In der ganzen Riviera (Fig. 113) schwankt die Talbodenbreite zwischen 1-1½ km und diese Werte gelten unverändert bis Bellinzona. Die Mündung des Misox bleibt auf die Talbodenbreite ohne Einfluß. Bei Bellinzona springt vom linken Gehänge ein von Burgen gekrönter Felssporn bis in die Hälfte des Talbodens vor und nun, gleichzeitig mit einer Biegung, in der das Tessintal zum Längstal wird, verbreitert sich der Talboden auf 2½, dann auf 3 km zur weiten Magadinoebene und behält diese Breite bis zum See bei. Die Diffluenz über den Monte Ceneri ist mit keiner Breitenschwankung verknüpft.

Im Langenseegebiet steigt die Breite der Seeoberfläche kurz vor den Brissagoinseln auf 4,7 km an und sinkt dann bei der Biegung von Maccogno, wo der Talzug wieder zum Quertal wird, auf 2 km ab. Die größte Tiefe des Sees beträgt 372 m, sie reicht damit volle 179 m unter den Meeresspiegel. Dabei bezieht sich diese Angabe nicht auf den Felstalboden, sondern auf den gegenwärtigen, mit Schlamm und quartären Ablagerungen bedeckten Seeboden. Im Bereich der Tessin- und Maggiamündung wird der See durch deren Deltas und die sich daran anschließenden Schlammablagerungen stark verändert. Die Deltas sind bereits zwei Mal genau vermessen worden, so daß die Seeauffüllung an dieser Stelle genau verfolgt werden kann. (106a).

Das Tessintal ist offensichtlich übertieft. Da im Langenseegebiet der Seeboden unter das Meeressniveau reicht, können wir sogar von absoluter Übertiefung sprechen.

Auch wenn wir annehmen, daß an dieser Übertiefung tektonische Vorgänge beteiligt sind, wird wohl kaum mehr daran gezweifelt, daß glaziale Vorgänge mitgewirkt haben. Aus der Umrißform des heute hochaufgeschütteten Talbodens allein ließe sich schließen, daß der Felstalboden des Tessintales beim Übergang von der Leventina in die Riviera über eine Stufe in ein Konfluenzbecken absinkt und daß beim Übergang von der Riviera zur Magadinoebene eine verdeckte Stufe zu vermuten steht. Wie die Lotungen ergaben, ist auch der Langensee im Becken gegliedert. So ist vor der Konfluenz mit dem Tal der Toce eine Schwelle vorhanden.

Über die Höhe der Aufschüttung oberhalb des Sees gehen die Meinungen naturgemäß auseinander, kann es sich doch nur um Vermutungen handeln. SCHARDT (82b) schätzte die Höhe bei Giornico auf 150 m, BOSSARD (70) südlich davon auf 150—250 m, ANNAHEIM (1a) schließt in der Leventina auf 100 m, in der Riviera auf 150 m und in der Magadinoebene auf 200 m. Da trotz Schlammablagerung bei den Brissagoinseln eine Seetiefe von 250 m gelotet wurde, dürften für die Magadinoebene Werte von 250 m nicht zu hoch geschätzt sein.

Das Tessintal mit seinen steilen Felsgehängen, in denen hoch oben die Zuflüsse in Hängetälern münden und mit seinem flachen Talboden, in dem das Gehänge unvermittelt untertaucht, ist von

den Befürwortern einer wirksamen Glazialerosion schon oft als Kronzeuge aufgerufen worden. DAVIS, der zuerst einer wirksamen Glazialerosion gegenüber skeptisch eingestellt war, wurde durch den Besuch des Tessintales zu einem überzeugten Befürworter. 1899 (27) publizierte er seinen Aufsatz „Glacial erosion in the valley of the Ticino“ und auch in seinem bekanntesten Werk (28) finden sich Zeichnungen aus dem Tessintal. Dann schrieb PENCK (77) in den Alpen im Eiszeitalter über die Übertiefung des Tessintales, und von ihm angeregt erschien die Arbeit von LAUTENSACH (55) „Die Übertiefung des Tessingebietes.“ „Endlich hat in dieser Zeitschrift ANNAHEIM (1a) über die Region publiziert.

In seiner Einleitung schreibt LAUTENSACH (S. 4). „Bietet somit das Studium der Übertiefung im Tessingebiet reichlich Gelegenheit zu einer kritischen Betrachtung der bisherigen Ansichten über die Ausbildung der Alpentäler, so wird die Untersuchung im Felde gerade hier durch eine außerordentliche natürliche Begünstigung ganz wesentlich gefördert. Nirgends sonst in den Alpen findet man ein gleich großes Areal, das von einem petrographisch fast völlig einheitlichen Gestein beherrscht wird, wie im Tessin. Man ist somit in dem bei weitem größern Teile der Tessiner Alpen in der Lage, bei der Erklärung von Stufen und Riegeln sowohl wie von Terrassen von verschiedener Widerstandsfähigkeit des Gesteins abzusehen. Es entfällt in diesem Bereich also von vornherein die große Gruppe der Schichtterrassen (Felsbänder) und der durch selektive Erosion bedingten Riegel und Stufen.“

Diese Feststellung mag für einen Überblick zu Recht bestehen und wenn der Tessin andern Alpengebieten gegenübergestellt wird. (So kann z. B. die Geologische Generalkarte (37a) 1:200 000 diesen Eindruck für die Leventina und die Riviera noch bestärken). Sie gilt aber nicht, wenn wir daraus die Form des Tales ableiten wollen. Schon für die Großanlage der Täler schreibt E. KÜNDIG (70): „Das Tessintal kann gedeutet werden als vorgezeichnet durch den W-Rand der Adula-Decke... Im Unterlauf der Mœsa, des Ticino, der Melezza gewinnt für kurze Zeit die Wurzelzone einen richtungsbestimmenden Einfluß.“ Die Behauptung der Einheitlichkeit gilt aber nicht einmal für die Talstrecken, die im gleichen Gestein liegen. Es wurde schon darauf hingewiesen, daß die Leventina ein typisches Isoklinaltal ist. Dies drückt sich in sehr auffallender Weise darin aus, daß eben doch „Schichtterrassen“ oder besser resistenter Felsbänder herauspräpariert wurden und durchaus nicht jede Verflachung als alter Talboden (oder Talgrundrest) zu deuten ist und daß z. B. der Bergsturz von Chironico nur aus dem unterschrittenen linken Gehänge niederbrechen konnte, nicht aus dem rechten mit den Bankungsköpfen.

Ferner zeigt sich in der Talbodengestaltung der Einfluß des Materials, daß die Veränderungen in der Talbodenbreite, wie wir das ausdrücklich feststellten, mit Richtungsänderungen des Tales zusammenfallen. Vor allem stellt aber die Wurzelzone mit ihrem Wechsel von Gneis, Marmoren, Kalksilikatgesteinen usw. der Erosion gegenüber eine Schwächezone dar, die sich wohl auch in der Wirkung der Tiefenerosion geltend machte (54, 65). Auf die auffallende Reihe von Längstalstrecken dieser Zone ist oft genug hingewiesen worden. In dieser Zone befindet sich denn auch der breiteste Talboden des Tessintales (die Magadinoebene) und wohl auch der tiefste Felstalboden.

Weitere Eigentümlichkeiten des Gletscherbettes

Bisher wurde vor allem vom heutigen Talboden und seiner glazialen Überarbeitung, von seinen Vertiefungen, von Kolken und Riegeln gesprochen. Nun beschränkt sich aber die Bearbeitung durch den Gletscher nicht auf den Boden, sondern erstreckt sich auf den ganzen Umfang des Gletscherbettes. Im heutigen eisfreien Tal sind deshalb ausgedehnte Flächen des Gehänges glazial umgestaltet. Soweit bei dieser Umgestaltung durch nicht unbeträchtliche Seitenerosion einfach das Gehänge zurückverlegt wurde und durch selektive Erosion besondere, glaziale Gehängeformen herauspräpariert wurden, haben uns diese Formen in dieser Arbeit nicht weiter zu beschäftigen. Wir finden aber im glazial überarbeiteten Gehänge an sehr vielen Stellen kleine und kleinste Muldentälchen (Mulden im rein morphologischen Sinn), entweder mehr oder weniger horizontal oder auch leicht talabwärts ansteigend oder absinkend, oft in Vielzahl übereinander angeordnet; Gestalten, die einem rein fluviatilen Gehänge fremd erscheinen, infolge ihrer Form aber doch den Rinnen, ja Kleintälchen zuzurechnen sind.

Bevorzugte Stellen für die Ausbildung solcher Formen sind die Übertrittsstellen von Seitengletschern ins Haupttal. Beim rezenten Aletschgletscher (Fig. 114) drängt

der Strom des Großen den Mittleren Aletschgletscher auf die Seite und schleppt ihn mit, ohne daß sich die beiden vorerst vereinigen. Erst 2 km talabwärts verschmilzt der Seiten- mit dem Hauptgletscher. Da ersterer weniger mächtig ist, liegt sein zuerst noch mehr oder weniger individuelles Gletscherbett weit über der Felssohle des Hauptgletschers im Gehänge des Haupttales.

Entsprechendes kann an der Mündung des Obern Aletschgletschers studiert werden (Fig. 115). Auch dieser mündete verschleppt, erreicht aber heute den Großen Aletschgletscher nicht mehr. Die ins Haupttalgehänge fortgesetzte, verschleppte Felssohle des Seitengletschers ist entblößt. Das Gewässer des Seitentales folgt dieser Verschleppung nicht, sondern erreicht in geradem Lauf in enger Schlucht das Haupttal. Auch subglaziales Wasser wird diesen Weg gegangen sein.

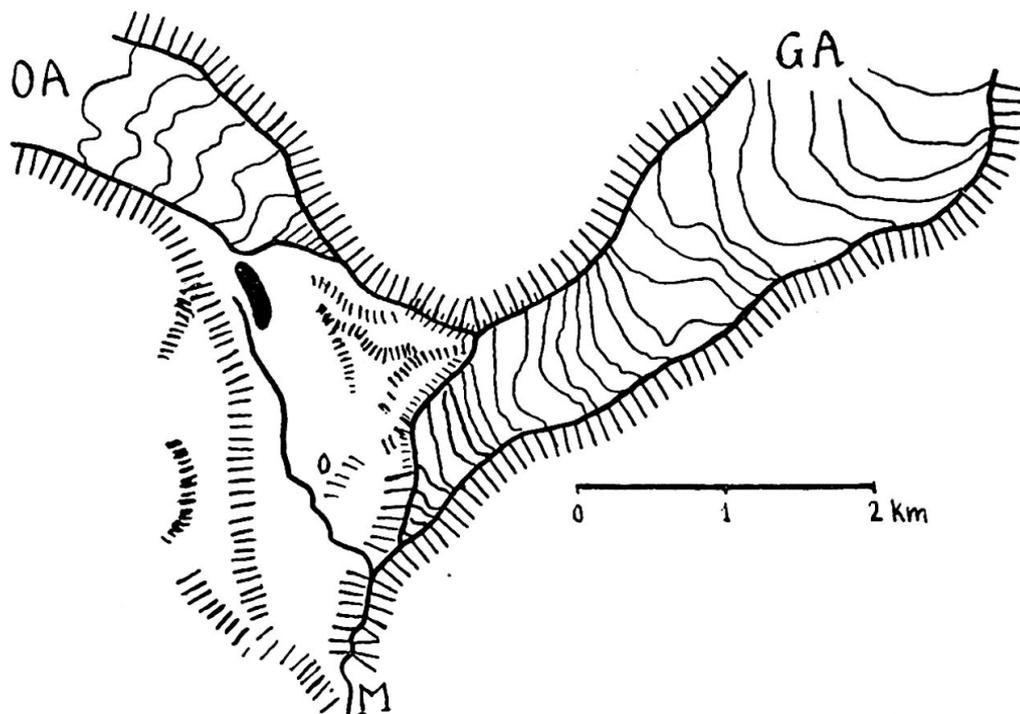
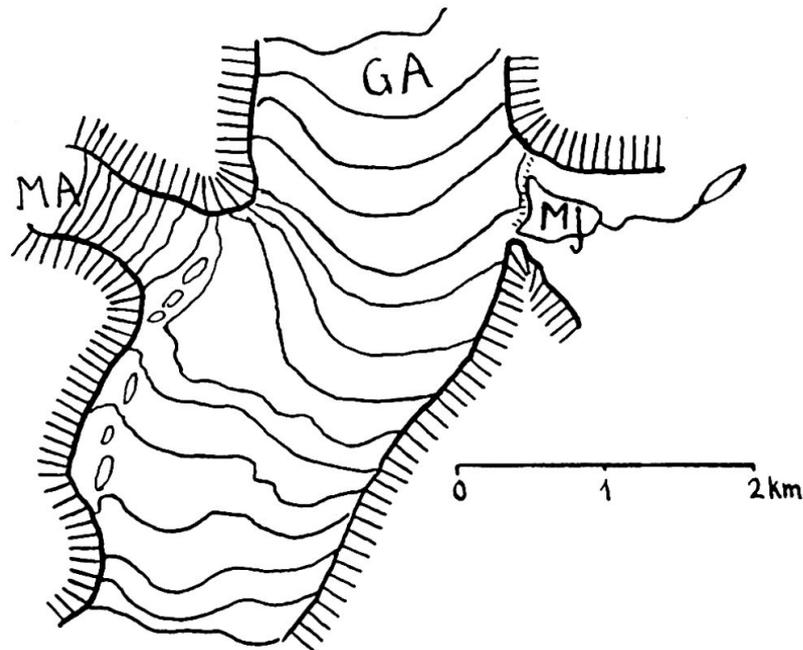


Fig. 114 und 115 Mündungen des Mittel- und Oberaletschgletschers. GA Großer Aletschgletscher. MA Mittelaletschgletscher. Mj Märjelensee. OA Oberaletschgletscher. M Massa.

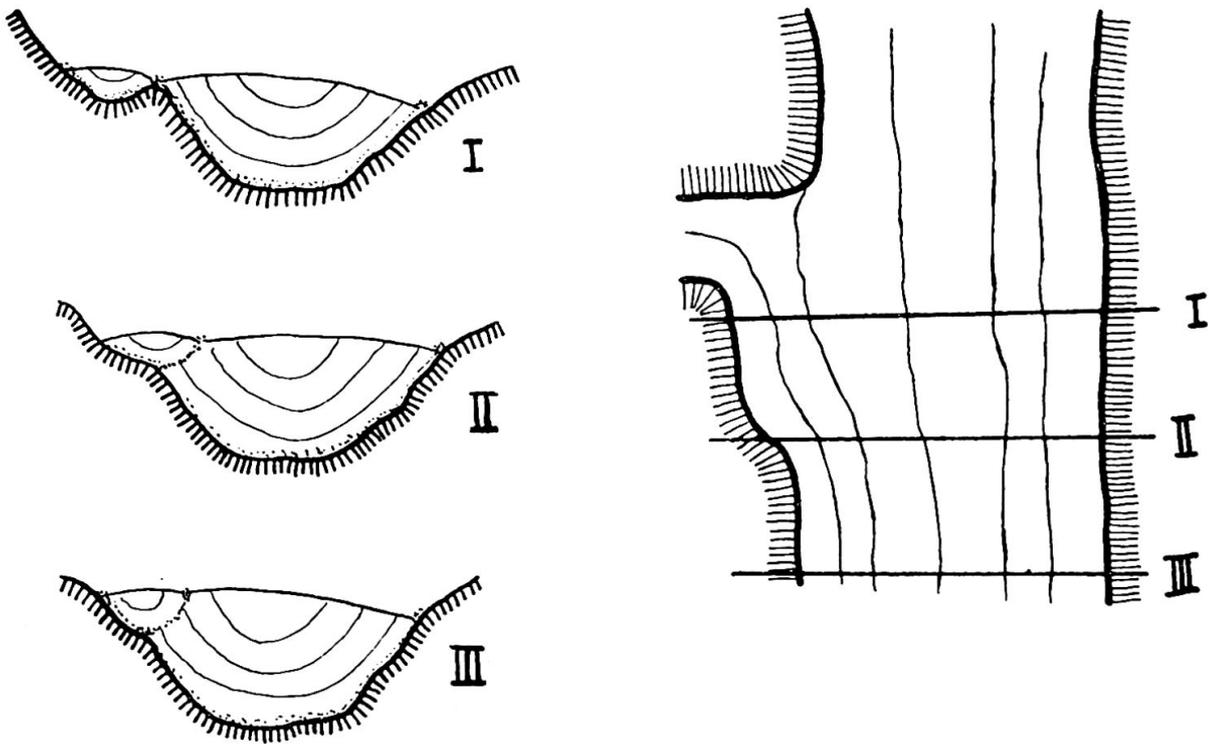


Fig. 116 Schema der Mündung eines Seitengletschers. I Schnitt wenig unterhalb der Mündung mit Mulde des Seitengletschers im Haupttalgehänge. II Kurz vor der Verschmelzung der beiden Gletscher, auslaufen und absinken der Mulde. III Vereinigter Haupt- und Nebentalgletscher.

Was wir am rezenten Aletschgletscher beobachten, läßt sich bei vielen heute völlig eisfreien Talmündungen feststellen. Glaziale und fluviatile Mündungen gehen im Haupttalgehänge verschiedene Richtungen. Der glaziale Felstalboden des Seitengletschers ist ins Haupttalgehänge hinein verschleppt und verlängert. Bei kleinen Seitentälern liegt die verschleppte Mündung entsprechend dem kleinern Eisvolumen mehr oder weniger hoch oben im Gehänge (Fig. 116). Solche verschleppte Mündungen können, wohl entsprechend verschieden hohen langdauernden Eisständen, in verschiedenen Höhen übereinander angeordnet sein.

Diese Glazialformen unterscheiden sich von Gehängeverflachungen, die als ehemalige fluviatile Talböden angesprochen werden könnten, dadurch, daß sie als Mulden ausgebildet sind, die hinter Rundhöckern liegen. Diese Mulden steigen oft aus dem Seitental an, sind auf der Eckkante am deutlichsten ausgeprägt und sinken dann, immer schwächer ausgebildet, im Haupttalgehänge ab, wo sie sich verlieren. Solche ins Haupttal verschleppte glaziale Felstalböden habe ich aus dem Rhonetal als Mündungslandschaften beschrieben (38). In großartiger Weise sind diese Formen an der Mündung des Vispertales ausgebildet, ebenso in verschiedener Höhe beim Turtmantal, beim Val d'Anniviers und beim Val d'Hérens. Sie fehlen keinem Seitental. Dies gilt aber nicht nur fürs Rhonetal, sondern für jedes Alpental, das ich besuchte. Sehr schön ist z. B. die verschleppte Mündung des Val Plavna im Engadin, die über Tarasp bis gegen Schuls verläuft und hinter dem Schloßhügel von Tarasp durchführt.

