Zeitschrift: Mitteilungen der aargauischen Naturforschenden Gesellschaft
Herausgeber: Aargauische Naturforschende Gesellschaft
Band: 31 (1986)

Artikel: Grundzüge einer Geomorphologie des Aargaus
Autor: Gerber, Eduard K. / Hantke, René
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-172785

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 09.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Grundzüge einer Geomorphologie des Aargaus

Von EDUARD K. GERBER † Schinznach-Dorf

Bearbeitet und fertiggestellt von RENÉ HANTKE

Mit der *Lithosphäre* als der *Sphäre des Festen* befassen sich verschiedene Wissenschaften, vorab Geographie und Geologie.

Für das Verständnis der Landschaft ist die *Oberfläche* der Lithosphäre von besonderem Interesse. Mit ihr beschäftigt sich die Geomorphologie, die Wissenschaft von den Formen der Erdoberfläche, ein Teilgebiet zwischen Geographie und Geologie. Diese untersucht die Entstehung der Gesteine, ihr Alter, Bau und Anordnung der Gesteinsschichten. Sichtbar ist die Erdoberfläche; doch «Aufschlüsse» erlauben einen Blick ins Innere. Vom Sichtbaren schließt der Geologe auf den innern Bau.

Für den Geomorphologen ist die *Oberflächenform* von primärer Bedeutung. Sie bildet den Rohbau, auf dem die Landschaft ruht. In der Geomorphologie werden aber nicht die Oberflächen der Felder und Wälder, Straßen und Siedlungen, sondern jene der *Lithosphäre* untersucht. Dabei ist das jeweils herrschende *Klima* von Bedeutung.

Geomorphologie ist zunächst *Formenlehre*. Aber was als Form untersucht wird, ist immer die Oberfläche eines *Materials*. Dieses wird *ständig* durch Vorgänge, die darauf einwirken, *verändert*. Zum Verständnis der Oberflächenformen gehören immer Kenntnisse des *Materials* und der *verändernden Vorgänge*.

Form, Material und Vorgänge

Das Material

Da es bei den Formen der Lithosphäre um die *Oberfläche eines bestimmten Materials* geht, seien die *Gesteine* an den Anfang gestellt; sie bilden die Oberfläche. Der Geologe, der den innern Bau der Erdkruste zu ergründen sucht, zeichnet deren Profile bis weit unter den Meeresspiegel. In der Plattentektonik werden diese gar in Tiefen gezeichnet, in denen von der Kruste absteigende Gesteine wieder aufgeschmolzen werden. Nach der heutigen Erkenntnis ist die Schrumpfungstheorie, nach der die Gebirge mit den Runzeln eines vertrocknenden Apfels verglichen wurden, endgültig überholt. Verfaltungen, Überschiebungen und Brüche sind Folgen von Bewegungen im flüssigen Gestein, im Magma unter der Lithosphäre. In diese Tiefen reicht kein Auge, und selbst tiefste Bohrungen vermöchten nur unter enormem Aufwand die Lithosphäre zu durchstossen. Die aufschlußreichen Profile der Plattentektonik beruhen also auf begründeten Überlegungen.

Mitt. Aarg. Naturf. Ges. Bd. XXXI S. 75–138. 1986

Das Interesse der Geomorphologie beschränkt sich auf die sichtbaren Gesteine. Diese stehen unter *Randbedingungen,* die durch die Oberfläche gegeben sind; sie verhalten sich anders als jene im Innern der Lithosphäre. Die Oberfläche ist der *Verwitterung* und dem *Abtrag* ausgesetzt. Die Geomorphologie fragt daher nach dem Zustand und dem Verhalten des Gesteins in Oberflächennähe.

Um die Gesteine der obersten Zonen zu erfassen, werden diese in *Fest-* und *Lockergesteine* unterteilt.

Lockergesteine sind im Aufbau der Erdrinde von untergeordneter Bedeutung; doch sie überziehen als Mantel fast ununterbrochen die Festgesteine. Nur an wenigen Stellen treten diese als Felswände zu Tage. Alle Lockergesteine entstehen aus Festgesteinen, deren Charakter sie um so mehr beibehalten, je gröber die Korngrößen sind.

Die *Übersicht über die Gesteine im Aargau* beginnen wir mit einer Betrachtung der Fest- und der Lockergesteine.

Festgesteine

Erstarrungsgesteine

Gesteine, welche die Lithosphäre aufbauen, sind ursprünglich durch Erstarren geschmolzenen Magmas entstanden. Es sind daher *Erstarrungs-* oder *magmatische Gesteine,* aufgrund ihrer Zusammensetzung aus verschiedenartigen Kristallen *kristalline Gesteine.* Da Festgesteine in großer Tiefe durch mannigfache Vorgänge, großen Druck und erhöhte Temperatur umgeformt werden, sind viele kristalline Gesteine jünger als die Erst-Erstarrten. Es ist deshalb nicht richtig, sie alle als «Urgesteine» zu bezeichnen. Dies gilt besonders für den Aargau, wo kristalline Gesteine des Schwarzwaldes bei Laufenburg auf Schweizerboden übertreten. Sie sind viel jünger als die ältesten Gesteine und zeigen Adern von noch jüngerem, ehemals flüßigem Material, das längs Klüften in das ältere Gestein eindrang. Gesteine, die durch Wiederaufschmelzen entstanden oder unter großem Druck umgeformt wurden, werden als *metamorphe Gesteine* bezeichnet. Wenn für die Gneise von Laufenburg die Bezeichnung Urgestein falsch ist, so gilt dies nicht für das *Grundgebirge,* dem sie angehören. Dieses taucht am Fuß des Schwarzwaldes unter und bildet im Schweizer Mittelland die Basis, eben das Grundgebirge; es taucht erst im Reußtal bei Erstfeld wieder auf.

Sedimentgesteine

Sedimentgesteine entstehen durch Verwitterung und Zertrümmerung von kristallinen Festgesteinen sowie von Sedimenten, die schon an anderer Stelle abgesetzt wurden. Die Ablagerung kann in einer Schutthalde, ganz in der Nähe des Ursprungsgesteins geschehen. Die Gesteine können aber auch erst nach langem Transport, vorab durch Wasser, als Geschiebe oder als Suspension auf dem Land, im Süßwasser oder im Meer abgelagert werden. Durch meist lange Zeiträume können sie sich zu Festgesteinen konsolidieren. Da Sedimentgesteine aus Locker-

gesteinen entstehen, sind sie typische Grenzflächenprodukte, die sich zwar lokal zu großen Mächtigkeiten anhäufen können, aber gegenüber den Erstarrungsgesteinen der Lithosphäre nur eine Randerscheinung darstellen. Für die Beurteilung der Oberflächenformen kommt ihnen aber entscheidende Bedeutung zu, besonders im Aargau, wo Erstarrungsgesteine mit Ausnahme des Laufenburger Gneises nur als alpine Trümmergesteine auftreten.

Es sind zwei Gruppen zu unterscheiden: Sedimente, die im Meer oder Süßwasser *chemisch* oder *biogen* durch Lebewesen *ausgeschieden* werden, und *mechanische* Sedimente, die durch *Absetzen* und *Verfestigung* von Gesteinstrümmern gebildet werden.

Für den Aargau fallen in Betracht:

Aus Meer- oder Süßwasser ausgeschiedene und verfestigte Sedimente:

1. *Kalkgesteine,* $CaCO_3$
   Kalkstein ist im Jura das verbreitetste Festgestein, der wichtigste Felsbildner. Er kann chemisch nahezu rein auftreten, in Mischung mit Ton als Mergelkalk, als Kalkmergel oder als Mergel. Weitere Mischgesteine sind dolomitische Kalke und Sandkalke.

2. *Dolomitgestein,* $CaMg(CO_3)_2$
   Dolomit tritt im Jura ebenfalls gesteinsbildend auf.

3. *Anhydrit und Gipsgestein*
   Anhydrit ist wasserfreier Gips, $CaSO_4$. Gips enthält noch Wasser im Kristallbau, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Beide treten im Jura als Festgesteine auf, sind aber an der Oberfläche nicht allzu beständig. Anhydrit nimmt Wasser auf und verwandelt sich unter Volumenvermehrung in Gips. Gips ist wasserlöslich und zerfällt.

4. *Steinsalz,* NaCl
   Steinsalz ist nur unter Wasserabschluß als Gestein beständig.

Aus Trümmern gefestigte Gesteine:

1. *Brekzien*
   Sie entstehen durch Verkittung wenig transportierter eckiger Trümmer, so aus Schutthalden-Material und Felsstürzen.

2. *Konglomerate, Nagelfluhen*
   Es sind verfestigte Kiese und Schotter mit gerundeten, also weiter transportierten Trümmern.

3. *Sandsteine*
   Sie bilden sich aus Grus, Sand oder Schluff durch Verkittung mit Kalk oder Kieselsäure.

4. *Tongesteine*
   Es sind verfestigte Tone oder Mergel. Im Aargau – im Mittelland wie im Jura – sind die Tone zwar gut verdichtet, aber schlecht verkittet. So enthält der Opali-

nuston im Schieferton ein Kalkskelett, das bei der Verwitterung leicht ausgewaschen wird. Tonschiefer, wie sie in den Alpen unter großem Druck und erhöhter Temperatur gebildet wurden, fehlen.

Lockergesteine

Lockergesteine haben *Einzelkorn-Struktur.* Ihre unechte Kohäsion beruht auf der Oberflächenspannung des Wassers zwischen den einzelnen Körnern. Diese zerfällt, wenn die Poren mit Wasser gefüllt werden oder ganz austrocknen.

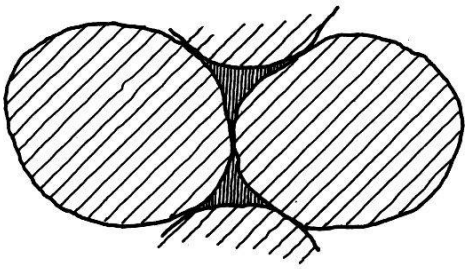


Fig. 1. Die einzelnen Körner werden durch die kohärente Wechselwirkung mit dem Porenwasser zusammengehalten.

Bildung von Lockergesteinen

Je nach der Bildung verändern sich die Bestandteile der Lockergesteine: durch Verwitterung chemisch, durch Transport in der Form. Lockergesteine können durch Verwitterung an Ort und Stelle entstehen. Im Jura sind es bei Kalken oft plattige, eckige Trümmer mit tonigem Feinmaterial.

Durch die Vegetation bildet sich der fruchtbare Überzug des von Humus bedeckten Bodens, in dem es zur Bildung von Tonmineralien kommt. Durch Wassertransport werden Trümmer gerundet, nach der Größe gesondert und das Feingut schwebend als Schlamm transportiert. Bei der Ablagerung entstehen Schotter verschiedener Korngrößen, in wenig bewegtem Wasser Sandbänke, in ruhendem Schlammablagerungen.

Wieder anders verfrachtet fließendes Eis. In Moränen finden sich neben Blökken auch feinere Komponenten bis zu Tonen.

Der Wind vermag Feinsand und Staub zu transportieren; aus ausgewehten Moränen-Ablagerungen bilden sich Löße.

Zur Beschreibung der verschiedenen Arten von Lockermaterial wurden besonders im Bauwesen Methoden entwickelt, die den praktischen Anforderungen genügen. Daraus ist die Bodenmechanik entstanden; Boden versteht sich dabei nicht als fruchtbarer Boden, der in der Bodenkunde untersucht wird, sondern als dessen Unterlage.

Charakterisierung und Eigenschaften

Lockergesteine sind charakterisiert durch Luft- oder Wassergefälle zwischen den Festgesteinsbestandteilen. Das Lockergestein besteht somit aus drei Phasen: Festsubstanz, Wasser und Luft, die sich experimentell bestimmen lassen und als drei getrennte Volumina dargestellt werden:

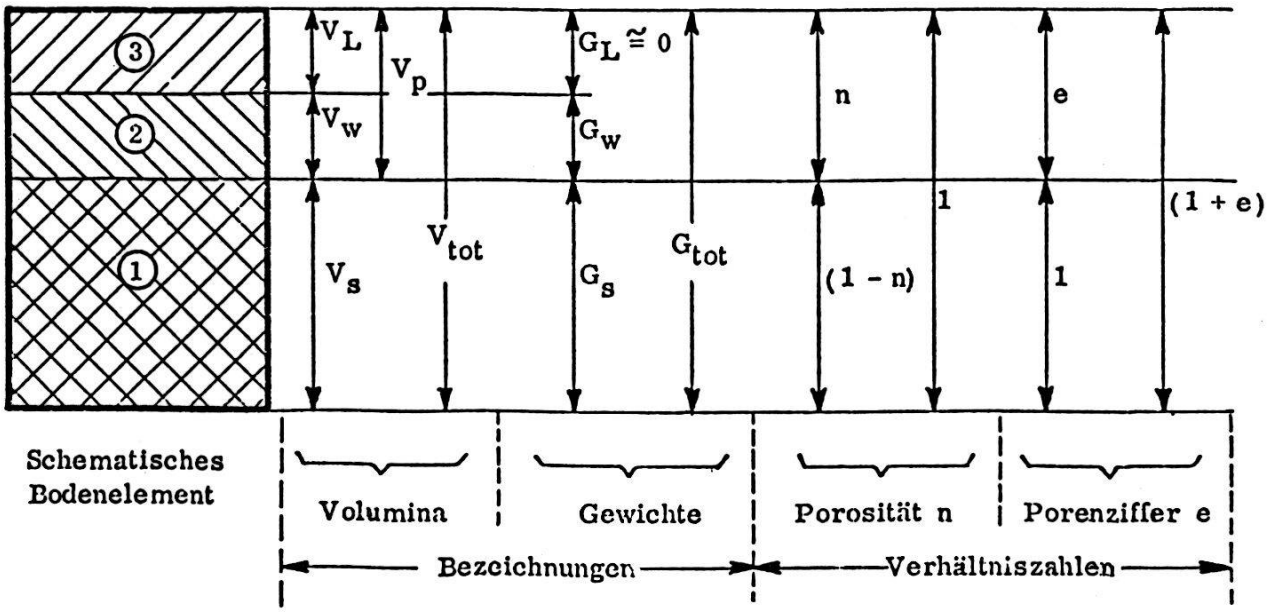


Fig. 2 Parameter bei Lockergesteinen ① Festgesteinsvolumen V_s ② Wasservolumen V_w ③ Luftvolumen V_L

Aus den Volumen ergeben sich folgende Beziehungen:

Porenvolumen	$V_p = V_w = V_L$
Totalvolumen	$V_{tot} = V_p = V_s$

Daraus lassen sich die Verhältniszahlen bestimmen, die für ein bestimmtes Lockergestein charakteristisch sind.

Porosität	$n = V_p : V_{tot}$
Porenziffer	$e = V_p : V_s$
Sättigungsgrad	$S_r = V_w : V_p$

Die spezifischen Gewichte, meist in t = m^3, ergeben sich aus:

Festsubstanz	$\gamma_s = G_s : V_s$ (oft ca. 2,65 bis 2,75 t/m^3)
Wasser	$\gamma_w = G_w < V_w = 1$ t/m^3
Feucht-Raumgewicht	$\gamma = G_{tot} : V_{tot}$
Trocken-Raumgewicht	$\gamma_d = G_s : V_{tot}$

Die Korngröße, die durch den Durchmesser d in mm erfaßt werden kann, ist für ein bestimmtes Lockergestein und sein Verhalten maßgebend. Meist liegt ein Gemisch verschiedener Korngrößen vor, die bei größeren Fraktionen durch Sieben bestimmt werden und deren Anteil gewogen wird. Für Silt und Ton bestehen besondere Methoden. Es werden folgende Fraktionen unterschieden:

1. Steine, Blöcke	größer als 60	mm
2. Kies G (gravel)	2–60	mm
3. Sand S (sand)	0,06– 2	mm
4. Silt M (silt)	0,002– 0,06	mm
5. Ton C (clay)	feiner als 0,002	mm–2 μ

Die Grenze von 0,06 mm ergibt sich aus praktischen Gründen, da kleinere Körner von bloßem Auge nicht mehr erkennbar sind. Silt und Ton lassen also von Auge kein Korn mehr erkennen.

In Bergstürzen kommen Klötze bis zu Hausgröße vor, die durch Gletscher ins Alpen-Vorland getragen und dort oft wie Steinbrüche abgebaut wurden. Bei der Klotzfraktion findet der Übergang von Lockergestein zu so großen Trümmern statt, daß sie als selbständige Felsmassen zu betrachten sind. Solche entstehen auch bei Sackungen.

Den Riesenklötzen stehen am andern Ende der Skala die feinsten Fraktionen gegenüber, bei denen nicht nur das Korn recht klein ist, sondern neuartige Eigenschaften auftreten. Die Fraktion unter 0,002 mm (2 μ), die als Ton bezeichnet wird, besitzt Eigenschaften, die einer besondern Betrachtung bedürfen. Der Anteil der einzelnen Fraktionen läßt sich graphisch als *Summenkurve* darstellen.

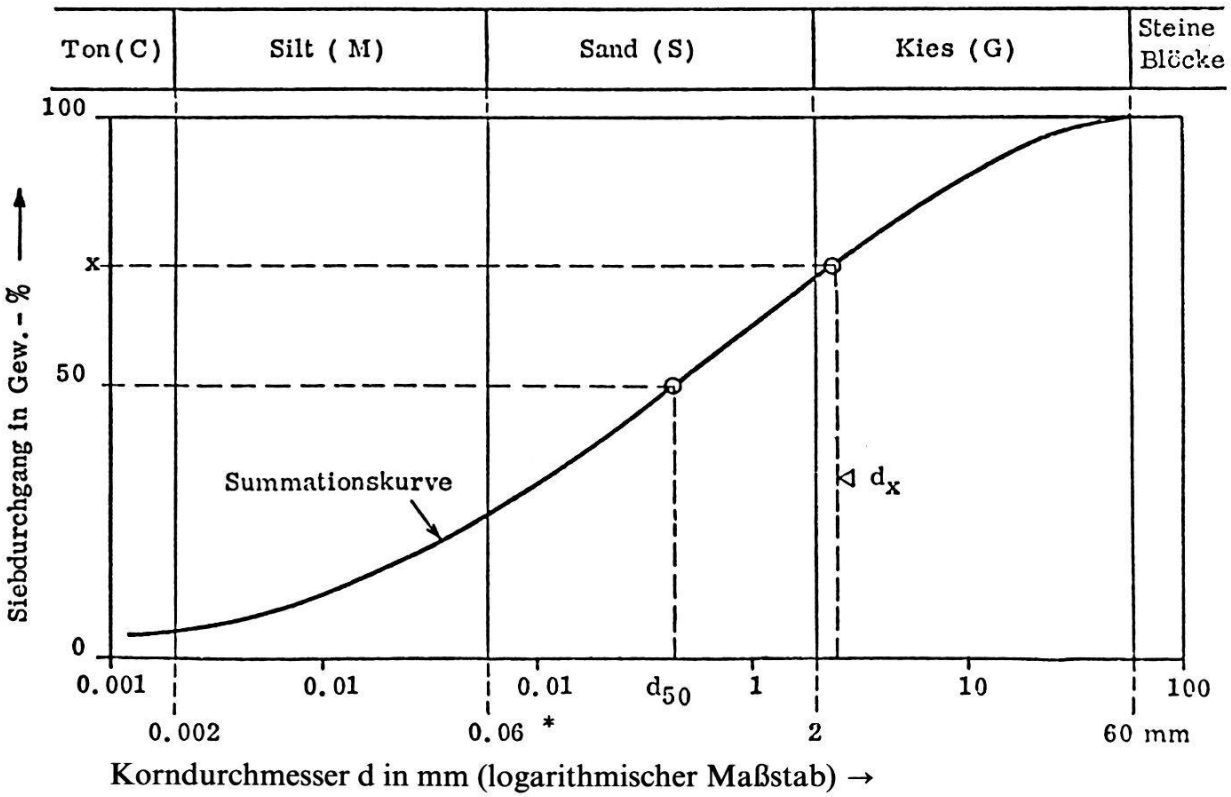


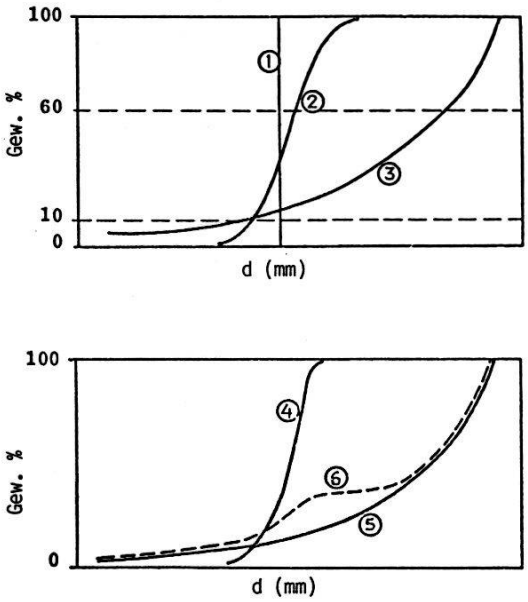
Fig. 3 Summationskurve bei Lockergesteinen
* Gewichtsprozente der Körner haben kleinere Korndurchmesser als d_x

Die Fraktionen lassen sich weiter unterteilen in Fein-, Mittel-, Grob-Kies bzw. -Sand.

In der Baupraxis ist vorab Kies von Bedeutung. Was größer ist als 60 mm, eignet sich für viele Zwecke weniger und wird deshalb einfach als «Stein» und «Block» bezeichnet. Für die Geomorphologie ist eine weitere Gliederung erwünscht, so die von P. NIGGLI:

Block-Fraktion	2– 20 cm
Block-Fraktion	20–100 cm
Klotz-Fraktion	200 und mehr cm

Die verschiedenen Arten von Kornverteilungen ergeben folgende Bildtypen:



① U = 1 lauter gleich große Körner
② U = klein gleichförmiger Boden
③ U = groß ungleichförmiger Boden

④ schlecht abgestufter Boden (eine Korngröße überwiegt) Kurzbezeichnung P (poorly graded)
⑤ gut abgestufter Boden, alle Korngrößen vertreten. Kurzbezeichnung W (well graded)
⑥ wie 5, aber eine Korngröße fehlt; daher auch Kurzbezeichnung P

Fig. 4 Kornverteilungskurven von Bodenproben

Zirkulierende Wässer in Lockergesteinen

Die Rolle, die dem Wasser im Boden zukommt, ist abhängig von der Korngröße und bei feinen Fraktionen von der chemischen Zusammensetzung, vom Anteil und von der Art der Tonmineralien. Im grobblockigen Schutt, wie er unter Felswänden entstehen kann und für Felsstürze typisch ist, versickert das Wasser auch bei stärksten Regengüßen ungehindert, fließt unterirdisch ab und erscheint am unteren Ende der Blockschüttung als Bach. Durch den Wassergehalt einer solchen Schüttung wird die Festigkeit nicht beeinflußt.

Im Kies sowie im Gehängeschutt kann Wasser leicht zirkulieren.

Blockschutt und reiner Kies sind kohäsionslose Lockergesteine. Bei ihrer Schüttung kann ein maximaler Böschungswinkel nicht überschritten werden, der sich nicht ändert, ob das Material trocken oder feucht ist.

Bei Sand wird die Wasserzirkulation mit abnehmender Korngröße zunehmend behindert, ist aber noch möglich. Trockener Sand ist kohäsionslos und besitzt einen maximalen Böschungswinkel. Feuchter Sand ist kohärent und besitzt keinen maximalen Böschungswinkel; er kann, wie jede Sandgrube zeigt, senkrechte Wände bilden. Die kritische Höhe h_c (in m) einer senkrechten Wand läßt sich als $\frac{4c}{\gamma}$ bestimmen.

Dabei bedeutet c die Kohäsion in t/m^2 und γ das Raumgewicht in t/m^3. Wird die kritische Höhe überschritten, so bricht die Sandwand zusammen, und durch Nachstürze wittert die Wand parallel zurück. Dabei bleibt am Fuß ein Sockel stehen, der meist von Sturzschutt verhüllt ist. Werden die Poren im Sand mit Wasser gefüllt, bricht die Kohäsion zusammen: der Sand beginnt zu fließen. In kürzester Zeit kann in einer Sandgrube eine Wand durch eine enge Kerbe zerschnitten werden.

Schon in siltigem, vor allem aber in tonigem Material wird Wasser absorbiert und chemisch in die Tonmineralien eingelagert. Für Wasser ist Ton undurchlässig. Die Filtergeschwindigkeit v eines Lockermaterials wird nach DARCY als $v = k \cdot J$ erfaßt. Dabei bedeutet *k* einen *Durchlässigkeitswert* und J das Sickergefälle, das sich aus Höhendifferenz H und der Strecke L des durchflossenen Materials ergibt als $J = \frac{H}{L}$.