Mulden im Gehänge finden sich aber nicht nur bei Talmündungen, sie können als Rundhöckerlandschaften einem ganzen Hang aufgeprägt sein, der dann vielfach gestuft ist. Von OBERHOLZER (71) besitzen wir eine vortreffliche Schilderung. «Eine besondere Schilderung verdient die großartige Rundhöckerlandschaft des Verrucanoabhanges zwischen Flums und Mels... Der durchschnittlich 15–19° geneigte, oben etwas flachere, in den untersten 100–150 m etwas steilere Abhang zeigt, vom gegenüberliegenden Abhang der Alvierkette aus betrachtet, sanfte flachwellige Formen und einzelne breitere Terrassen..., die den Eindruck von Flußerosionsterrassen machen

(von mir gesperrt). In der Nähe jedoch löst er sich in eine sehr unruhige Rundhöckerlandschaft auf. Wie schon die hier vortreffliche topographische Karte zeigt, sitzt auf dem Abhang eine große Zahl von meist schmalen, in der Richtung des Seeztales langgestreckter Felsrücken, die durch schmale talförmige Einschnitte oder langgestreckte muldenförmige Vertiefungen voneinander getrennt werden. Die breiteren unter den Felsrücken, wie sie namentlich im südlichen Teile des Abhanges auftreten, lösen sich an ihren Enden wieder in schmale Rücken und Sporne auf. So bilden die Felsrücken und die sie trennenden Tälchen im Grundriß ein zierliches Netz, von dem die geologischen Karten eine Vorstellung geben. Die Felsrücken sind oft nur wenige (5–10) Meter, bisweilen aber auch 20–25 m hoch. Im SE, also auf der Stoßseite des Walensee-Rheintalgletschers, tauchen sie fast ohne Ausnahme nach Art der Rundhöcker mit prachtvoll gerundetem Rücken, wie ein umgekehrter Löffel, unter eine dünne Grundmoränendecke unter, auf der Leeseite dagegen brechen sie meistens eckig ab. Die niedrigeren unter ihnen senken sich auch an ihren Seitenrändern mit gerundeten Flächen in die trennenden Tälchen hinunter; die höhern dagegen sind meistens auf beiden Seiten von einer niedrigen Steilwand begrenzt, an der häufig ausgezeichnete Glättungen, Hohlkehlen und in der Richtung des Seeztales verlaufende Gletscherschrammen beobachtet werden können . . . Die zwischen den gerundeten Felsrücken liegenden Tälchen und Mulden stellen oft schmale, kaum zimmerbreite Rinnen dar, oft sind sie 50–100 m und mehr Meter breit. Sie lassen sich nicht über die ganze Länge des Abhanges verfolgen, sondern sind meistens nur 50–300 m, bisweilen aber auch 1 km lang und münden stets wieder auf flachwellige Gehängepartien, Terrassen und muldenförmige Weitungen aus. Sie sind stets von Grundmoräne bedeckt; manche beckenartig vertiefte Mulden und Tälchen mögen einst kleine Seen gebildet haben und sind jetzt mit Torfmoor erfüllt. Aus ihrer Sohle und namentlich an ihren Rändern tauchen oft niedrige, flach gewölbte kleine Rundhöcker auf. Das ganze Gelände ist mit erratischen Blöcken bestreut».

«Es liegt auf der Hand, daß diese zahlreichen longitudinal gerichteten, 5–50 m tiefen Tälchen weder durch die über den Abhang hinunterfließenden Bäche noch durch den Fluß des Seeztales erzeugt worden sind. Sie sind eine Wirkung der Erosionsarbeit des Rhein-Walenseegletschers.»

Schlußfolgerungen

ALLGEMEINES

Das Ergebnis der analytischen Untersuchung

Die in den vorangehenden Abschnitten besprochenen Vorgänge der Talbodenbildung waren alles Einzelvorgänge. Die Betrachtungsweise war deshalb weitgehend abstrakt, denn in Wirklichkeit ist die Talbodenbildung sehr komplex. Das analytische Vorgehen erlaubt aber eine systematische Übersicht über Vorgänge und Formen. Dieser analytische Weg muß immer wieder beschritten werden, wobei möglichst alle Vorgänge und Formen darzustellen und zu untersuchen sind. Nur wenn wir über die Einzelvorgänge Klarheit besitzen, sind die Grundlagen für die Beurteilung der wirklichen Talbodenformen geschaffen. Nun kann Vollständigkeit wohl angestrebt, aber nie ganz erreicht werden. Der Versuch, Vollständigkeit zu erreichen, macht aber auch deutlich, was wir noch nicht wissen.

Das Hauptergebnis der vorliegenden analytischen Untersuchung ist einmal die Einsicht, daß *an der Talbodenbildung eine Vielzahl von Vorgängen beteiligt ist, die sich gegenseitig durchdringen und gleichzeitig, nicht zeitlich getrennt, aufeinander ein-*

wirken. Die andere Einsicht zeigt, daß wir über viele der aufgezählten Einzelvorgänge noch sehr wenig wissen, ja, daß wir bei vielen grundlegenden Vorgängen nur auf Vermutungen und den sogenannten gesunden Menschenverstand angewiesen sind. «Wenn schon die Anfangsaussagen unbestimmt und wenig sorgfältig abgefaßt sind, muß auf jeder folgenden Denkstufe der gesunde Menschenverstand einschreiten, um die Anwendungen abzugrenzen und die Bedeutungen zu erklären. Nun ist aber im Bereiche schöpferischen Denkens der gesunde Menschenverstand ein schlechter Lehrmeister. Sein einziger Maßstab für die kritische Beurteilung ist der, ob die neuen Ideen den alten ähnlich sind oder nicht. Mit andern Worten, er kann nur handeln, indem er jegliche Originalität unterdrückt» (WHITEHEAD 107).

Die vielen Lücken in unseren Grundlagen sind ein sehr unbefriedigender Zustand, wenn man sich bewußt wird, was für spekulative — und spektakuläre — Lehrgebäude auf scheinbar sicherem Boden errichtet wurden. Das Ergebnis ist aber nützlich für die Unterscheidung mehr oder weniger gesicherter und rein spekulativer Ansichten.

Die Lücken unserer Kenntnisse können durch gute Naturbeobachtungen nur zum Teil geschlossen werden, weil viele Vorgänge sehr komplex sind und zudem so langsam ablaufen, daß aus zeitlichen Gründen Messungen schwierig sind. Es ist bezeichnend, daß der Ingenieur in seinen Dispositionen Schwellen aus resistantem Gestein in einem Flußlauf als unveränderliche Fixpunkte annimmt.

Vermehrte Anwendung experimenteller Untersuchungsmethoden wird nötig sein, um diesen Schwierigkeiten zu begegnen, erlaubt doch gerade das Experiment durch Ausschaltung störender Einflüsse, den Einzelvorgang klar zu erkennen. Weil die Naturvorgänge sehr komplex sind, war es auch bei der Schilderung der Einzelvorgänge schwer, Beispiele zu bringen. Es konnte sich meist nur darum handeln, Formen vorzuführen, an denen ein bestimmter Vorgang maßgebend, aber nie allein beteiligt war.

Ein weiterer Grund in der Unsicherheit der Deutung der Form, der auch bei zunehmender Kenntnis nicht oder nur teilweise ausgeschaltet werden kann, besteht in der Erscheinung der Konvergenz. Es gibt viele Formen, die nicht eindeutig einem bestimmten Vorgang zuzuschreiben sind, sondern das Ergebnis sowohl des einen wie eines andern Vorganges sein können. Verflachungen im Fels können beim Eintiefen wie beim Aufschütten, fluviatil oder glazial entstehen, sie können primär, aber auch mehrfach überarbeitet sein. Wie sich diese vielen Möglichkeiten auf die Rekonstruktionsversuche auswirken, soll später noch gezeigt werden.

Synthese der analytischen Ergebnisse

Die vorliegende Arbeit ist als analytische Untersuchung der Talbodenformen und talbodenbildenden Vorgänge geplant worden. Eine ausführliche Synthese der Ergebnisse ist deshalb nicht vorgesehen. Sie kann auch noch gar nicht gegeben werden, weil in dieser Arbeit ja nur ein Teilgebiet, der Talboden, zur Sprache kommt. Besonders bei der Beurteilung von Talbodenresten im Gehänge ist das Studium aller möglichen Gehängeformen und gehängeeigenen Vorgänge unumgänglich notwendig. Es kann sich also hier nur um vorläufige Hinweise auf Grund der in dieser Arbeit dargestellten Ergebnisse handeln. Es wurde schon darauf hingewiesen, daß sich wohl selten eine Form einen einzelnen Vorgang zuschreiben läßt. Beim Studium der Literatur erhebt sich die Frage, ob nicht häufig aus didaktisch-psychologischen Gründen die Formdeutung so vereinfacht wurde, daß Fehlurteile entstanden. Einer der didaktischen Kunstgriffe besteht darin, einen Bewegungsablauf in einzelne, zeitlich getrennte Phasen zu zerlegen, gleichzeitig ablaufende Vorgänge also aufeinander folgen zu lassen. Zu diesem Vorgehen werden wir auch aus sprachlichen Gründen mehr oder weniger gezwungen. Solche aufeinanderfolgende Phasen sind beispielsweise Hebung, dann Eintiefung, dann Ausweitung. Nun wurde gezeigt, daß in der Talbodengestaltung Akku-

mulation mit gleichzeitiger Seitenerosion oder Tiefen- mit gleichzeitiger Seitenerosion zu durchaus eigenartigen Formen führen, die nicht zu verwechseln sind mit Formen, die entstehen, wenn die zwei gekoppelten Vorgänge nacheinander auftreten, also auf reine Akkumulation reine Seitenerosion oder auf reine Tiefenerosion reine Seitenerosion zeitlich nachfolgen.

Die in dieser Arbeit dargelegte binäre Betrachtungsweise genügt aber sicher noch nicht. Das Gehänge wird ja nicht nur durch das Talgewässer, sondern durch gehänge-eigene Vorgänge, durch Erosion und Denudation, zurückverlegt. Untersuchungsreihen über die gleichzeitige Einwirkung mehrerer Faktoren würden unsere noch sehr mangelhaften Vorstellungen und Einsichten wesentlich vertiefen. Solche konnten in dieser Arbeit noch nicht entwickelt werden.

Im folgenden soll versucht werden, einmal die verschiedenen Vorgänge in ihrer wechselnden Bedeutung einem Längsprofil und den verschiedenen Höhenlagen zuzuordnen, dann zum Problem der Rekonstruktion alter Talböden Stellung zu beziehen, soweit dies aus den Einsichten, die der intakte Talboden vermittelt, möglich ist. Die Frage nach der Rekonstruktion alter Talböden und des Talbildungsvorganges aus den Dokumenten früherer Zustände ist eine Auseinandersetzung mit dem alpenmorphologischen Problem Nr. 1.

Das rein chronologische Problem, die *Datierung* von Resten, liegt nicht im Rahmen dieser Arbeit. Hingegen soll auf zwei Fragen eingegangen werden:

1. Wie wird die Talbodenbildung durch tektonische Vorgänge beeinflusst?
2. Wie muß eine Form im Gehänge aussehen, damit wir sie als Relikt eines alten Talbodens ansehen können, und wie können wir aus solchen Relikten alte Talböden rekonstruieren?

TALBODENBILDUNG, LÄNGSPROFIL UND HÖHENLAGE

Da an der Talbodenbildung, wie wiederholt gesagt wurde, meist verschiedene Vorgänge beteiligt sind, wäre es wünschenswert, wenn der relative Anteil der einzelnen Vorgänge bekannt wäre. Mit einer einzigen generellen Angabe, die für das ganze Alpengebiet gültig ist, werden wir aber diese Aufgabe nicht lösen können. Es muß auch hier versucht werden, zu differenzieren und zu individualisieren.

Die besondern Züge erhält der Talboden durch das Material, aus dem der Felsrahmen, der Untergrund und das Gehänge bestehen, und durch die Lagerungsverhältnisse dieses Materials. Auf diesen individuellen Reichtum, zu dessen Schilderung eine gute Auswahl von konkreten Beispielen gehören würde, sei hier nicht näher eingegangen. Ich verweise auf die Angaben über das Rhone-, Rhein-, Reußtal usw., die zeigten, wie durch Gesteinswechsel der Talbodencharakter sich schlagartig verändern kann.

Der Anteil der einzelnen Vorgänge verändert sich wesentlich auch im Verlauf der Zeit, vor allem durch tektonische Einflüsse und klimatische Veränderungen, dann aber auch im Verlauf fortschreitender Eintiefung oder Aufschüttung. Auf die klimatischen und tektonischen Aspekte wird in diesem Abschnitt verzichtet. Es soll nur gezeigt werden, daß der Talbodenbildungsprozeß und damit die Talbodenform sich teils stetig, teils unstetig, aber doch im allgemeinen in charakteristischer und genereller Weise verändern, wenn wir einem *Talverlauf vom Alpenrand bis zu seinem Ursprung* folgen und damit gleichzeitig in die Höhe steigen, denn

1. Die Wasserführung des Talgewässers nimmt ab, unstetig bei Zuflüssen,
2. Das Gefälle nimmt im Durchschnitt zu, wenn es auch in dazwischenliegenden Flachstrecken vorübergehend abnimmt.

3. Die seitliche Schutzzufuhr aus dem Gehänge nimmt relativ zur Schleppkraft des Gewässers und zur Talgröße im allgemeinen zu.

Daraus ergibt sich:

4. Die Dominanz des Talflusses über seine Zuflüsse nimmt talaufwärts ab.

5. Die Menge des durch den Talfluß transportierten Materials, der Anteil an gut gerundeten Komponenten, nimmt absolut ab. Mit dem zunehmenden Gefälle können aber auch größere Geschiebekomponenten mitgeschleppt werden. Die Korngrößenverteilung im Flußbett wird zunehmend unausgeglichener, der Anteil an eckigen Komponenten vergrößert sich, damit auch die Rauigkeit des Gewässerbettes.

6. Die Temperatur sinkt, die Frosttage und die Tage mit Schneebedeckung nehmen zu.

Damit verknüpft sind:

7. Veränderungen der Vegetation bis zur Baum- und Vegetationsgrenze mit dem Übergang zu unbewachsenen Verwitterungsböden und Halden. Die chemische Verwitterung, damit die Bodenbildung, nimmt ab, die physikalische Verwitterung zu.

8. Damit steht der Übergang vom rein fluviatilen Regime zu den Einwirkungen des Permafrostes, der Schneebedeckung, der zunehmenden Lawinentätigkeit, endlich der Übergang zur ständigen Schnee- und Eisbedeckung, in Zusammenhang. All diese Übergänge, die auch Grenzen genannt werden, — Waldgrenze, Vegetationsgrenze, Schnee- und Eisgrenze — sind nie so scharf ausgeprägt, wie die Begriffe dies auszudrücken scheinen, sie schwanken von Jahr zu Jahr, dann vor allem säkular und steigen seit rund 100 Jahren bis in die Gegenwart immer noch an.

In Bezug auf den Talboden unterscheiden wir von unten nach oben:

1. Eine unterste Talstrecke in deren Talboden ausschließlich akkumuliert wird,

2. Eine fluviatile Talstrecke, in deren Talboden Akkumulation und Erosion mit dem Stufenbau wechseln, vorwiegend aber erodiert wird.

3. Eis und Schnee erfüllte Talböden.

Für die meisten ins Alpenvorland mündenden schweizerischen Alpentäler ist die gegenwärtige Akkumulationsbasis ein Alpenrandsee. Von diesem See ziehen die hochaufgeschütteten Talböden bis weit ins Gebirgsinnere hinein.

Die untersten Akkumulationstalböden sind *breit*, im Querschnitt *horizontal* und in der Längsrichtung *wenig geneigt* (unter 10‰), oft Talbodenebenen. In der Aufschüttung dominiert der Talfluß, der vor den Regulierungsarbeiten stark verästelt dahinfließt, oft ausufernde, viel Feinmaterial ablagerte, das dann beim Austrocknen durch den Wind verlagert wurde, so daß z. T. Dünen entstanden. Altwasser und Randpartien im Winkel von Gehängevorsprüngen und neben Schwemmkegeln versumpften und wurden biologisch verlandet. Rezente Einschüttungen aus Schutthalden fehlen, diese sind bewachsen, oft bewaldet und damit weitgehend befestigt. Der Talbodenrand ist meist auffallend scharf. Das Gehänge mit seinen bewachsenen Schutthalden und gelegentliche Felspartien «versinken» im Talboden. Kleine Schwemmkegel sind bei der großen Talbreite Randbildungen. Nur ganz große Schwemmkegel vermögen den Talboden zu kammern.

Talaufwärts verengt sich der Talboden, oft unstetig, so daß auf eine verschüttete Stufe oder andere Felsbettunregelmäßigkeiten geschlossen werden kann. Mit der Versmälerung des Talbodens nimmt die Bedeutung der seitlichen Schwemmkegel zu. Der Talbodenrand wird unschärfer. Da der Übergang von der Akkumulations- zur Erosionsstrecke kein unverrückbarer Fixpunkt ist, treten in diesem Gebiet häufig Terrassen auf.

Bei zunehmender höhersteigender Akkumulation steigt der Akkumulationsscheitelpunkt im allgemeinen in die Höhe. Wurde aus der höhern Erosionsstrecke in einer ersten Periode viel Material in die Akkumulationsstrecke eingeschüttet, so kann bei abnehmender Geschiebeführung *von oben her* die Akkumulation wieder zerschnitten werden, so daß der Scheitelpunkt der Akkumulation *abwärts verlagert wird*. Oft ist

der Übergang zur Erosionsstrecke mit einer raschen Verschmälerung des Talbodens, manchmal mit einem unvermittelten Übergang zu einer engen Schlucht verknüpft.

Im ganzen ist das Hauptmerkmal des untersten Akkumulationstalbodens seine Einheitlichkeit. Ihr steht die Mannigfaltigkeit aller höhergelegenen Talstrecken gegenüber und zwar nimmt diese Mannigfaltigkeit talaufwärts zu, in oftmaligem Wechsel folgen sich Steilen und Flachstrecken.

Auf die Vielgestaltigkeit der Steilenformen wurde mehrfach aufmerksam gemacht, so daß hier ein Hinweis genügt. Enge Schluchten, in denen der Talboden vom Gewässer ganz erfüllt ist, in denen aber, besonders bei Seitentalmündungen, kleine Talbodenerweiterungen eingeschaltet sein können, wechseln mit breiten Talbodenflächen der Flachstrecken. Talaufwärts nimmt im allgemeinen das Gefälle in den Steilen als auch in den Flachstrecken zu, die Länge der Flachstrecken ab. Diese sind talabwärts oft durch Riegel abgeschlossen. Die Flachstrecke hat dann Beckenform mit einem Erweiterungstrichter am oberen, einem Verengungstrichter am unteren Ende. Bei ganz kurzen Flachstrecken, besonders in höhern Lagen, kommen auch rundliche Umrißformen vor.

In der Flachstrecke ist der Talboden oft von seitlichen Einschüttungen erfüllt. Je höher wir gelangen, umso mehr dominieren diese. Da in den Flachstrecken über Steilen nur vorübergehend akkumuliert wird, nämlich nach Maßgabe des unteren Steilenscheitels, der un stetig tiefergelegt werden kann, auch, weil seitliche Einschüttung und Erosionstätigkeit des Talflusses nicht synchron verlaufen, weil die Hochwasserführung nur episodisch ist, sind die Akkumulationen der Flachstrecken oft terrassiert. Steigen wir weiter, gelangen wir ins Übergangsgebiet von fluviatilen zu glazialen Talböden. Oft markiert diesen Übergang ein Talschluß, aus dem mehrere besonders hohe Stufen über die Waldgrenze, ja bis zur Vegetationsgrenze hinaufleiten. Die Wasserführung der einzelnen Zuflüsse nimmt dann sprunghaft ab. Oft verschmälert sich in diesen Stufen der Talboden zu einem tief eingeschnittenen Rinnenboden, wenn nicht sogar das Wasser in freiem Fall über die Stufe stiebt. In den Flachstrecken dieser oberhalb der Vegetationsgrenze gelegenen Übergangszone ist die fluviatile Umwandlung des glazialen Talbodens noch wenig fortgeschritten. Mächtige Schutthalden, Solifluktion im weitesten Sinn, führen dem Talboden Material zu. Nackte Felsbuckel und Riegel überragen ihn. Frisches Moränenmaterial erfüllt den Boden. Oft fließt das Wasser unter dem Schutt.

Als oberste Talstrecke folgt das eis- und schneerfüllte Tal. Die Gletscheroberfläche ist der Talboden und geht weiter talaufwärts oft in weite Firnbecken über. Stufungen im Gletschertal äußern sich häufig durch Seracs. In den Firnbecken oder halbrunden Karen, aus denen sich schroffe Felswände erheben, endet das Tal und damit auch die höchstgelegene Talbodenform.

TALBODENBILDUNG UND TEKTONISCHE VORGÄNGE

Es gibt Täler, wie etwa das Rheintal unterhalb Basel, die in einem Grabenbruch liegen, andere, wie viele Juratäler, die den Synklinalen von Faltengebieten folgen. Aus so offenkundig engen Zusammenhängen wurde noch bis ans Ende des letzten Jahrhunderts gefolgert (43), auch die tief eingeschnittenen Alpentäler seien die unmittelbare Folge tektonischer Vorgänge, sie seien weitaufgerissene Spalten des Gebirgskörpers. Aber die geologische Durchforschung der Alpen ergab, daß zwar viele Täler tektonischen Ursprungs sind und tektonischen Grenzzonen folgen, daß aber alle Täler durch Erosionsvorgänge entstanden sind und die heutigen Talböden weit unter der ursprünglichen Oberfläche des aufsteigenden Gebirgskörpers liegen. Die Zusammenhänge zwischen Gebirgsbau und Talbildung sind also nicht einfacher Art. Daß aber

trotzdem offenkundliche Zusammenhänge zwischen Talanlage und -Charakter und dem Gebirgsbau vorhanden sind, wurde an mehreren Beispielen gezeigt.

Damit Erosion eintreten konnte, mußte primär das Gebirge gehoben werden. Das Höhersteigen eines Gebirges ist ein langwieriger Vorgang, der mancherlei Schwankungen unterliegt. Perioden rascher Hebung wechseln mit solchen sehr langsamer oder absolutem Stillstand, ja mit Perioden des Rüksinkens. Auch ist nicht nur mit Hebungen en bloc sondern innerhalb des Gebirgskörpers mit differenzierten Bewegungen zu rechnen. Diese Bewegungen dauern bis in die neueste Zeit an (48). Es sind auch für die Alpen im Gefolge der mächtigen Eisbelastungen in den Eiszeiten und den Entlastungen der Interglazial- und Postglazialzeit nach den gesicherten Beobachtungen in Skandinavien isostatische Ausgleichsbewegungen anzunehmen, wenn auch nicht im gleichen Ausmaß und in der gleichen Art.

PENCK glaubte solche isostatische Bewegungen auf Grund von Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit im Isartal und auf Grund von Terrassenbeobachtungen an Seen (Würmsee, Zürichsee und Tegernsee) objektiv nachweisen zu können: „Wo alte Uferterrassen den ganzen See umgürten, haben sie ihre größte Höhe am obern Ende des Sees. So ist es am Bodensee.“ Wie unsicher Terrassendeutungen am Zürichsee sind, konnte weiter oben gezeigt werden. In einer brieflichen Mitteilung äußert sich F. HOFMANN auch sehr skeptisch zur Frage der Bodenseeterrassen. „In der Ostschweiz ist es jedenfalls so, daß ich nirgends einwandfreie junge Verstellungen diluvialer Schichten nachweisen konnte.“ Nach SCHMIDT-THOMÉ (83) erlauben auch die Seekreide-Ablagerungen im Isartal „nicht die Feststellung junger Verbiegungen im Alpenrandgebiet.“ Mit dem Wegfall dieses anscheinend gesicherten Beweismaterials ist die Annahme isostatischer Bewegungen gleichwohl nicht von der Hand zu weisen.

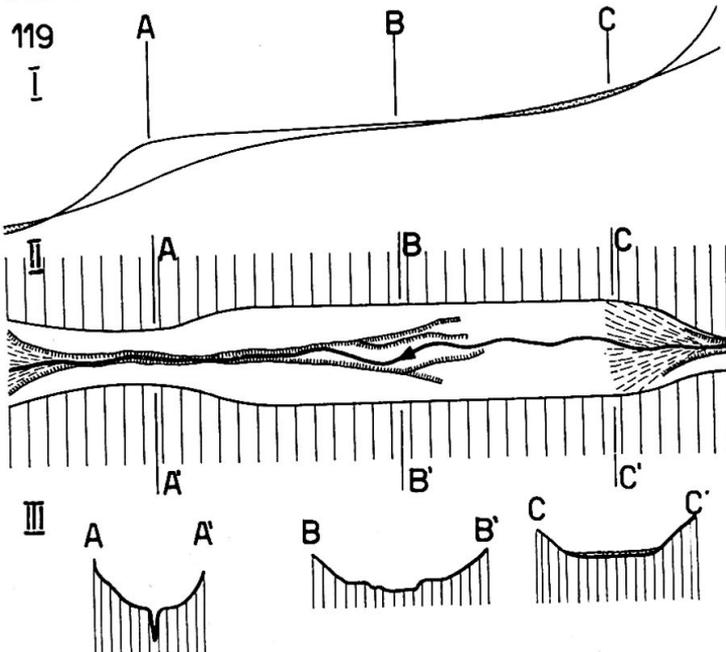
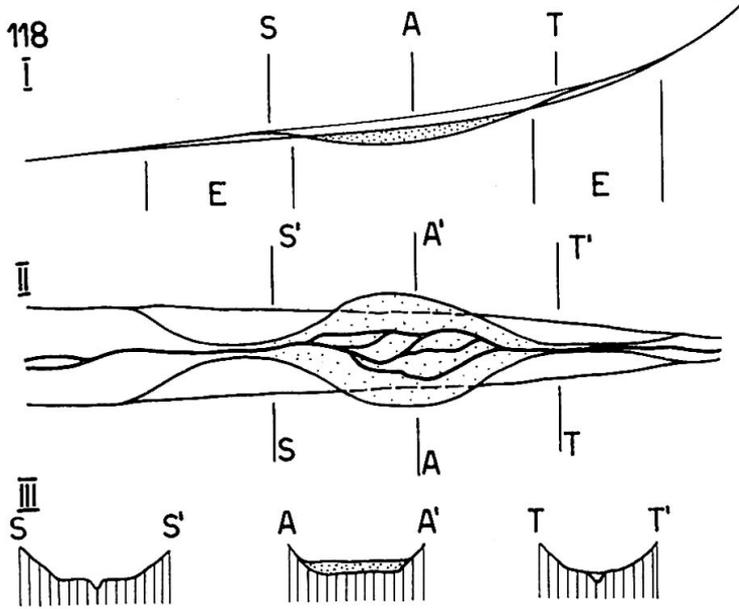
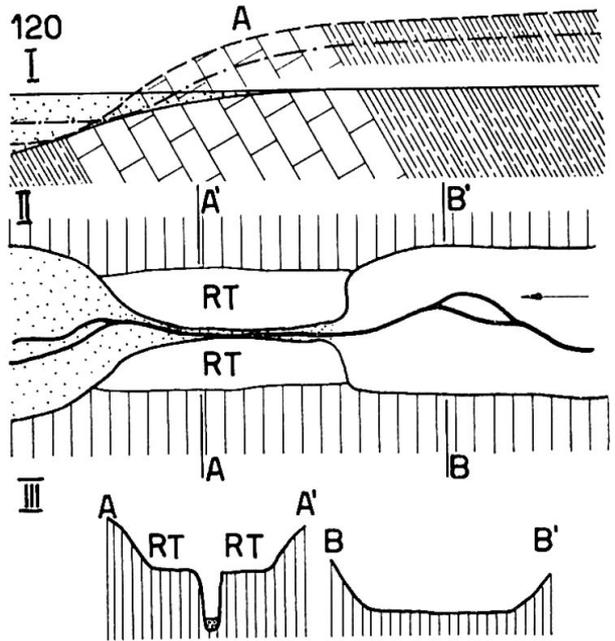
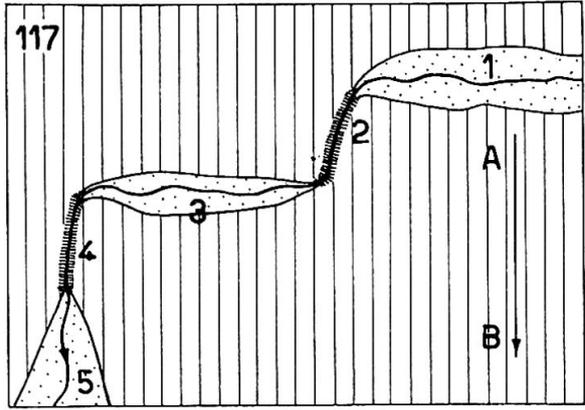
Seit dem ersten Auftauchen wird der Alpenkörper aber nicht nur tektonisch, sondern auch durch exogene Vorgänge, durch Erosion, Denudation aber auch durch Akkumulation umgestaltet. Die exogenen Vorgänge setzen nie aus, ob nun tektonische Bewegungen im Gang sind oder nicht. Endogene und exogene Vorgänge durchdringen sich.

Wenn diese generellen Angaben über tektonische Vorgänge wohl zu Recht bestehen, wenn wir uns also die Hebung des Alpenkörpers periodisch und mehr oder weniger ruckweise vorstellen müssen, so ist doch ein Nachweis meist nur auf Grund morphologischer Indizien möglich. Aber gerade diese morphologischen Indizien sind vieldeutig und deshalb die daraus gezogenen Schlüsse unsicher.

Denn die Auswirkungen der tektonischen Vorgänge machen sich weit über das Gebiet hinaus, wo sie stattfanden, bemerkbar. So schafft jede Hebung zwar neues Gefälle, aber Gefälle kann verlagert und bei dieser Verlagerung durch verschiedene Ursachen — Resistenzunterschiede, seitliche Akkumulation, Konfluenzstufen — in einzelne Stufen aufgeteilt werden.

Zur chronologischen Frage der Hebungsfolgen soll nicht Stellung bezogen werden, wohl aber sei versucht, einige Möglichkeiten der Talbodenbildung und Umbildung durch tektonische Vorgänge zu skizzieren. Dabei bin ich mir sehr wohl bewußt, daß wir nicht den direkten Weg der Beobachtung beschreiten können, denn auch rasch ablaufende tektonische Vorgänge vollziehen sich für unsere Beobachtung so langsam, daß sie kaum meßbar sind. Auf die tektonischen Vorgänge schließen wir aus den morphologischen Folgeerscheinungen. So wird etwa aus verschieden hohen Hochflächen und mehrfach übereinander angeordneten Verflachungen im Gehänge der Täler bis auf 25 Eintiefungs- und Ausweitungsphasen geschlossen. Eine ausgebaute Terminologie beschäftigt sich mit der Erscheinung. Es wird von der Taltreppe gesprochen, und MAULL (64) überschrieb einen Abschnitt seiner Geomorphologie mit «Die Alpen als Hochgebirgstreppe».

Einen Weg, um zu Einsichten über den Zusammenhang zwischen Hebung und morphologische Folgeerscheinungen zu gelangen, ist das morphologische Experiment. 1923 hat STINY (93) über seine Versuche berichtet. Leider sind der Arbeit, der damaligen Ungunst der Zeit entsprechend, wenig erläuternde Diagramme und keine



Photographien beigegeben. Auch fehlen genaue Angaben über den Arbeitsvorgang. Der Untersuchung ist aber doch zu entnehmen, daß eine Gefällsstrecke auch auf geringe Veränderungen des Gefälls viel empfindlicher reagiert, als auf Veränderungen der Wasserführung. Eine Gefällssteigerung setzt z. B. sofort große Geschiebemassen in Bewegung.

Ein weiterer Weg ist das Gedankenexperiment, das aber auch bei vorsichtiger Handhabung doch nur zu hypothetischen Ergebnissen führen kann.

Vorweg sei nochmals betont, daß sich unsere Skizzen nicht mit den ausgedehnten Verebnungsflächen über den Tälern, sondern nur mit den tektonischen Beeinflussungen der Talbodenbildung und Umbildung befassen.

Beginnen wir mit der Annahme einer Hebung en bloc am Alpenrand, ohne Schiefstellung. Nehmen wir ferner an, die Täler im Alpeninnern seien ausgeglichen, mit breiten Talböden auch in resistenten Gesteinen. Der Gefällszuwachs — wenn wir an eine völlig hypothetische, nirgends beobachtete Bruchstufe denken — ist dann zunächst auf eine sehr enge Zone beschränkt. Hier beginnt plötzlich eine starke Erosionstätigkeit. Unterhalb der Erosionsstrecke muß dementsprechend eine gesteigerte Aufschüttung beginnen. Der Bruchstufenscheitel wird mit fortschreitender Hebung zurückverlegt. Dieses kann ganz verschieden geschehen. Da wir von der Annahme eines ausgeglichenen Tales mit breitem Talboden ausgegangen sind, ist die weitere Annahme berechtigt, daß am Alpenrand der Talboden hoch aufgeschüttet sei. In Akkumulationen kann sich eine Bruchstufe des Flußbettes nicht lange halten. Sie wird sehr schnell ausgeglichen und macht sich weit talaufwärts geltend. Erst wo resistenteres Gestein den Talboden quert, wird eine Stufe herauspräpariert. Wird dann bei fortschreitender Hebung auch in der Bruchstufe Anstehendes freigelegt, so ist ein Teil des neugeschaffenen Gefälles schon weit talaufwärts verlagert worden. Aus der gleichen Hebung sind mehrere Stufen entstanden. Die Bildung der Stufe ist ferner abhängig vom Verhältnis der Hebungsgeschwindigkeit zur Geschwindigkeit des Rückschreitens des Steilenscheitels. Findet schon während der Hebung ein Rückschnitt statt, so entsteht auch in standfestem Gestein eine umso flachere Stufe, je langsamer die Hebung vor sich geht.

Wir begegnen somit auch hier der Gestaltung einer Form durch zwei gleichzeitig einwirkende Faktoren: der Hebung und der Rückverlegung des Gefälles. Alle Überlegungen, die beim Abschnitt über Aufschüttung bei gleichzeitiger Seitenerosion angewendet wurden, und die auf die Formung des Felsens unter der Schotterfläche Bezug haben, können mit entsprechenden Anpassungen wiederholt werden. Nehmen wir an, die Hebung beginne zuerst sehr langsam und nehme dann an Intensität zu, um dann wieder langsam abzuklingen, so muß, homogenes Gestein vorausgesetzt, vom Hebungsort ausgehend im Längsprofil eine Stufe entstehen, die im obersten Teil (als dem ältesten und am weitesten zurückgerückten) verhältnismäßig flach einsetzt, dann steiler wird und unten wieder flach ausläuft. Durch inhomogenes Gestein und die Lagerungsverhältnisse entstehen mannigfache Modifikationen.

Fig. 117 Schiefstellung einer Abdachungsfläche mit Längs- und Quertalstrecken. A wird höher gehoben als B. 1 u. 3 Längstalstrecken, 2 u. 4 Quertalstrecken. 5 vom Rand der Schiefstellung her aufgeschüttete Quertalstrecke. Fig. 118 Talbodenaufschüttung in einer Einmündung. I Aufriß: S Schwelle, die durchschnitten wird. A Aufschüttung. E Gebiete erhöhter Erosion. II Grundriß. III Querprofile SS' mit Tiefenerosion, in Kerbe und Terrassenbildung. AA' Aufschüttung in der Mulde. TT' Tiefenerosion mit Kerbenbildung. Fig. 119 Zerschneidung einer Steile. I Aufriß: Bei A Tiefenerosion, bei C Akkumulation. II Grundriß: BB' beginnende Terrassenbildung III Querprofile: AA' im Steilenscheitel Terrassenbildung und enge Flußkerbe. BB' Terrassenbildung zwischen wenig hohen Terrassenbördern. CC' Aufschüttung aus der höherliegenden Steile. Fig. 120 Zerschneidung einer Resistenzsteile. I Aufriß mit drei Längsprofilen. Gestrichelt: Ausgangslage. Strichpunktiert: noch nicht ausgeglichenes Zwischenprofil. Durchgezogen: ausgeglichenes Längsprofil mit Akkumulation im Engpaß. II Grundriß. RT Resistenzterrasse (nach dem Ausgleich) III Querprofile. AA' Resistenzterrasse mit tiefer Kerbe und Aufschüttung in deren Grund. BB Tiefergelegter Talboden hinter dem Riegel, ohne Terrassenreste.

Nach abgeschlossener Hebung wird die tektonisch verursachte Steile mit zunehmender Zerschneidung so stark verändert, daß es immer schwieriger wird, aus der Steilenform über den Hebungsvorgang Aussagen zu machen. Wir werden später nochmals auf die Zerschneidung zurückkommen.

Gehen wir von der Annahme einer Schiefstellung aus, so ist die Beeinflussung der Täler richtungsabhängig. Bei Tälern, die in der gleichen Richtung geneigt sind, wie die Schiefstellung erfolgt, wird das Gefälle erhöht, bei Tälern, die quer zur Schiefstellung geneigt sind, wird das Gefälle nicht verändert, bei Tälern, die entgegengesetzt geneigt sind, wird das Gefälle sogar vermindert. Wird das Gefälle durch Schiefstellung erhöht, so erfolgt der Gefällszuwachs auf der ganzen Strecke gleichzeitig, d. h. ein Gewässer kann sich in einem Talabschnitt auf dessen ganzer Länge auf einmal in einem breiten Talboden einschneiden. Verläuft ein Tal quer zur Schiefstellung, wird zwar das Gefälle des Talflusses nicht verändert, wohl aber das der Zuflüsse. Auf der einen Talseite wird die Erosion intensiviert, so daß der Geschiebetransport zunimmt, auf der andern gehemmt. Im Haupttal wird dadurch die seitliche Einschüttung auf der einen Talseite vergrößert, auf der andern vermindert.

Vermindert sich endlich durch die Schiefstellung das Gefälle eines Tales (das der erhöhten Neigung entgegenfließt), wird die Akkumulation gefördert. Weist ein Tal in einem Gebiet das schiefgestellt wird, verschiedene Richtungen auf, so wird je nach der Richtung der einzelnen Talabschnitte die Erosion mehr oder weniger gefördert, im Extremfall sogar im einen Richtungsabschnitt gefördert, im andern gehemmt. Durch eine einzige Schiefstellung (Fig. 117) kann also ein mehrfach gewinkeltes Tal mehrfach gestuft werden, primär durch den tektonischen Vorgang, sekundär durch die differenziert angeregte Erosion oder Akkumulation.