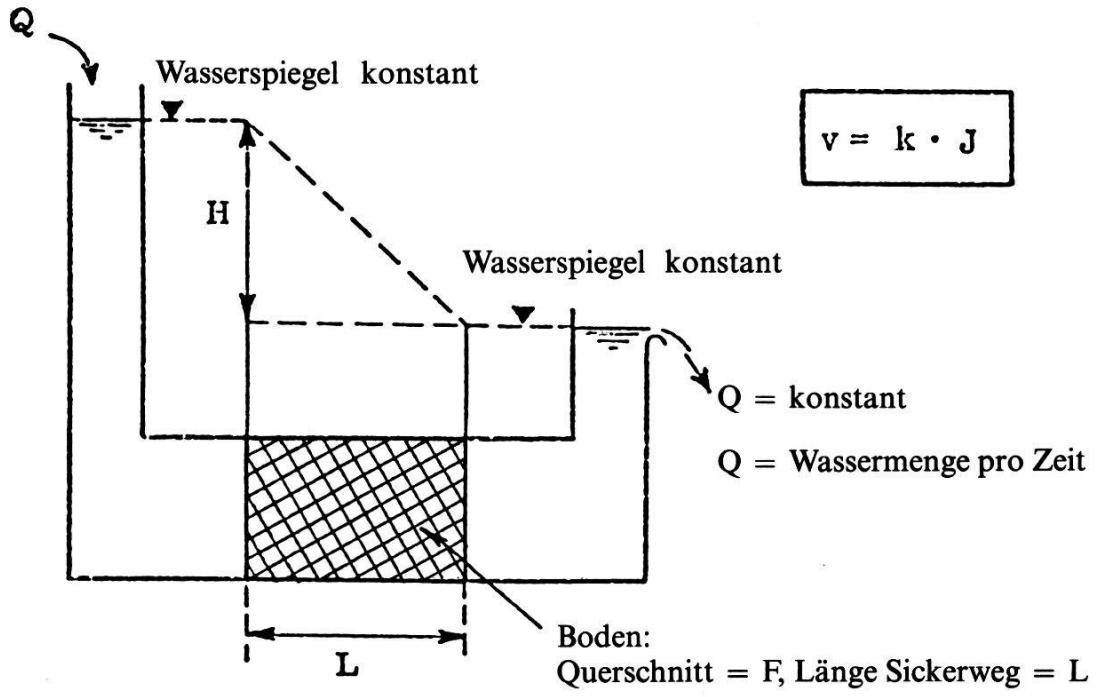


Fig. 5 Durchlässigkeitsbestimmung nach *Darcy*

Die folgende Tabelle gibt Werte für Durchlässigkeitswerte *(= k-Werte)*

	k in cm/sec		k in cm/sec
saubere Kiese	$10^{+1}-10^{-2}$	Silt	$10^{-3}-10^{-6}$
siltiger Kies	$10^{-2}-10^{-6}$	Silt bis toniger Silt	$10^{-5}-10^{-8}$
toniger Kies	$10^{-6}-10^{-8}$	toniger Silt bis Ton	$10^{-6}-10^{-8}$
saubere Sande	$10^{0}-10^{-3}$		
siltige Sande	$10^{-3}-10^{-6}$		
tonige Sande	$10^{-6}-10^{-8}$		

Die Entwässerbarkeit der Böden ist

gut für k bis 10^{-4}
schlecht 10^{-4}–10^{-6}

Ein Boden ist praktisch *undurchlässig* bei k kleiner als 10^{-6}. Die Tabelle zeigt, welche Bedeutung Silt- und Tongehalt für die Wasserzirkulation zukommt.

Je nach der Porengröße verhält sich Wasser im Lockergestein verschieden. In großen Hohlräumen zirkuliert es wie in einem komplizierten Röhrensystem und wie es für klüftige Festgesteine angegeben wurde. Werden die Poren kleiner, so kann es kapillar über den Grundwasserspiegel ansteigen. Bei noch feineren Poren und feinerem Korn wird es an deren Oberfläche zunehmend absorbiert und im kolloidalen (Ångström)-Bereich gar chemisch gebunden. Dabei wird der Chemismus des Materials zunehmend wichtiger. H. PALLMANN hat diesen Zusammenhang wie folgt veranschaulicht:

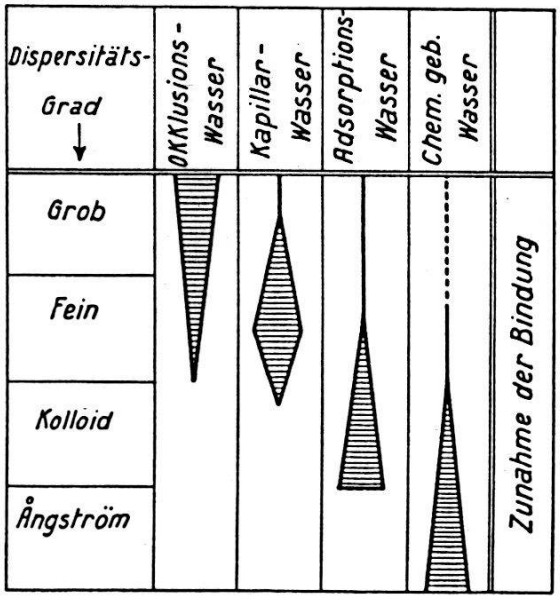


Fig. 6 Vorherrschende Wassertypen in grob-, fein-, kolloid- und ångström-dispersen Systemen (schematische Darstellung)

Die Eigenschaften von tonigem Material

Sind in einer Grobschüttung der Fraktion «Steine und Blöcke» die Zwischenräume so groß, daß der Ausdruck Poren durch «Hohlräume» zu ersetzen und die chemische Zusammensetzung der Blöcke für das Wasser kaum wesentlich ist, so zeigt sich beim Übergang von Silt zu Ton das andere Extrem. Für das Verhalten dieser feinen Fraktion ist der Chemismus der Festsubstanz von größter Bedeutung. Quarz in feinster Körnung, unter 0,002 mm, vermag kein Wasser ins Molekül einzubauen, einen plastischen Zustand gibt es nicht. Trockener Quarzstaub geht bei Wasseraufnahme direkt in den fließfähigen Zustand über.

Bei echten Tonen vermögen Tonmineralien Wasser ins Molekül einzubauen; dadurch wird bei einem gewissen Wassergehalt das Material plastisch.

P. NIGGLI (1952) hat die Bezeichnung Ton rein nach Dispersionsgrad abgelehnt und für Fraktionen $< 2\mu$ die Bezeichnung Schlamm vorgeschlagen, unterteilt in

Feinschluff und Schweb. So angebracht diese Umbenennung wäre, so wenig ist sie durchgedrungen.

Je nach Wassergehalt nehmen Tone verschiedene Zustandsformen an.

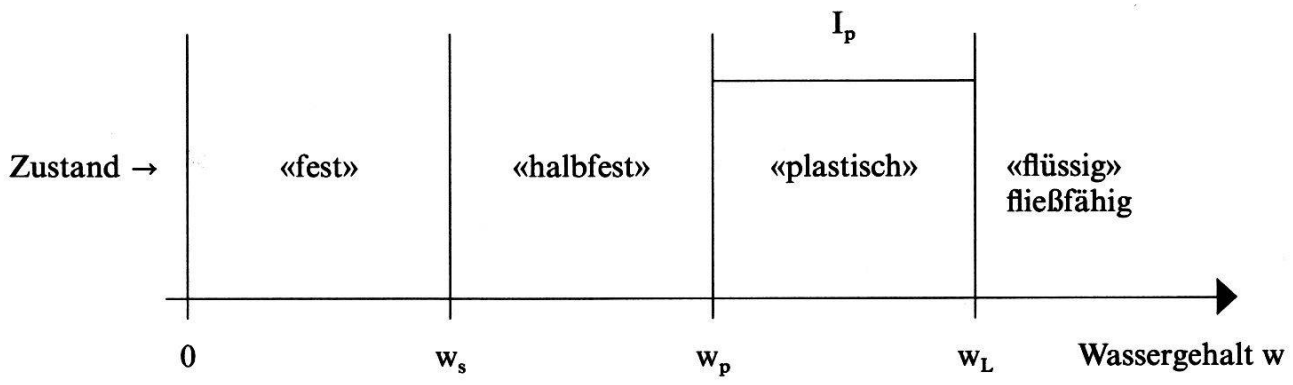


Fig. 7 Zustandsformen von Tonen

Bei geringem Wassergehalt benimmt sich Ton wie ein *Festgestein;* dabei zeigt er oft die Schichtung, wie er im Süß- oder Meerwasser abgelagert wurde. Solche Schichtung tritt im Jura und im Mittelland häufig auf. Das Material ist dann durch Überlagerung verdichtet, kann durch ein Kalkskelett zusätzlich verfestigt sein und stellt ein Übergangsglied zu Festgestein dar. In diesem Zustand steht es außerhalb des Schemas. Erst durch Verwitterung und Auswaschen des Kalkes fügt es sich wieder ein. Es verliert dann, besonders wenn es durch Bewegungen umgelagert wird, die Schichtstruktur. Dieser Übergang ist irreversibel.

Die vier Zustandsformen können in beiden Richtungen bei zu- oder abnehmendem Wassergehalt durchlaufen werden.

Die Änderung vom festen zum halbfesten Zustand wird durch die *Schrumpfgrenze* W_s abgegrenzt. Schrumpfen und Quellen im Wechsel sind wichtige Eigenschaften des halbfesten Zustandes; durch sie kann Wasser unter die Oberfläche eindringen und in das Material eingearbeitet werden.

Der Übergang vom halbfesten zum *plastischen* Zustand wird durch die *Ausrollgrenze* W_p festgelegt. Die an sich willkürliche Grenze wird im Labor durch Ausrollen einer Probe bestimmt. Rollen von einem vorgeschriebenen Durchmesser dürfen dabei nicht zerbröckeln. Im plastischen Zustand läßt sich das Material leicht verformen. Im Hang kann es plastisch kriechen, unter Zugspannung reißen und unter Druckspannung Wülste und Überschiebungen bilden.

Bei weiterer Zunahme des Wassergehaltes geht der plastische in den *fließfähigen Zustand* über. Hiefür kann im Labor die willkürliche *Fließgrenze* W_L bestimmt werden. In eine Probe in löffelartiger Form wird ein Schlitz gezogen, der im Grenzbereich nach einer bestimmten Anzahl von Fallschlägen sich gerade noch schließt.

Der Plastizitätsindex gibt an, zwischen welchen Wassergehalten das Material plastisch ist:

$$I_p = W_L - W_p$$

Der plastische Zustand kann noch feiner charakterisiert werden:

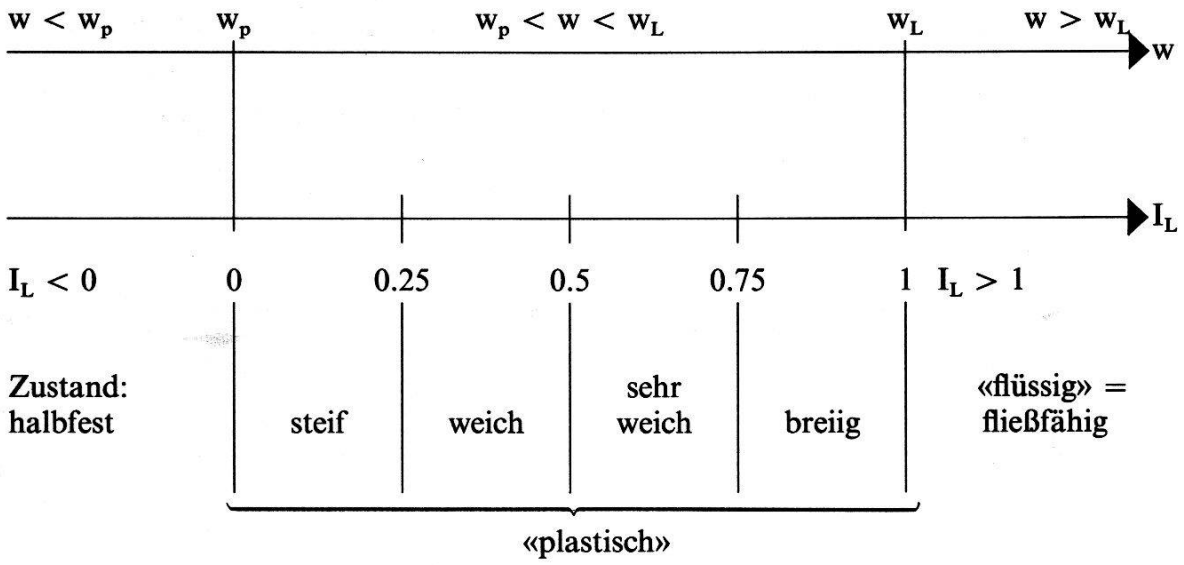


Fig. 8 Ausroll- und Fließgrenze bei Tonen

In fließfähigem Zustand rinnt das Material bei geringer Neigung über das Gehänge zähflüssig ab. Gelangt es in fließendes Wasser, so wird es aufgeschlemmt und als Wassertrübe verfrachtet. Läßt sich Ton im breiig-fließfähigen Zustand durch Wasser leicht erodieren, so widersteht er im halbfesten und steif-plastischen Zustand dem Abtrag durch geschiebefreies Wasser.

Da Tonmaterial, wenn es nicht geklüftet ist, praktisch wasserundurchlässig ist, gehen Zustandsänderungen nicht so einfach vor sich. Bei Regen fließt Wasser über halbfestem und plastischem Material ab, ohne daß dessen Zustand wesentlich verändert wird; nur die alleroberste Schicht wird durchnäßt. Das Wasser muß, um tiefer eindringen zu können, durch irgend einen Vorgang in das Material gelangen. Dies kann durch Trocken- und Zugrisse entlang von Wurzeln geschehen. Beim Betreten ist ein durchnäßter Boden schlüpfrig, und jeder Tritt hilft mit, daß ein zunehmend tieferer Morast entsteht. In einem Hang werden Einknet-Vorgänge durch Kriechen und Gleiten vollzogen. Innert kürzester Zeit kann viel breiartig-fließfähiges Material entstehen; dadurch werden die Vorgänge beschleunigt. Tritt wieder Ruhe ein, trennen sich Wasser und fließfähiges Tonmaterial, und es wird erneut der plastische Zustand erreicht. Wasseraufnahme und -abgabe sind daher eng mit dem Wettergeschehen verknüpft.

Durch mehrmalige Zustandsänderung der obersten Schichten nimmt die chemische Verwitterung ihren Fortgang. Dies ist oft an Farbänderungen zu erkennen.

Ton kann mit quarzhaltigem Sand oder Silt und mit Kalk gemischt sein. Sandiger oder siltiger Ton wird *Lehm* genannt, reiner oder nur wenig Beimengen enthaltender Ton wird als *fetter,* solcher mit viel Sand oder Silt als *magerer* Lehm, die Mischung von Ton mit Kalk als *Mergel* bezeichnet. Die Mischungsverhältnisse lassen sich in Dreiecksdarstellungen aufzeigen:

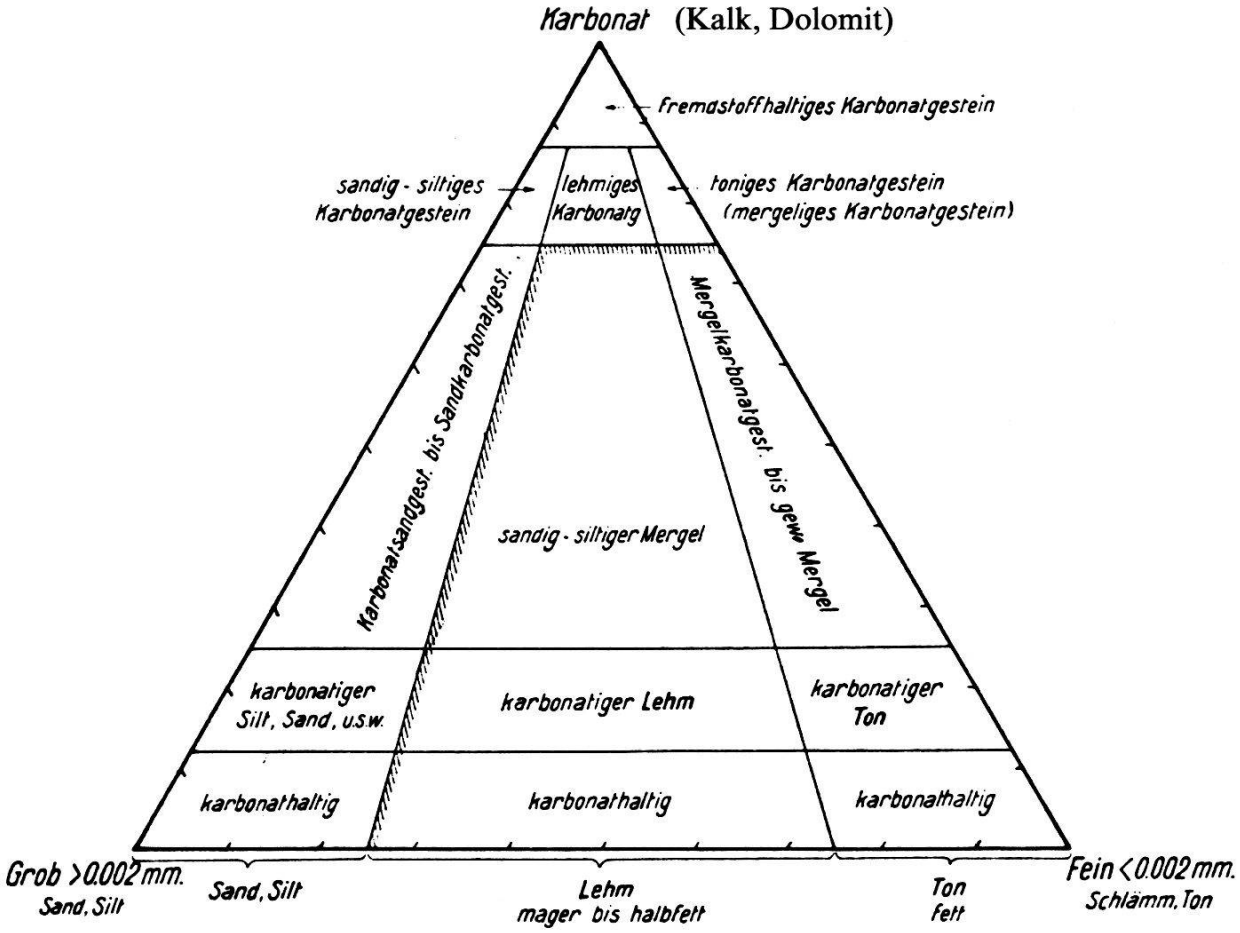


Fig. 9 Einteilungsschema von Gesteinen des Systems Sand-Silt → Schlämm-Ton → Karbonat (Kalk, Dolomit)

Beimengungen weiterer Stoffe – Eisen, Gips, Anhydrit oder Salz – werden als ...-Mergel bezeichnet.

Material und Oberflächenform

Oberflächenformen sind das Resultat von Material-Eigenschaften, auf die innere und äußere Kräfte einwirken; sie bewirken den Ablauf der Vorgänge. Oberflächenformen entstehen nicht nur durch Abtrag; es sind meist nicht reine Skulpturen. Die Form wird bestimmt durch die Bildung neuer Stoffe, durch Verwitterung an Ort und Stelle, in Hängen durch Kriechen, Gleiten, Abstürzen und wieder Ablagern und Anlagern von Material, das von weit her transportiert wurde. Bei den meisten größeren Formen können daher nach Anordnung und Struktur *Innen-, Schuttmantel-* und *Anlagerungsgesteine* unterschieden werden.

Zu den *Innengesteinen* zählen all jene, welche die Jurafaltung noch mitgemacht haben. Es sind Sedimentgesteine mit deutlicher Schichtung. Sie wurden im Mittelland durch tektonische Vorgänge, welche die Alpen emporgestaucht und ihnen ihre letzte Großform verliehen haben, unter Spannung gesetzt, nur wenig verbogen, aber von Bruch-Systemen durchsetzt.

Im *Faltenjura* entstanden Faltungen, Überschiebungen und Bruch-Systeme, im *Tafeljura* Schiefstellung der Schichten, Brüche und kleinere Stauchfalten. Während und nach der Gebirgsbildung wirkte die Verwitterung auf die Oberfläche ein. In Oberflächennähe gaben gewaltige Spannungen zu Brüchen Anlaß. Im Aargau wurden die Antiklinalen aufgerissen und dadurch Abtragung und Talbildung erleichtert. In Gehängen häuften sich Schuttmassen und fuhren zu Tal. Verwitterung und großflächiger Abtrag mit Rutschungen fanden vorab in Kühl- und Kaltzeiten statt; in Warmzeiten war ein solcher – infolge starker Bewaldung – weit weniger stark.

Nur an wenigen Stellen tritt frisches Innengestein zutage. Vielmehr ist die Oberfläche von einem *Schuttmantel* überzogen. Selbst dort, wo nach einem frischen Anriß, einer Rutschung oder einem Felssturz das Innengestein zu sehen ist, bildet sich nach wenigen Jahren eine Verwitterungsschicht, im Fels eine Patina. Die Einwirkung der Eiszeiten zeigt sich überall, wo Gletscher vorbeiflossen; sie führte zu einer Entfernung des Schuttmantels.

Im *Periglazial-Bereich,* im Umkreis eisbedeckter Gebiete, setzte die Bildung von Frostschutt ein. Doch darf die Frostschutt-Bildung weder überschätzt, noch die Gegenwart einer Ruhepause gleichgesetzt werden. Damit würden die großen Zeiträume gegenüber dem zeitlich winzigen Erlebnisbereich unterschätzt.

Wurden die Innengesteine meist in flachen Becken abgelagert, so überzieht der Schuttmantel die Oberfläche entsprechend ihrer Neigung: auf flachen Hochflächen kaum, im Gehänge mit oberflächenparallelem Überzug, am Gehängefuß, am Übergang in den Talboden, stärker.

Anlagerungsgesteine wurden durch große Talgewässer angelagert, besonders wo die Gletscher aus den Alpen ins Mittelland austraten. Die riesigen Schottermassen wurden bei Klimawechseln und tektonischen Ereignissen wieder zerschnitten, so daß Anlagerungsgesteine teils als Terrassen in verschiedener Höhe auftreten. Zu den fluvialen Anlagerungsgesteinen kommen noch Gletscher-Ablagerungen, die als Überzüge, als Moränendecken, Seiten- und Endmoränen sich auf bzw. an das Innengestein angelegt haben. Beim Zurückschmelzen der Gletscher entstanden Moore mit Torfbildung, in größern Vertiefungen Seen. Aus kaum bewachsenen Gletscher-Vorfeldern wurde vom Wind Staub ausgeblasen, der sich im Aargau, etwa im Ruckfeld oder im Birrfeld, als *Löß* absetzte. Die Natur der Anlagerungsgesteine ist also recht verschiedenartig. Auch sie verwittern und sind daher ebenfalls von einem Schuttmantel überzogen.

Form, Material und Vorgänge in ihrem Zusammenspiel

Form und Formwandel

Alles Materielle ist in stetem Wandel begriffen. Daß zu Werden und Sein auch Vergehen gehört, erfahren wir täglich. Gilt dies auch für die Oberflächenformen? Wohl verändern sie sich in einem Menschenleben und noch weit darüber hinaus kaum; die «ewigen Berge» und der «ewige Schnee» sind zu festen Ausdrücken

geworden. Oberflächenformen wurden denn auch bis in die Aufklärung als Ausdruck einmaliger Schöpfung betrachtet, die zwar nicht «ewig» bestehen, sondern durch ungeheure Katastrophen kurzfristig verändert werden: durch eine Sintflut oder endgültig durch eine Weltuntergangskatastrophe. Relikte solcher Vorstellungen zeichneten sich noch im letzten Jahrhundert ab. So schrieb OSWALD HEER (1865) in seiner «Urwelt der Schweiz» die großen Alpentäler den gewaltigen Kräften der Gebirgsbildung zu: Diese hätten das Gebirge zerrissen und die Täler als Spalten entstehen lassen. Sie wären durch Wasser und Eis nur wenig beeinflußt worden. ALBERT HEIM (1878) trat dieser Ansicht vehement entgegen und erklärte die Talbildung aus der Erosionswirkung des Wassers. Im Gegensatz zu ALBRECHT PENCK (1901–1909) verneinte er einen wesentlichen Anteil der Gletschererosion. Wir kehren nicht zur Spaltentheorie zurück; aber der Mitwirkung endogener Kräfte bei der Bildung von Bruch-Systemen ist eine weit größere Bedeutung zuzuschreiben, als dies Heim tat. Berge und Täler sind das Ergebnis tektonischer Vorgänge, von Überschiebungen und Bruchbildungen, andauernder Hebungs-, Abtragungs- und Eintiefungsvorgänge. Diese wurden immer wieder gehemmt oder beschleunigt durch endogene Senkungen oder Hebungen, durch Klimawechsel, gepaart mit Ablagerungen, die wieder zerschnitten wurden; Vorgänge, die durch Jahrmillionen stattfanden. In all diesen Überlegungen bereitet der Faktor Zeit das größte Problem und erschwert das Erkennen der Zusammenhänge.

Nur altersmäßig datierbare Ablagerungen mit herkunftsbelegendem Geröll-Inhalt erlauben ehemaligen Flußsystemen und ihrem zeitlichen Funktionieren nachzuspüren. Wir leben gegenwärtig in einer Zeit mit einem Klima, in dem Formänderungen langsam ablaufen. Nur Eingriffe des Menschen haben durch die Zerstörung der natürlichen Vegetation, vorab der Wälder, die formverändernden Vorgänge in den letzten Jahrhunderten erhöht.

Bedingungen, unter denen diese Vorgänge weit rascher ablaufen, finden sich dagegen in Kaltzonen, wo die Vegetation fehlt und intensive Frosteinwirkung das Gestein lockert und den Abtrag erleichtert. In Mitteleuropa herrschten derartige Bedingungen in Zeiten, als Klima-Verschlechterungen die Gletscher mehrmals ins Mittelland vorstoßen ließen. In solchen Kaltzeiten starb die Vegetation im Vorfeld der Gletscher ab. Durch häufiges Gefrieren und Wiederauftauen des Bodens fand im Umfeld der Gletscher – im Periglazial-Bereich – eine intensive Verwitterung statt. Der Frostschutt-Boden wurde beim Auftauen tiefgründig breiartig und konnte an Hängen schon bei geringer Neigung nicht nur abgleiten, sondern fließen. Das Studium der Periglazial-Formen außerhalb der Alpen, in den Polargebieten, ließ den Blick auf Formbildungen der Vergangenheit ausrichten. Wichtig wurde das Studium fossiler Formen der Kaltzeiten. Es sei deshalb kurz auf W. N. DAVIS (1924) hingewiesen, der bei seiner Erklärung der Landformen nicht nur eine anregende Zyklenlehre, sondern auch Grundsätzliches zu erörtern suchte. Die *Geomorphogenese,* die Geschichte der Landformung, ist von großer Bedeutung, vor allem für den Geologen, lenkt sie doch die Aufmerksamkeit von der Gegenwart auf die Vergangenheit. Die *Geomorphologie* dagegen sucht, wenn sie sich erklärender Methoden bedient, die Gegenwart in den Vordergrund zu stellen.

In der Geomorphologie des Aargaus soll daher neben der Vergangenheit stets auch die Gegenwart stehen. Periglaziale Bildungen, vor allem die Anhäufungen von Frostschutt, können dabei etwas übersehen werden. Für die Gegenwartsbeschreibung ist aber wichtig, wo diese Anhäufungen vorkommen und welche Bedeutung ihnen als Material im Gehänge heute zukommt. Gewiß waren die Oberflächenvorgänge in Kaltzeiten wesentlich intensiver, aber noch heute finden, ausgelöst durch extreme Niederschläge, Katastrophen statt, bei denen innerhalb weniger Stunden größere Hangpartien in Bewegung geraten und sonst harmlose Bächlein tiefe Einschnitte eingraben und Unmengen von Schutt und Schlamm transportieren, vor allem in vom Menschen entwaldeten Gebieten. Es sind immer wieder solche Katastrophen-Ereignisse, die kurzfristig mehr verändern als viele ruhige Jahre. So belegt die Zerstörung der Römerbrücke bei Malesco zwischen Domodossola und Locarno während des Unwetters vom 7. August 1978, daß dieses seit Menschengedenken das bedeutendste war. Solchen rezenten Ereignissen ist daher volle Aufmerksamkeit zu schenken.

Die stabile Form und das Selektionsprinzip

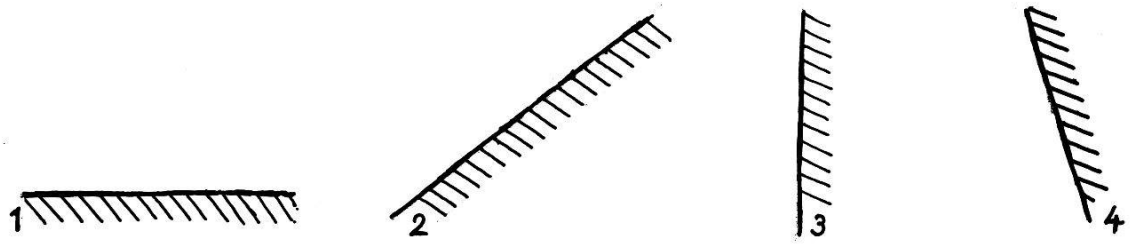
Beim stetigen Wandel der Oberflächenformen verändern sich gewisse Partien kaum, während an andern Stellen aktiv wirkende Vorgänge am Werk sind. Wohl überwiegen im großen und ganzen äußerst langsame Veränderungen. Abtrag und Aufschüttung sind Ausgleichsvorgänge. Wird in einem Tobel erodiert, so wird das Gefälle ausgeglichen und der Erosionsvorgang verlangsamt, besonders wenn am Fuß der Erosionsstrecke Aufschüttung das Gefälle vermindert. Wird ein Hang instabil, kommt es zu Rutschungen; die Erosionsvorgänge laufen rasch ab, und es folgen nur noch kleinere Ausgleichsvorgänge. Durch Ablagerung am Fuß wird der Hang stabilisiert. Die Vorgänge beruhigen sich; es sei denn, daß ein Gerinne aufgestaut wird, das den Schuttkegel zu durchbrechen und auszuräumen vermag. Leicht erodierbare Gesteine werden rasch abgetragen, bis resistentere die Oberfläche bilden. Weil alle instabilen Formen durch *rasche Vorgänge* in stabilere übergeführt werden, entstehen im Verlauf der Entwicklung zunehmend stabilere Oberflächenformen. Diese verändern sich nur noch langsam. Doch werden nie unveränderliche Endformen erreicht; das Gleichgewicht wird durch endogene und exogene Kräfte immer wieder gestört. Oberflächenformen werden, wenn nicht neue Störfaktoren hinzutreten, im Verlauf der Entwicklung zunehmend stabiler. Eine Oberflächenform wandelt sich um so langsamer, je stabiler sie gebaut ist und je resistenter sich das Gestein gegenüber dem Abtrag verhält. Im Verlauf der Oberflächen-Entwicklung findet eine *Selektion* nach möglichst stabilen und resistenten Formen statt. Bizarre, zerfallsreife Formen kommen während des Abtrages zwar immer wieder vor; sie existieren jedoch nur kurzfristig und treten daher zurück. Durch Selektion nach stabileren und resistenteren Formen entstehen in einem Gebiet mit vergleichbaren Höhenunterschieden, Gesteinen und Lagerung bestmöglich angepaßte und deshalb ähnliche Formtypen. Solchen charakteristischen Formtypen begegnen wir im Mittelland, im Falten- und im Tafeljura. Bevor auf

spezielle Berg- und Tal-Formtypen eingegangen wird, sollen einzelne Form-Elemente und die Vorgänge besprochen werden.

Vorgänge auf Oberflächen-Elementen und an Materialien einfacher Modelle

Oberflächen-Formen und ihre Bildungsprozesse sind komplexer Natur. Es ist daher nur beschränkt möglich, sie an einfachen Labor-Modellen zu untersuchen. Doch können grundlegende Vorgänge an einfachen Modellen erläutert werden.

Das einfachste Form-Element ist die ebene Fläche. Nach der Neigung können vier geometrisch verschiedene Lagen unterschieden werden:



1: die Horizontalebene 2: das Gehänge 3: die vertikale Wand 4: der Überhang

Fig. 10 Die ebene Fläche in verschiedener räumlicher Lage

Dabei seien zunächst Modelle, die nur aus einer einzigen, ebenen und unbegrenzten Fläche bestehen, gewählt und von allen Randbedingungen abgesehen.

1. Die Horizontalebene

Das einfachste Oberflächen-Element ist die Horizontalebene, eine Äquipotential-Fläche des Erdschwerefeldes. Sie zeigt keine bevorzugte Richtung. Die Schwerkraft steht senkrecht auf ihr; die Bewegungskomponente aus ihr ist daher 0. Fällt ein Körper auf die Fläche, so kann er wohl in diese eindringen, aber er erhält keine seitliche Ablenkung in eine bestimmte Richtung.

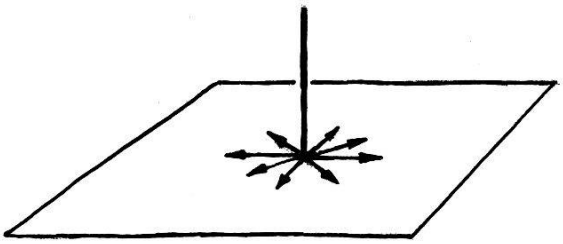


Fig. 11 Ein Regentropfen fällt auf eine Horizontalebene

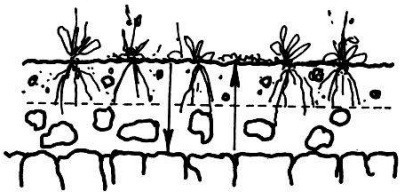


Fig. 12 Bei der Bodenbildung werden 3 Horizonte (A, B, C) unterschieden.

Wasser, das senkrecht fällt, zerfließt nach allen Richtungen gleichmäßig. Ist der Boden undurchlässig, so bleibt es stehen; ist dieser locker, versickert es. Auf die Oberfläche und eine gewisse Grenzzone wirken exogene Vorgänge ein: Wasser mit gelösten Stoffen und Temperatur-Schwankungen. Von diesen sind besonders jene um den Gefrierpunkt wirksam. Bei der Verwitterung wird Wasser oberflächlich zu- und abgeführt. Die Bodenbildung vom Muttergestein (C-Horizont) zum Humus (A-Horizont) ist vorab abhängig vom Klima; es bestimmt die Vegetation, die sich auf dem Boden ansiedelt. Bei undurchlässigem Boden wird dieser durchnäßt und versauert. Ist er tiefgründig locker, so werden im humiden Klima gelöste Stoffe vorwiegend in die Tiefe abgeführt. Selbst bei kalkigem Muttergestein wird der Oberboden (A-Horizont) entkalkt. In unbegrenzter Ebene kann außer durch Wind keine Erosion stattfinden. Hingegen wird ständig Staub abgelagert, der bei vegetationsbedecktem Boden liegen bleibt und mit abgestorbenen Pflanzenteilen zur Bodenerhöhung führt.

Bei Bodenfrost werden Bodenpartikel und Steine wohl gehoben, aber nicht in einer bevorzugten Richtung verschoben. Unter besonderen Bedingungen des Periglazial-Klimas mit häufigem Wechsel von Gefrieren und Auftauen der vegetationslosen Oberfläche entstehen im Verwitterungsschutt Strukturböden – Steinringe – und Eiskeile. F. BACHMANN (1966) hat solche auch im Aargau nachgewiesen; doch sind sie vom vegetationstragenden Boden bedeckt und treten nicht mehr unmittelbar in Erscheinung.

2. *Das Gehänge*

Wir beschränken uns zunächst auf ebene Gehängeflächen, die mit der Horizontalebene den Winkel α bilden, also auf die schiefe Ebene der Physik. Die Schwerkraft G kann in zwei Komponenten zerlegt werden:

- in die senkrecht zur Oberfläche wirkende Druckkomponente $D = G \cos \alpha$ und
- in die Bewegungskomponente $B = G \cdot \sin \alpha$, wobei α der Neigungswinkel der schiefen Ebene ist.

Nach COULOMB wirkt sie auf die Druckkomponente eine Reibungskraft

$$F_r = \mu o \cdot G \cdot \cos \alpha$$

aus. μ ist die dem Material eigene Haftreibung. Im Gehänge sind alle durch Gravitation ausgelösten Bewegungen gerichtet. Sie folgen den Linien größter Neigung, den Fallinien f.

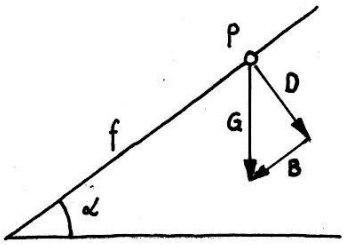


Fig. 13 Die Gehängefläche entspricht der schiefen Ebene

Während eine Horizontalebene unbegrenzt gedacht werden kann, sind Gehänge immer oben und unten begrenzt. Auf diese Grenzlinien wird bei den Modellen aus zwei und drei Flächen-Elementen noch zurückzukommen sein. Zu jedem Punkt P im Gehänge-Innern gibt es höhere Punkte, so P_2, und einen höchsten P_1, von dem nur Material wegfließt, und tiefere, P_3, und einen tiefsten, P_4, zu denen von P aus Material zuströmt. Alle Punkte von P_1 bis P_4 liegen auf einer Fallgeraden f. In P_4 gibt es keine Bewegungskomponente; es kann nur Material zufließen oder durchtransportiert werden. In allen übrigen Punkten der Fallgeraden kann Material zu- und weggeführt, aber auch durchtransportiert werden.

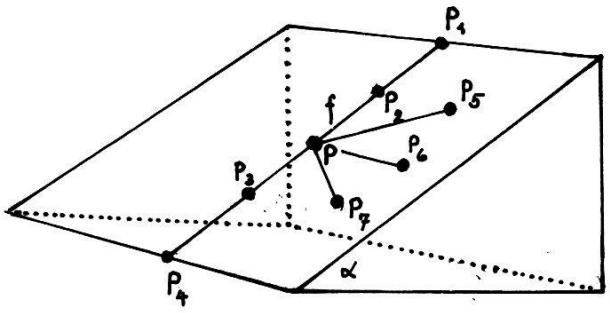


Fig. 14 Punkte im Gehänge (P_1–P_7); P_1–P_4 liegen auf einer Fallgeraden f. α = Neigungswinkel

Zu benachbarten Punkten P_5 bis P_7 besteht in kohäsionslosem Lockermaterial keine Beziehung. Die Bewegungen erfolgen rein linear entlang der Fallgeraden. Nur in kohärentem Material besteht eine Breitenwirkung. Sobald sich durch Materialbewegungen eine Rinne bildet, entstehen neue Flächen, die zur Fallgeraden geneigt sind. Die banale Feststellung weitgehender Unabhängigkeit benachbarter Fallinien-Bewegungen ist wesentlich. Gerade diese Unabhängigkeit erklärt viele Gehänge-Vorgänge und daraus resultierende Formen. Sie ist um so größer, je steiler das Gehänge ist.

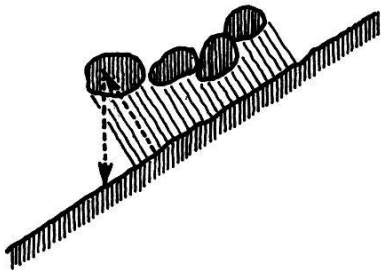


Fig. 15 Durch Quellung oder Frost werden Bodenpartikel senkrecht zur Oberfläche gehoben. Beim Schrumpfen oder Auftauen fallen sie in der Gravitationsrichtung zurück.

Verwitterung und Bodenbildung in einem Hang sind gerichtet und eng mit dem Materialtransport verknüpft. Findet auf einer Hang-Fläche eine Hebung statt, etwa durch Quellung oder Frost, so wird ein Partikel senkrecht zur Oberfläche gehoben. Beim Schrumpfen oder Auftauen fallen sie in der Gravitationsrichtung zurück. Diese Effekte sind wesentlich beteiligt beim *Bodenfließen,* bei der *Solifluktion.*

Durch Abspülen bei Starkregen wird ebenfalls Feinmaterial hangabwärts bewegt, so daß besonders am Hangfuß eine Anreicherung stattfindet.

Der Gehänge-Begriff umfaßt alle geneigten Flächen zwischen der Horizontalebene und der vertikalen Wand, den beiden Extremlagen. Eine Unterteilung dieses großen Neigungsbereiches kann geometrisch nur willkürlich vorgenommen werden. Doch ist eine Unterteilung aus physikalischen Gründen möglich, zunächst, was die Erosionstätigkeit anbetrifft, sodann nach dem Verhalten der Lockergesteine, deren Oberfläche eine schiefe Ebene bildet.

Im Neigungsbereich von 0 bis 90° nimmt die Bewegungskomponente zu, die Druckkomponente ab, bis bei der vertikalen Wand der freie Fall eintritt und die Druckkomponente zu 0 wird.

Damit auf einer Fläche erodiert wird, muß abfließendes Wasser und mitgeführtes Geschiebe auf die Unterlage einen Druck ausüben.

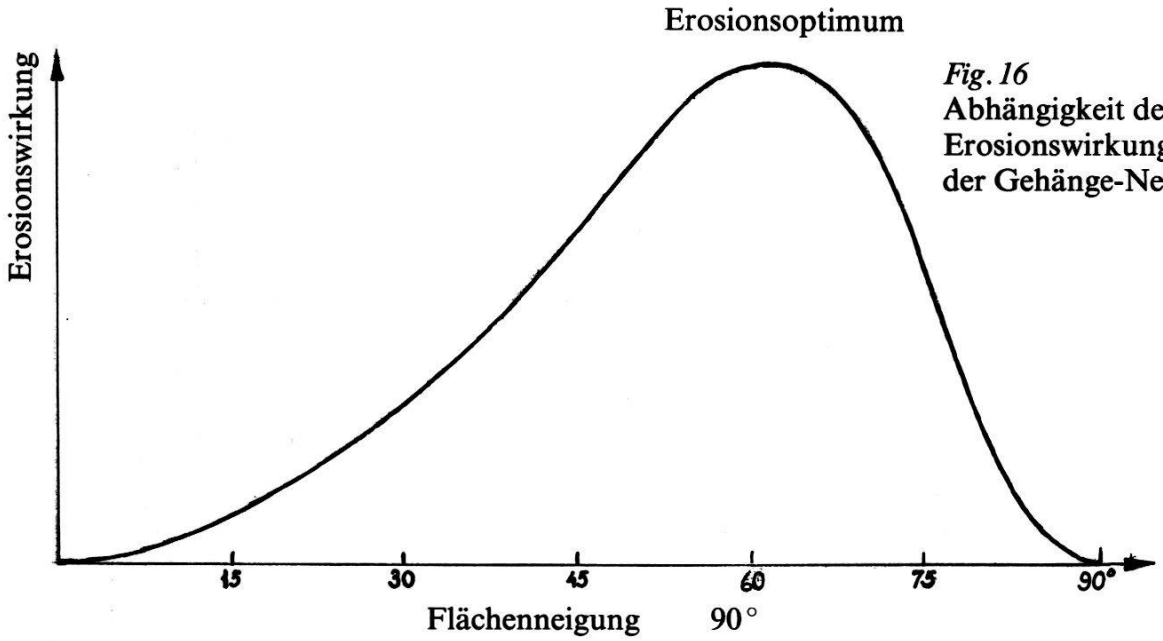


Fig. 16
Abhängigkeit der Erosionswirkung von der Gehänge-Neigung

Auf der Horizontalebene fehlt die Erosion, weil die Bewegungskomponente 0 ist, in der vertikalen Wand, weil der Druck auf die Wand 0 ist. Die Erosion nimmt zunächst mit zunehmender Neigung zu, nimmt aber offensichtlich bei sehr steilem Gehänge wieder ab. Irgendwo zwischen 0 und 90° muß sich also ein Erosionsoptimum befinden, dessen Bestimmung noch der Abklärung harrt.

Besser bekannt ist das *Verhalten von Lockergestein* in einem Hang. Wird aus einer Wand Schutt geliefert, entsteht eine Schutthalde. Diese nimmt die Neigung des größtmöglichen Böschungswinkels an, der jenem von kohäsionslosem Lockergestein entspricht. Dieser schwankt, je nach Rauhigkeit des Gesteins, zwischen 30° und 40°. 40° werden nur in seltenen Fällen überschritten. Gehänge unter dem maximalen Böschungswinkel sind meist mit Schutt bedeckt. Dieser kann langsam abkriechen, abgleiten, aber nie abstürzen. Solche Hänge sind *potentielle Schuttmantel-Hänge,* potentiell, weil sie auch schuttfrei sein können. Doch wenn sich durch Verwitterung Schutt bildet und sich Staub ablagert, bleibt das Lockermaterial liegen.

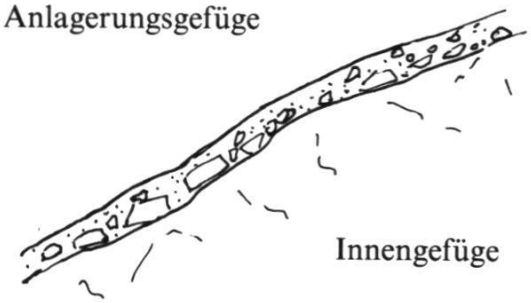


Fig. 17 Der Schuttmangel-Hang

Fig. 18 Der Wand-Hang

In bezug auf das Streichen der Schichten ergeben sich *drei Typen von Hängen:*

1. Längshänge oder Längstal-Hänge:
   Das Gehänge hat die gleiche Richtung wie das Streichen der Schichten. Ihre Schnittlinien durch das Gehänge verlaufen immer horizontal.

2. Querhänge, Quertal-Gehänge:
   Das Gehänge verläuft senkrecht zum Streichen der Schichten. Ihre Schichtlinien laufen im Gehänge geneigt. Sie steigen auf, wenn sie in der Talrichtung ansteigen, und steigen ab, wenn sie geneigt sind.

3. Diagonal-Gehänge, Diagonal-Talgehänge:
   Das Gehänge verläuft weder parallel noch senkrecht zum Streichen. Längs- und Quertäler herrschen vor. Solche Bedingungen sind selten erfüllt. Jede Gehänge-Einbuchtung und jeder Wechsel im Streichen ergibt kleinere oder größere Abweichungen, so daß im Detail im Längstal-Gehänge Diagonal-Talformen oder gar Quer-Talformen auftreten können. Weitreichende Diagonal-Täler sind selten.

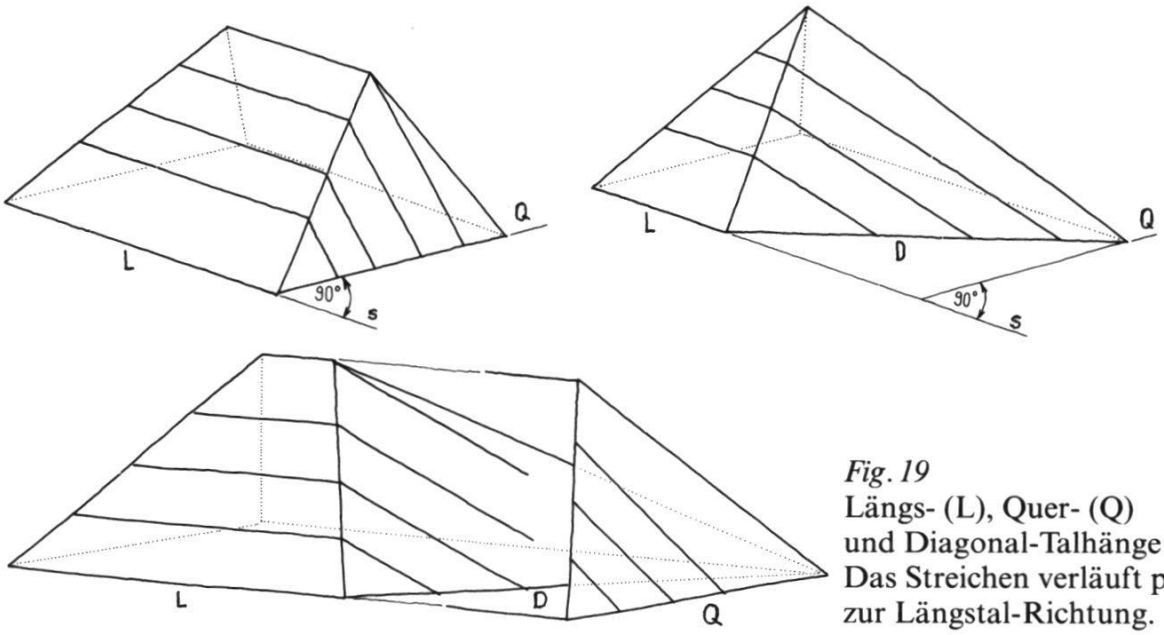


Fig. 19
Längs- (L), Quer- (Q) und Diagonal-Talhänge (D)
Das Streichen verläuft parallel zur Längstal-Richtung.