Nun ist ohne weiteres einzusehen, daß eine Schiefstellung nur Teilerscheinung eines größeren tektonischen Vorganges ist, z. B. Teil einer Aufwölbung. Bei dieser nimmt die Schiefstellung vom Rand her zunächst zu, gegen die Mitte der Aufwölbung ab. Hier kann eine mehr oder weniger große Zone liegen, die nur gehoben, aber nicht schiefgestellt wurde. Rings um den Bereich der Aufwölbung wird aus dieser erhöht Material zugeführt, so daß die Akkumulation sich steigert, wodurch die Talböden sich verbreitern. Im Gebiet der Schiefstellung wird vom Rande der Aufwölbung her das Gefälle aller Talstrecken, die radial zur Aufwölbung verlaufen, zunächst stark, dann wieder abnehmend erhöht, die Erosion also verschieden stark angeregt, damit wird auch die Talbodenzerschneidung und Terrassenbildung verschieden stark sein. Ein zum Zentrum der Aufwölbung radial gerichtetes Tal ist aber nur eine der vielen Möglichkeiten. Durchquert ein Tal die ganze Aufwölbung, so macht sich diese dort, wo das Gewässer der Aufwölbung entgegenfließt, als Einmündung bemerkbar. Eine solche ist in der Wirkung auf den Talboden der Aufwölbung gerade entgegengesetzt. Auch bei der Einmündung ist die relative Richtung des Tales maßgebend. Hier sei nur der Fall besprochen, daß ein Tal eine Einmündungszone zentral durchquert (Fig. 118). Wir teilen die Einwirkung der Einmündung auf das Tal und die Talbodenumgestaltung in drei Abschnitte. Im Bereich des Zuflusses zur Mulde wird das Gefälle erhöht, der Talboden also verengt, ein breiter Talboden dabei zerschnitten. Von hier weg wird Gefälle auch talaufwärts verlagert. Die Einmündung vermindert gegen deren Zentrum zu das Gefälle, verkehrt es von hier bis ans untere Ende eventuell sogar in ein Gegengefälle. Es ist also die ganze Einmündungszone ein Abschnitt der Akkumulation, in welchem der Talboden Linsenform annimmt. Die Höhe der Akkumulation wird bestimmt durch das Ende der Einmündung, wo der alte Talboden einen Gefällsbruch aufweist. Da im Bereich der Einmündung akkumuliert wird, ist das Gewässer geschiebearm. Mit dem Gefällsbruch ist also auch ein Übergang von der Akkumulation zur Erosion verknüpft.

Unsere Überlegungen weiterführend, können wir uns eine Folge von Aufwölbungen und Einmündungen denken. Die Schwierigkeit der Deutung der daraus resultieren-

den Vielfalt der Talbodenumgestaltung kann man sich leicht vorstellen. OTTO AMPFERER (1), der 1921 über diese Möglichkeit publiziert hat, kommt denn auch zum Schluß: «Wenn die quartären Verbiegungen die hier vorgeführte Bedeutung besitzen, so ist klar, daß eine Auflösung der Schotterdecken nach ihren verschiedenen Niveaus ebenso hinfällig ist, wie die von mir seit 1912 bekämpfte Ableitung derselben Schotterssysteme von jeweils dazugehörigen Endmoränenzonen.»

Endlich ist auch der Differenzialbewegung zu gedenken. Ein Gebirge, wie die Alpen, das sich aus so verschiedenen Elementen zusammensetzt, kann im Innern sich nicht einfach wie ein starrer Block verhalten, der als ganzes gehoben und gesenkt, vielleicht noch verbogen wird. Vielmehr ist anzunehmen, daß die einzelnen Elemente gegeneinander bewegt werden und z. B. alte Überschiebungsflächen auch weiterhin als Gleitflächen dienen. An Stelle der Aufzählung einer Vielzahl von Möglichkeiten sei hier ein konkretes Beispiel besprochen.

Im Berner Oberland ist der Steilabsturz des eis- und schneebedeckten Hochgebirges zur vorgelagerten Tal- und Paßzone ein eindruckliches Erlebnis. Weltberühmt ist der mächtige Absturz von Wetterhorn 3701 m, Schreckhorn 4078 m, Eiger 3970 m, Mönch 4099 m und Jungfrau 4158 m zur großen Scheidegg 1961 m, dem Talkessel von Grindelwald, 950 m, der kleinen Scheidegg 2061 m, und dem Lauterbrunnental 800 m. Die ganze Gegend zeigt, wie auch z. T. aus Fig. 121 hervorgeht, einen auffallenden Stockwerkbau mit Talböden in deutlich getrennten Niveaus: Einmal die mit Eis und Schnee erfüllten Kleintälchen zwischen den Hochgipfeln mit Talböden in 3500 m beim Wetterhorn, 3100 m, 3500 m und 4000 m beim Mettenberg-Schreckhorn, 3400–4000 m bei der Jungfrau. Diesen Kleintälchen im Hochgebirge entsprechen die Kleintälchen im vorgelagerten Gebiet vom Schwarzhorn 2928 m, über Faulhorn 2680 m bis zur Daube 2076 m, bei der Schynigen Platte, deren Talsohlen knapp 2000 m bis 2500 m hoch liegen. Zwischen den Kleintälchen der Faulhorngruppe und der Gratregion des Hochgebirges sind die großen Talmulden eingebettet: das Tal von Grindelwald mit breiten Anstiegen zur großen und kleinen Scheidegg und den ausgeweiteten Tälern des Obern und Untern Grindelwaldgletschers, sowie das Lauterbrunnental. Heute wie schon seit langem ist die Erosionstätigkeit in diesen drei Taltypen ganz verschiedener Art.

In den Kleintälern und Karmulden auf über 3000 m bis zu 4000 m Höhe liegen kleine Gletscher, in denen offensichtlich auch heute glazial erodiert wird, und die den Verwitterungsschutt der Felsgipfel wegtransportieren. Die Kleintälchen der Faulhorngruppe sind zum Teil verkarstet und ohne oberirdischen Abfluß. In ihnen herrscht fortschreitende Zuschüttung, denn der Verwitterungsschutt der umliegenden Gipfel wird nicht wegtransportiert. In den breitausgeweiteten Sammeltälern der beiden Lüttschinen wird z. T. erodiert, z. T. akkumuliert.

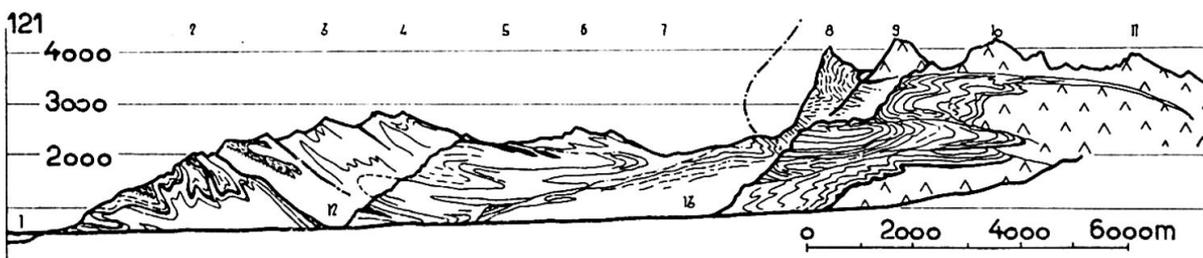


Fig. 121 *Absturz des Hochgebirges im Berner-Oberland zur vorgelagerten Faulhorngruppe und zum Männlichen.* (aus Alb. Heim [45]) Strichpunktiert: Steilgestellte Überschiebungsfläche am Massivrand. 1 Brienzersee. 2 Schynige Platte. 3 Faulhorn. 4 Röthhorn. 5 Männlichen. 6 Tschuggen. 7 Kleine Scheidegg. 8 Eiger. 9 Mönch. 10 Jungfrau. 11 Gletscherhorn. 12 Lüttschenthal. 13 Lauterbrunnental.

In den Glazialzeiten waren die heutigen großausgeräumten Täler von einem einheitlichen zusammenhängenden Gletscherstrom erfüllt, nicht aber die Kleintälchen, deren Individualität auch damals erhalten blieb, so daß in ihnen auch damals in der eigenen Talrichtung erodiert wurde.

Was soll nun hier, so fragen wir, altersmäßig miteinander verbunden werden?

Es sind drei auffallende Niveaus, durch die die drei Formgruppen zusammengehalten werden: Das Niveau der Hochgebirgstälchen, eingebettet zwischen die auffallend ausgeglichene Gipfflur, das Niveau der Kleintälchen der Faulhorngruppe ein Stockwerk tiefer und das Niveau der Böden der weitausgeräumten Täler.

Nach dem Grundsatz: Die Höhenlage entscheidet über das Alter, wären die Hochgebirgstälchen Reste eines ältesten Talsystems, es würden die Kleintälchen der Faulhorngruppe folgen. Die Böden der beiden Lütchinentäler wären die jüngsten Talbodenformen. Der gewaltige Steilabfall, der Sprung vom Hochgipfelniveau zu dem Niveau der Voralpen wäre dann eine alpeneinwärts gewanderte Hebungsstufe, eine Denudationsfront.

Dem steht entgegen, daß eben gerade im höchsten Niveau sicher auch heute noch durch Gletscherschurf kräftig erodiert wird und die darüberragenden Gratgipfel intensiv der Verwitterung ausgesetzt sind, wie der häufige Steinschlag zeigt. Bei den Tälchen der Faulhorngruppe aber werden die Talböden verschüttet. Aus der Höhenlage allein auf ein größeres Alter der Hochgebirgstälchen zu schließen, geht gerade hier nicht an. Vielmehr weisen gerade die Formen der Faulhorngruppe viel altertümlichere Merkmale auf als die scharf profilierten Gratformen des Hochgebirges. Vor allem aber kann im großartigen Steilabsturz des Hochgebirges die Folge einer sehr eindrucklichen Differentialbewegung erkannt werden.

1926 hat ARBENZ (6) auf die sekundäre Steilstellung der Überschiebungsflächen hingewiesen. Auf der Exkursion der geologischen Gesellschaft im Jahr 1932 ins Jungfrauengebiet machte er (7) «auf den großen *morphologischen Gegensatz zwischen dem autochthonen Hochgebirge und dem Deckenland* der Vorberge aufmerksam. Die ungleiche Verwitterbarkeit ist an diesem mächtigen Sprung nicht allein schuld, vielmehr haben wir in ihm die direkte Folge der jungen Auffaltung des Massivs zu erblicken, die erst nach der Deckenbildung erfolgt war und die Überschiebungsfläche der helvetischen Decken gerade in der Region vor den Hochgipfeln bis zur vertikalen Lage steil gestellt hatte. Dank der Widerstandsfähigkeit der autochthonen Gesteine konnten die abtragenden Kräfte diesen Höhenunterschied noch nicht ausgleichen. Die sekundäre Steilstellung der Überschiebungsflächen unter- und innerhalb der helvetischen Decken, sowie die damit im Zusammenhang stehende Überkipfung von Falten ist eine verbreitete Erscheinung.»

Wenn für dieses Alpengebiet eine Rekonstruktion alter Talböden versucht wird, können keine ausgeglichenen Talböden gezeichnet werden. Vielmehr hat sich seit der Auffaltung des Massivs und der Steilstellung der Überschiebungsfläche die tektonische Stufe an Ort und Stelle erhalten. Die Stufenfront witterte nur unbedeutend zurück. Der Steilenfuß der beiden Grindelwaldgletschertäler ist nicht aufwärts gewandert. In einem verhältnismäßig engen Tor durchbrechen die beiden Gletscher die Front des Steilabsturzes. Dann aber sind beide Täler groß ausgeweitet, so daß der Eiger nur noch als schmale Kulisse in der Front steht. In die weiten Talkessel münden die hochgelegenen und vergletscherten Kleintälchen. Nach präglazialen Altformen im Hochgebirgsniveau sucht man vergebens. Gerade die höchsten Steilformen sind sicher nicht die ältesten. Aber auch bei den Kleintälchen der Faulhorngruppe wird eine Datierung schwierig, weil durch die Ausweitung der Haupttäler durch die mächtigen Gletscher der Diluvialzeit eventuelle Talbodenreste, die als Fortsetzung dienen müßten, bis zur Unkenntlichkeit umgestaltet oder sogar zerstört wurden.

DIE REKONSTRUKTION ALTER TALBÖDEN

Talbodenbildung und -umbildung

Die heutigen Böden der Alpentäler werden von Gehängen überragt, die bis 1000 m, in besonderen Fällen bis über 2000 m hoch sind. An der Talbodengestaltung ist deshalb das Gehänge durch seitliche Einschüttung wesentlich beteiligt. Die heutigen Gehänge werden meist noch von höhern Gipfeln überragt, die etwas zurückstehen. Als die Talböden noch auf der Höhe der heutigen Gehängescheitel lagen, waren sie also sicher schon tief eingesenkt, denn damals waren die heutigen höchsten Gipfel noch um ein beträchtliches höher. Auch wenn wir annehmen, daß die Gehänge weniger steil waren, so lieferten sie doch Schutt. Seitliche Einschüttung war, so weit wir aus heutigen Oberflächenformen zurückschließen können, an der Talbodenbildung immer mitbeteiligt. Jede Talbodenbildung ist zugleich immer eine Umbildung alter Talbodenformen. Bei Tiefenerosion wird die alte Talbodenform besonders stark umgestaltet, streckenweise ganz zerstört, bei Akkumulation wird ein alter Talboden nicht nur verschüttet, sondern die Felshohlform durch Seitenerosion zudem umgestaltet.

Gehen wir nun von der Annahme aus, daß rasche Hebungen von langdauernden Ruheperioden abgelöst werden, so müssen wir uns klar sein, daß die Zuordnungen: Hebungsperiode gleichzeitig Erosionsperiode, Ruheperiode gleichzeitig Ausgestaltung breiter Felstalböden nur sehr generell gültig sein können. Eine Hebung schafft Gefälle neu. Dadurch wird die Erosion angeregt, entweder an der Hebungsstufe und von hier aus talaufwärts verlagert, oder, bei Schiefstellung in ganzen Talstrecken. Erhöhte Tiefenerosion wirkt sich aber immer selektiv aus. Die verschiedensten Arten von Resistenzstufen, unterbrochen von relativen Flachstrecken, werden herauspräpariert. Durch das erhöhte Gefälle wird jedoch nicht nur im Anstehenden erodiert, es werden auch große Schuttmassen aus dem Talboden, den Seitentälern und aus dem Gehänge, die vorher schon relativ steil waren, mobilisiert. Jede Hebung hat nicht nur erhöhte Erosion, sondern auch bedeutend erhöhte Massenumlagerung zur Folge. Diese Massen werden nicht restlos aus dem Gebirge entfernt, Sie werden vielmehr z. T. auch an Stellen abgelagert, wo kurz vorher noch erodiert wurde.

Am Ende der Hebungsperiode ist die erhöhte Erosion und Akkumulation nicht abgeschlossen. Sie klingt langsam ab. Wenn nun in einer langen Ruheperiode die Talböden ausgeweitet werden, so sicher vor allem in Zusammenhang mit Akkumulation, d. h. die Ausweitung ist auf große Strecken zugleich verbunden mit einem Höhersteigen des Talbodens, durch welches auch das Längsprofil ausgeglichen und Stufen durch Akkumulationen verdeckt werden.

Auch bei klimatischen Änderungen, dem Wechsel von Pluvial- und Trockenperioden, ist jede erhöhte Erosion in gewissen Talabschnitten mit erhöhter Akkumulation in andern, und zwar auch im Alpeninnern verknüpft.

Folgt auf eine lange Ruheperiode, in der die Talböden verbreitert wurden, eine neue Hebung oder klimatisch bedingte verstärkte Erosion, resultieren verschiedene Möglichkeiten. Setzt in einem Talabschnitt die Tiefenerosion sehr langsam ein, so kann durch ein noch pendelfähiges Gewässer der ganze Akkumulationsinhalt bis auf die Felshohlform ausgeräumt werden. Bei rascher Tiefenerosion entstehen auch in Akkumulationen enge Einschnitte. Aber auch der Felstalboden kann verengt und dann erst schluchtartig zerschnitten werden. Je tiefer der Einschnitt, umso mehr wird der ehemalige Talboden zerstört, wenn nicht senkrechte Schluchtwände entstehen. Durch die zunehmende Gehängehöhe werden aber auch die gehängeeigenen Vorgänge verstärkt, die fluviale Zerschneidung in diesem angeregt, die Denudation im weitesten Sinn belebt. Dadurch werden nicht nur der letzte Talboden sondern auch eventuelle Reste noch älterer Talböden zunehmend zerstört und umgewandelt.

Zu den klimatischen Änderungen sind auch die Glazialzeiten zu rechnen. In diesen wurden nicht nur der fluviatile Talboden, sondern auch die Gehänge bis weit hinauf zum Gletscherbett. Auch der Gegner einflußreicher Glazialerosion im resistenten Fels gesteht dem Gletscher doch zum mindesten den Wegtransport von Schutt zu. Was von früheren Akkumulationen auf Gehängeverflachungen noch vorhanden war, wurde weggeräumt. Durch die Glazialerosion wurden dadurch weitere Zeugen alter Talböden, sicher gerade der imposantesten, breitesten, zerstört und wegtransportiert. Zurück blieben glazial überschiffene Felsformen, die in geeignetem Gestein selektiv außerordentlich stark überarbeitet sind, im Gletscherboden die bereits beschriebenen Unregelmäßigkeiten, wie Kolke, Wannens, Verengungen und Riegel. Bei jedem Gletscherrückzug blieb im Talboden, aber auch im Gehänge, viel glazialer und fluvioglazialer Schutt liegen. In den Interglazialen und in der Postglazialzeit wurde der glaziale Talboden wieder in einen fluviatilen zurückverwandelt. Daran war nicht nur die Erosion, beim Durchsägen von Steilen, sondern in noch höherem Maß die Akkumulation beim Ausfüllen von Hohlformen beteiligt.

Vorfragen der Rekonstruktion

Klären wir zuerst die Vorfrage ab: Welche Talbodenform soll rekonstruiert werden? Verschiedene Möglichkeiten sind zu erwägen. Wie wiederholt betont, ist zu unterscheiden zwischen *fluviatilem Talboden* und *glazialem Talboden*, bei dem es sich ja um eine ganz andere Form, nämlich um einen Bettboden handelt. Beim fluviatilen stellt sich die Frage, ob ein Talboden einer, wenn auch sehr langsamen Tiefenerosion im anstehenden Fels oder ob ein Talboden im Akkumulationsbereich rekonstruiert werden soll. Dazu kommt noch die Altersfrage, womit der Erhaltungszustand eng verknüpft ist. Jüngst zerschnittene Talböden, deren Reste noch auf weite Strecken zusammenhängen und nur durch Seitentäler unterbrochen werden, bieten der Rekonstruktion weniger Schwierigkeiten als alte, von denen nur noch kleinste Reste in Form relativer Verflachungen im Gehänge aufzufinden sind.

Weiter ist zu fragen, ob im Gehänge nur alte Talbodenreste als Verflachungen auftreten können, oder ob durch spätere Vorgänge ähnliche Formen entstehen können. Dabei ist nicht nur an strukturbedingte Formen, an sogenannte Schichtterrassen, sondern auch an Glazialformen zu denken. Dann gilt es die Frage zu beantworten, ob die Ruhepausen zwischen den Hebungsphasen so lang waren, daß ein ausgeglichenes Gefälle zu stande kam oder ob nicht zwischen stark ausgeweiteten Flachstrecken mit breitem Talboden Steilen erhalten blieben, wobei bei den großen Gehängehöhen, nicht nur an unausgeglichene Resistenzsteilen, sondern auch an Akkumulationssteilen, vor allem an Bergsturzsteilen, zu denken ist. Endlich stellt sich die Frage, wie weit bei alten Talböden durch tektonische Vorgänge Verbiegungen anzunehmen sind.