Wand-Hänge und Schuttmantel-Hänge

Gehänge, die steiler sind als die maximale Böschung von Lockermaterial, können keinen kohäsionslosen Schutt tragen. Entsteht solcher durch Verwitterung oder wird er zugeführt, stürzt oder gleitet er ab. Hänge, meist steiler als 50°, die nie schuttbedeckt sind, werden *Wand-Hänge* genannt. Es sind senkrechte Felswände oder steile Felsgehänge. Wand-Hänge können auch aus kohärentem Lockergestein bestehen. Sie entstehen ferner als Abrißwände bei Sackungen oder Rutschungen oder bei raschem Einschneiden von Gewässern. Im Landschaftsbild tragen Wand-Hänge keine oder nur eine spärliche Vegetation. In Spalten kann sich durch Feinverwitterung und angewehten Staub etwas Boden bilden, auf dem Pflanzen, gar Bäume, hochkommen können. Regenwasser kann nur in Rinnen und Spalten eindringen. Meist rinnt es rasch ab, so daß sich an S-Hängen nur an Trockenheit angepaßte Pflanzen halten können. Die Oberfläche der Wand-Hänge verwittert zwar; gelockertes Gestein kann sich aber nur halten, wenn es «eingespannt» ist. Verwitterung bis zur Feinmaterial-Bildung ist nur in Vertiefungen und auf Absätzen möglich. Meist tritt das Innengestein frei zutage und läßt die Struktur erkennen.

Fehlt Wand-Hängen eine alle Stadien durchlaufende Verwitterung, so sind *Schuttmantel-Hänge* durch Verwitterungsvorgänge, die bis zur Feinmaterial-Bildung führen, also durch einen *Schuttmantel,* charakterisiert.

Das Innengestein ist nur in Aufschlüssen sichtbar; doch tritt es in Versteilungen und Verflachungen im Gehänge – je nach Resistenz gegenüber dem Abtrag – oft zutage. Im Schuttmantel-Hang spielen sich die meisten Abtrags- und Aufschüttungsvorgänge ab. Das Wasser versickert vor allem im Vegetation tragenden Boden und fließt unterirdisch ab. Meist wird nur ein kleiner Teil des Wassers in Gehänge-Rinnen und Tobeln gesammelt. Hangpartien, die kaum zerschnitten sind, deuten darauf hin, daß es zu ihrer Bildung nicht nur Regenwasser, sondern auch eine Disposition braucht. Diese ist durch die Verhältnisse im Innengestein gegeben, etwa eine Bruchzone, die zur Rinnenbildung Anlaß gibt. Auf homogener Hangfläche mit massigem Innengestein finden alle Oberflächenbewegungen in der Fallinienrichtung statt. Durchziehen Strukturen des Innengesteins – Schicht- oder Bruchflächen – den Gehängeuntergrund schief, können Rinnen und Mulden das Gehänge auch schief durchlaufen.

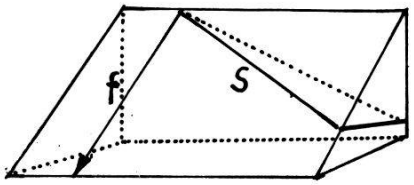


Fig. 20 Eine schräg verlaufende Scherfläche durchschneidet das Gehänge.

Während sich bei der Horizontalebene als fossilem Strukturboden Steinringe beobachten lassen, finden sich in einem Hang *Streifenböden.*

Die vertikale Wand

In der vertikalen Wand kann fließendes Wasser nicht erodieren. Weder Wasser noch mitgeführtes Geschiebe können einen Druck auf die Wand ausüben; sie stürzen frei ab. Senkrechte Wände können daher wohl zurückwittern, aber es kann nicht durch «rückschreitende Erosion» eine Stufe oder gar eine ganze Wand «aufwärtswandern». Wenn der Niagara-Fall flußaufwärts «wandert», so nicht durch Erosion in der Wand, sondern durch Unterschneiden und Nachbrechen. Da eine senkrechte Wand immer schuttfrei ist, gehört sie als Extremfall zu den Wand-Hängen.

Die immer noch vertretene Ansicht, für jedes Gestein gebe es einen optimalen Böschungswinkel, der bei der Verwitterung angestrebt werde, gilt nicht einmal für bindige Böden, wie jede Kies- und Lehmgrube zeigt. Hingegen gibt es für jedes Gestein eine von der Festigkeit abhängige *maximale Wandhöhe*. Dabei ist der Verlauf von Schicht- und Bruchflächen mit zu berücksichtigen. Eine auffallende Erscheinung bei Wand-Hängen ist ihre Steilheit. Wohl können auch oberhalb des maximalen Böschungswinkels von Schuttmantel-Hängen noch Wand-Hänge verschiedener Neigungen beobachtet werden; solche, die nur wenig steiler sind als Schuttmantel-Hänge, sind jedoch selten. Es sind dies glatte Schicht- oder Kluftflächen, auf denen sich Schutt gerade nicht mehr halten kann. Frei aufragende Wand-Hänge sind meist sehr steil und weichen nur wenig von der Vertikalen ab. In den Alpen sind hohe Wände aus statischen Gründen gegen den Fuß zu konkav durchgebogen. Im Mittelland und im Jura, wo die Wände von beschränkter Höhe sind und die Entstehung der Wandform durch Wechsellagerung verschiedener Gesteine bedingt ist, sind die meisten von auffallender Steilheit. Zwischen Schuttmantel-Hängen und sehr steilen Wand-Hängen besteht eine *bedeutende Formlücke*.

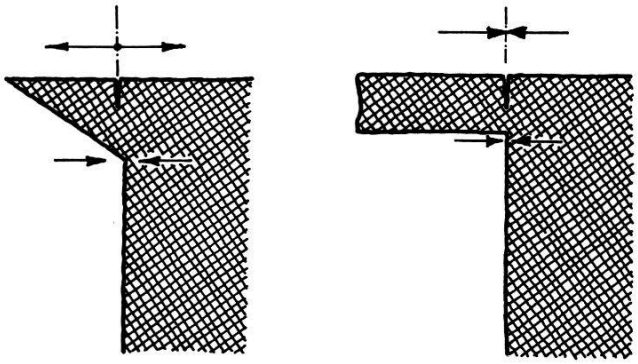


Fig. 21 Über Wand-Hängen bildet sich in resistenten Schichten oft ein Überhang aus.

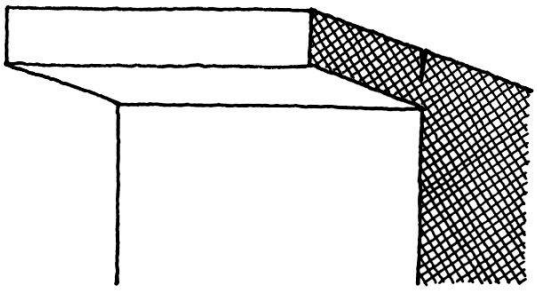


Fig. 22 Zuweilen bildet eine harte Bank über einem Wand-Hang ein Felsdach

Der Überhang

Im *Überhang* macht sich die Schwerkraft nur als *Zugspannung* geltend. Lockeres Verwitterungsmaterial, das nicht eingeklemmt ist, stürzt ab. Wasser tropft ab,

wenn es nicht adhäsiv der Unterfläche nach abfließt. Überhänge sind nur in beschränktem Ausmaße möglich; als Detail gehören sie zu den typischen Formen der Rückwitterung steiler Wand-Hänge.

Durch die Gravitation wird auf das Material des Überhangs ein Zug ausgeübt, was sofortigen Absturz zur Folge hat, wenn Gestein sich aus dem Verband löst. An der Unterfläche steht das Gestein unter Druckspannung.

Wie der Überhang gehört auch das *Dach* als Sonderform zu den Wand-Hängen. Dachformen können auch innerhalb der Wand auftreten, als verwitterungsresistentere Bank, als vorstehende lagige Knauer in einer Knauer-Sandsteinwand.

Strukturen des Innengesteins

Es wurde gezeigt, daß rein geometrische Modelle nicht genügen, um den Einfluß von Neigungswinkel-Unterschieden auf die Gestaltung der Oberflächen-Formen zu begründen. Form-Modelle sind immer wieder mit dem Material, das sie aufbaut, in Verbindung zu bringen. Vor allem ist die Unterscheidung von Locker- und Festgestein von Bedeutung. Zu den Lockergesteinen gehört auch der Schuttmantel, der das Innengestein verhüllt. Je steiler das Gehänge ist, um so mehr Rutsch- und Gleitbewegungen finden im Schuttmantel statt, um so mehr schimmert die Struktur des Innengesteins durch und zeichnet sich in den Oberflächen-Formen ab.

Da das Innengestein im Aargau durch den Wechsel von resistentem und weniger resistentem Fest-Gestein ausgezeichnet ist, entstehen im Gehänge – je nach der Lagerung – Stufungen, auf- und absteigende Verflachungen und Mulden.

Härte-Verflachungen und Gehänge-Verteilungen

Der Hang mit horizontalen Schichtflächen

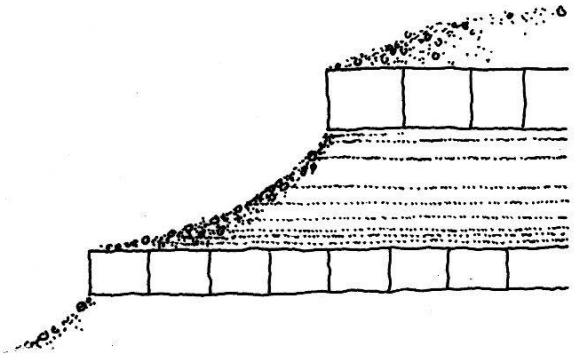


Fig. 23 Hang mit horizontalen härteren Bänken

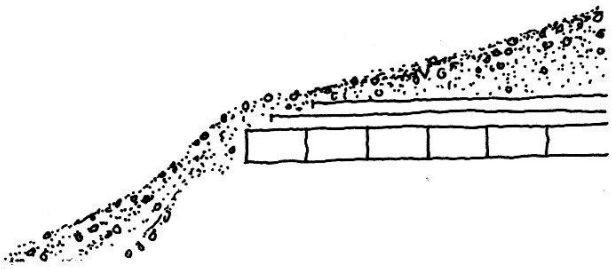


Fig. 24 Hang mit stark verschütteten horizontalen Bänken

Sind die Schichtflächen horizontal, verlaufen auch die Gehängeflächen horizontal. Im Gehänge treten Schichtköpfe zutage. Da dieser Gehängetyp im Grand Canyon des Colorado prachtvoll in Erscheinung tritt, wird er auch Colorado-Typ

genannt. Bei markanter Schuttdecke bilden die härteren Bänke horizontal verlaufende Absätze.

Hang mit geneigten Schichtflächen

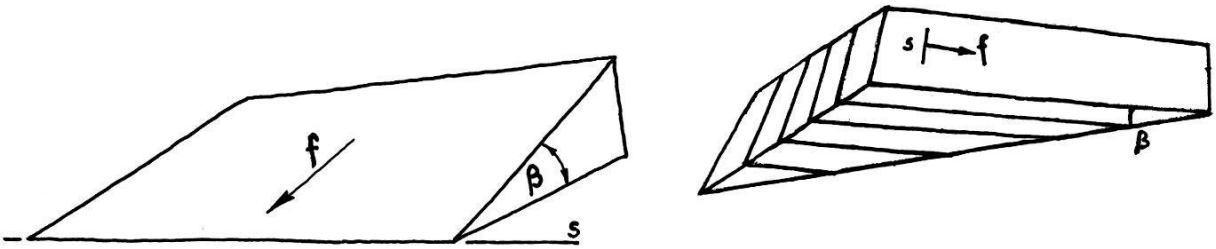


Fig. 25 Hänge mit geneigten Schichtflächen
f = Fallinie, s = Streichrichtung, β = Schichtfallen

Auf geneigten Schichtflächen werden zwei Richtungen unterschieden:

- Die *Streichrichtung* s entspricht einer horizontalen Höhenlinie auf der Schichtfläche. Sie kann auch durch den Winkel der Fallrichtung gegenüber der Nord-Richtung, durch das Fall-Azimut, ersetzt werden.
- Die *Fallrichtung* f verläuft normal zur Streichrichtung und entspricht der Richtung größter Schichtneigung. Diese wird mit dem Fallwinkel β angegeben.
  Ein Schichtpaket kann von einer Gehängefläche in drei Richtungen geschnitten werden.
  Beim *Schichtflächen-Hang* ist der Hang in der gleichen Richtung wie die Schichtflächen geneigt.

Es können drei verschiedene Arten unterschieden werden:

- Beim *überschnittenen Schichtflächen-Hang* ist $\alpha < \beta$, wenn α die Hangneigung und β das Schichtfallen bedeuten. Die Schichtköpfe sind hangaufwärts gerichtet.
- Beim *Schichtparallel-Hang* oder *Plattenschuß-Hang* ist $\alpha = \beta$: Die Hangoberfläche verläuft parallel zu den Schichtflächen. Ist kein Schuttmaterial vorhanden, bildet die Schichtfläche direkt die Hangfläche.
- Beim *unterschnittenen Schichtflächen-Hang* ist der Hang steiler als Schichtfallen, also $\alpha > \beta$. Die Schichtköpfe sind hangabwärts gerichtet.

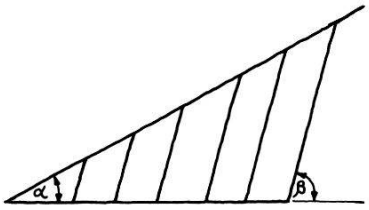


Fig. 26 Überschnittener Schichtflächen-Hang

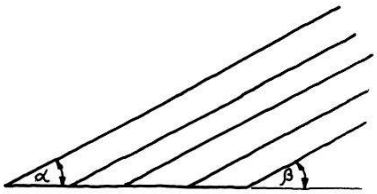


Fig. 27 Schichtparallel-Hang = Plattenschuß-Hang

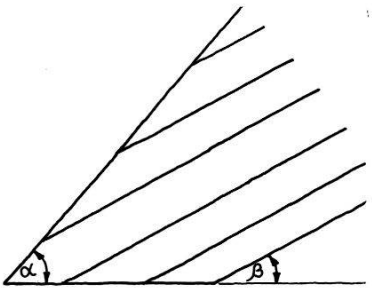


Fig. 28 Unterschnittener Schichtflächen-Hang

Beim *Hang mit Steil-Struktur* ($\beta = 90°$) fallen die Schichten senkrecht ein, und die Schichtköpfe stechen steil bis vertikal durch das Gehänge. Durch Überkippen oberflächlich gelockerter Gesteinspartien bildet sich «Hakenwurf»: die Schichten neigen sich talwärts.

Der Hang mit Steil-Struktur β um 90°, bildet den Übergang vom Schichtflächen- zum Schichtkopf-Hang, β, $> 90°$.

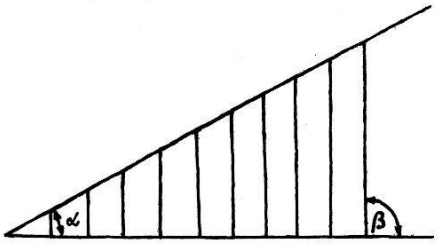


Fig. 29 Hang mit Steil-Struktur

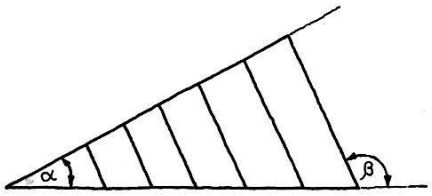


Fig. 30 Schichtkopf-Hang

Im *Schichtkopf-Hang* fallen die Schichtflächen entgegengesetzt zur Hangneigung ein. Die Schichtköpfe sind wie beim unterschnittenen Schichtflächen-Hang bei jedem Schichtfallen zwischen 0 und 90° hangabwärts gerichtet.

Bei den Modellen sind für die Oberflächengestaltung vor allem Schichtflächen, die einen Gesteinswechsel bilden, von Bedeutung. Neben diesen machen sich noch andere geltend; Überschiebungsflächen, wie sie vorab im Grenzbereich Faltenjura/Tafeljura ausgebildet sind; Verwerfungen, die besonders im Tafeljura auftreten, und Kluftflächen, die in fast allen Schichtgesteinen vorkommen. All diese durch Spannungen im Gestein gebildeten Flächen schneiden die Schichtflächen, verlaufen oft steil bis senkrecht zu ihnen und treten gestaltsmäßig ebenso in Erscheinung. Sie bevorzugen gewisse Richtungen und sind beim Abtrag im Gehänge, besonders bei Felswänden, sowie bei der *Anlage* und der *Richtung von Tälern* ausschlaggebend, so daß sie volle Aufmerksamkeit verdienen.

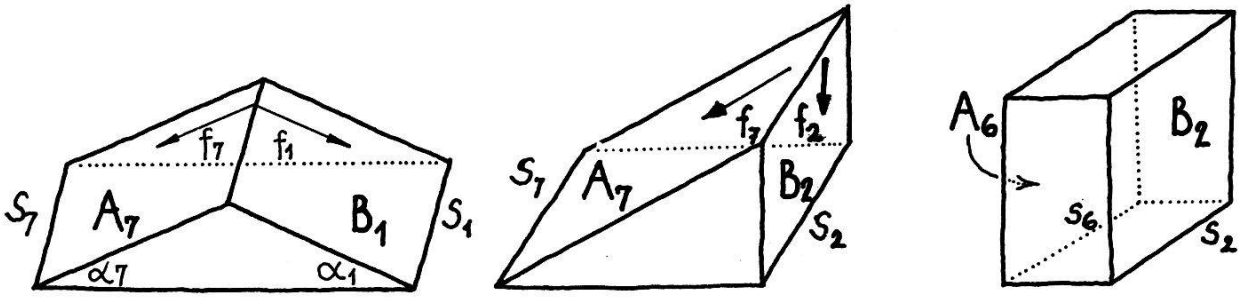
Modelle zur Abklärung von Randbedingungen und Größenordnungen

An Modellen, die nur aus einer ebenen Fläche bestehen, können weder Randbedingungen noch Größenordnungen besprochen werden; sie sind unbegrenzt. Wohl kann eine Horizontalebene unbegrenzt gedacht werden; aber jede *geneigte* Hangfläche ist gegen oben und unten begrenzt. An Modellen mit zwei ebenen Flächen kann an der Schnittkante der Übergang von der einen in die andere aufgezeigt werden. In geometrischen Modellen sind dies scharfe Kanten, in der Natur kaum je, da stets Übergänge vorkommen. In diesen Übergangszonen finden gegenseitige Beeinflussungen verschieden geneigter Flächen statt: es sind *Flächenzonen unter Randbedingungen*. Zur Charakterisierung von Flächen eignen sich Fallinien. Zwei Fallinien, die an einer Kante miteinander in Berührung stehen, werden konjugiert genannt. Sie können konvergieren, sich folgen (konsequente Fallinien) oder divergieren. Ist die eine Fläche horizontal, ergeben sich Spezialfälle, ebenso, wenn vertikale Flächen auftreten.

Wasserscheiden

Bei Modellen, die Wasserscheiden bilden, verschneiden sich zwei Ebenen mit hochliegender Kante. Konjugierte Fallinien divergieren. Die Kante verbindet ihre höchsten Punkte.

Fig. 31 Die Wasserscheide in Querschnitt und Grundriß



Satteldachform Pultdachform Hochebene, Tafel

Fig. 32 Typen von Wasserscheiden

Es können drei Grundformen unterschieden werden:

1. A_7 B_2: *Satteldachform,* symmetrisch oder asymmetrisch,
2. A_7 B_2 und gegengleich A_6 B_1: *Pultdachform,*
3. A_6 B_2: Hochebene, Tafel, die keine Kante besitzt und durch senkrechte Wände begrenzt ist.

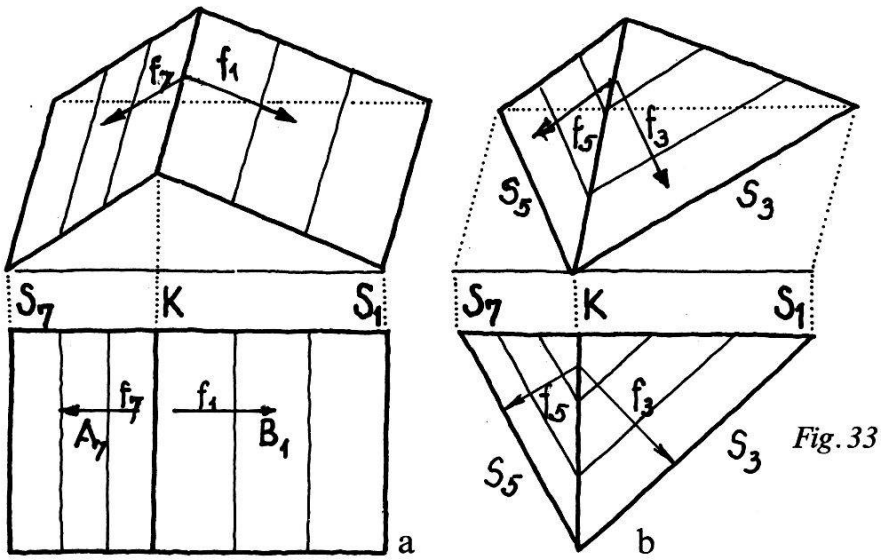


Fig. 33 Satteldachform (a) und abfallender Grat, Gelände-Nase (b), perspektivisch und im Grundriß.

Sind die Spuren S_7 und S_1 der beiden Ebenen A_7 und B_1 parallel, so bilden konjugierte Fallinien f_7 und f_1 in der Horizontalprojektion eine Gerade. Die Kante ist eine horizontale Firstlinie. Laufen die Spuren der beiden Ebenen zusammen, bilden konjugierte Fallinien einen Winkel zwischen 0 und 90°. Die Kante, ein abfallender Grat, fällt zum Schnittpunkt der beiden Spuren ab.

Wasserscheiden trennen oft *Einzugsgebiete verschiedener Bedeutung*. Die wichtigsten sind an *Hauptgebirgskämme* gebunden: an die alpine Wasserscheide; sie trennt die Entwässerung zur N- und S-Seite. Sodann grenzen sie die großen Flußgebiete ab, N des Hauptkammes: Donau, Rhein und Rhone. Im Aargau, im Einzugsgebiet des Rheins, wird dieses in die Einzugsgebiete der größeren Mittelland-Flüsse und -Bäche bis zu kleinen und kleinsten Gehänge-Rinnen weiter gegliedert (GERBER, 1986).

Am schärfsten sind Wasserscheiden im Jura an Kalkgraten ausgebildet. Bei vorherrschend isoklinalem Schichtverlauf ist der eine Hang ein Schichtflächen-, der andere ein Schichtkopf-Hang. Entsprechend verhalten sich die beiden Hänge verschieden. Auf dem meist weniger steilen Schichtflächen-Hang verwittert das Gestein an Ort und Stelle und kriecht oder gleitet, je nach Oberflächenneigung, hangabwärts. Auf der Schichtkopf-Seite brechen die Schichten, oft längs glattflächiger Bruchflächen, als Felsstürze, ab. Da Wand-Hänge meist auffallend ebenflächig zurückwittern, verläuft die Wasserscheide oft über größere Strecken geradlinig auf schmalen Kämmen gar als markante Linie. Auf breiten Rücken oder nahezu horizontalen Plateau-Flächen erscheint sie als geschwungene Linie. Unbestimmt ist sie auf horizontalen Plateau-Flächen, vor allem, wenn diese wasserdurchlässig sind, also auf verkarsteten Kalk-Hochflächen sowie auf Schuttmantel-Flächen.

Von der Wasserscheide kann *nur abgetragen* werden. Da an der Wasserscheide alle Bewegungen erst beginnen, gibt es in ihrem Bereich, in einer von Niederschlag, Gefälle und Material abhängigen Zone, *keine Erosion* (belt of no erosion von HORTON). Durch starke Regenfälle wird Feinmaterial abgespült.

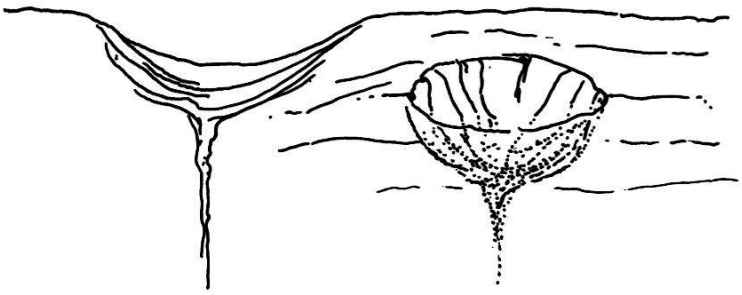


Fig. 34 Eine Doline hat bis auf die Wasserscheide zurückgegriffen.

Durch jeden Eingriff in die Wasserscheide wird auch der Gegenhang mitbetroffen; dadurch kommt es nicht nur zu einer Erniedrigung, sondern oft zu einer Verschiebung ihres Verlaufs. Greift ein solcher Vorgang vom Gehänge bis zur Kante eines Plateaurandes empor, kann Oberflächenwasser vom Plateau der Rinne zufließen, wenn diese nicht gar an einer Quelle beginnt; im Plateau entsteht eine gerundete Einmuldung.

Selbst unter der Wasserscheide liegt zunächst eine Zone, in der die Erosion sehr gering ist und nur bei Regengüssen Feinmaterial ausgeschwemmt wird. Entsteht in einem steilen Gehänge eine Rinne, so wird diese erosionsarme Zone unterschnitten; aus ihr kommt es zu Sturz-, Rutsch- und Gleitvorgängen, zu Sekundärerscheinungen von tiefer unten beginnender Erosion.

In Schuttmantel-Gesteinen kann der Regen versickern; in vielen Hängen ist daher kaum oberflächlich abfließendes Wasser zu sehen. Da das Wasser sich nach der Wasserscheide zunächst sammeln muß, beginnen die Gehänge-Rinnen nicht an ihr, sondern erst unterhalb des *erosionsfreien Gürtels*. Gelegentlich tritt Wasser quellartig aus; dies kann Anlaß zu einer Gehänge-Rinne bieten. Solche Rinnen beginnen nie direkt an der Wasserscheide; durch Nachbrechen und Gleiten der Hinterwand können sie sich bis zu ihr erweitern, was zu einer Einsattelung in der Wasserscheiden-Linie führt.

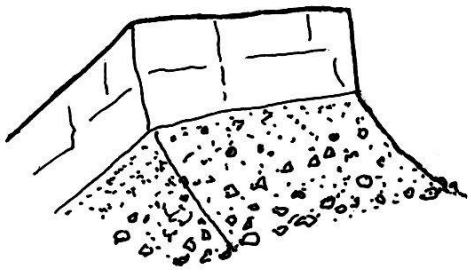


Fig. 35 Markante Wasserscheide an steilem Schichtflächen-Hang

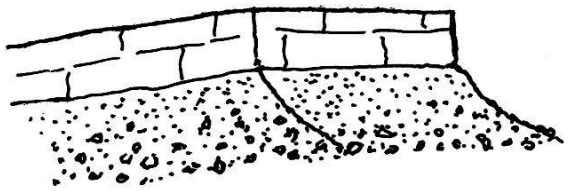


Fig. 36 Wenig markante Wasserscheide auf Hochfläche

Hochflächen- und Plateauränder

Hochflächen und Plateaus erwecken im *Tafeljura* den Eindruck ebener Flächen. Es ist daher üblich, von einem Tafel- oder Plateaujura zu sprechen. Ihre Oberflächen sind aber meist doch recht bewegt, so daß der Begriff Hochfläche passender erscheint.

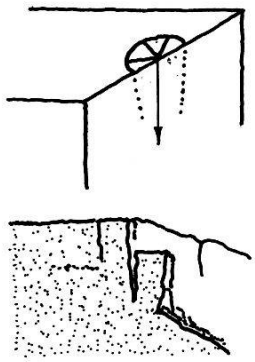


Fig. 37 Plateaurand an Felswand

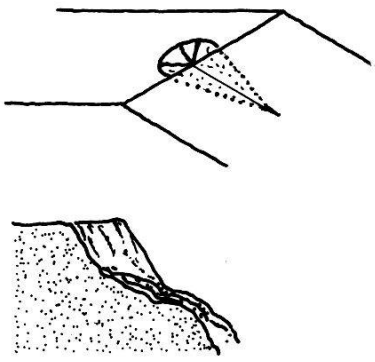


Fig. 38 Plateaurand an steilem Gehänge mit kluftbedingter Halbtrichter-Bildung

In der Nähe des Plateaurandes zur Felswand können sich durch Kluftflächen Halbtrichter bilden, die zu Zusammenbrüchen und Sackungen führen. An solchen Vorgängen ist Wasser nur an der Unterlage beteiligt. Es versickert im Fels in Spalten ohne erosive mechanische Wirkung. Geht der Plateaurand in einen Schuttmantel-Hang über, so kann es zur Quellmulden-Bildung kommen, die bis auf das Plateau hinaufreicht. Vom theoretischen Modell her sollte auf Hochflächen keine gravitative Bewegung stattfinden; doch das Regenwasser muß irgendwie abfließen. Diese Frage läßt sich nur lösen, wenn das Material in die Betrachtung einbezogen wird. Im Plateau-Jura kann das Wasser in den Kalktafeln längs Klüften, die sich karstartig erweitern, versickern. Es tritt dann auf der Unterlage, an der Grenzfläche zu Mergeln, wieder zutage oder rinnt im Schuttmantel ab.

Fig. 39 Quelle am Fuß einer Plateau-Wand

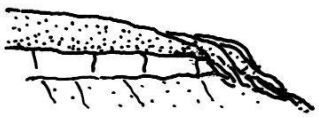


Fig. 40 Wasserabfluß von einem Hochplateau bei seitlicher Vermergelung einer Kalkbank

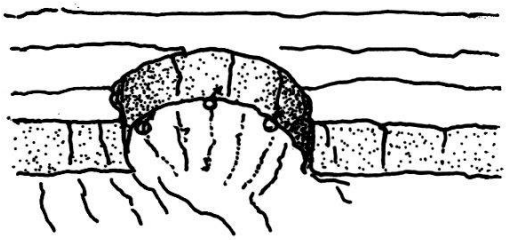


Fig. 41 Quell-Austritte an der Basis eines durch Klüftung entstandenen Halbtrichters

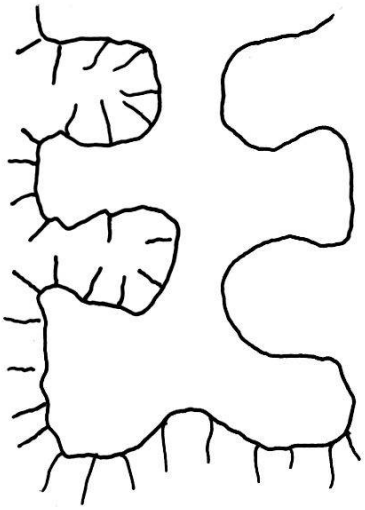


Fig. 42 Die Basis einer Kalk-Hochfläche wird durch Klüftung entstandener Halbtrichter immer stärker zerschnitten

Im *Mittelland* bestehen die Hochflächen vielfach aus Schottern, die Sandsteinen und Mergeln aufruhen. Durch Schotter und Sandstein kann Regenwasser versickern. Es tritt erst im Gehänge wieder zutage, wenn es nicht unterirdisch im Schuttmantel bis zum Talboden gelangt. Plateauränder werden von Quellmulden und Erosionstrichtern angeschnitten, so daß die Hochfläche oft beidseits gelappt erscheint (Fig. 42).

Gehänge-Formen

Verschneiden sich in einem Gehänge zwei verschieden geneigte Ebenen, so geht die Bewegung entlang der Fallinie der höher gelegenen Ebene in die Richtung der konjugiert tiefern Fallinie über.

Beginnt der Abtrag am Gehänge-Scheitel und wird an dessen Fuß abgelagert, so ist das Gehänge selbst Durchfluß-Gebiet. In nicht allzu steilen Gehängen ist die Oberfläche gegen die Basis mit einem zunehmend mächtigeren Schuttmantel bedeckt. Glatte Hänge sind vom Scheitel zur Sohle stetig gekrümmt.

Formal können zwei Gruppen von Gehängen unterschieden werden: konvexe und konkave. Häufig erfolgt dabei der Übergang, etwa an Gesteinsgrenzen, knickartig, so daß sich wiederum eine Unterscheidung in *konvexe* und *konkave Gehänge-Knicke* aufdrängt.

Konvexe Gehänge

Bei konvexen Gehängen findet entlang konjugierter Fallinien f_1 und f_2 an der Kante eine Versteilung statt. Dies hat bei Oberflächen-Bewegungen eine *Steigerung* der Geschwindigkeit zur Folge.

Sind die beiden Ebenen spurparallel, so verläuft die Kante horizontal; sind sie dies nicht, steigt die Kante im Gehänge in bezug auf die Talrichtung an oder sinkt ab. Dabei kommt es neben einer Neigungs- auch zu einer Richtungsänderung.

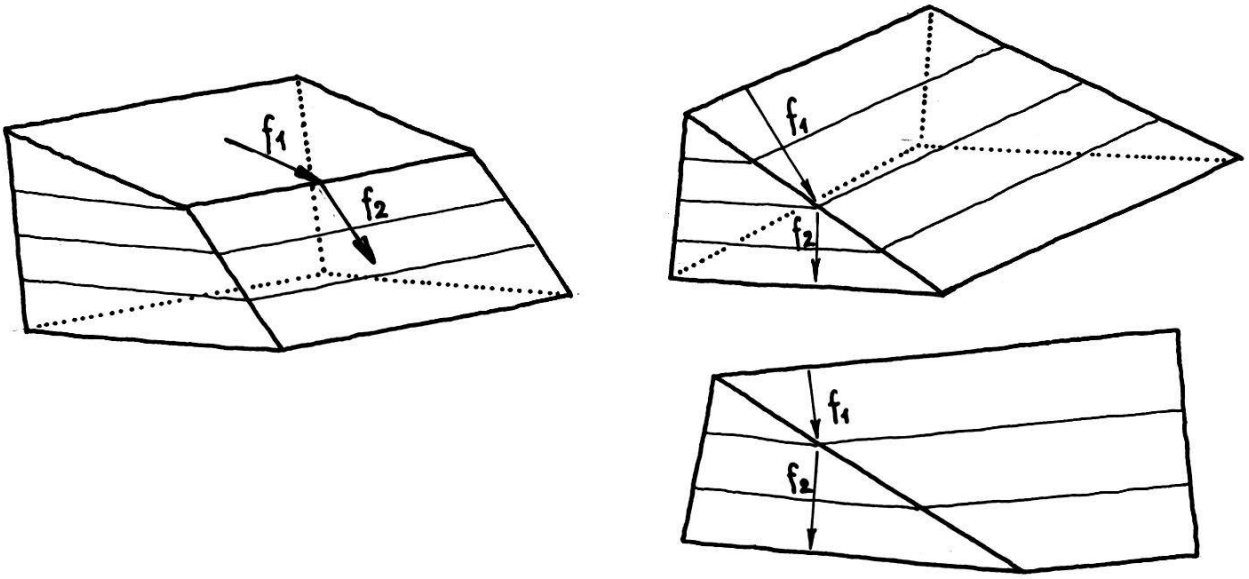
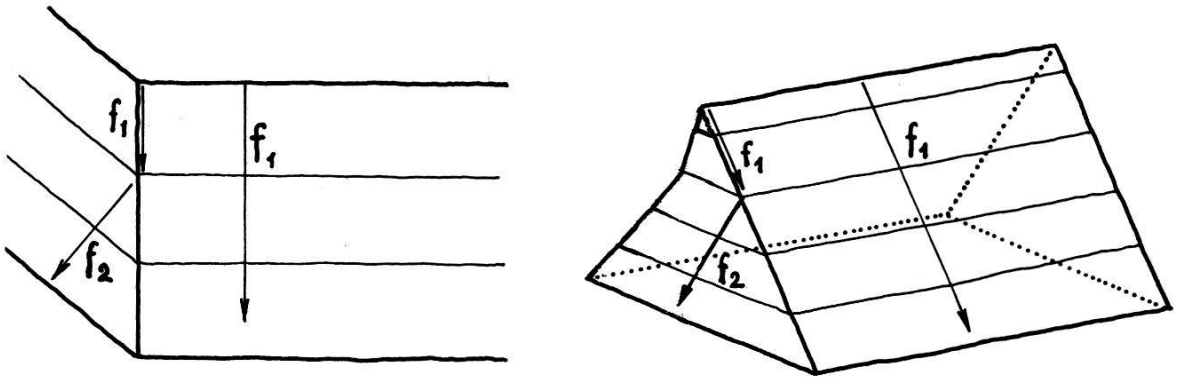


Fig. 43 Modelle von konvexen Gehängen; die Fläche f_2 verläuft steiler als f_1.



Verlaufen in der höheren Ebene die Fallinien kantenparallel, so führen diese nicht in die tiefere Ebene. Es ist dies der Übergang von einer Gehängekante zu einer Wasserscheide. Konjugierte Fallinien heißen dann kanten-konsequent. Dabei vergrößert sich der Winkel zur Kante der steileren Fläche. Verläuft die Kante in Richtung der Fallinie der flacheren Gehängepartie, so gibt es in dieser nur eine konjugierte Fallinie; sie ist zugleich Kante. Von ihr divergieren alle Fallinien der steileren Fläche. Diese Form bildet den Übergang von einem konvexen Gehänge zu einer Wasserscheide, die auf einem Sporn ins Tal absteigt.

Konvexe Gehänge können durch Unterschneiden des Gehänges durch Talgewässer entstehen. Abrisse von Lockermaterial finden oft an konvexen Kanten statt. Meist sind Gehänge-Versteilungen mit Gesteinswechseln verbunden.

An den Kanten konvexer Hänge treten Zugspannungen auf; dadurch kommt es zur Ausbildung von *Zugrissen*, die zu Rutschungen führen können. Diese beschränken sich oft auf Schuttmantel-Bewegungen. Dies gilt auch für Schneedekken; an den Kanten kann es zum Abreißen von Schneebrett-Lawinen kommen.

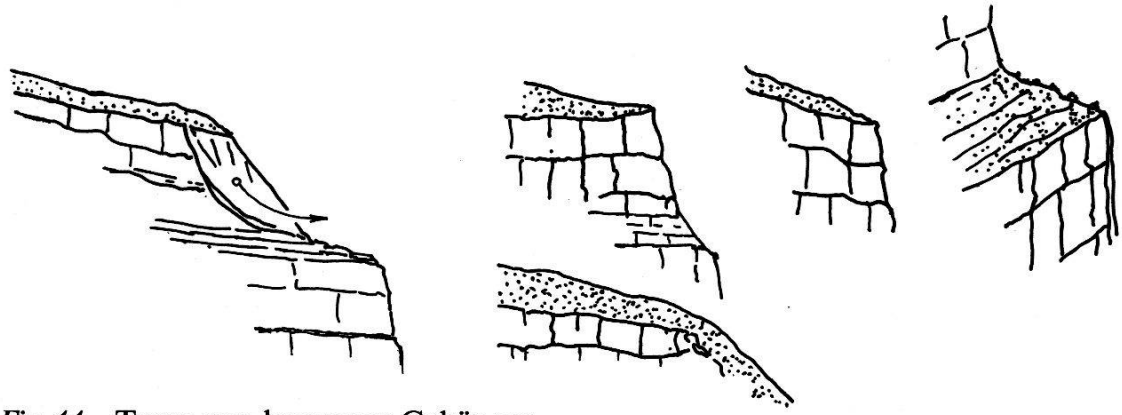


Fig. 44 Typen von konvexen Gehängen

Konkave Gehänge

Bei konkaven Gehängen findet entlang von Fallinien beim Übergang über die Kante eine Neigungsabnahme statt. Dies führt bei Oberflächen-Bewegungen zu einer *Abnahme* der Geschwindigkeit, unter Umständen gar zur Ablagerung von Material.

Bei konkavem Gehänge folgen sich konjugierte Fallinien konsequent. Bei spurparallelen Flächen verlaufen sie in der gleichen Richtung; bei nicht spurparallelen ist die tiefere Fallinie gegen die Kante geknickt. Bei kriechendem oder gleitendem Material bilden sich in der Knickzone *Druckspannungen*. Ist die höhere Fläche ein Wand-Hang, so besteht der flachere Hang meist aus einer Schutthalde mit maximalem Böschungswinkel. Wenn die Kante parallel der Fallinie des flacheren Gehänges verläuft, so werden an der Kante alle konjugierten Fallinien gesammelt. Das Modell steht zwischen dem eines geknickten Gehänges und einer Gehängerinne. Konjugierte Fallinien sind dann konsequent-konvergent. Dies ist der Grenzfall, bei dem ein konkaves Gehänge in eine Rinne übergeht.

Konkave Gehänge entstehen am Gehänge-Fuß, wenn Material abgelagert wird. Auch eine Felswand und die anschließende Schutthalde bilden konkave Gehänge.

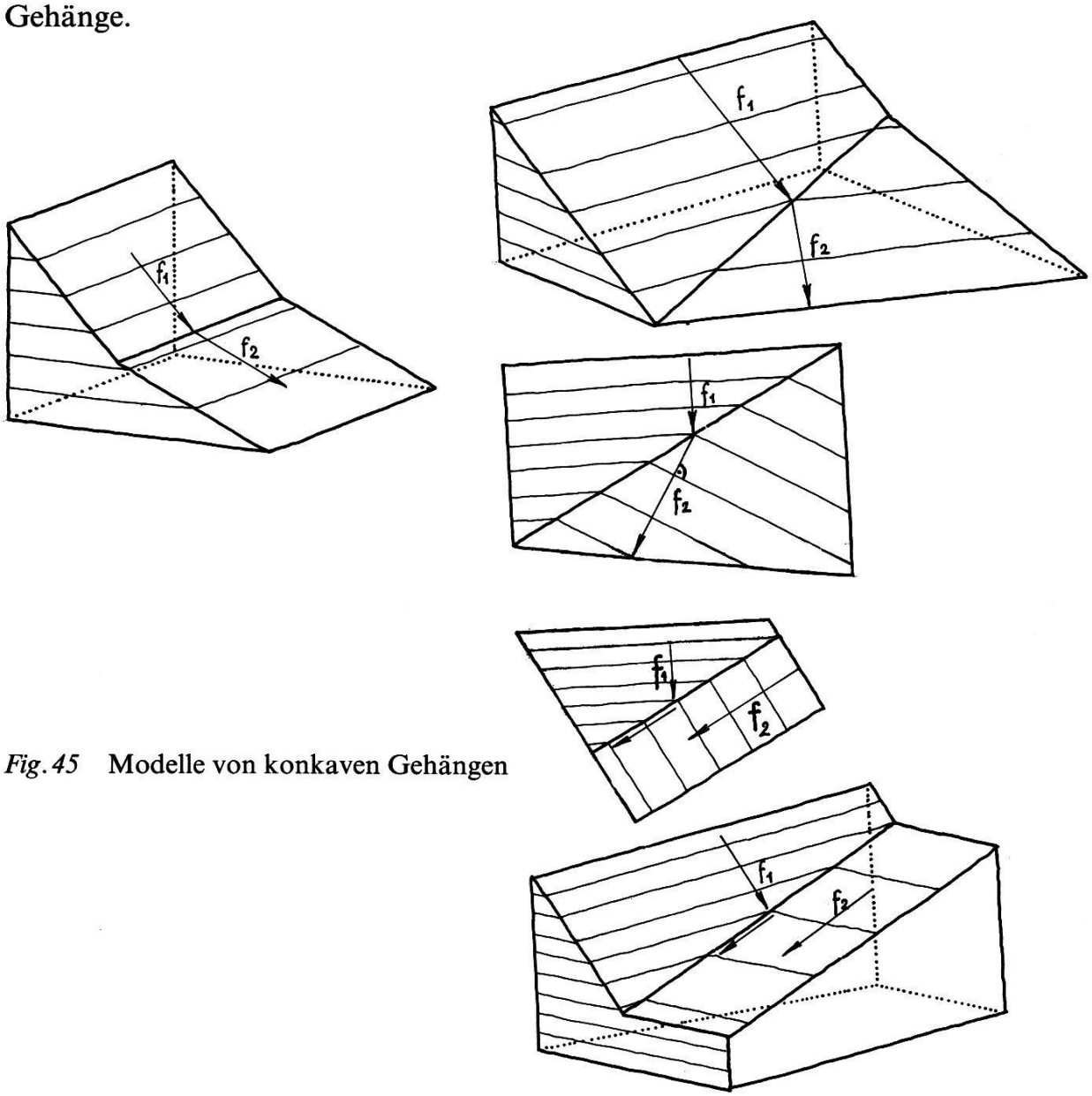


Fig. 45 Modelle von konkaven Gehängen

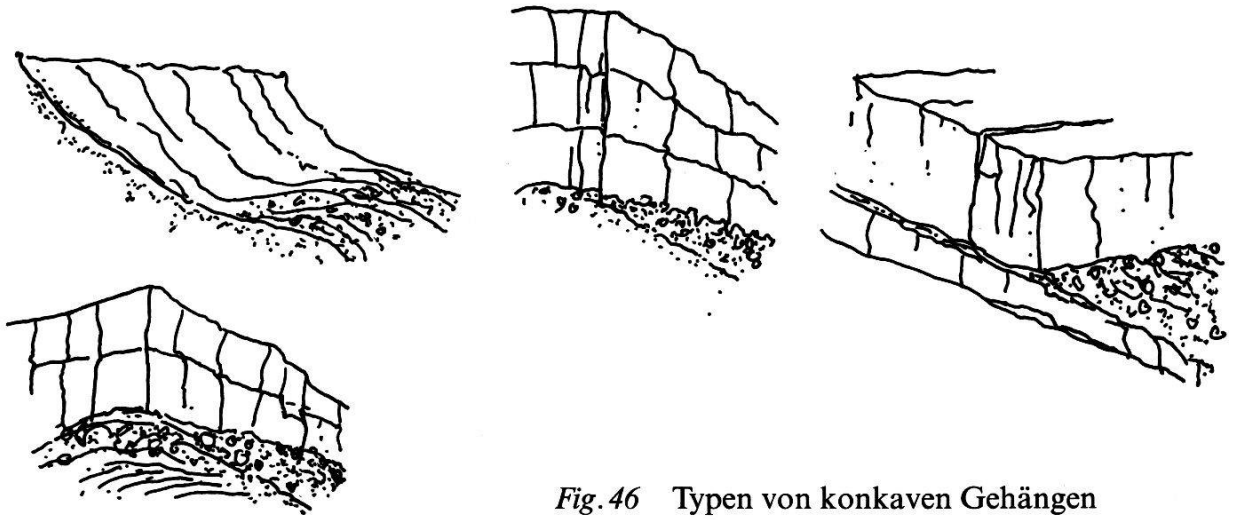


Fig. 46 Typen von konkaven Gehängen

Hangfußformen

Am Hangfuß gelangt Material von einer Wand oder einem Gehänge auf eine Horizontalfläche, wo es abgelagert wird. Die Hangfußebene kann in zwei Arten auftreten: Beim Gehänge laufen die Bewegungen aus der geneigten Fläche unge-

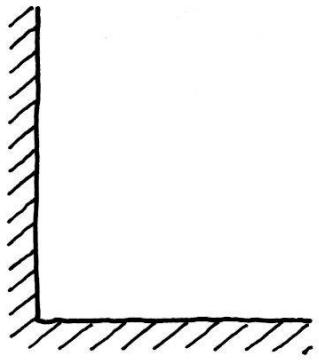


Fig. 47 Schema eines Wand-Fußes

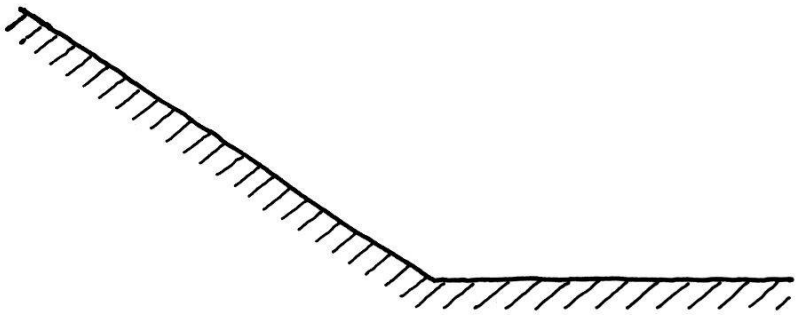


Fig. 48 Schema eines Gehänge-Fußes

hindert auf die horizontale Fußebene aus. Bei der Mündung einer Rinne entsteht am Fuß ein regelmäßiger Schutt- oder Schwemmkegel, je nachdem grober Fallschutt oder Geschiebe mit Feinmaterial abgelagert wird. Beim *gekoppelten Gehänge* gelangt das Material in eine begrenzte Ebene mit einem Gegenhang, so daß sich kein vollständiger Schuttkegel ausbilden kann.

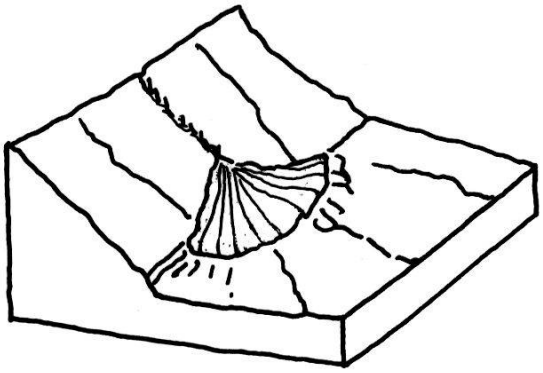


Fig. 49 Schuttfächer-Entwicklung bei freiem Gehänge

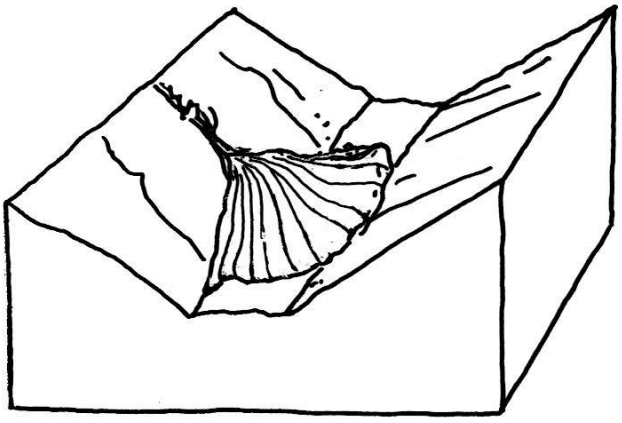


Fig. 50 Schuttfächer-Entwicklung bei gekoppeltem Gehänge

Gelände-Kanten als Form-Elemente

Die Kante als Tiefenlinie einer Hohlform: die Rinne

Bei diesem Modell konvergieren konjugierte Fallinien f_1 und f_2.