Die Form der Talbodenreste und die Rekonstruktion

Der Erhaltungszustand der Talbodenreste ist sehr verschieden. Auch in den Alpentälern bestehen viele, die sich eindeutig zu ehemaligen Talböden ergänzen lassen. Der Erhaltungszustand ist einmal und vor allem vom Alter, dann vom Material und der Art der Überarbeitung abhängig. Beim Versuch, Talböden zu rekonstruieren — nicht hochgelegene Verflachungssysteme aufzuspüren! — müssen wir von möglichst einfachen und eindeutigen Verhältnissen ausgehen.

Die Zerschneidung einer Talstrecke geht meist nicht auf ihrer ganzen Länge gleichzeitig vor sich. Meist wird von einer Stelle her eine höhergelegene Flachstrecke angeschnitten. Hieraus wurde denn auch auf ein Wandern der Steilen vom Alpenrand bis tief ins Innere — 30, 40 km, in bestimmten Fällen noch weit mehr — geschlossen. Nach den üblichen Rekonstruktionsversuchen werden auch sehr alte Talbodenreste,

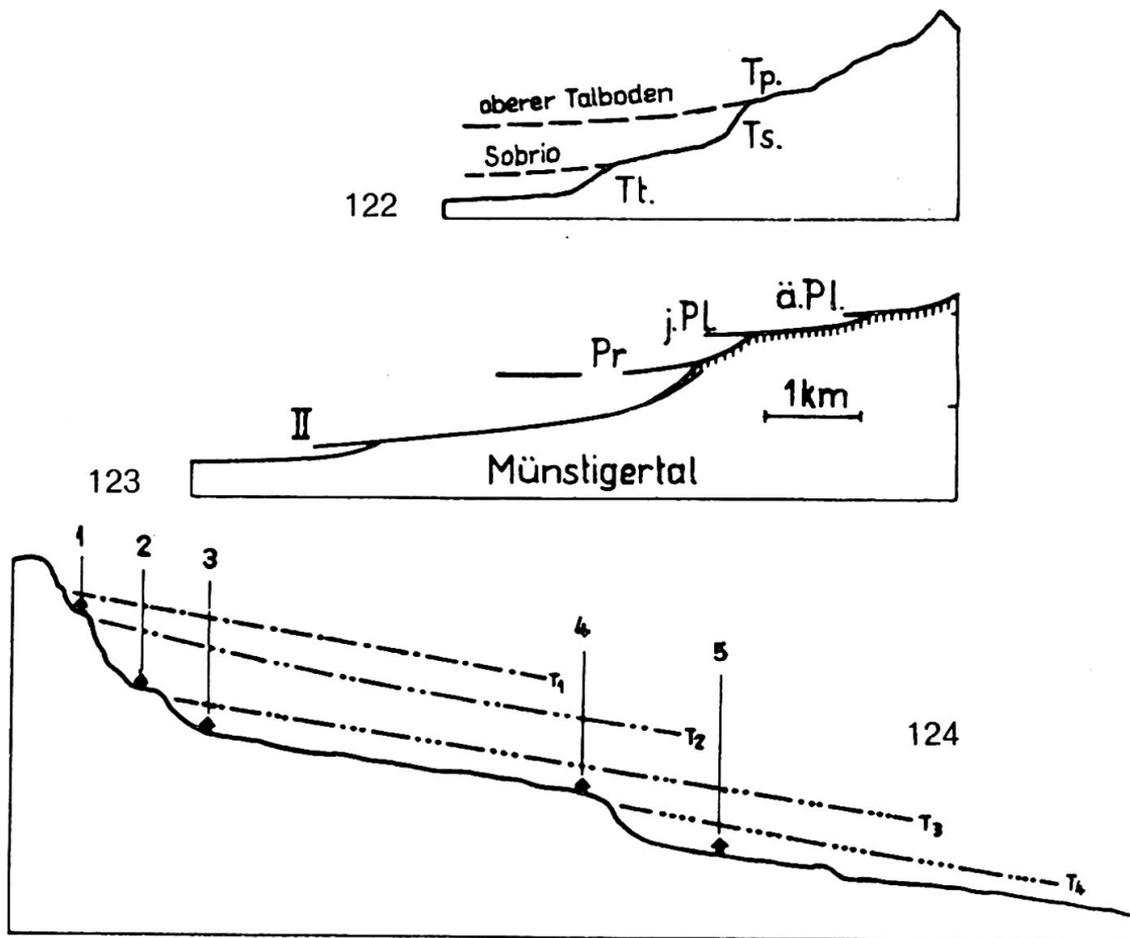


Fig. 122 Talbodenrekonstruktion aus dem Verzascatal mit Anschluß an noch vorhandene Flachstrecke (nach Gygax [41]). Fig. 123 Rekonstruktion im Goms (nach Bögli [10]). Fig. 124 Rekonstruktion aus dem Stillachtal (nach Uhlig [103]).

bis zu altploziänen, talaufwärts an noch bestehende Talböden angeschlossen (Fig. 122 bis 124), in der Annahme, daß diese noch als unzerschnittene Talböden, als Relikte aus einer Zeit, die bis rund 10 Millionen Jahre zurückliegt, zu betrachten seien.

Ob Hochflächen von einem so beträchtlichen Alter noch vorhanden sind, ist eine Frage für sich. Hier stehen nur hochgelegene *Talböden* in Flachstrecken zur Diskussion: Die Annahme, daß in Flachstrecken oberhalb von Steilen keine beachtenswerte Erosion stattfindet, nicht nur vorübergehend, sondern durch Jahrtausende, entspricht offensichtlich den Tatsachen nicht. Nicht nur fluviatil, sondern auch glazial wurde in diesen Flachstrecken erodiert. Solche hochgelegenen Talböden oberhalb von Steilen ließen sich, wenn es wirklich eine Steilenwanderung im Sinn der Terrassentheorie gibt, nur dann mit Talbodenresten im Gehänge geradlinig verbinden, wenn wir von der sehr gewagten Annahme ausgehen, Talböden und Talbodenreste seien um gleiche Beträge tiefergelegt worden. Auch wenn vorsichtig geschätzt wird, sind diese Eintiefungsbeträge doch von der Größenordnung von 100 m.

Wir wollen uns jedoch zunächst nicht mit den Versuchen beschäftigen, weit auseinanderliegende Verflachungen zu alten Systemen zu vereinigen, sondern nochmals in Erinnerung rufen, wie von einer Steile her eine Flachstrecke zerschnitten wird. Da ist zunächst an die außerordentliche Mannigfaltigkeit der Stufenformen zu erinnern (40). Demgemäß gibt es nicht nur eine Art von Rückschnitt in die Flachstrecke. Doch werden wohl die meisten Steilen beim Ausgleich an Ort und Stelle in die Länge gezogen. Aufwärts wandert meist nur der Steilenscheitel, der Steilenfuß rückt nicht, oder nur wenig aufwärts. Der Niagaratypus ist in dieser extremen Form in den Al-

pen nirgends verwirklicht, da die Voraussetzungen dazu fehlen. Aus den Alpen ist mir in keinem größern Tal eine Steile bekannt, die nur aus einem einzigen Wasserfall besteht. Diese sind vielmehr nur eingeschobene Bestandteile einer ganzen Steilenpartie.

Hinsichtlich des Gefällsausgleichs einer Steile und der Steilenwanderung sei auf die Arbeit über das Längsprofil (40) verwiesen. Hier soll nur auf die Auswirkung des Ausgleichs auf die Talbodenform eingetreten und aus der Mannigfaltigkeit der Möglichkeiten die Zerschneidung einer Steile im homogenen Gestein und der Ausgleich einer Resistenzsteile besprochen werden.

Wir gehen aus von einem Steilen-Flachstreckenpaar, wie es durch Fig. 119 wiedergegeben wird. Der Talboden sei auch in der Steilstrecke ausgeweitet (z. B. durch glaziale Vorgänge). Bei rein fluviatilem Regime ist das Gefälle in der Steilstrecke so, daß der Fluß energisch erodiert, Geschiebe wird verhältnismäßig leicht mitgeschleppt, seitlich anfallendes Material weitertransportiert. Durch das Steilengefälle erodiert das Gewässer vornehmlich in die Tiefe, der Lauf ist gestreckt, die Seitenerosion gering, sie beschränkt sich auf die der Wassermenge angepaßte Bettausweitung. In standfestem Material entsteht eine Klamm mit mehr oder weniger senkrechten Wänden. Auch wenn die Schluchtwände zurückwittern, bleiben sie steil. Am Fuß der Steile wird mit abnehmendem Gefälle in Zeiten erhöhten Materialtransportes — vor allem also bei Hochwasser — das Transportvermögen erreicht und überschritten, so daß Material abgelagert wird. Solches wird auch am obern Ende der Flachstrecke abgelagert.

Wird nun der Steilenscheitel in die Flachstrecke zurückverlegt, ohne daß der Steilenfuß aufwärts wandert, so nimmt das Gefälle zunehmend ab. In der Flachstrecke kann bei sehr langsamer Tiefenerosion das Gewässer noch pendeln und somit den Talboden flächenhaft tieferlegen, wobei je nach der Pendelbreite mehr oder weniger breite Terrassen mit talaufwärts abnehmend hohem Terrassenbord entstehen können, wenn die Pendelbreite nicht von Hang zu Hang reicht. Mit zunehmender Zerschneidung bleiben also vornehmlich im Bereich des ursprünglichen Steilenscheitels Restflächen erhalten.

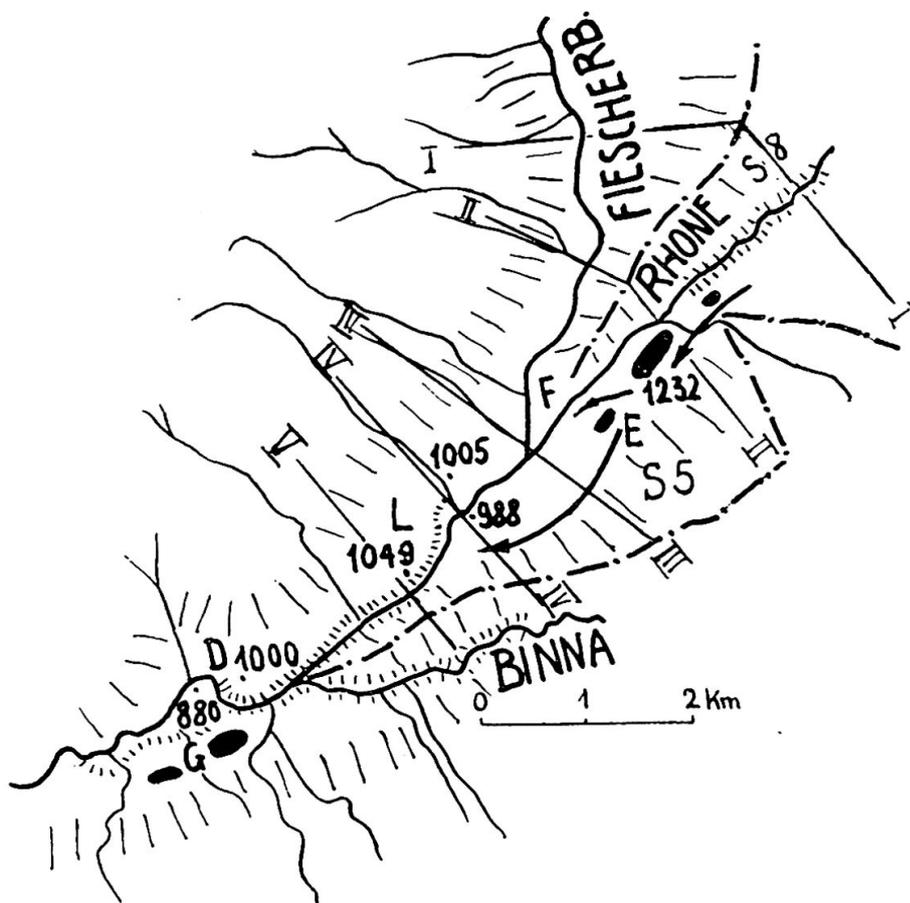
Noch ausgeprägter ist die Herauspräparierung einer Engstelle im Bereich des ursprünglichen Steilenscheitels bei einer Resistenzsteile. Handelt es sich um eine Resistenzsteile mit steil einfallendem Gestein wie bei Fig. 120, so wird bei fortschreitendem Ausgleich ein *Talriegel* herauspräpariert, während oberhalb der ursprünglichen Steile im weniger resistenten Gestein der alte Talboden, wenn die Eintiefung sehr langsam vor sich geht, nach und nach in der ganzen Talbodenbreite tiefergelegt wird, unter Umständen so, daß gar keine Reste vom alten Talboden übrig bleiben.

Wird in der Flachstrecke unterhalb der Resistenzsteile fortlaufend akkumuliert, wandert der Akkumulationsscheitelpunkt durch den Riegel hindurch in den tiefergelegenen Talboden, die alte Flachstrecke oberhalb der ursprünglichen Steile, hinauf. Vom ursprünglichen Talboden bleiben nach abgeschlossenem Ausgleich Reste nur im Bereich der Resistenzsteile erhalten (RT der Figur = Resistenzterrassen). In Glazialzeiten werden gerade diese Riegel als «Steine des Anstoßes» intensiver Glazialerosion unterliegen. Riegeloberflächen sind deshalb meist auch mannigfach gegliedert, glazial stark überarbeitet, sicher auch niedergeschliffen, so daß es kaum angeht, sie als Kronzeugen für ein bestimmtes Talniveau anzusprechen, wie das etwa P. BECK mit seinem Kirchetniveau tat.

Beispiele jungzerschnittener Talböden

Im obersten Teil der Flachstrecke des Goms bei der Stufe von Fiesch hat die Rhone selbst einen Schwemmkegel ins Längstal vorgeschoben. Daran anschließend folgt ein Abschnitt mit unversehrtem Talboden, in dem die Rhone frei pendelt, dann erscheinen beidseitig des immer noch leicht pendelnden Flusses Terrassenbörder. Es

ist konventionell, bei wenig hohen Terrassen noch von einem terrassierten Talboden zu sprechen, ihn also, trotz der beginnenden Zerschneidung noch als Einheit aufzufassen. Die Terrassenbörder werden aber zunehmend höher, der Fluß wird gestreckter und im Flußgehänge tritt anstehender Fels zutage. Der zunächst nur leicht terrassierte wird zum asymmetrisch zerschnittenen Talboden. Auf der linken Talseite im Stufenscheitel liegt die breite von Rundhöckern besetzte und eingemuldete Terrassenfläche von Mühlebach-Ernen (Fig. 125/126). Wo das Fieschertal unter einem spitzen Winkel mündet, ist die Stufe zu Ende. Die beiden Gewässer vereinigen sich in einer Tal-



Rhonetal bei Fiesch
 Fig. 125 Die Zahlen geben Höhen über Meer an und sollen zeigen, wie der glazial überarbeitete Talboden ansteigt. Rundhöcker schwarz. Die Pfeile geben Mulden an D Deisch E Ernen F Fiesch G Grengiols L Lax.

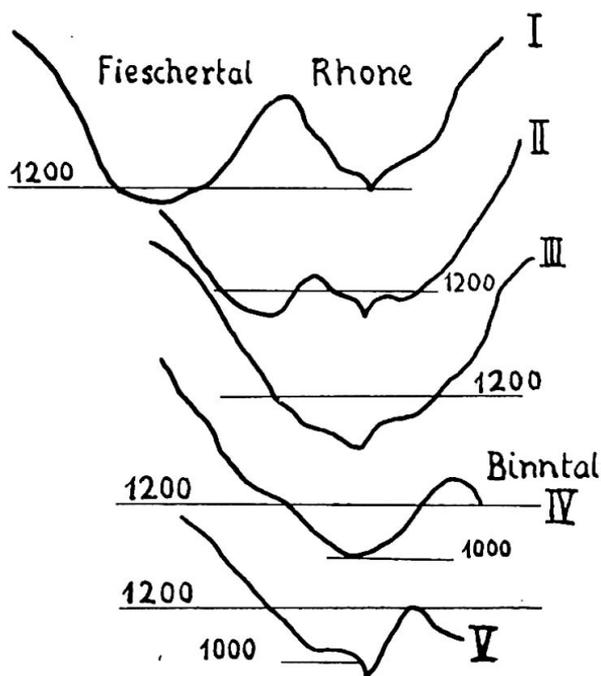


Fig. 126 2^{1/2} mal überhöhte Profile zu Fig. 125. Das Rhonetal liegt vor der Mündung höher als das Fieschertal. Anstieg des glazialen Talbodens von Fiesch nach Lax.

bodenmulde, die gegen Lax ansteigt und deren Ausgang wiederum von der Rhone in tiefer Schlucht zerschnitten wird.

Der zerschnittene Talboden ist, wie schon die Karte erkennen läßt und eine Begehung in vielen Einzelheiten zeigt, stark glazial überschliffen und mit Rundhöckern und Muldenzügen besetzt. Der Gegenanstieg vom Zusammenfluß nach Lax weist auf eine typische glaziale Übertiefung an einer Konfluenzstelle hin. Was wir aus den Talbodenresten von Ernen und Lax herauslesen und rekonstruieren können, ist ein glazial stark überarbeiteter Talboden, der Boden eines Gletscherbettes. Wie der vorangehende fluviatile Talboden aussah, kann daraus kaum mehr herausgelesen werden.

Folgen wir dem Inn im Unterengadin, so fließt dieser bei Lavin in breitem, etwas terrassiertem Talboden, hat sich etwa von der Station Guarda an zunehmend eingeschnitten und liegt bei Ardez, beim Übergang aus dem Kristallin in das Kalk- und Schiefergebiet des Unterengadiner Fensters in einem engen Einschnitt, der sich erst kurz unterhalb Schuls wieder weitet. Die durch den Fluß zerschnittene Stufe von Ardez ist eindrücklich glazial überarbeitet. Von Ardez, der untersten Terrasse über dem Inn, steigt die ganze Fläche, in einzelne Rippen und Mulden aufgelöst, die stufenförmig übereinanderliegen, *talabwärts an*, um dann ins Leere auszustreichen. Unterhalb Ardez quert der Inn, der vorher ganz der rechten Talseite gefolgt, in einer 1 km langen Strecke den Talgrund. Die große Terrassenfläche unterhalb der Stufe liegt auf der rechten Talseite. Verbinden wir die untersten Terrassenflächen über dem Inn mit dem unzerschnittenen Talboden von Lavin, so rekonstruieren wir einen alten Gletscherbettboden mit einer glazialen Felsstufe, mit Gegengefälle, Muldenzügen, Felsrippen und Felsauftragungen, die auch im aufgeschütteten Teil von Lavin bis zur Station Guarda dem Talboden nicht fehlen. Auch hier ist es ganz aussichtslos, den unmittelbar vorangegangenen fluviatilen Talboden zu rekonstruieren.