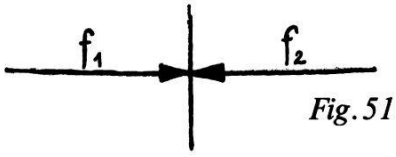


Fig. 51 Schema einer Rinne in Querschnitt und Grundriß

Die Kante am unteren Ende eines Hanges, der in eine Horizontalfläche übergeht: das freie Gehänge

Die Fallinie f des Gehänges setzt sich in der Horizontalfläche nicht in einer bestimmten Richtung fort.

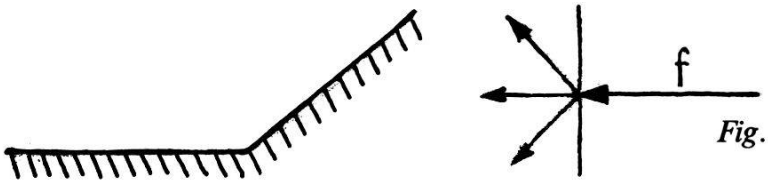


Fig. 52 Schema eines freien Gehänges in Querschnitt und Grundriß

Gehängekanten

Konjugierte Fallinien folgen sich konsequent.

– Beim *konvexen Gehänge* fällt die höhere Fläche f_1 flacher als die tiefere f_2.

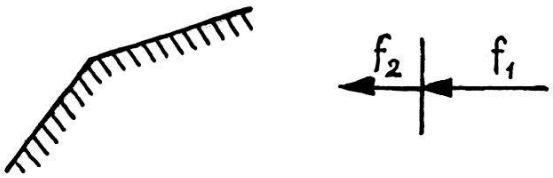


Fig. 53 Schema eines konvexen Gehänges in Querschnitt und Grundriß

– Beim *konkaven Gehänge* fällt die höhere Fläche f_1 steiler als die tiefere f_2.

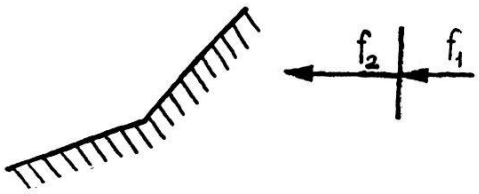


Fig. 54 Schema eines konkaven Gehänges in Querschnitt und Grundriß

Die Kante zwischen horizontaler Hochfläche (Terrasse) und Gehänge

Die Fallinie des Gehänges zeigt keine Fortsetzung in der Hochfläche.

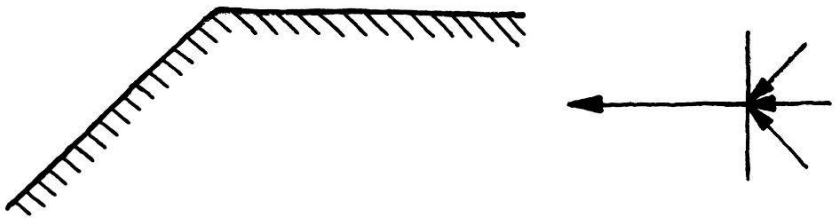


Fig. 55 Schema einer Hochfläche in Querschnitt und Grundriß

Hohlformen und Rinnen

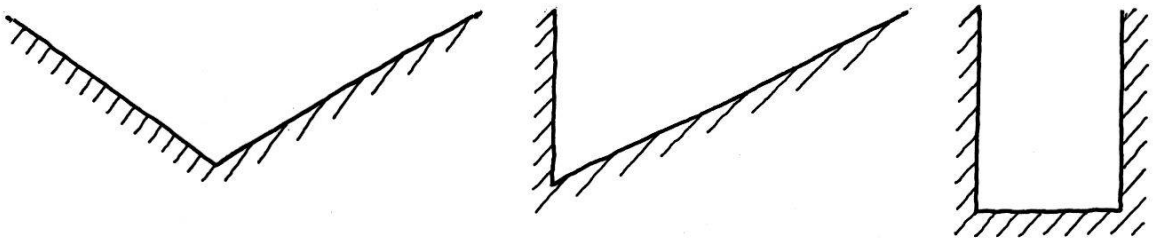


Fig. 56 Schemen von Rinnen im Querschnitt

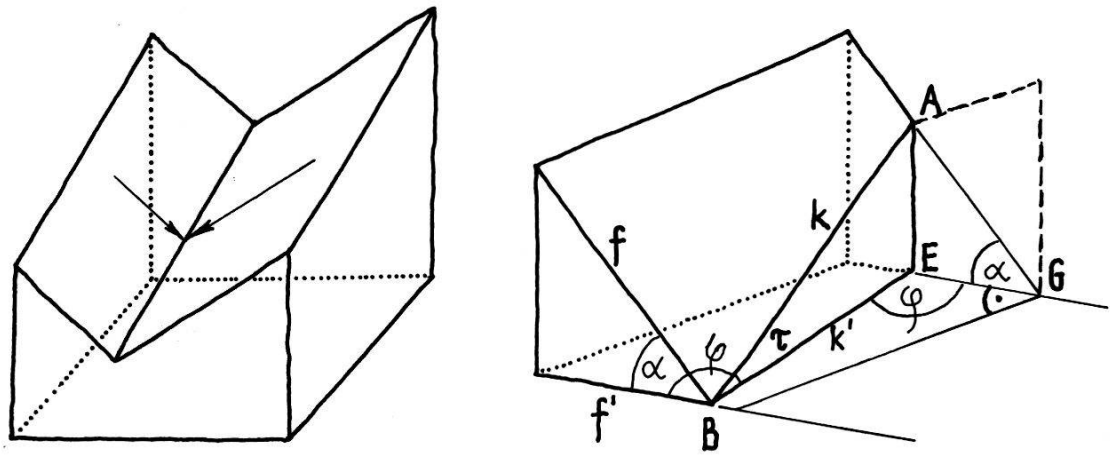


Fig. 57 Modelle der Rinne

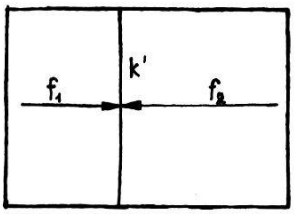
α = Gehänge-Neigung
φ = Fiederungswinkel
τ = Rinnen-Neigung
f = Fallinie
f' = Horizontal-Projektion der Fallinie
k = Rinnenkante
k' = Horizontal-Projektion der Rinnenkante

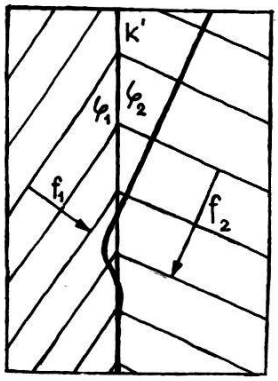
Bei Modellen, bei denen zwei ebene Gehängeflächen gegeneinander geneigt sind, verlaufen *konjugierte Fallinien konvergent*. Die beiden Ebenen verschneiden sich in einer Kante, die einer *Tiefenlinie* entspricht. Auf ihr finden konjugierte Fallinien ihr unteres Ende. Solche Gehängeflächen werden als *gekoppelt* bezeichnet, im Gegensatz zu *freien Gehängen,* die am Fuß in eine Ebene übergehen. Sind die beiden Gehängeflächen spurparallel, verläuft die Tiefenlinie horizontal. Sind die beiden Ebenen nicht spurparallel, so entspricht das Modell einer *Rinne*. Die Kante als Tiefenlinie hat besondere Eigenschaften, die kein anderes Zweiflächenmodell aufweist: sie ist nicht nur Grenzlinie, sondern zeichnet eine *zwangsweise Bewegungsrichtung* vor. Im Vergleich dazu können Bewegungen in der Fallinienrichtung auf Oberflächen als *freie Bewegungsrichtungen* bezeichnet werden. Aus ihnen kann ein bewegtes Objekt leicht abgelenkt werden. Aus der Richtung der Tiefenlinie dagegen läßt sich weder Wasser noch Eis oder irgend bewegtes Material ablenken. Sie wird daher als *Rinnenrichtung* und, bei Tälern, als *Talrichtung* bezeichnet.

Die Fallinienrichtung bildet mit der Rinnen- oder Talrichtung einen Winkel, den Fiederungswinkel φ, dessen Größe zwischen der Horizontalprojektion der Fallinie f′ und der Rinnenkante k′ kleiner als 90° ist. Er läßt sich aus der Gehänge-Neigung α und der Rinnen-Neigung τ berechnen. Aus den Grundrißskizzen (Fig. 58) ergibt sich, daß Gehängeflächen immer größere Gefälle haben als die Rinnensohle und daß der Fiederungswinkel um so größer ist, je größer die Talneigung und je kleiner die Rinnen-Neigung ist. Konjugierte Fallinien bilden einen Winkel, der im Grundriß kleiner als 180° ist.

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

Es zeigt sich, daß der effektive Fiederungswinkel oft vom berechneten Wert abweicht. Ist dies der Fall, muß vermutet werden, daß im Gehänge die Bewegungen aus der freien Bewegungsrichtung in eine vorgezeichnete abgelenkt wurden, sei es, daß sie einem Bruch folgen, sei es, daß ein Gesteinswechsel eine andere Richtung vorzeichnet.





f_1, f_2 = Horizontal-Projektionen der Fallinien
k′ = Horizontal-Projektion der Rinnenkante
φ_1, φ_2 = Fiederungswinkel

Fig. 58
Grundrisse von Rinnen

Wird Material aus dem Gehänge am Fuß abgelagert, steigt die Sohle der Hohlform an. Sind die beiden Gehängeflächen nicht spurparallel, ist die Tiefenlinie geneigt; das Modell entspricht einer *Rinne,* einem *V-Tal.*

Zwischen gekoppelten Gehängen fängt die Tiefenlinie alle Fallinien der Gehänge-Flächen auf und lenkt sie zwangsweise in die *Rinnen- oder Talrichtung* um. In Wirklichkeit vollzieht sich die *Umlenkung* von *bewegtem Material* nicht in einem Knick, sondern in einer *Kurve* (Fig. 58), die durch die kinetische Energie der bewegten Masse gegeben ist.

Die Talrichtung ist durch ihren zwingend linearen Charakter einzigartig. Für jedes Tal ergeben sich zwei verschiedenartige Bewegungsrichtungen, die *Fallinienrichtung* der Gehänge und die *Tal- oder Rinnenrichtung.* Die beiden sind bei allen Vorgängen im Zusammenspiel und in ihrer Unabhängigkeit zu beachten.

Bei *fluvialem Abtrag* beschränkt sich der Einfluß des Talgewässers und seiner Geschiebe auf den Bereich, der von ihm unmittelbar bearbeitet werden kann.

Dieser umfaßt bei einem Gewässer, das sich knapp ein Bett eingegraben hat und bei Hochwasser überschwemmt, die gesamte Uferfläche. In einem Tal mit hohen Gehängen ist der unmittelbare Einflußbereich des Gewässers klein; er umfaßt nur den untersten Gehängefuß. Der Großteil der Gehänge wird in der Fallinienrichtung bearbeitet. Beim durchflossenen Tal zeigen sich alle Übergänge vom kleinen Rinnsal bis zum mächtigen Strom.

Völlig andersartig gestaltet sich der Abtrag in einem von *Eis durchflossenen Tal.* Eis beginnt erst zu fließen, wenn eine bestimmte Mächtigkeit erreicht ist. Ein Talgletscher bearbeitet aber wesentlich *größere Gehängeflächen* in der Talrichtung als ein Gewässer. Gehängeflächen oberhalb des Talgletschers werden aber ebenso wie beim Talfluß in der Fallinienrichtung bearbeitet. Dabei sind zwei Fälle zu unterscheiden:

- Die Hangflächen oberhalb des Talgletschers sind auch vergletschert. Das Eis fließt in der Fallinienrichtung. Dieser Fall kann jedoch für den Aargau fast ausgeschlossen werden; in den Eiszeiten war dies auf die Alpen, den Hochjura und die höchsten Erhebungen des Mittellandes beschränkt. Im Aargau hatte sich nur in den größten Vergletscherungen auf der N-Seite des Tiersteinberges ein kleiner Gletscher ausgebildet.
- Unvergletscherte Gehänge oberhalb des Talgletschers wurden durch fluviale Vorgänge unter *periglazialen Bedingungen* bearbeitet.

Bei Höchstständen der Gletscher stieg das Eis in den Mittelland-Tälern bis an den oberen Rand der Talgehänge, so daß seitlich auf trennende Rücken glazifluvial geschüttet wurde. Bei noch höheren Eisständen überflutete das Eis auch noch diese. Damit gab es keine Flächen mehr, auf denen in der Fallinienrichtung geschüttet wurde. Selbst die Talrichtung war nur für die tieferen Partien des Eisflusses maßgebend; die Richtung der höheren richtete sich nur nach dem Oberflächengefälle der breit dahin fließenden Eismassen. Die Oberflächengestaltung unter Eis erfolgte nach eigenen Gesetzen.

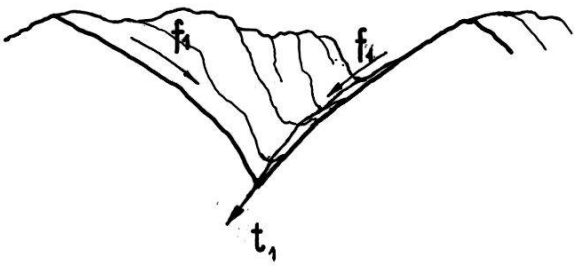


Fig. 59 Talbildung unter fluvialem Regime
f_1 Fallinienrichtung fluvialer Vorgänge
t_1 Talrichtung fluvialer Vorgänge

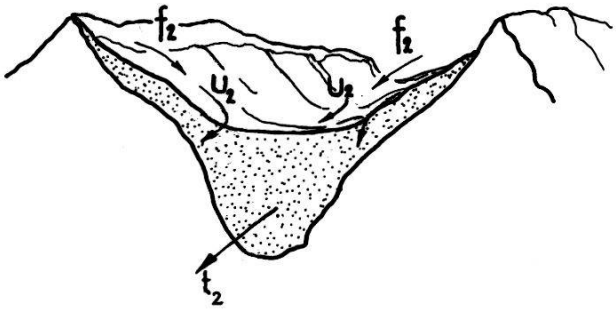


Fig. 60 Talbildung unter glazialem Regime; die Flanken sind ebenfalls vereist
f_2 Fallinienrichtung des fließenden Eises
u_2 Umbiegung des Eises aus der Fallinienrichtung in die Talrichtung.
t_2 Eisfluß in der Talrichtung

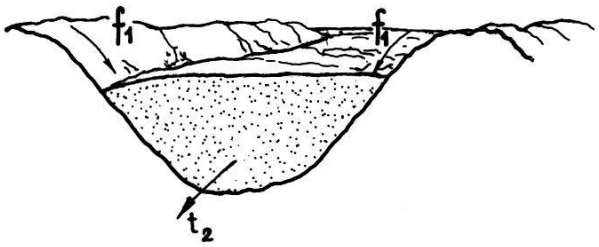


Fig. 61 Talbildung unter glazialem Regime; die Flanken sind nicht vereist.
f_1 Fallinienrichtung fluvialer Vorgänge
t_2 Eisfluß in der Talrichtung

Die Vielfalt der Talformen und ihre Beziehungen zum Material

Zur Vielfalt der Talformen sollen zunächst einige grundsätzliche Hinweise gegeben werden. Ein wichtiges Merkmal für den Talcharakter ist die Steilheit der Gehänge. O. MAULL (1958) unterscheidet Klamm-, Schlucht-, Kerb-, Kasten- und Mulden-Tal. Diese Nomenklatur ist unbestimmt. Am eindeutigsten ist Klamm, ein enger Einschnitt in Fels mit senkrechten, teils überhängenden Wänden; in ihm treten neben Kolken und Strudellöchern auffallend glatte Wände auf, die freigelegten Bruchflächen entsprechen. Auch der Begriff Schlucht sollte – trotz seiner Unbestimmtheit – nicht fehlen.

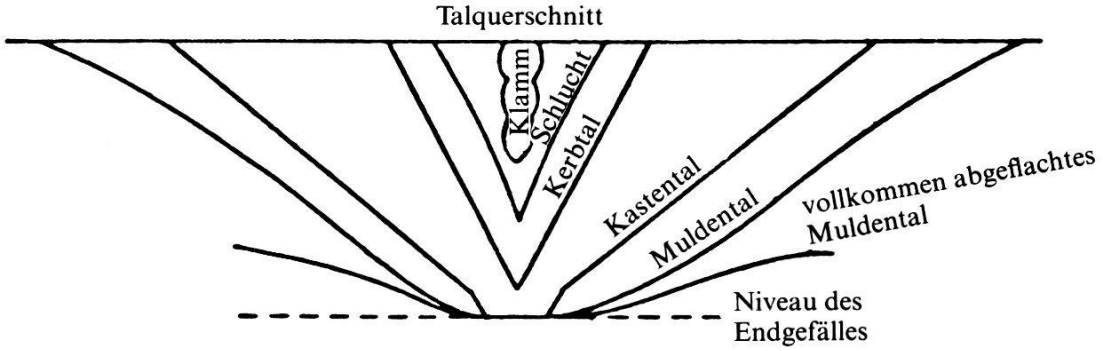


Fig. 62 Entwicklung des Talquerschnitts unter Einfluß von Höhenlage, Erosions- und Abtragungsbasis (aus O. MAULL, 1958)

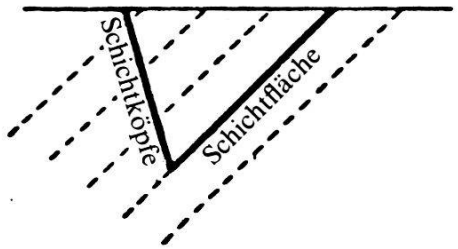


Fig. 63 Der Einfluß der Lagerung (aus O. MAULL, 1958)

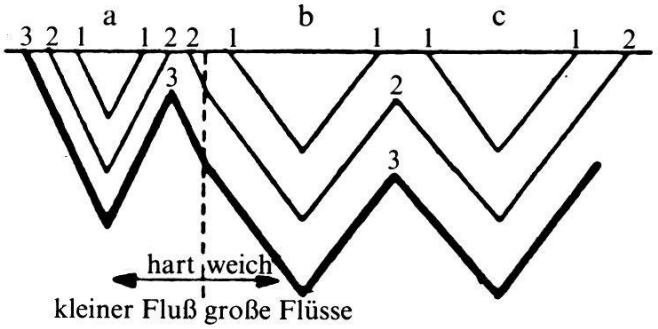


Fig. 64 Der Einfluß von Gestein und Flußgröße (aus O. MAULL, 1958)

Bedenklich wird MAULLS Darstellung jedoch, wenn sie als Entwicklungsreihe aufgefaßt wird. Sie ist ein typisches Beispiel, das rein von der Form ausgeht, ohne Bezug auf Material und Vorgänge, die sich abspielen. Kerb-, Kasten- und Mulden-Tal lassen sich durch geometrische Begriffe ersetzen. Zu beanstanden ist vor allem, daß MAULL gleitende Übergänge vom Wand- zum Schuttmantel-Hang annimmt,

was vom Material und von den Verwitterungsvorgängen her nicht angängig ist. Aus der Unterscheidung von Schuttmantel- und Wand-Hang ergeben sich drei Grundtypen:

1. *Wandhang-Täler*

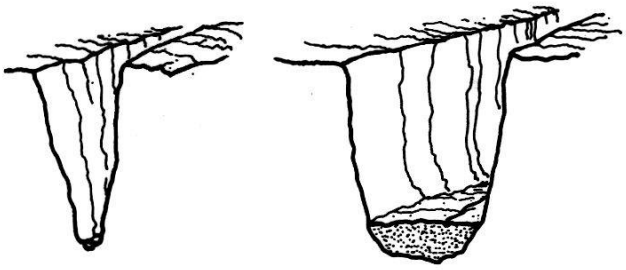


Fig. 65 Wandhang-Tal

Klamm und Schlucht können zu den Wandhang-Tälern eingereiht werden. Voraussetzung sind standfeste Gesteine mit genügender Kohäsion. Zwischen den Wänden kann ein beliebig breiter Talboden liegen, der meist aus aufgeschüttetem Lockermaterial besteht.

2. *Täler mit Wand-Hang und Schuttmantel-Hangpartien*

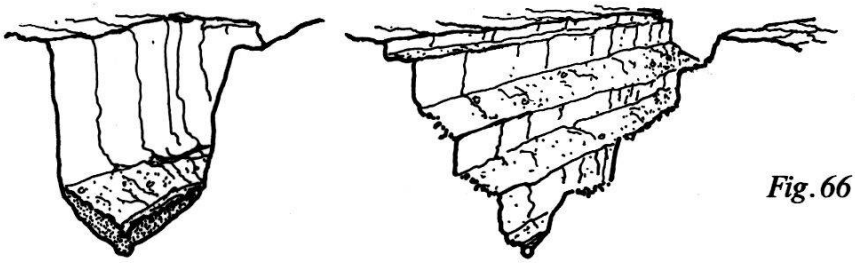


Fig. 66 Wandhang-Täler mit Schuttmantel-Partien

Mischtypen von Wand- und Schuttmantel-Hängen umfassen eine Vielfalt von Formen. Die Wandhang-Partien können sich auf den Hangscheitel oder die Gehängebasis beschränken oder gar in mehrfachem Wechsel im Gehänge selbst auftreten. Nach den berühmten amerikanischen Schluchten wird von Cañons gesprochen.

3. *Schuttmantelhang-Täler*
Die überwiegende Mehrzahl der Täler sind Schuttmantelhang-Täler. Dies gilt besonders für den Aargau. Es können zwei Typen unterschieden werden:

- solche mit konvexem (a) und
- solche mit konkavem Gehänge (b).

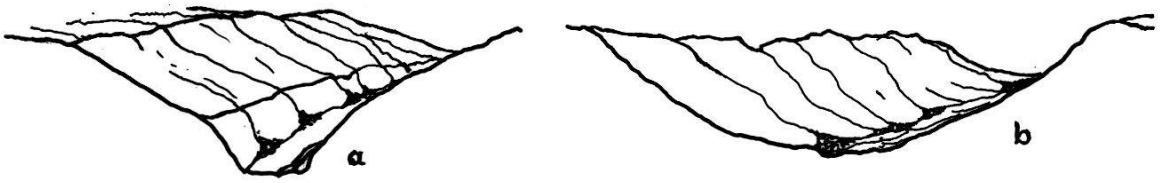


Fig. 67 Schuttmantelhang-Täler mit konvexem (a) und konkavem (b) Gehänge

Klassierung der Täler nach Richtung und Innenstruktur der Gehänge

Wesentlich für den Formcharakter eines Tales ist seine Richtung in bezug auf die innere Struktur der Gehänge. Eine Übersicht über die verschiedenen Taltypen soll eine Terminologie ermöglichen. Auf das Vorherrschen gewisser Typen und Richtungen im Zusammenhang mit Spannungsfeldern der Innengesteine wird noch eingegangen werden.

1. *Täler mit Horizontalstruktur*
   In horizontal gelagerten Schichtgesteinen ist hinsichtlich Schichtverlauf jede Talrichtung gleichwertig.

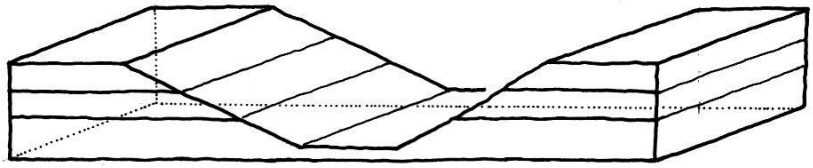


Fig. 68 Tal mit Horizontalstruktur

Es zeigt sich jedoch, daß gewisse Richtungen bevorzugt sind. Dies läßt sich nicht durch den Schichtverlauf, wohl aber mit Bruch-Systemen erklären. Im Mittelland, wo nahezu horizontale Schichten vorherrschen, werden talabwärts oft – entsprechend dem Gefälle – immer tiefere Schichtglieder ins Gehänge einbezogen.

2. *Längstäler*
   Die Richtung der Längstäler verläuft parallel zum Streichen der Schichten. Dabei können vier Typen unterschieden werden:

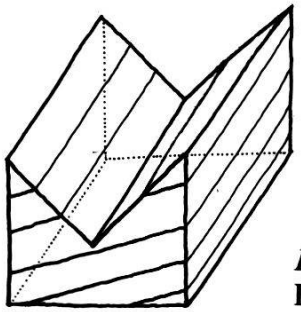


Fig. 69
Isoklinaltal

2.1 *Das Isoklinaltal*
In beiden Hängen fallen die Schichten gleichsinnig ein. Einem Schichtkopf-Hang liegt ein Schichtflächen-Hang gegenüber.

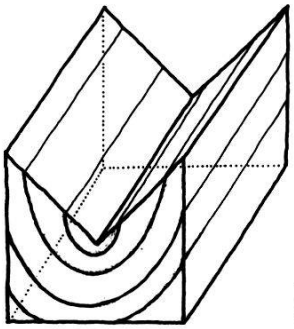


Fig. 70
Synklinaltal

2.2 *Das Synklinaltal*
Beide Hänge sind Schichtflächen-Hänge.

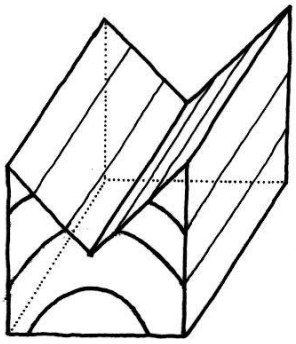


Fig. 71
Antiklinaltal

2.3 *Das Antiklinaltal*
Beide Hänge sind Schichtkopf-Hänge.

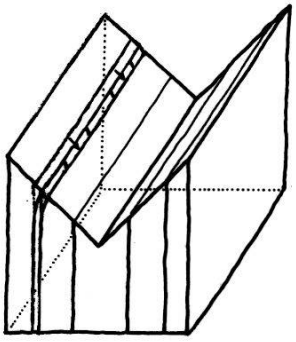


Fig. 72
Tal mit Steilstruktur und Hakenwurf

2.4 *Das Tal mit Steil-Struktur*
In beiden Hängen fallen die Schichten steil bis vertikal ein. Häufig bildet sich Hakenwurf; dabei neigen sich die obersten, in ihrem Verband gelockerten, stärker talwärts.

3. *Quertäler*
In einem Quertal verläuft die Talrichtung quer zur Streichrichtung. Die Schnittlinien mit dem Gehänge sind geneigt. Wie beim Längstal können fünf Typen unterschieden werden:

3.1. *Quertal mit Isoklinalstruktur*

3.1.1 Mit ansteigenden Strukturlinien in bezug zur Talrichtung T (Fig. 73).

3.1.2 Mit absteigenden Strukturlinien in bezug zur Talrichtung T (Fig. 74).

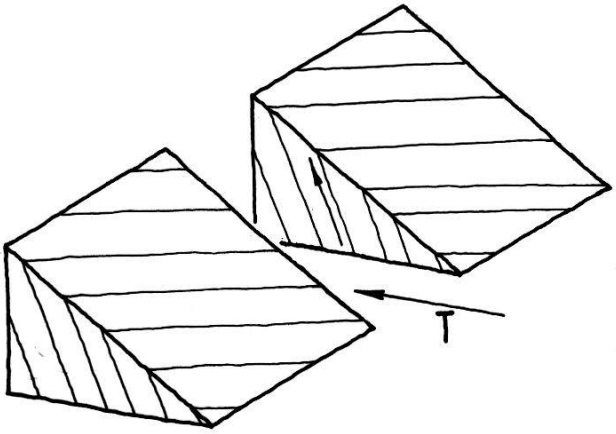


Fig. 73 Quertal mit Isoklinal-Struktur mit ansteigenden Strukturlinien

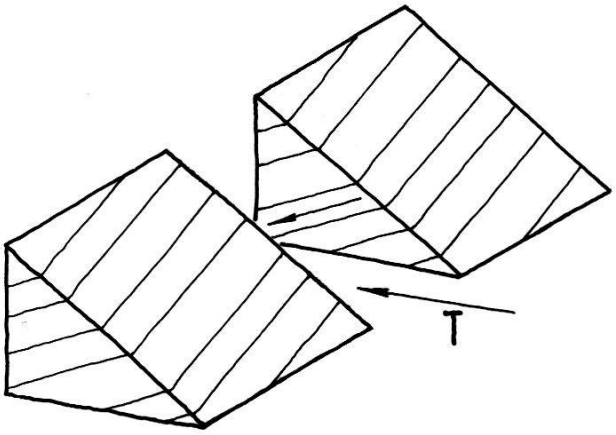


Fig. 74 Quertal mit Isoklinal-Struktur mit absteigenden Strukturlinien

3.2. *Quertal mit Faltenstruktur*

3.2.1 Quertal mit Antiklinal-Struktur

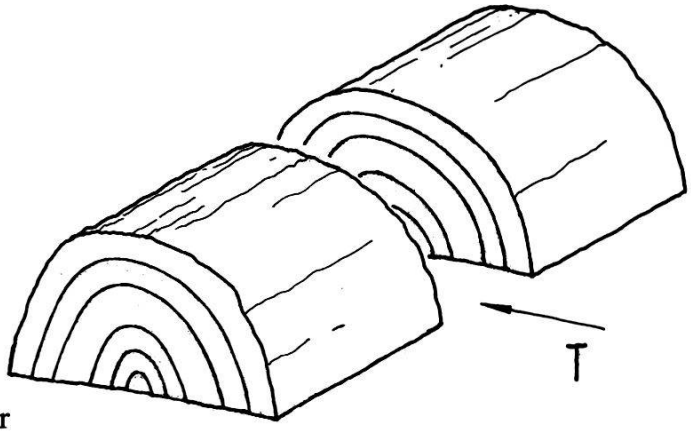


Fig. 75 Quertal mit Antiklinal-Struktur

3.2.2 Quertal mit Synklinal-Struktur

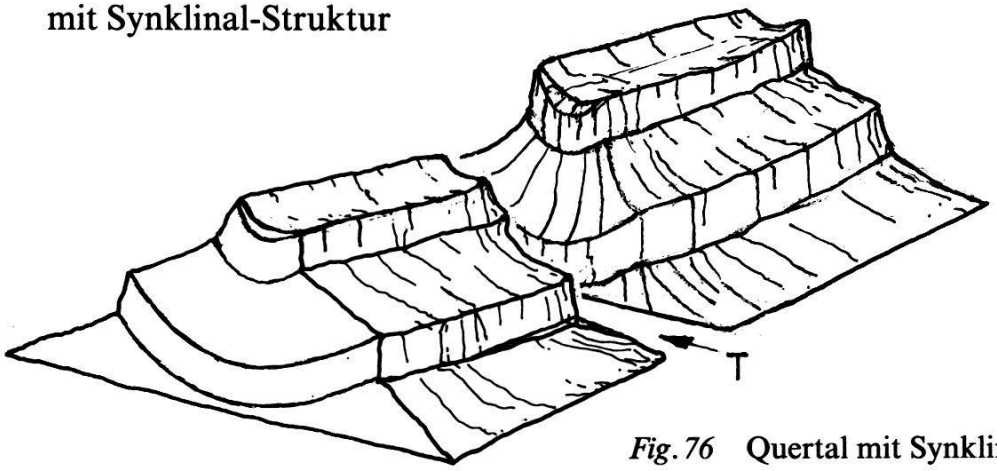


Fig. 76 Quertal mit Synklinal-Struktur

3.3. Quertal mit Steil-Struktur

Fig. 77 Quertal mit Steil-Struktur

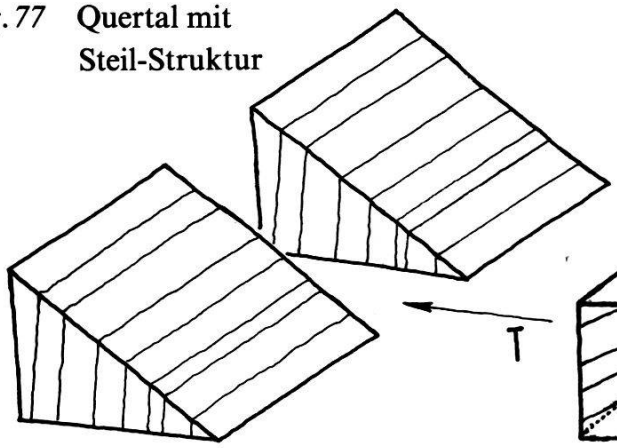
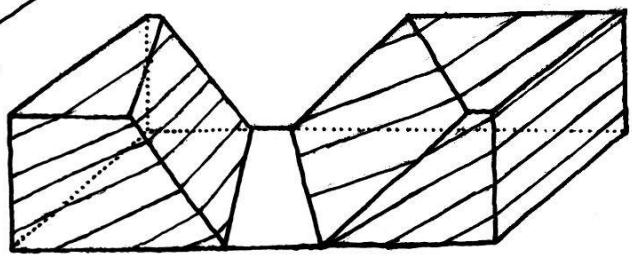


Fig. 78 Diagonaltal mit Isoklinal-Struktur



4. *Diagonaltäler*

Längstäler folgen dem Streichen. Die Schnitte der Schichten mit dem Gehänge verlaufen horizontal. Quertäler verlaufen quer senkrecht dazu. Die Schichtschnitte steigen auf oder ab oder verlaufen in Bogen. Es sind Grenzformen, die selten über längere Strecken verwirklicht sind. Jede Aus- und Einbuchtung des

Gehänges, jede Richtungsänderung des Tales oder/und des Streichens führt zu Zwischenformen. Zwischenformen, die weder Längs- noch Quertal-Formen darstellen, zählen zu den *Diagonaltälern*. Sie können etwa durch schräge Blatt-Verschiebungen entstanden sein. Die Schnittlinien verlaufen bei nicht horizontaler Schichtlage schief über das Gehänge und steigen auf oder ab.

Bildung und Formen von Talböden

Das in einer Rinne oder im Flußbett eines Tales fließende Wasser kann eine bestimmte Menge Material als Geschiebe, als aufgeschwemmte Flußtrübe und gelöst mittransportieren. Dieses Material wird vom Gewässer, aus dessen Bett Schutt oder Festgestein erodiert worden ist, nach dem Transport, durch den es abgerundet wird, wieder abgelagert. Jedes Gewässer erhält Geschiebefracht von seitlichen Zuflüssen und vom Gehänge, aus dem es in das Gewässer gleitet, rutscht oder stürzt, und wird von diesem mittransportiert.

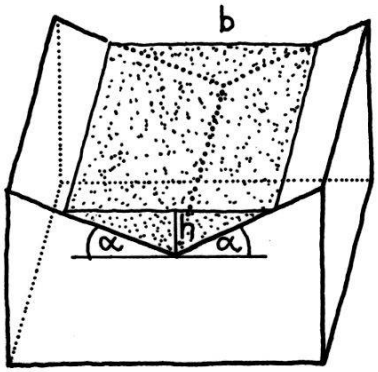
G sei das Geschiebe-Transportvermögen an einer bestimmten Stelle eines Gewässers, G_z die Geschiebefracht des Gewässers und S_z die Zufuhr vom Gehänge; dann ist ein Gewässer im Zustand der *Tiefenerosion*, wenn $G > G_z + S_z$.

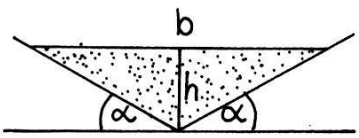
Damit ein *Gewässer aufschüttet*, muß $G < G_z + S_z$ sein. Dazwischen befindet sich der selten verwirklichte *Gleichgewichtszustand* $G = G_z + S_z$ – in dem weder aufgeschüttet noch erodiert wird.

Da die Wasserführung der Gewässer in weiten Grenzen schwankt, ist immer mit Katastrophen-Hochwassern zu rechnen. Durch diese treten in Stunden gewaltige Veränderungen auf, wie sie sich durch Jahrzehnte nicht ereignen; stellenweise wird erodiert, beim Ausufern jedoch über weite Flächen meterhoch abgelagert.

Im einfachen Modell eines V-Tales, das durch Tiefenerosion entstanden ist, soll nun aufgeschüttet werden. Dieser Zustand soll zugleich konstant sein, also pro Zeiteinheit wird immer gleichviel Material abgelagert, ferner sei die seitliche Einschüttung S_z im Verhältnis zur Geschiebe-Aufschüttung des Gewässers gering. Dies ist bei größeren Talgewässern oft verwirklicht. Unter diesen vereinfachten Annahmen kann die seitliche Einschüttung vernachlässigt werden. Beim Aufschottern nimmt die Talbodenbreite zu. Ist b die Talbodenbreite und h die Höhe der Aufschüttung, so ergibt sich:

$$b = \frac{2h}{\operatorname{tg} \alpha}$$





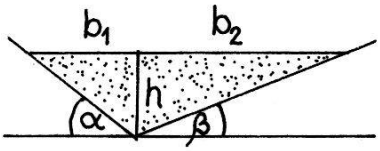


Fig. 79 In einem V-Tal mit den Gehänge-Neigungen α, bzw. α und β und der Talbodenbreite b bzw. $b_1 + b_2$ wird bis zur Höhe h aufgeschüttet.

Das Volumen des abgelagerten Materials beträgt für die Einheitslänge eines Tal-Abschnittes

$$V_1 = \frac{h^2}{tg\,\alpha};$$

V nimmt also mit dem Quadrat der Höhe zu. Bei konstanter Geschiebezufuhr nimmt die Höhenzunahme pro Zeiteinheit rasch ab, $h = \sqrt{V\,tg}$.

Mit dem Anheben des Talbodens durch Aufschüttung nimmt die Seitenerosion ab, da eine zunehmend breitere Talboden-Fläche zu überschottern ist und das Gewässer von einem Hang zum andern zunehmend größere Weglängen zurückzulegen hat. Die Aufschüttung des Talbodens quantitativ zu erfassen ist nur unter vereinfachten Annahmen möglich, etwa wenn sich das Querprofil eines Tales im Laufe der Aufschüttung nicht verändert. Dies ist wegen der Seitenerosion des Talgewässers und wegen des Abtrages im Gehänge nie der Fall.

Mit der Aufschüttung nimmt das Gefälle ab; dadurch wird dieses talaufwärts verschoben. Für die Talboden-Gestaltung kommt es darauf an, wie groß die seitliche Zufuhr ist. Am Ausgang von größeren Gehänge-Rinnen und Seitentälern werden oft Schwemmkegel in den Talboden hineingebaut; dadurch kommt es im Haupttal oberhalb der Mündung zu Stauungen und – wegen des verminderten Gefälles – zu vermehrter Aufschüttung.

In kleinen Tälchen kann die beidseitige Einschüttung im Vergleich zur Schuttführung des Talgewässers überwiegen: es entsteht ein gegen dieses Talgewässer geneigter Talboden.

Ein Gewässer ist erosionsfähig, wenn $G > G_z$ ist. Ist die seitliche Einschüttung groß und gilt $G < G_z + S_z$, so hebt sich der Talboden, während das Gewässer gleichzeitig in die Tiefe erodiert. Es entsteht eine enge Rinne im sich anhebenden Talboden. Ist die seitliche Einschüttung stark einseitig, so wird das Talgewässer an das weniger Schutt liefernde Gegengehänge gedrängt und hier angehoben, selbst wenn das Gewässer aktiv in die Tiefe erodiert.

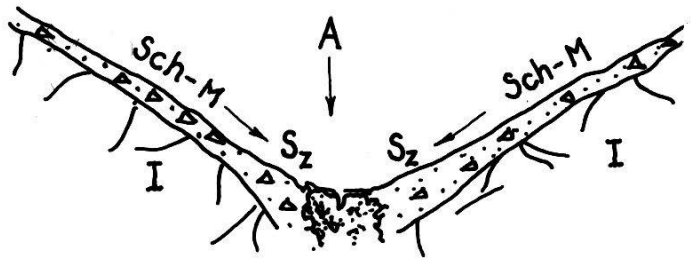


Fig. 80 Talboden aus Gehängeschutt und Geschiebe des Talgewässers
A Gewässer-Aufschüttung
Sch-M Schuttmantel
S_z Talboden-Aufschüttung durch das Gehänge
I Innengestein

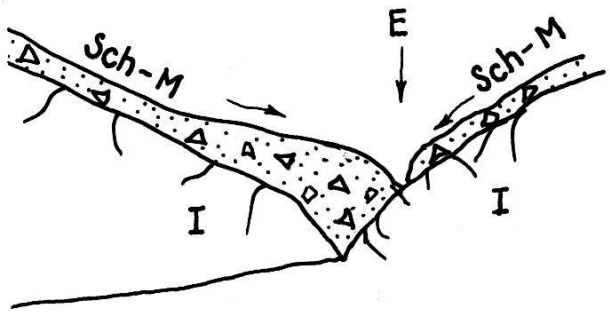


Fig. 81 Talboden aus Gehängeschutt mit einseitiger starker Gehängeschutt-Zufuhr;
E kräftig erodierendes Talgewässer im sich anfüllenden Talboden

Im Aargau sind es vor allem Tobel und kleinere Gewässer, bei denen der seitlichen Einschüttung Bedeutung zukommt. Je breiter der Talboden ist, desto mehr kann sich das *Gehänge als freies Gehänge* entwickeln, indem die Vorgänge in der Fallinienrichtung ungehindert in die Fußfläche ausmünden können. Wird vom Gehänge breitflächig geschüttet, entsteht eine dem Talboden aufruhende Schuttmantel-Halde. Oft wird aus dem flachen Fuß Feinmaterial ausgeschwemmt und als flacher Saum vorgelagert.

Gleichgewichtszustand und Terrassenbildung

Nimmt der Aufschüttungszustand $G < G_z + S_z$ ab, so wird $G = G_z + S_z$ erreicht und durchlaufen: das Gewässer wird wieder erosionsfähig und $G > G_z + S_z$. Der Zustand $G = G_z + S_z$ kann nie ein Dauerzustand sein; doch ist es möglich, daß über längere Zeit ein Pendeln um den Gleichgewichtszustand stattfindet. Es liegt dann ein *dynamisches Gleichgewicht* vor, bei dem – je nach Wasserführung, Geschiebezufuhr und Seitenerosion – das Talgewässer zeitweise in die Tiefe erodiert, die Gleichgewichtslage durchläuft und vorübergehend wieder akkumuliert. Dies kann sich mehrfach wiederholen. Beim Pendeln um den Gleichgewichtszustand kann bald das Aufschütten, bald das Eintiefen überwiegen. Überwiegt die Tiefenerosion, entstehen in den Talschottern *Terrassen*. Der neue Talboden ist oft leicht gegen das Gewässer geneigt. Überwiegt die Aufschüttung, entsteht ein horizontaler Talboden.

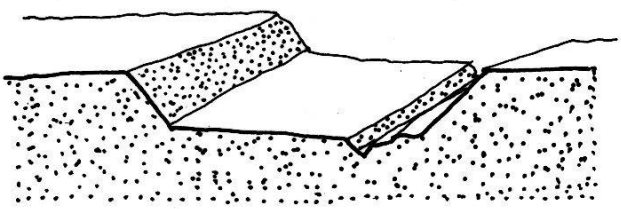


Fig. 82 Fluviale Terrasse mit leicht gegen das Gewässer geneigtem neuem Talboden, der durch langsames Eintiefen entstanden ist

Durch Pendeln des Flußlaufes und Ausufern entstehen nach Hochwassern Altwasserläufe, die sich mit Feinmaterial füllen. In Vertiefungen kommt es zu Schrägschüttungen, so daß ein Schotterkörper nie durchgehende horizontale Schichtung aufweist, sondern beidseits auskeilende Sandschmitzen und mit Feingut verfüllte Altläufe zeigt.

Wird in einem Schotterkörper mit eingetieftem Talboden aufgeschüttet, so wird das Terrassenbord immer wieder unterschnitten und beim Wegpendeln des Gewässers nachbrechen. Eine scharfe Grenzlinie kann kaum je beobachtet werden.

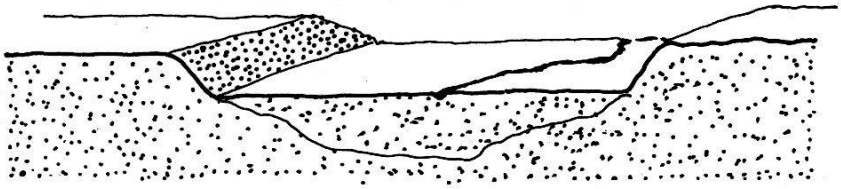


Fig. 83 Fluviale Terrasse mit Schotterfüllung

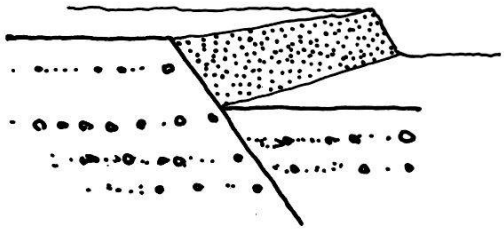


Fig. 84 Fluvialer Terrassen-Rand: Hypothetisch scharfe Grenze zwischen altem und neuem Schotterkörper

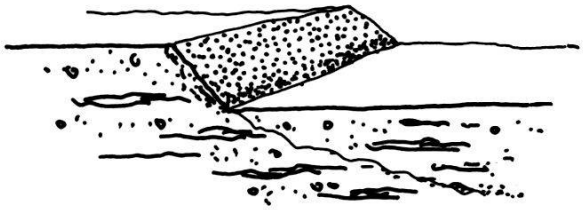


Fig. 85 Fluviale Terrasse: Wahrscheinlichere undeutliche Grenzlinie zwischen altem und neuem Schotterkörper

Geht die Eintiefung rasch vor sich, entsteht eine enge Rinne, in der das Gewässer in der Richtung fixiert ist. Da Schotterwände rasch verwittern, stürzen sie nach. Die seitliche Einschüttung wird erhöht und die Seitenerosion im gelockerten Material wirksamer. Verlangsamt sich die Tiefenerosion und stellt sich wieder ein dynamisches Gleichgewicht ein, so entsteht durch Seitenerosion und gelegentliches Aufschütten ein weiter Talboden. Ist dies nun ein Erosions- oder ein Akkumulations-Talboden? Es wird behauptet, dies lasse sich am Zustand der Terrassenränder entscheiden, was ein Zitat aus E. BUGMANN (1958) belegen mag. «Ist ein tieferes Terrassenniveau als jüngeres Akkumulationsniveau in einem älteren Komplex eingeschaltet, muß sich am innern Terrassenrand der Akkumulationsfläche A_2 gegen den ältern Terrassenhang T_1 ein Kontakt ergeben» (Fig. 86). «Im Kontakt $T_1 - A_2$ müssen sich wesentliche Unterschiede in der *Geröll-Zusammensetzung und -Schichtung* des Materials M_2 gegenüber dem Material M_1 mit einer *Verwitterungsrinde* vom ältern Material M_1 absetzen. Wenn wir diese Verhältnisse antreffen, sind wir sicher, daß jüngere Schotter in ältere eingeschachtelt sind, und daß A_2 *als Akkumulationsniveau* angesprochen werden kann.»

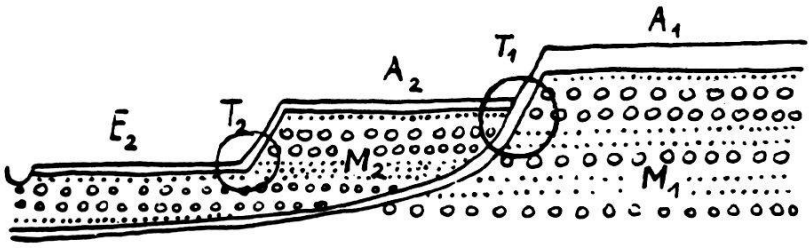


Fig. 86 «Kontakte von Terrassenflächen und Terrassenhängen. Erläuterungen im Text»

«Finden wir dagegen wie beim Kontakt T_2–E_2 weder Unterschiede im Material noch eine trennende Verwitterungsrinde, muß die Terrassenfläche als Erosionsfläche (E_2) angesprochen werden.

Durch glücklichen Zufall ist es nun möglich, diese Zusammenhänge in den Würm-Schottern im Aaretal bei Villigen und Würenlingen durch aufgeschlossene Kiesgruben eindeutig abzuklären» (Fig. 87).