Von Guarda, Bos-cha und Fetan, die als nächst höhere Terrassen gleicher oder wenigstens entsprechender Höhe in dieser Talstrecke liegen, wird angegeben*, es handle sich um Reste des präglazialen Talbodens. Nun liegt aber Guarda auf der Eckflanke beim Ausgang des Val Tuoi und Verflachungen, z. T. eingemuldet, ziehen sich aus dem Seitental ins Haupttal, die Verflachung von Bos-cha steigt von Anasagna in breiter Front talabwärts an und der Weiler Bos-cha liegt hinter einem breiten Rücken in typischer Sattellage. Bei Fetan ziehen sich Verflachungen mit Muldenzügen in verschiedener Höhe vom Val Tasna ins Haupttal. Bei allen drei Verflachungen ist also starke glaziale Überarbeitung offensichtlich. Bei Guarda und Fetan ist an Eismassen zu denken, die aus dem Seitental über die Eckkante hinweg ins Haupttal mitgeschleppt

* CADISCH (22) schreibt über diese Gegend: „Nach PENCK und BRÜCKNER (77) sowie MACHATSCHEK (60a) dürfte die Terasse von Guarda-Fetan, d. h. unser Niveau 3, dem präglazialen Talboden zugehören. Damit wären alle höhern Niveaus als pliozän und pontisch, die Firnfeldniveaus vielleicht noch als sarmatisch anzusehen. Diese Altersbestimmung stützt sich auf die Verfolgung der Formsysteme aus dem Gardaseegebiet bis zur Reschenscheideck, d. h. bis an die Unterengadiner Wasserscheide, berücksichtigt aber das lange Zeit beanspruchende Rückwärtswandern der verschiedenen Niveaus wohl zu wenig. So wird die Frage noch zu prüfen sein, ob die präglaziale und pliozäne Landschaft in unserm Gebiet nicht erst über den Verflachungen bei 2100 m beginne. Es lägen alsdann ähnliche Verhältnisse wie im benachbarten Mittelbünden vor, wo die quartären Taltröge in eine pliozäne Mittelgebirgslandschaft eingelassen sind...“ und weiter „Auf den untersten Terrassenniveaus längs des Inns lassen sich eine Anzahl glazialer Rinnen feststellen. Geschichtliche Erinnerungen knüpfen sich an die „Foura da Baldirun“... Gegenüber Lavin sind auf ungefähr 1410 m und 1430 m Rinnen in Silvretta-Kristallin eingeschnitten worden. Auf ungefähr gleicher Höhe liegt der wahrscheinlich zeitweilig vom Inn benutzte Einschnitt zwischen Station Guarda und dem Amphibolit-Härtling von La Craista, ferner die Mulde beim Bahnhof Ardez. Weiter gelangen wir in die glazial geformte Landschaft von Craistas-Bellezza-Chanouva, deren westlicher Eckpfeiler der Liasklotz von Steinsberg bildet. Der Gletscher präparierte hier Gesteinsrücken heraus, die in ihrer Richtung den Faltenaxen parallel verlaufen und dem Axialgefälle entsprechend talauswärts ansteigen. Die ganze Glaziallandschaft wird von Sackungsklüften schachbrettartig aufgeteilt und in Rücken- und Muldenteile gliedert...“

wurden, also an eine verschleppte glaziale Mündung, wie wir sie aus der gleichen Gegend von Val Plavna und der Gegend von Tarasp (S. 209) schilderten.

Mit den Beispielen von Guarda-Fetan haben wir schon Talbodenreste im Gehänge besprochen. Zwei betrachteten wir als verschleppte glaziale Mündungen. Auch sie sind Talbodenreste, genauer das Ende des Bodens des Seitentalgletschers, der ins Haupttalgehänge verschleppt ist. Solche Gletscherböden von Seitentälern können in auffallend gleicher Höhe liegen, entsprechend einem bestimmten Eisstand. Trotzdem ist es nicht sinnvoll, solche Mündungsformen benachbarter Seitentäler zu einem alten Boden des Haupttales zu verbinden.

Verflachungen im Gehänge

Nun bleiben immer noch eine Vielzahl von Verflachungen, die man sicher nicht alle als verschleppte Mündungen eines Seitentales ansprechen kann. Viele sind gemuldet, oft Muldenzüge, die übereinander angeordnet, sich weit hinziehen. Auch wenn auf der gleichen Höhe einmal ein fluviatiler Talboden war, so weisen diese Einmuldungen doch auf eine sehr starke glaziale Überarbeitung hin. Wir verweisen nochmals auf die Schilderung von OBERHOLZER (S. 209), die wohl eine besonders eindrückliche horizontale Gehängegliederung, aber durchaus keinen Sonderfall beschreibt. Welcher der übereinander angeordneten Muldenzüge als umgewandelter fluviatiler Talboden ausgewählt werden muß, ist objektiv nicht zu entscheiden.

Scheiden wir auch noch diese Formen aus, so bleiben die Verflachungen, die offensichtlich selektiv herauspräpariert wurden. Auch diese können natürlich als alte Talböden angesprochen werden, wenn sie in der Höhenlage sich gut einordnen lassen. Man verbindet dann mit ihrem Rand die Termini Härte- und Systemkante. Auch wenn wir diese eliminieren, bleiben noch Verflachungen, die weder als glazial stark überarbeitet, noch als gesteinsbedingt anzusprechen sind. Sie treten oft in so großer Vielzahl auf, daß die Auswahl schwierig ist.

Wie sollen nun aus einer Vielzahl von Verflachungen die «echten» Talbodenreste von «unechten» ausgewählt werden? Verschiedene Wege wurden versucht. Der eine besteht darin, möglichst alle Verflachungen im Gehänge in ein System einzuordnen, was darauf hinaus läuft, daß bis zu 20 und mehr Verebnungsphasen angenommen werden. Ein anderer Versuch stellt auf Grund bestimmter Annahmen ein System auf und wählt im Zweifelsfall diejenigen Verflachungen aus, die am besten in dieses System hineinpassen. «Gute» Verflachungen sind dann diejenigen, die einen bestimmten Abstand innehalten und ein bestimmtes Gefälle ergeben (Abstandstypik von ANNAHEIM [30]). MACHATSCHKE (61), der doch selbst Talböden aus Verflachungen im Gehänge rekonstruiert hat, schreibt: «Weitere Versuche, eine vielgliedrige Folge von Eintiefungs- und Verebnungsphasen aufzustellen, (NEEF im Bregenzerwald mit 25, DIWALD im Rosannagebiet mit 22, LAMPRECHT im Zillertaler Zemmgrund mit 19), sind als unkritisch abzulehnen, wenn auch gewiß, wie schon erwähnt, ein mehrfacher Stockwerkbau in Form von übereinander angeordneten Felsfußflächen besteht, wie das u. a. SPREITZER für das obere Murgebiet und die Gurktaler Alpen nachgewiesen hat».

Gibt es aber wirklich kein überzeugendes Kriterium für die Auswahl alter Talbodenreste? Größtes Gewicht wird auf die Höhenangabe von Verflachungen gelegt. Welche Höhe ist maßgebend? Viele der als Talbodenreste angegebenen Verflachungen steigen im Gehänge auf oder ab oder ziehen über einen Sattel, oft sind es ganze Verflachungszonen, die schwer abzugrenzen sind. In den Publikationen werden aber meist nur ausgewählte Querprofile wiedergegeben.

Die Seilkurve und andere Rekonstruktionen

In der Terrassenliteratur wird zur Rekonstruktion von Querprofilen meist eine seilartig durchhängende Linie verwendet, die so gewählt wird, daß der tiefste Punkt

der Kurve ein eindeutiges Gefälle des rekonstruierten Talbodens ergibt. Was soll eine solche Seilkurve bedeuten? Schieben wir die direkte Beantwortung dieser Frage vorläufig noch auf und fragen wir uns, was rekonstruiert werden soll.

Offensichtlich soll versucht werden, *einen fluviatilen Talboden einer langen tektonischen Ruheperiode zu rekonstruieren* und zwar vom Ende der Ruhepause, vor Beginn einer neuen Zerschneidung. *Wir stellen uns einen solchen vorwiegend als breiten, ausgeweiteten Talboden vor.* Ein ausgeglichener, breiter Talboden kann je nach dem Talabschnitt durch zwei entgegengesetzte Vorgänge zustande kommen, einmal durch Akkumulation, meist mit Seitenerosion verbunden, dann durch Tiefenerosion, wobei wir uns vorzustellen haben, daß mit zunehmendem Gefällsausgleich die Tiefenerosion immer langsamer, die gleichzeitige Seitenerosion aber immer wirksamer wird. *Nach dem wenigen, was wir von den heutigen breiten Talböden wissen, kommt der Ausgleich bis weit ins Alpeninnere durch Akkumulation zu stande.* Es läßt sich denken, daß während und noch lange nach der Hebung stürmisch in die Tiefe erodiert wurde, dann aber durch das viele Material, das aus den Alpen hinaus transportiert wurde, vom Alpenrand her der Akkumulationsscheitel ins Alpeninnere vordrang. Vom Alpenrand her entstand schließlich ein breiter, ausgeglichener Talboden *durch Zuschüttung eines älteren, tieferen und engeren, stellenweise schluchtartigen.* Beim Zuschütten wurde die Felsform des vorangegangenen Talbodens und dessen Gehänge durch wirksame Seitenerosion umgestaltet, der jeweilige Talboden verbreitert, wodurch die weiter oben geschilderten Felsformen unter dem Talbodenschotter entstanden. Wenn allerdings in sehr resistenem Gestein die Seitenerosion unbedeutend war, das Gehänge also nicht zurückverlegt wurde, konnte sich der breite Akkumulationsboden in der Felsform des Gehänges gar nicht einprägen, so daß von seiner Höchstlage bei nachheriger völliger Ausräumung der Akkumulationen keine Spuren zurückblieben.

In Talabschnitten, in welche die höhersteigende Akkumulation nicht eindrang, mußte der Ausgleich durch Tiefenerosion erfolgen. Je weiter er fortschritt, umso langsamer wurden die Tiefen, umso wirksamer die entsprechende Seitenerosion. Es entstand ein mehr oder weniger breiter Felstalboden, wenn die ausgleichende Tiefenerosion nicht in Akkumulationen — z. B. beim Ausgleich von Bergsturzstufen — stattfand. Wenn nach einer Ausgleichsperiode der Talboden erneut zerschnitten wurde, lagen je nach dem Talabschnitt ganz verschiedene Ausgangsformen vor.

In den Akkumulationstalböden konnten die Aufschüttungen verhältnismäßig leicht zerschnitten werden. Weiter oben wurden die mannigfachen Möglichkeiten dieser Zerschneidung und die daraus resultierenden Formen besprochen, die von schluchtartigen Formen bis zur flächenhaften Tiefenerosion reicht. Je nach der Wirksamkeit der Seitenerosion wird dabei einfach die verschüttete Felsform freigelegt oder diese durch den Eintiefungsvorgang neu überprägt. Auch bei erneuter Tiefenerosion im Felstalboden konnten ganz verschiedenartige neue Felsformen entstehen.

Was wir heute an Verflachungen im Gehänge vorfinden, sind vor allem Felsterassen. Fehlen Akkumulationen, so heißt dies sicher nicht, daß sie nie vorhanden waren. Es wäre vielmehr sehr sonderbar, wenn noch Reste alter präglazialer Schotter in Alpentälern erhalten geblieben wären. Die gewaltigen Gletscherströme entfernten aber nicht nur die Akkumulationen, sondern überprägten auch die Felsformen. Diese durch verschiedene Vorgänge gestalteten Verflachungen im Gehänge sind selten eben; sie haben meist ein mehr oder weniger ausgeprägtes Gefälle gegen die Talmitte. Es sind ja auch, wie wir zeigten, nicht die direkten Reste der breitesten Talböden, die es nun zu ergänzen gilt, sondern im besten Falle die Felsformen unter diesen.

BOESCH (13) schlug vor, bei Terrassen die mehr oder weniger ebene Fläche Terrassenfläche, die beiden Begrenzungslinien innere und äußere Terrassenkante zu nennen. Wenden wir diese Begriffe auf unsere Verflachungen an, so können wir sinngemäß von Verflachung und innerer und äußerer Verflachungskante sprechen. In einer ersten Generalisierung lassen sich zwei Verflachungstypen unterscheiden (Fig. 127),

solche mit scharf ausgeprägter äußerer (Fig. 127) und solche mit abgerundeter innerer Kante (Fig. 128). Die scharfe Kante ist in vielen Fällen bedingt durch die Gesteinsstruktur, ist dann eine Resistenz- (od. Härte-) Kante. Die scharfe Kante kann aber auch zustandekommen, wenn vom Talgrund her das Gehänge zurückverlegt und bei diesem Vorgang die Verflachung, ev. durch die indirekte Seitenerosionswirkung und die höhersteigende Seitenerosionswand, angeschnitten wird. (Nebenbei sei bemerkt, daß in vielen Rekonstruktionen aus einem gewissen Schematismus auch abgerundete Verflachungskanten scharfkantig gezeichnet (z. B. in Fig. 83) und abgerundete Talbodenstufen in dieser Manier wiedergegeben werden (Fig. 123).

Die überwiegende Mehrzahl der Verflachungen besitzt aber abgerundete Kanten.

Wir können in dieser Abrundung eine Konvergenzerscheinung erkennen und sie dementsprechend ganz verschiedenen Vorgängen zuordnen: Es wurde gezeigt, daß beim *Aufschütten* und gleichzeitiger Seitenerosion Kanten abgerundet werden. Abgerundete Kanten entstehen aber auch bei *Tiefenerosion*, wenn diese in Bezug auf die Seitenerosion stetig an Geschwindigkeit zunimmt. Sie bilden sich auch beim *Rückwittern* einer Wand unter der höhersteigenden Schutthalde (Kurve von LEHMANN [55b]). Vor allem werden bei jeglichem Abschleifen in erster Linie die Kanten gerundet. Abgerundete Kanten sind also auch ein Zeichen glazialer Überarbeitung.

Fig. 127 Querprofil durch ein Gehänge mit abgerundeter äußerer Terrassenkante. A und davon ausgehende horizontale, strichpunktierte Linie: mögliche Höhe eines ausgeweiteten Talbodens (Akkumulationstalboden). Gestrichelte Linie: Rekonstruktion in Seilmanier. B Höhe der Terrassenkante. C Höhe des rekonstruierten Talbodens.

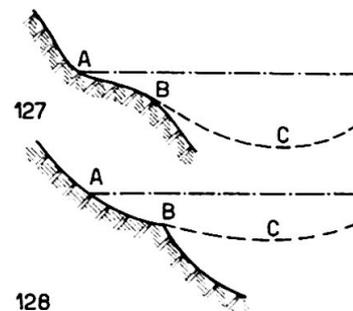


Fig. 128 Gehänge mit scharfer äußerer Terrassenkante.

Wie soll nun eine solche Verflachung im Fels zum Talboden ergänzt werden? Wir gehen von der — schwer zu beweisenden — Annahme aus, eine Verflachung wie in Fig. 127 oder 128 sei wirklich ein Relikt eines ausgeweiteten und ausgeglichenen Talbodens. Dann kann für die Rekonstruktion nur die Höhe der *innern Verflachungskante*, in den Figuren also der Punkt A in Frage kommen, d. h. der höchste Punkt der Felsform, der dem Höchststand der Akkumulation entspricht oder der den Rand des Felstalbodens angibt, bevor erneut rasche Tiefenerosion einsetzte und diesen mehr oder weniger horizontalen Felstalboden wieder umformte und zerschnitt. Irgend ein Punkt zwischen A und B oder B selbst ist bedeutungslos.

Nun aber nochmals die Steilkurve. Es läßt sich einwenden, die eben dargelegte Argumentation sei generell richtig. Bei alten Talböden lägen indes ja gar nicht mehr die ursprünglichen, sondern die glazial überprägten Formreste vor. Die Steilkurve sei dementsprechend Rekonstruktion eines alten glazialen Talbodens. Diese Argumentation ließe sich aber nur auf den unmittelbar präglazialen Talboden und auf Überformung von Talböden der Interglazialen wenden. Dazu ist zu sagen, daß es sich bei glazialen Felsformen nicht um äquivalente Formen zu fluvialen Talböden, sondern um Gletscherbettböden handelt. Bei diesen ist aber ein einheitliches Gefälle sicher nicht rekonstruierbar.

Fassen wir zusammen: Bei der Rekonstruktion ist zu berücksichtigen, daß ausgeglichene Talböden *eben* und auf großen Strecken *Akkumulationsflächen* waren. Die Felsverflachungen mit Gefälle zur Talmitte entsprechen nicht diesen Talböden. Sie entstanden entweder beim *Aufschütten* oder bei der nachfolgenden Zerschneidung durch *Tiefenerosion*. Sie sind zudem glazial meist stark überprägt. Wenn rekonstruiert werden soll, muß logischerweise ein horizontaler Talboden rekonstruiert werden. Aus

allen Gründen ist nicht einzusehen, welche Bedeutung einer Seilkurve zuzuschreiben ist. Vor allem erscheint die Verbindung verschiedenhoher Verflachungen von Gehängen durch Seilkurven und die Anpassung des Durchhanges an ein vermutetes Gefälle sehr problematisch. Seilkurven könnten *im besten Fall* glaziale Bettquerprofile wiedergeben. Das Längsprofil des glazialen Felsbettes hatte aber sicher auch im ausgeglichenen Stadium mehrfache Stufen und Wannen, so daß die Rekonstruktion von Längsprofilen mit ausgeglichenem Gefälle wenig sinnvoll erscheint.

AUSBLICK

Mit der Einsicht, daß zur Rekonstruktion von Talböden die innere Verflachungskante (die meist auch abgerundet ist), verwendet werden muß, ist nun allerdings der Schlüssel für ein solches Unternehmen keineswegs gegeben. Es wäre ja dann anzunehmen, daß die innere Verflachungskante über mehrere Glazialzeiten unverändert erhalten geblieben sei. Aber selbst, wenn wir daran glauben, daß im Gehänge Verflachungen als unveränderte Talbodenreste erhalten geblieben seien, so zeigt sich, daß: in sehr vielen Talstrecken so viele Verflachungen bestehen, daß keine eindeutige Rekonstruktion gegeben werden kann, weil zu viele Rekonstruktionsmöglichkeiten vorhanden sind. Der Punkt A des Querprofils ist zudem ein feststehender Punkt und läßt sich in der Höhenlage nicht verändern, wie dies bei der Seilkurve der Fall ist, durch die ungefähr in der «richtigen» Höhenlage befindliche Verflachungen angepaßt werden können.

So stellt sich die Frage, ob wir mit unsern heutigen Kenntnissen überhaupt in der Lage seien, bestimmte Talböden aus Gehängeresten zu rekonstruieren und zu datieren.

Die Idee, alte Talböden zu rekonstruieren, geht bis ins letzte Jahrhundert zurück und ist aus der Erkenntnis entstanden, daß auch unsere größten Alpentäler nicht einfach tektonisch entstandene weitklaffende Risse im Gebirgskörper seien. RÜTIMEYERS (82a) Anliegen in seiner bahnbrechenden Schrift über Thal- und Seengebilde aus dem Jahr 1869 war es deshalb vor allem, zu zeigen, daß nicht nur im heutigen Talgrund erodiert wird, sondern daß sich bis hoch hinauf ins Gehänge Zeugen alter Täler auffinden lassen. Dieser grundlegenden Idee wird auch heute niemand widersprechen, obgleich den detaillierten Talbodenangaben des Forschers kein Gewicht mehr beigemessen wird.

PENCK und BRÜCKNERS Monumentalwerk ist die folgerichtige Ausgestaltung dieser Grundidee mit der erweiterten Einsicht, daß an der Talgestaltung die Gletscher maßgebend beteiligt waren.

In der Folge wurde die Idee der Rekonstruktion immer mehr ausgebaut und verfeinert, weniger in großen Übersichten als in minutiösen Studien kleiner Talabschnitte. Wurde das gleiche Tal mehrmals bearbeitet, so erfolgten selten Bestätigungen der Vorarbeiten, sondern meist tiefgreifende Umdeutungen und Umdatierungen. Mit der Verfeinerung der Methode mehrten sich aber auch die kritischen Stimmen, vor allem aus dem Lager der Geologen, die z. T. in Tälern jahrelang arbeiteten, deren jüngste Talgeschichte von Terrassentheoretikern nach nur wenigen Monaten Felsstudium beschrieben wurde.

Diese kritisch-warnenden und auf bester Gelände- und Materialkenntnis beruhenden Stimmen dürfen nicht überhört werden.

OBERHOLZER (71), der sein ganzes Gelehrtenleben dem Studium der Glarneralpen gewidmet hat, kommt nach eingehender Überprüfung der Rekonstruktionen von

BODMER und GOGARTEN zum Schluß: «Die durchgehenden Talböden BODMERS und GOGARTENS sind also keine in der Natur fest begründete objektive Erscheinungen, sondern mehr oder weniger willkürliche subjektive Rekonstruktionen.»

Auch die Bemerkungen von WINKLER (106b) verdienen volle Beachtung: «Die grundsätzliche Frage nach den zeitlichen Beziehungen zwischen *Tektonik und Landformung* muß heute noch als ein durchaus offenes Problem aufgefaßt werden. Seine Bearbeitung erfolgte bisher zumeist von geographischer Seite, wobei zwar vielfach eine tieferschürfende theoretische Behandlung der einschlägigen Fragestellungen zu verzeichnen war, aber die Anknüpfung an die speziellen geologischen Befunde fast immer noch nicht ausreichend und nicht genügend begründet erfolgt ist. Denn entweder wurde das morphologische Ergebnis nur mit einem, auf unzureichende *allgemeine* geologische Vorstellungen basierten geologischen Bild in Beziehung gesetzt, oder aber wurde es mit einem speziellen, auf *nicht ausreichende Grundlage* tektonisch-stratigraphischer Natur gegründeten geologischen Entwicklungsgang verglichen»... «Von besonderer Bedeutung erwies sich die volle und richtige Einschätzung der *langen Zeitdauer der geologischen Entwicklung* im vorliegenden Falle speziell jener des Känozoikums und seiner Stufen. Wenn man berücksichtigt, welche vielgestaltigen Veränderungen größere Teile der Erdoberfläche (beispielsweise Fennoskandia, große Teile der Alpen) in dem kaum 20 000 Jahren umfassenden Zeitraum der Spät- und Postglazialzeit erfahren haben (mehrfache Meerestransgressionen mit dazwischengeschalteten Phasen von Süßwasserseen; bedeutende, bis mehrere 100 m erreichende Schollenhebungen und Senkungen tektonischer und isostatischer Art; anschließende gewaltige Erosionsleistungen mariner, fluviatiler und glazialer Natur, mächtige Talverschüttungen durch Bergstürze und Schuttkegel, weitgehendes Deltawachstum, gewaltige vulkanische Aufbauten u.s.w.), so muß man sich bewußt bleiben, daß sich in der *vergleichsweise zirka 4000-mal so langen Zeit des Känozoikums geradezu unvorstellbare Umgestaltungen* vollzogen haben müssen, und daß vor allem mit einem mehrtausendfachen Wechsel des paläogeographischen Bildes als Ausdruck der vielfältigen zeitlichen Verschiedenheiten der gestaltenden äußern und innern Faktoren, innerhalb des Känozoikums zu rechnen ist.» Daraus schließt WINKLER, daß Bezeichnungen wie «alttertiäre», «jungtertiäre» ja selbst solche wie «miozäne» oder «pliozäne» Oberflächen ein ganz unscharfes, wenn nicht falsches Bild erzeugen.

Von den Rekonstruktionsversuchen im Bregenzerwald (NEEF) schreibt GEORG WAGNER (104): «Irgendwelche Hangleisten oder kleine zufällige Verebnungen zu verbinden, ist Spielerei, aber keine gesicherte Wissenschaft. In Gebieten so häufig wechselnden Gesteins und so vieler Seitentäler (infolge ungewöhnlich großer Tal-dichte im undurchlässigen Gestein bei sehr großem Niederschlag und hohem Gefäll) wird man immer Unregelmäßigkeiten der Hanglinien, besonders auf den Riedeln zwischen den Seitentälchen finden, die aber verschiedenster Entstehung sind. Die wenigsten sind Reste alter Talböden. Bei der starken Zerschneidung und der großen Neigung der Flächen ist ihre Verbindung immer unsicher. Ich habe vergeblich versucht, im obern Subersgebiet eine 3. oder 4. Terrasse durchzuverfolgen; schon die zweite blieb zweifelhaft! Die starke Abtragung des Gesteins, die wiederholte Umformung durch das Eis ist einer Erhaltung alter Talböden denkbar ungünstig. Vor allem im Flysch und in der Molasse, wo das Gestein wenig widerständig und die Flußdichte recht groß ist. Bezeichnend ist, daß gerade in den Gesteinen, die der Erhaltung alter Formen besonders günstig sind (Schrattenkalk, Jurakalk, Hauptdolo-mit), die Terrassen sehr spärlich sind... Dies gilt auch für den Oberlauf der Bregenzerach bei Schröcken. Dort sind die sehr hohen Talhänge durch zahllose kleine Verebnungen unterbrochen, so daß auch hier die Versuchung groß ist, eine Reihe von Terrassen zu konstruieren. Hier ist wieder schärfste Kritik am Platze. Denn die Flächenstücke sind noch kleiner als an der untern Bregenzerach, die Hänge sind noch stärker zerschnitten (undurchlässiger Fleckenmergel). Außerdem sind es so viel

Terrassenstücke und in so viel verschiedenen Höhen, daß man in der Verbindung alle Auswahl hat. Peinlich ist nur, daß das Zusammenfügen längerer durchgehender oder gar paralleler Terrassen auf die größten Schwierigkeiten stößt, daß manche dieser Terrassen sogar talauf fallen und daß sie zum Teil so hoch liegen, daß man recht alte Talböden annehmen müßte. Wie sich diese aber im Bereich allerstärkster Abtragung durch Wasser und Eis solange gerade im wenig widerständigen Gestein (Tone und Mergel von Rhät und Jura) erhalten konnten, bleibt ein ungelöstes und unlösbares Rätsel. Daß sie aber gerade dort sehr spärlich sind, wo (unmittelbar daneben) das Gestein für die Erhaltung alter Formen günstig ist (Hauptdolomit), läßt das ganze Terrassenkartenhaus in sich zusammenfallen.»

Vom Tessin schreiben KUHN und VONDERSCHMITT (53): «Die Bildung der Täler und Seen am Alpensüdrand stellt uns vor sehr schwierige Fragen, deren Lösung eine genügende Kenntnis des geologischen Untergrundes voraussetzt. Die bis jetzt unternommenen morphogenetischen Deutungsversuche (SÖLCH 1935, ANNAHEIM 1936, 1946) vermögen trotz den vielen Einzelbeobachtungen nicht zu befriedigen. Die geologischen Daten zeigen, daß die Erosion im Miocaen einsetzte, daß das Pliocaenmeer in bereits vorhandene Täler eindrang. Ein solches pliocaenes Tal kennen wir im Valle Muggio (BUXTORF 1924, VONDERSCHMITT 1940). Die nach dem Pliocaen erfolgte Heraushebung dürfte kaum ohne Verbiegung und lokales Zerbrechen vor sich gegangen sein, so daß die Korrelation von Terrassen- und Systemresten mit äußerster Vorsicht betrieben werden muß.»

Solche ganz unabhängigen Urteile aus verschiedenen Gebieten der Alpen müssen sehr nachdenklich stimmen und zu «äußerster Vorsicht» mahnen.

Diese kritischen Stimmen sind nicht neu. OBERHOLZER hat schon 1933 publiziert, trotzdem wird GOGARTEN und werden andere gleichwertige Autoren zitiert, wie wenn jener nicht gelebt hätte. Bei dieser Sachlage handelt es sich offensichtlich um ein erkenntnistheoretisches Problem, das nicht übersehen werden darf und tief in unserer Psyche verwurzelt ist. Es ist das Bedürfnis nach Sicherheit und gesicherten Einsichten, nicht nur ganz allgemein in unserm täglichen Leben, sondern auch in der Wissenschaft. Es ist uns in unserm Leben unmöglich, alle und jede Lehrmeinung auf ihren Wahrheitsgehalt zu überprüfen, einmal aus zeitlichen Gründen, dann aber auch, weil uns die nötigen Fachkenntnisse für vieles fehlen. Wir sind auf den Glauben an Autoritäten angewiesen und stützen uns auf die zeitliche Bewährung, die umso gesicherter ist, je länger eine Idee unwidersprochen gelehrt wird — bei der Terrassentheorie beruft man sich auf eine ganze Ahnengalerie von Autoritäten und auf über 100 Jahre Bewährungsprobe. Auf dieser breiten Grundlage wurde ein ausgedehntes, systematisch geordnetes und mit Fachausdrücken reich versehenes Lehrgebäude errichtet.

Nun werden die Ergebnisse aus diesem Lehrgebäude in Zweifel gezogen, plötzlich soll wertlos sein, was gesichert erschien. Neuerer zwingen zum Umdenken und bezweifeln die Glaubwürdigkeit von Autoritäten. Das muß für alle jene, die selbst alte Talböden rekonstruiert haben, einem Hausfriedensbruch gleichkommen, und so ist es verständlich, wenn sie die Neuerer als wissenschaftliche Nihilisten bezeichnen. Es ist aber gerade der Vorwurf des Nihilismus, so verständlich er psychologisch ist, fehl am Platze, denn wissenschaftliche Theorien sind keine Dogmen und müssen ihre Glaubwürdigkeit an den Tatsachen immer wieder neu bewähren. Vor allem aber ist darauf hinzuweisen, daß wir alle am gleichen großen Problem arbeiten, an der Aufklärung der Talgeschichte.

In dieser großen Arbeit sind die Morphologen nicht allein. Das Problem der alpinen Talgeschichte gehört in den großen Zusammenhang der Probleme der beschreibenden Naturwissenschaften. Deshalb sind die grundsätzlichen Erwägungen von NIGGLI (68), die er einer petrographischen Arbeit vorausschickte, auch für unsere Fragen von Bedeutung: «Bei allen Problemen der Erdwissenschaften spielt das ge-

schichtliche Element eine hervorragende Rolle, versucht man doch den gegenwärtigen Zustand als Resultat früherer Zustände und deren Aufeinanderfolge verständlich zu machen. Historische Wissenschaften haben jedoch mit ganz besondern Schwierigkeiten zu kämpfen. Selbst im Bereich der anorganischen Wissenschaften ist es praktisch unmöglich, aus dem Produkt oder aus den Folgen einer mechanischen Beanspruchung mit Sicherheit den Ablauf der vorausgegangenen, das Produkt bestimmenden Ereignisse (also die Bildungsgeschichte) eindeutig zu rekonstruieren. Alle Indizienbeweise bleiben unsicher, und Experimente können stets nur dazu dienen, die Wirkung der im Experiment verwendeten Faktorenkombination und Materialeigenschaften festzustellen. Bei erdgeschichtlichen Fragen kommen als Moment der Unsicherheit die durch das vom Menschen kontrollierbare Experiment nicht realisierbaren, gewaltigen Zeit- und Raumabschnitte und der unzweifelhaft vorhandene (und in den Einzelheiten nur vermutbare) einseitig gerichtete Entwicklungssinn störend hinzu. Eine notwendige Folge ist, daß für alle historischen Wissenschaften vorgefaßte Meinungen, Einseitigkeiten, Modeströmungen, das momentane Gesamtbild wesentlich beeinflussen . . . Dadurch, daß die erdgeschichtliche Vergangenheit lediglich aus allgemeinen Gesetzen und verschieden deutbaren Zeugnissen oder Relikten (wie in einem Kriminalfall ohne Augenzeugen) erschlossen werden kann, gibt es immer wieder Zeiten, die sich revolutionär gebärden, weil sie mit neuen Erkenntnissen herrschende Ansichten, manchmal aber auch lediglich fälschlicherweise zu Dogmen erhobene Aussagen anderer Forscher bekämpfen. Immer sind solche Zeiten zugleich fruchtbar und verwirrend.»

Die Frage, ob wir mit unsern heutigen Kenntnissen in der Lage seien, Talböden aus Gehängeresten zu rekonstruieren, läßt sich nicht mit einem glatten Ja oder Nein beantworten, sie muß viel differenzierter gestellt und beantwortet werden. Zuerst ist festzustellen, daß die Kritik sich nicht gegen die Idee der Talbodenrekonstruktion richtet. Zu offensichtlich sehen wir, wie Talböden zerschnitten werden und zu häufig sind Talstrecken, in denen ausgedehnte Verflachungen ungefähr gleicher Höhenlage und eng benachbart zu Formen verbunden werden können, die miteinander entstanden sind. Ob es sich bei diesen zusammengehörenden Verflachungen um einen alten fluvialen Talboden, um eine glaziale Felsbettform, um freigelegte Felsformen unter einem aufgeschütteten Talboden, um herauspräparierte Resistenzformen, um Reste eines Stautalbodens hinter einem alten Bergsturz oder einem andern Hindernis handelt, ist im Einzelfall auszumachen.

Aber so sicher gewisse Formreste miteinander verbunden werden können, so selten lassen sie sich auf große Distanzen eindeutig verfolgen. Plötzlich setzen sie aus, oft bei Talverengungen oder Talbiegungen, oft bei Stufen. Die Schwierigkeit liegt also nicht bei Rekonstruktionen im beschränkten, lokalen Bereich, wohl aber in der Verbindung solche lokaler Befunde über größere Strecken, ganze Flußsysteme oder Alpenabschnitte. Die Schwierigkeit liegt wiederum nicht im Zusammenfassen ähnlicher Formtypen, sondern in der bestimmten Aussage, es handle sich dabei um die Reste eines genau datierbaren Talbodensystems.

WINKLER rügt, daß gewisse Datierungen ein ganz unscharfes, wenn nicht falsches Bild erzeugen. Unscharf und falsch ist aber gerade in diesem Zusammenhang auseinanderzuhalten. Die Überzeugungskraft der Geschichte vom Paß der Maloja von R. STAUB (87a) liegt gerade darin, daß nicht Wert gelegt wird auf genaue Höhenangaben und daß die möglichen alten Flußsysteme nicht als gerade Linien (d. h. ohne alle Verbiegungen) in Längsprofile eingezeichnet werden, sondern daß in sehr großen Zügen, ohne alle ausschmückenden Details, wo sie nicht offenkundig sind, *und in Korrelation mit den Vorlandsedimenten* der wahrscheinliche Ablauf der Ereignisse gezeigt wird.

In dieser Großzügigkeit liegt auch der bleibende Wert von PENCK und BRÜCKNERS Alpen im Eiszeitalter. Wenn sich auch viele Detailangaben als falsch erwiesen, wird doch der Wahrheitsgehalt der großen Übersicht bestehen bleiben.

Die Idee der Talbodenrekonstruktion eignet sich aber nicht für eine verfeinerte Analyse der Gehängeformen. Um beim Bild von NIGGLI zu bleiben, hat man bei den ganz großen Überblicken den Eindruck einer gewissen Wahrscheinlichkeit, bei den verfeinerten Detailangaben aber das Gefühl eines logisch wohl richtig aufgebauten, aber phantasievoll ausgeschmückten Kriminalromans.

Nun besteht die Aufklärung der Talgeschichte nicht nur in der Wiedergabe alter Talbodenhöhen und in deren Datierung., sondern ebenso und sogar vordringlich im bessern Verständnis der Vorgänge, die diese ganz verschiedenartigen Gehängeformen erzeugen, wobei man sich nicht ängstlich mit der Auswahl alter Talbodenreste, sondern wirklich mit allen Formen beschäftigen wird. Es ist eine eingehende Untersuchung der Vorgänge anzustreben, die sich unter den verschiedensten möglichen Bedingungen auf einer nach Neigung und Struktur genau definierten Fläche abspielen und es ist weiter zu untersuchen, wie diese Fläche dadurch verändert wird.

Einen Versuch in dieser Richtung, eine systematische Flächenlehre, hoffe ich in absehbarer Zeit als dritten Teil meiner Untersuchungsreihe über Alpentäler vorlegen zu können.

BIBLIOGRAPHIE

- 1 AMPFERER, O. Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. Jahrb. Geol. Staatsanstalt, Wien 1921.
- 2 ÄNGEBY, O. Recent, subglacial and lateroglacial potholeerosion (evorsion). Lund studies in Geography 1952.
- 3 ÄNGEBY, O. Pothole erosion in recent water-falls. Lund studies in Geography 1951
- 3a ANNAHEIM, H. Studien zur Geomorphogenese der Südalpen zwischen St. Gotthard und Alpenrand. Geogr. Helv. 1, 1946.
- 4 ARBENZ, P. Exkursion No 59: Engelberg-Fürrenalp Geol. Führer 1934.
- 5 ARBENZ, P. Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Obwaldner Alpen Ecl. geol. Helv. 1913.
- 6 ARBENZ, P. Über Verbreitung und Bedeutung der tauchenden Falten in den helvetischen Decken. Ecl. geol. Helv. 1926.
- 7 ARBENZ, P. und andere: Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im Berner Oberland. Ecl. geol. Helv. Vol 25 1932.
- 8 AURADA, F. Reliefgebundene Gletscherdynamik. Mitt. Geog. Ges. Wien 1950.
- 9 BECK, P. Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Ecl. geol. Helv. XVI 1921.
- 10 BÖGLI, A. Morphologische Untersuchungen im Goms. Freiburg 1941.
- 11 BÖGLI, A. Probleme der Karrenbildung Geogr. Helv. 1951.
- 12 BOESCH, H. Beiträge zur Kenntnis der Blockströme. Alpen 1951.
- 13 BOESCH, H. Bemerkungen zum Terrassenbegriff. Tijdschrift van het koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig genootschap LXXIV 1957.
- 14 BOESCH, H. Über das Alter der Gebirge. Kinzl-Festschrift 1958.
- 15 BOESCH, H., CADISCH, J und WENK E. Geol. Atlas d. Schweiz Blatt 425, Zernez mit Erläuterungen.
- 16 BRUNHES, J. Le travail des eaux courantes. Mém. Soc. Fribourgoise des Sc. Nat. 1902.
- 17 BRUNNER, H. Die Landschaft von Chur und Umgebung. Geogr. Helv. 4, 1949.
- 18 BÜDEL, J. Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Erdkunde 1948.
- 19 BURKHALTER, P. Ein Erlebnis auf einem Hüttenpfad. Die Alpen 1951.
- 20 BUXTORF, A. Über Flußverlegungen der Rhone bei Gletsch und bei Brig. Ecl. geol. Helv. 1922.
- 21 BUXTORF, A. und WILHELM, O. Über Sakungerscheinungen im Safiental Ecl. geol. Helv. 1920/22.
- 22 CADISCH, J. BEARTH, P. und SPAENHAUER, F. Geol. Atlas der Schweiz Blatt 420, Ardez.
- 23 CASTIGLIONI, G. B. Solchi d'erosione subglaziale presso premia in Val d'Ossola. Congr. Geogr. Ital. 1954.
- 24 CASTIGLIONI, G. B. Un'antica frana in Val Formazza, Riv. Geogr. Ital. 1955.
- 24a CASTIGLIONI, G. B. Ricerche geologico-petrographiche e geomorfologiche nell'alta Val d'Ossola Ist. Lombardo di Sc. e lettere Milano 1956.
- 25 COAZ, J. Die Launen der Schweizeralpen. Bern 1888.
- 26 COLLET, L. W. Les lacs, leur mode de formation, leurs eaux, leur destin, Paris 1925.
- 27 DAVIS, W. M. Glacial erosion in the valley of the Ticino Proc. Boston Soc. Nat. Hist. XXIX 1900.

- 28 DAVIS, W. M. Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig 1912.
- 29 DISTEL, L. Schliffkehle und Taltrog. *Peterm. Mitt.* 58, 1912.
- 30 DOMARADZKI, J. Blockströme im Kanton Graubünden. *Erg. Wiss. Unters. Schw. Nationalpark III* 1951.
- 31 DRYGALSKI, E. V. Der glaziale Taltrog, *Peterm. Mitt.* 58, 1912.
- 32 EGGENBERGER, W. Kolkbildung bei Überfall und Unterströmen. *Mitt. Versuchsanst. f. Wasserbau ETH Zürich* 1943.
- 33 FINSTERWALDER, R. Die Gletscher des Nanga Parbat, *Zschr. f. Gletscherkunde* 25, 1937.
- 34 FRÜH, JAKOB. Über Form und Größe der glazialen Erosion *Verh. Schw. Natf. Ges. St. Gallen* 1907.
- 35 GAGNEBIN, E. Le Deltis de la Drance de Savoie près de Thonon. *Bull. soc. vaud. sc. nat.* 60 Lausanne 1937.
- 36 GAGNEBIN, E. Les collines de Noville-Chessel près de Villeneuve. *Bull. soc. vaud. sc. nat.* 60 Lausanne 1937.
- 37 GAGNEBIN, E. Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. *Bull. Lab. de géol. Lausanne* 1937.
- 37a *Geol. Generalkarte 1:200 000.*
- 38 GERBER, ED. Morphologische Untersuchungen im Rhonetal zwischen Oberwald und Martigny. *Arb. a. d. Geogr. Inst. der ETH No. 1* 1944.
- 39 GERBER, E. Zur Morphologie wachsender Wände. *Zschr. f. Geom.* VIII 1934.
- 40 GERBER, E. Das Längsprofil der Alpentäler. *Geogr. Helv.* XIII, 1956.
- 41 GYGAX, F. Beitrag zur Morphologie des Verzascatales. *Schweizer Geograph* 11/12, 1934/35.
- 42 GYSEL, G. Erdbauliche Erfahrungen beim Bau der Kraftwerke Löntsch etc. *Schweiz. Techn. Zeitschr.* 1953.
- 43 HEER, O. Die Urwelt der Schweiz. Zürich 1879.
- 44 HEIM, A. Bergsturz und Menschenleben. Zürich 1932.
- 45 HEIM, A. Geologie der Schweiz. Leipzig 1919.
- 46 HORWITZ, L. Contribution à l'étude des cônes de déjections. *Bull. soc. vaud. sc. nat.* XLVII 1911.
- 47 JÄCKLI, H. Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. *Beitr. Geol. d. Schweiz Geot. Serie Lief. 36*, 1957.
- 48 JÄCKLI, H. Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabus. *Ecl. geol. Helv.* 1951.
- 49 JAYET, A. Sur l'origine du caractère arrondi des galets glaciaires et fluvio-glaciaires. *Ecl. geol. Helv.* 50, 1957.
- 50 JØRSTAD, F. Ablationstäler und Ufertäler. *Pet. Mitt.* 101, 1957.
- 51 KISTLER, E. Hydrologische Untersuchungen im Gebiete der Valle Onsernone mit besonderer Berücksichtigung des Kolkphänomens. *Jahresber. Geogr. Ges. Bern XIII*, 1953/54.
- 52 KLEBELSBERG, R. v. Die Tiefe der Alpentäler. Die Alpen 1949.
- 53 KUHN, E. u. VONDERSCHMITT, L. Geologische und paläontologische Probleme des Südtessins. *Ecl. geol. Helv.* 46, 1953.
- 54 KÜNDIG, E. Morphologie, Tektonik und Petrographie. *Schweizer Geograph* 13, 1936.
- 55 LAUTENSACH, H. Die Übertiefung des Tessingebietes. *Geogr. Abh. NF 1* Leipzig 1912.
- 55a LEHMANN, O. Über die Bewegungsenergie des Regenwassers *Zschr. f. Geom.* VI. 1931
- 55b LEHMANN, O. Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden. *Viertelj. schr. Natf. Ges. Zürich* 78, 1933.
- 56 LOUIS, H. Zur Theorie der Gletschererosion in Tälern. *Eiszeitalter und Gegenwart* 2, 1952.
- 57 LUGEON, M. Quelques mots sur le groupement de la population du Valais. *Etrennes helvétiques Lausanne* 1902.
- 58 LUGEON, M. Sur la fréquence dans les Alpes de gorges épigénétiques et sur l'existence de barres calcaires de quelques vallées suisses. *Bull. lab. géol. Lausanne* 1901.
- 59 LÜTSCHG, O. Der Märjensee und seine Abflußverhältnisse. *Annalen d. Schw. Landeshydrogr.* I. 1915.
- 60 LÜTSCHG, O. Über Niederschlag und Abfluß im Hochgebirge. *Schweizerischer Wasserwirtschaftsverband Zürich* 1926.
- 60a MACHATSCHKE, F. Tal- und Glazialstudien im obern Inngebiet. *Mit. geogr. Ges. Wien*, 76, 1933.
- 61 MACHATSCHKE, F. Das Relief der Erde. Berlin 1955.
- 61a MACHATSCHKE, F. u. STAUB, W. Morphologische Untersuchungen im Wallis. *Ecl. geol. Helv.* XX 1927.
- 62 MARTONNE, E. de. L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. *An d. Géogr.* XIX und XX 1910/11.
- 63 MARTONNE, E. de. *Traité de géographie physique.* Paris 1925/26.
- 64 MAULL, O. Geomorphologie. Leipzig 1938, zweite Aufl. 1958.
- 65 MITTELHOLZER, A. Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone. *Schw. Min. Petr. Mitt.* XVI, 1936.
- 66 MORTENSEN, H. & HÖVERMANN, J. Filmaufnahmen der Schotterbewegungen im Wildbach. *Pet. Mitt. Erg. H.* 262, 1957.
- 67 NIGGLI, E. Bericht über die Exkursion . . . in die Urserenmulde. *Ecl. geol. Helv.* 47, 1954.

- 68 NIGGLI, P. Gesteinschemismus und Magmenlehre. Geol. Rschau 1951.
- 69 NIGGLI, P. Gesteine und Minerallagerstätten. II Basel 1952.
- 70 NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSHARD, L., und KÜNDIG, E. Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniothal. Beitr. Geol. Karte d. Schw. N.F. 71 Bern 1936.
- 71 OBERHOLZER, J. Geologie der Glarneralpen. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz N.F. 28 Bern 1933.
- 72 PASCHINGER, H. Das mittlere Inntal und Silltal in der Schlernzeit. Abh. Geogr. Inst. freie Universität Berlin 5, 1957.
- 73 PAVONI, N. Mollassetektonik, Terrassen und Schotter zwischen Glattal, oberem Zürichsee und Sihltal. Ecl. geol. Helv. 48, 1955.
- 74 PAVONI, N. Die rückläufigen Terrassen am Zürichsee und ihre Beziehungen zur Geologie der Molasse. Geog. Helv. X, 1953.
- 75 PENCK, A. Schliffkehle und Taltrog. Pet. Mitt. 58, 1912.
- 76 PENCK, A. Glaziale Krustenbewegungen. Sitzb. Pr. Akad. Wiss. 1922.
- 77 PENCK, A. & BRÜCKNER, E. Die Alpen im Eiszeitalter Leipzig 1909.
- 78 PHILIPPSON, A. Der glaziale Taltrog. Pet. Mitt. 58, 1912.
- 79 PILLEWITZER, W. Bewegungsstudien an Karakorumgletschern Pet. Mitt. Erg. H. 262, 1957.
- 80 PILLEWITZER, W. Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen. Abh. Geogr. Inst. freie Universität Berlin 5, 1957.
- 81 PIWOWAR, ADAM. Über Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalden. Diss Zürich 1903.
- 82 RAPP, A. Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen. Z. f. Geomorph. N.F. L. 1957.
- 82a RÜTIMEYER, L. Über Thal- und See-Bildung, Basel 1869.
- 82b SCHARDT, H. L'éboulement préhistorique de Chironico. Boll. Soc. tic. Sc. nat. Lugano 1910.
- 83 SGHMIDT-THOMÉ, P. Geologie des Isargebietes. Geologica Bavarica München 1950.
- 84 SCHWEIZER, W. Gletscherseen Geogr. Helv. XII, 1957.
- 85 SEYLAZ, L. Die Katastrophe von Mauvoisin anno 1818. Die Alpen 33, 1957.
- 86 SEYLAZ, L. A propos de Tauredunum. Die Alpen 31, 1955.
- 87 STAUB, R. Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. Ecl. geol. Helv. 31, 1938.
- 87a STAUB, R. Der Pass von Maloja. Natf. Ges. Graub. 1950/52.
- 88 STAUB, W. Die Tomalandschaften im Rheintal von Reichenau bis Chur. Jb. Geogr. Ges. Bern 22, 1908/10.
- 89 STINY, J. Versuche über Schwemmkegel Geol. Rsch. 8 1917.
- 90 STINY, J. Die Muren. Innsbruck 1910.
- 91 STINY, J. Neigungswinkel von Schutthalden. Zschr. f. Geom. I, 1925/26.
- 92 STINY, J. Taltröge. Pet. Mitt. 58, 1912.
- 93 STINY, J. Die ostalpinen Eiszeitschotterfluren. Z. bl. f. Min. etc. 1923.
- 94 STREIFF-BECKER, R. Zur Dynamik des Firneises. Zschr. f. Gletscherkunde 26, 1938.
- 95 STREIFF-BECKER, R. Über die Entstehung glazialer Felsformen. V. jschr. Natf. Ges. Zürich 1941.
- 96 STRELE, G. Die Wildbäche und ihre Verbauung. Z. D. Oe. Alpen-Verein 1899.
- 97 SWIDERSKI, B. La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. Mat. carte géol. Suisse N. S. XLVII 1919.
- 98 TÖNDURY, G. Ursachen und Bekämpfungsmöglichkeiten der zunehmenden Hochwassergefahr im Engadin. Wasser- und Energiewirtschaft 1954.
- 99 TRICART J. u. SCHAEFFER, R. L'indice d'éroulé des galets. Rev. d. Geom. dynamique 1950.
- 100 TRICART J. u. CAILLEUX A. Cours de géomorphologie II Géomorphologie climatique. Centre de documentation universitaire, Paris.
- 101 TROLL, C. Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich. Pet. Mitt. Erg. H. 262, 1957.
- 102 TURNAU, V. Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg. Mitt. Natf. Ges. Bern 1906.
- 103 UHLIG, H. Die Altformen des Wettersteingebirges. Forsch. z. deutschen Landeskunde, 79 Regensburg 1954.
- 104 WAGNER, G. Rund um Hochifen und Gottesackergebiet. Öhringen 1950.
- 105 *Wasserwirtschaft, Eidg. Amt.* Untersuchungen in der Natur über Bettbildung, Geschiebe- und Schwebstoffführung. Mitt. 33, 1939.
- 106 *Wasserwirtschaft, Eidg. Amt für* Wasserverhältnisse der Schweiz: Rheingebiet von den Quellen bis zur Talmündung. 1901-04.
- 106a *Wasserwirtschaft, Eidg. Amt für* Deltaaufnahmen. Mitt. 34, 1939.
- 106b WINKLER-HERMADEN, A. Geologisches Kräftepiel und Landformung. Wien 1957.
- 106c WINTERHALTER, R. U. Der Bergsturz bei Silenen vom 18. Juli 1948. Die Alpen 1951.
- 107 WHITEHEAD A. Einführung in die Mathematik. Sammlung Dalp, Bern 1948.
- 108 WISSMANN, H. v. Über seitliche Erosion. Colloquium Geogr. 1, Bonn 1951.
- 109 ZINGG, TH. Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz: Blatt 226-227. Bern 1934.
- 110 ZINGG, TH. Beitrag zur Schotteranalyse. Schw. Min. u. Petrogr. Mitt. XV, 1935.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	117
Der Begriff Talboden und Übersicht über die Talbodenformen und Talbodenbildungsvorgänge	118
Der fluviatile Talboden	131
Flußeigene Talbodenbildung	131
Talbodenbildung durch Akkumulation	131
Zur Geometrie der Aufschüttungsformen	131
Beispiele	141
Die Aufschüttungen durch Gewässer	152
Talbodenbildung durch Seitenerosion	155
Reine Seitenerosion und Seitenerosion bei gleichzeitiger Aufschüttung	155
Seitenerosion am Ein- und Ausgang enger Talstrecken	165
Talbodenbildung bei Tiefenerosion	166
Problemstellung	166
Tiefenerosion und Seitenerosion	166
Talbodenbildung durch seitliche Einschüttung	175
Übersicht über die seitlichen Aufschüttungen	175
Kegelförmige Einschüttungen	175
Schutthalden, Schuttkegel und Talboden	186
Talbodenbildung durch Bergstürze	188
Der glaziale Talboden	193
Talböden in Schnee- und Eisgefüllten Tälern und Ehemaligen Gletschertälern	193
Talböden aus Eis und Schnee	193
Fluviatile und fluvioglaziale Ablagerungen im eisfreien Tal	195
Stau im Talboden durch Seitengletscher	196
Blockströme	197
Der glaziale Felstalboden	198
Vergleich von fluviatilem und glazialem Felstalboden	198
Trogtheorien und Gletschererosion	199
Die glaziale Übertiefung	200
Beispiele von Übertiefungen	200
Schlußfolgerungen	210
Allgemeines	210
Talbodenbildung, Längsprofil und Höhenlage	212
Talbodenbildung und tektonische Vorgänge	214
Die Rekonstruktion alter Talböden	221
Ausblick	230
Bibliographie	234

De la forme et de l'évolution des fonds des vallées alpines

Il est difficile de donner une définition aussi exacte que précise de la nature d'une vallée. On pourrait l'énoncer en trois temps: une forme spéciale dans un matériau donné et due à un processus donné. Ce processus se base sur l'écoulement dirigé des matériaux surtout des eaux, et dans les Alpes également à celui des glaciers. On essaiera de décrire les différents modes de formations des fonds de vallée aussi systématiquement que possible. Dans la formation du fond d'une vallée, l'alluvionement par la rivière et l'accumulation de matériaux amenés latéralement a une grande importance. Les différentes formes des plaines alluviales sont examinées et expliquées avec des modèles simples. De la forme des plaines alluviales on peut tirer des conclusions sur la forme du creux rocheux couvert par l'accumulation.

On étudie le résultat de deux processus simultanés: accumulation alluviale et érosion latérale, creusement et désagregation des versants, creusement et érosion latérale. Le résultat le plus important est que lorsqu'il y a accumulation alluviale et érosion latérale simultanées ils se forment des aplanissements (terrasses) dans les versants. Ces aplanissements sont d'autant plus jeunes qu'ils sont plus hauts. Dans les talus d'éboulis latéraux, on étudie avant tout les cônes et leurs déformations. Les vallées d'origine glaciaire présentent un fond rocheux semblable au lit d'une rivière semé de creux et de cuvettes. Ces surcreusements ont été prouvés par des méthodes sismiques.

Il ressort de la recherche analytique que: la formation du fond d'une vallée est un phénomène très complexe et qu'il ne peut être expliqué que par l'étude simultanée des différents processus. Plusieurs de ces processus sont scientifiquement encore peu explicables, avant tout ceux d'origine glaciaire. Des hypothèses trop simplifiées conduisent à de fausses conclusions. L'influence des différents processus varie suivant l'altitude de la vallée. Jusque dans les temps récents, des incidents tectoniques influencèrent la formation du fond des vallées. Ces incidents tectoniques ne causent certainement pas seulement des soulèvements en bloc de tout le massif alpin, mais aussi des inclinaisons, des plissements à grand rayon de courbure et des mouvements différentiels à l'intérieur des Alpes. De ce fait la reconstitution des anciens fonds de vallée est très difficile. Les anciennes vallées à profil d'équilibre avaient surtout des sols d'origine alluviale. L'érosion glaciaire a éliminé ces alluvionements et a façonné les aplanissements, dit terrasses, de sorte qu'il est presque impossible de reconstituer exactement l'ancien niveau des vallées. Comme les fonds des vallées fluviales à profil d'équilibre étaient presque horizontaux, un arc de cercle comme ligne de reconstitution des profils transversaux est impropre. Aussi il est très difficile de reconstituer le fond d'une vallée glaciaire parce que les lits des glaciers ont des gradins et des surcreusements.

Il résulte que: Les anciens fonds de vallée ne peuvent être reconstitués qu'en gros. La reconstruction d'un grand nombre de phases de creusement conduit à un résultat aléatoire et invraisemblable. Des progrès dans la compréhension des processus des fonds de vallée, de leur transformation et de leur succession dans le temps ne seront possible que lorsque notre connaissance théorique de la formation des fonds de vallée se sera améliorée.

DAS LAUENENTAL UND DER GELTENSCHUSS

ERWIN GENGE

Mit Farbtafel

Das bernisch-saanenländische Lauenental war in den letzten Jahren der Schauplatz eines heftigen Kampfes um ein Naturdenkmal: den Geltenschuß. Zwar warf er keine großen Wellen ins Schweizerland; dennoch rechtfertigt er umsomehr einen Hinweis auch an dieser Stelle, als er zugunsten des Landschaftsschutzes ausfiel und einem Objekte galt, das zu Unrecht eine wenig bekannte Naturschönheit bildet. Im folgenden soll daher im Rahmen einer landeskundlichen Skizze des Tales dieses Ereignisses gedacht werden.

Die Wasser des Geltenschusses werden von den zahlreichen Schmelzwässern des Geltengletschers am Geltenhorn (3071 m) gespeist, die in vielen Kaskaden in ein romantisches Felsenental, das Rottal hinunterstürzen. Die zu einem stattlichen Bach gesammelten Wasser fließen über die Rottalegg in mehreren kleinen Fällen auf die Innere Geltenalp (mit Geltenhütte des SAC), um etwas weiter unten den Geltenschuß zu bilden. Der Ausdruck «Schuß» für Fall — der echte Saaner sagt sogar «Schutz» — ist dem Saanenlande eigen. Im Lauenental selbst besteht noch ein Dungelschuß; hinter Gsteig bildet die junge Saane den Sanetschschuß und von der Oldenalp