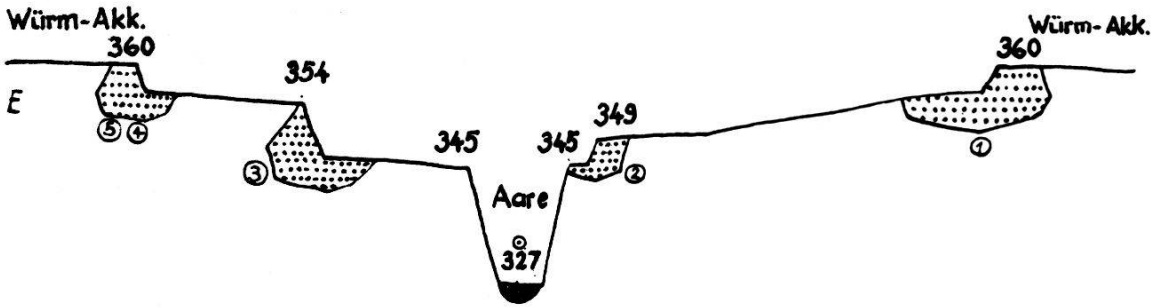


Fig. 87 «Querprofil Würenlingen–Villigen (halbschematisch). Aufschlüsse: 1 Kommetgraben Villigen (69), 2 Kommetgraben Villigen (68), 3 Zementfabrik Siggenthal (66), 4 und 5 Underfeld SW Würenlingen (64), (65). Die Geröllagen der tieferen Terrassenflächen ziehen unter dem höheren Terrassenhang durch und qualifizieren sie damit als Erosionsflächen.»

«Alle fünf Aufschlüsse zeigen, daß die Aufschotterung einheitlich und durchgehend ist; Verwitterungsrinden bestehen an den kritischen Punkten deshalb ebenfalls nicht. Damit sind alle Terrassenflächen unter dem Niveau 360 m eindeutig als Erosionsflächen belegt. Lediglich die höchste Fläche (360 m) kann als Akkumulationsfläche angesprochen werden.»

Nach den dargelegten Ausführungen ist diese Argumentation höchst fraglich.

Terrassen kommt in den größeren Talsystemen der Aargauer Landschaft Bedeutung zu. Es sind Schüttungsflächen, die ein fremdes, horizontales Element in ein Tal bringen; sie weisen keine Innen-, sondern Anlagerungsstruktur auf. Terrassen sind oft stufenartig übereinander angeordnet, liegen über dem tiefsten, früher oft Überschwemmungen ausgesetzten Talboden und tragen Dörfer und Felder. Sie sind Zeugen des Wechsels von Tiefenerosion und Ausweitung zu breitflächigen Aufschüttungen. Ihr Alter ist meist durch die Höhenlage gegeben, denn, je höher sie liegen, desto älter sind sie normalerweise. Entsprechend der Höhenlage sind im Pleistozän meist vier Schotterfluren unterschieden worden. Sodann wurde angenommen, daß die höchste Flur, der *Ältere Deckenschotter,* auf kaum durchtalter Landoberfläche als zusammenhängende, von den Alpen zum Jura geneigte Schotterflur im Vorfeld der günzzeitlichen Gletscher abgelagert worden wäre. Nach einer ersten Eintiefungsphase wäre in der nächsten Kaltzeit, in der Mindel-Eiszeit, – wiederum als weitreichende Schotterflur – der *Jüngere Deckenschotter* geschüttet worden (Fig. 88 und 89).

Versuchen wir Befund und Entstehungstheorie auseinanderzuhalten. Die Deckenschotter treten nur in relativ kleinen Vorkommen auf; in der Westschweiz fehlen sie. Sie müssen deshalb nicht unbedingt Reste einer das ganze Mittelland bedeckenden Schotterflur sein, sondern können ebensogut als *randliche* Vorstoßschotter älterer Vergletscherungen gedeutet werden (HANTKE, 1978). Das Querprofil durch den Lindenberg von H. JÄCKLI (1972), das auch Bohrungen ausgewertet hat, zeigt Verzahnungen von Schottern und Moräne. Die dritte Schotterflur, die Hochterrasse, ebenfalls eine kaltzeitliche Schüttung, wurde durch spätere Erosion größtenteils in das Landschaftsbild verarbeitet. Die tiefsten Fluren, die *Niederterrassenschotter,* dagegen, sind noch heute «als Aufschüttungsebenen ein fremdes

Element» (P. NIGGLI 1913). «In das Landschaftsbild verarbeitet» bedeutet, daß Schotterflächen, die einst weite horizontale Flächen bildeten, ihre Ebenheiten nicht mehr zeigen, sondern als Schuttmantel das Innengestein überziehen. Auf den Höhen weisen sie modellierte Oberflächen auf und fallen als Gehängeformen nicht weiter auf. Nur in Anrissen kommt ihre Schotternatur zum Vorschein. Untersuchungen haben ferner ergeben, daß Fluren, wie sie sich auch bei der letzten, der Würm-Eiszeit, erkennen lassen, zu verschiedenen Eisständen gehören. Schemati-

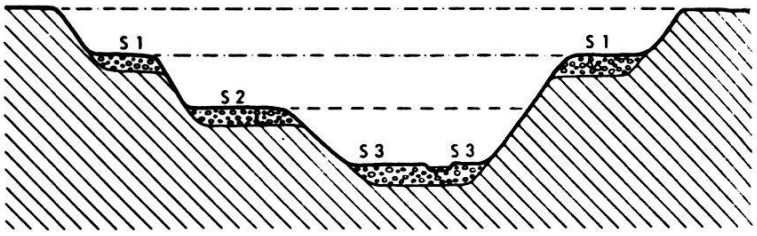


Fig. 88 Entstehung von Flußterrassen. Gerissene Linien: Ausgangsoberfläche und frühere Talauen nach H. WEBER 1958

S_1 bis S_3: sukzessive jüngere Talböden

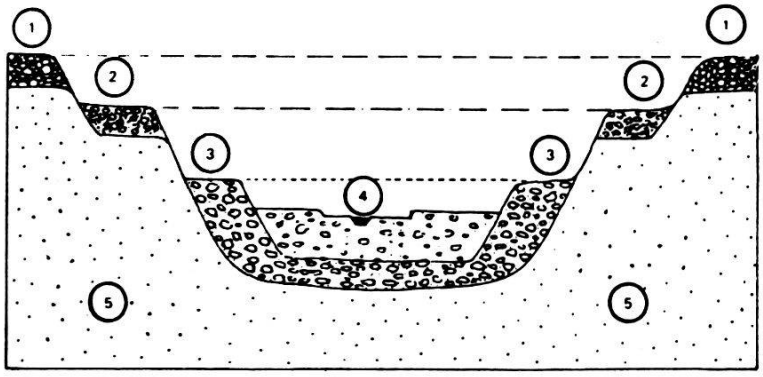


Fig. 89 Heute im Mechanismus überholtes Schema: eiszeitlicher Schotter auf dem Molasse-Untergrund und die entsprechenden Talsohlen (aus E. BUGMANN 1958)

1 Ältere Deckenschotter: auf dem Stierenberg, Heitersberg, Siggenberg
2 Jüngere Deckenschotter: Chrüzliberg (Teufelskeller), Bruggerberg, Gebenstorferhorn
3 Hochterrassenschotter: Ruckfeld, Strick bei Leuggern, Möhlinerfeld
4 Niederterrassenschotter: Flußtäler im Mitteland, unteres Aaretal, Rheintal
5 Molasse

sche Darstellungen – wie jene im *Fischer-Lexikon der Geographie* (1968) – können daher falsche Vorstellungen erwecken. Zudem sind die Profile stark überhöht und berücksichtigen den geomorphologisch wichtigen Unterschied zwischen Wand- und Schuttmantel-Hängen nicht. Zudem ruhen die Schotter meist nicht einer ebenen Festgesteinsunterlage auf. Erst recht gilt diese Bemerkung der Talquerschnitt-Darstellung für die *«Heimatkunde für Jedermann»,* die in unverstandene Darstellungen der Schulhefte übergehen. Das Terrassenschema vereinigt in einem Modell Erscheinungen, wie sie nirgends zu sehen sind. Schon die Schüttung des Älteren Deckenschotters erfolgte *von einem Eisrand aus.* Dieser wurde bereits vor und bei der Ablagerung des Jüngeren Deckenschotters zerschnitten, die Oberfläche umgestaltet und teilweise zerstört. Schon vor Schüttung der Hochterrassenschotter bestanden tiefe Täler, deren Sohlen unter den heutigen Talböden liegen.

Dies belegen auch pollenanalytisch untersuchte Feinsedimente der vorletzten Zwischeneiszeit mit einer Vegetationsentwicklung, die sich von jener der letzten unterscheidet (M. WELTEN, 1982). Vor und während der Schüttung der Hochterrassen wurden beide Deckenschotter weiter zerschnitten und umgestaltet. Zuletzt wurden die Schotter der tieferen *Hoch-* und der *Niederterrasse* abgelagert und durch periglaziale und fluviale Vorgänge ihrerseits überprägt.

Das Gehänge vom Plateaurand zum Gehänge-Fuß

Die skizzierten Modelle geben nur Teilaspekte der Gehänge-Formen wieder. Im ganzen Gehänge treten verschiedenste Vorgänge auf, die es im Zusammenhang zu klären gilt. Betrachten wir zunächst einfache Querprofile. Jedes Gehänge hat eine obere und eine untere Begrenzung. Die obere ist durch die Wasserscheide oder den Plateaurand gegeben; weniger scharf ist meist die untere. Bei einem freien Gehänge laufen die Bewegungen ins Vorgelände aus; die Ablagerungen sind oft nicht scharf begrenzbar. Bei gebundenen oder gekoppelten Gehängen kann der Übergang von der Fallinienrichtung in die Talrichtung als Grenzzone betrachtet werden. Während die Bewegungen an der Wasserscheide beginnen, enden nicht alle am Gehänge-Fuß. Gehänge-Material wird vielfach von den Gewässern forttransportiert, bis es zur vorläufig «endgültigen» Ablagerung kommt. Von der Vielzahl an Gehänge-Formen seien anhand von 4 Profilen einige grundsätzliche Aspekte aufgezeigt (Fig. 90).

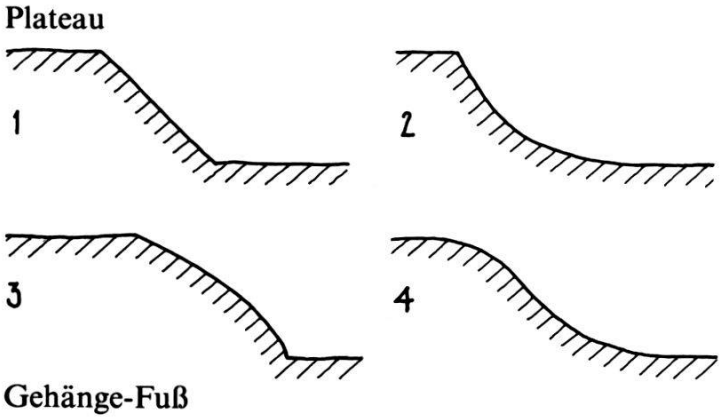


Fig. 90 Einfachstes Modell eines Gehänges ist eine ebene Hangfläche zwischen zwei Horizontalflächen (a). Eine sinnvolle Entwicklungsreihe kann aber nur gegeben werden, wenn das Gestein und sein Verhalten in Rechnung gestellt werden.
b konkaves, c konvexes Gehänge
d = a mit Übergangszonen

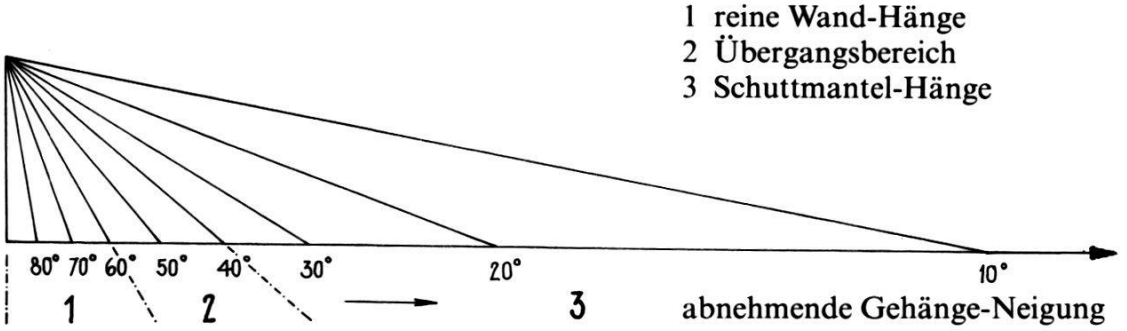


Fig. 91 Neigungsbereiche von Gehängen

Vor allem ist zwischen Wand- und Schuttmantel-Hängen zu unterscheiden. Bei den Felswänden im Jura sind es meist geschichtete Kalke und Dolomite.

Bei den Wandflächen ist zu unterscheiden zwischen solchen, die quer zur Schichtung (Fig. 92/1) verlaufen, und solchen, die schichtparallel angelegt sind (Fig. 92/2–5).

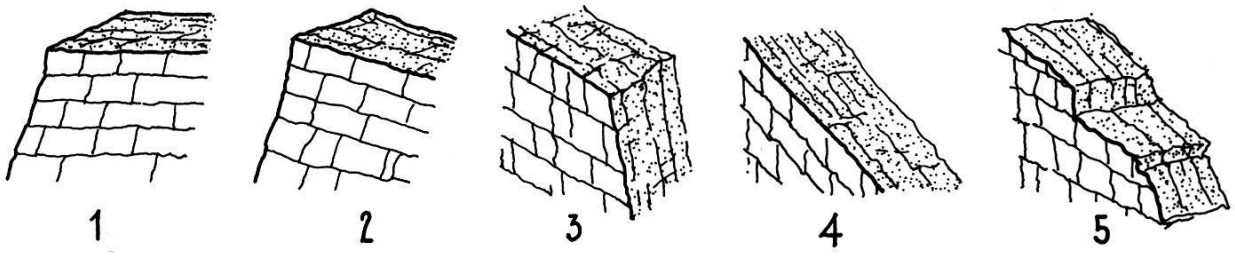


Fig. 92 Wand-Hänge bei verschiedenem Schichtfallen

Bei Felswänden mit horizontaler Schichtung entstehen im Schichtkopf- und im unterschnittenen Schichtflächen-Hang steile, meist 80° übersteigende Wände, die beim Zurückwittern ihre Steilheit behalten. Bei steil einfallenden Schichtflächen können diese als Gleitfläche dienen; sie bilden dann selbst Wandflächen. Es können Wandpartien entblößt sein, die *Übergänge zu Schuttmantel-Hängen* zeigen; doch sind solche selten in größerem Ausmaß verwirklicht. Zu ihnen gehören auch felsdurchsetzte Schuttmantel-Hänge. Die Annahme, daß Felswände in ihrer Entwicklung flacher werden, wie dies gar in Handbüchern der Geomorphologie dargestellt wird, findet sich weder im Jura, noch in den Alpen bestätigt.

Alle Modelle, welche die Material-Veränderungen im Laufe des Abtrages nicht berücksichtigen, können wohl theoretisch einwandfrei sein, vermögen aber die realen Gegebenheiten eines Hanges nicht zu erfassen. Dies gilt für verschiedene Theorien, wie sie A. E. SCHEIDEGGER (1970) zusammengestellt hat.

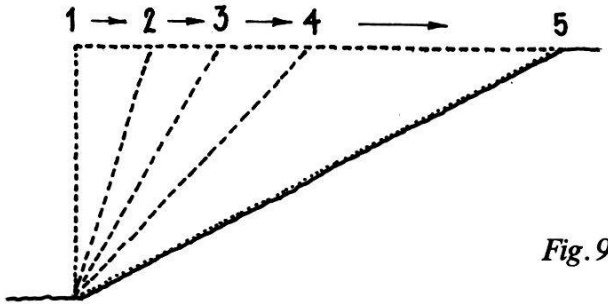
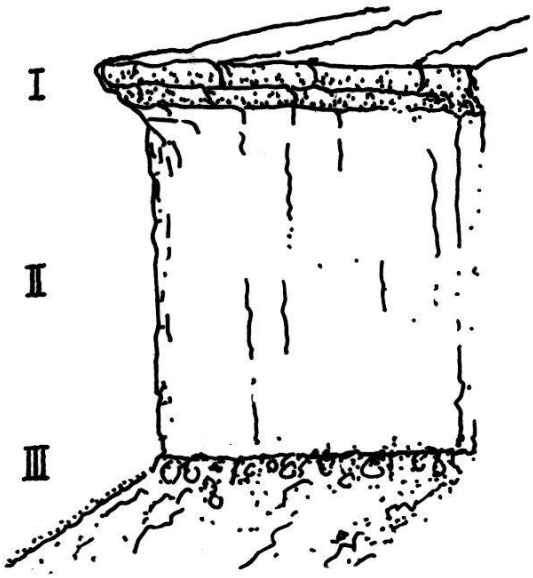


Fig. 93 In der Natur nicht verwirklichte Annahme des Zurückwitterns einer Felswand

Die in der Natur *nicht* verwirklichte Annahme, daß eine senkrechte Felswand beim Zurückwittern von 1 über 2, 3, 4 allmählich in den Schuttmantel-Hang 5 übergeht, ist eine *theoretische Fehlspekulation.*

Vielmehr zeigt sich, daß immer wieder oberflächenparallele steile, von der Vertikalen nur wenig abweichende Bruchflächen sich bilden, nach denen die Wand schalig zurückwittert. Diese Bruchflächen entstehen durch *Spannungen im Gestein.*

Frostwirkung mag bei der Lossprengung mitbeteiligt sein, aber nur sekundär, nach der Bruchbildung durch endogene Spannungen. Die Frostwirkung ist nicht zu unterschätzen; doch kommt ihr nicht die oft zugeschriebene Bedeutung zu. Bei horizontalen oder nur wenig geneigten Schichten zeigt sich zuweilen ein Überragen der obersten Wandpartie. Dabei wittert die Schichtung deutlich heraus. Erst in der freien Wand mit gewisser Überlagerungshöhe macht sich die plattige Abwitterung geltend. Am Fuß bleibt vielfach ein Sockel stehen. So ergibt sich eine Dreiteilung der Felswand in:



1 eine unbelastete Deckschicht mit spannungsfreier Verwitterung,
2 eine freie Wand, die unter Spannung steht und in der sich oberflächenparallele Platten bilden, und
3 einen Wandsockel

Fig. 94 Die Dreigliederung eines Wand-Hanges

Bei ungestörter Entwicklung wittert die *Wand parallel zurück,* während die Schutthalde von unten in die Höhe wächst. Die Schutthalde besitzt den maximalen Böschungswinkel von geschüttetem Lockergestein. Die Wand-Rückwitterung ist abgeschlossen, wenn die Schutthalde den Wandscheitel erreicht hat. Dann deckt ein Schuttmantel den ganzen Hang und verbirgt den Felskern. Damit ist die ursprüngliche Felswand über eine um die Schutthalde sich verkleinernde Wand in einen Schuttmantel-Hang übergegangen. Dieser verwittert jedoch völlig anders als die Felswand. In ihm finden Setzungsvorgänge und Verdichtungen statt. Regenwasser fließt nicht mehr nur über die Felswand ab, sondern dringt in den Schutt ein, der weiter verwittert. Bilden sich Mergel und Tone, kommt es im Schuttmantel-Hang, wo sich Wasser ansammelt, zu Gleitungen und Rutschungen. Schon die Schutthalde ist keine ebene Fläche; brechen beim Verwittern der Wand Blöcke nieder, so springen diese über den Schuttfuß und bilden einen Block-Saum. Im Schuttmantel-Hang wird Feinmaterial über den Fuß hinaus transportiert; es entsteht eine konkave *Hang-Schleppe.* Konkave Gehänge sind die Regel bei Schuttmantel-Hängen, die frei auslaufen; konvexe Hänge entstehen, wenn sie Talgewässer unterschneiden.

Die obere Kante wird um so stärker abgerundet, je flacher das Gehänge wird; konvex-konkave Gehänge sind die Folge.

Zwischen zurückwitternder Wand und Schutthalde entsteht ein scharfer Knick, was am Fuß jeder Wand beobachtet werden kann. Dieser Knick bleibt erhalten, bis die Schutthalde den Scheitel der zurückwitternden Wand erreicht hat; solange kann die Hang-Entwicklung nicht durch ungebrochene Kurven dargestellt werden. Ein knickloser Glatthang und seine Weiterentwicklung muß – mit allen Vorbehalten hinsichtlich Material-Zusammensetzung von Schuttmantel und Innengestein – von einem Schuttmantel ausgehen.

Der erste, der Wand-Rückwitterung, Höhersteigen der Schutthalde und Bildung eines Felskerns theoretisch zu ergründen suchte, war O. FISCHER (1866), ein englischer Geistlicher. Er beobachtete Kalkkliffe, die durch Wellenschlag entstanden waren und dann trocken lagen. Als Modell wählte er eine vertikale Wand zwischen zwei Horizontalebenen. Die Tatsache, daß Felswände immer senkrecht sind, ließ den Schluß zu, daß diese nicht abflachen, sondern wandparallel zurückwittern. Zur Berechnung des Felskerns setzte FISCHER vereinfachend das Volumen des abgestürzten Felsgesteins jenem der Schutthalde gleich, obschon das Schutthalden-Volumen um das Poren-Volumen größer ist; der Böschungswinkel α der Schutthalde kann als konstant angenommen werden. Daraus ergibt sich für das Profil des Felskerns

$$y = \sqrt{2hx \ \mathrm{tg}\,\alpha}$$

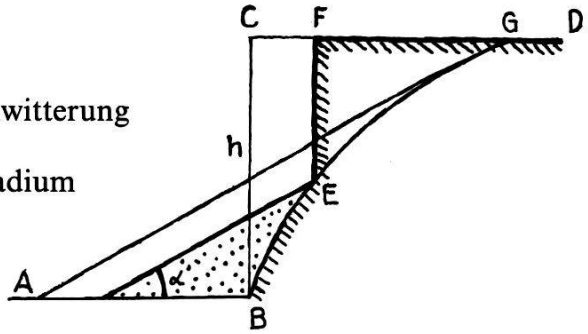


Fig. 95 FISCHERS Grundmodell der Wand-Rückwitterung
ABCD Ausgangslage
ABEFD Felsform in einem Zwischenstadium
ABGD Felsform im Endstadium
α Schutthaldenwinkel
BC = h ursprüngliche Wandhöhe

Danach entspricht das Profil des Felskerns einer Parabel mit Scheitel am Wandfuß. Die Rückwitterung der Wand ist abgeschlossen, wenn die Schutthalde die Plateauhöhe erreicht hat. Bis zu diesem Endzustand besteht im Gehänge ein Knick zwischen Schutthalde und Wand von $90 + \alpha°$. Mit dem Abschluß der Wand-Rückwitterung ist der Wand-Schuttmantel-Hang in einen reinen Schuttmantel-Hang übergegangen.

O. LEHMANN (1933) hat die Annahmen verfeinert und das Verhältnis von

$$\downarrow \frac{\text{Felsvolumen}}{\text{Schuttvolumen}} = \frac{1-c}{1} \downarrow$$

gesetzt. Wird kein Schutt entfernt, so entspricht c dem Porenvolumen des Schuttes, doch ist der Ansatz allgemein anwendbar. LEHMANN hat auch geneigte Felswände in die Berechnung miteinbezogen; α ist wie oben der Schutthaldenwinkel, β der Neigungswinkel der Wand. Aus diesen Annahmen ergibt sich:

$$\frac{dx}{dy} = \frac{h \cdot \mathrm{ctg}\,\beta + (\mathrm{ctg}\,\alpha - c \cdot \mathrm{ctg}\,\alpha - \mathrm{ctg}\,\beta) \cdot y}{h\text{-}cy}$$

und durch Integration:

$$x = k(1 + m)\ln\frac{m}{m - y} - ky$$

$$m = \frac{h}{c},\ K = \frac{(1 - c)\,\mathrm{ctg}\,\alpha}{c} - \frac{\mathrm{ctg}\,\beta}{c},$$

$$1 = \frac{h \cdot \mathrm{ctg}\,\beta}{\mathrm{ctg}\,\alpha - \mathrm{ctg}\,\beta - c\,\mathrm{ctg}\,\alpha}$$

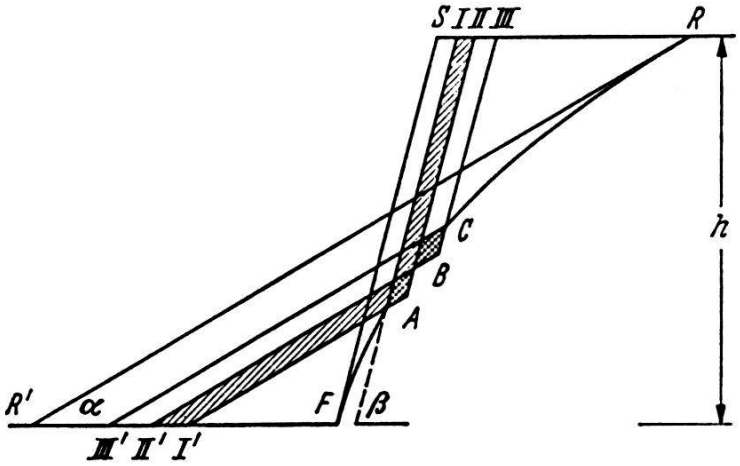


Fig. 96 Aufbau einer Schutthalde am Grunde eines Steilhanges (nach O. LEHMANN, 1933)

Dies ist eine logarithmische Kurve, die in die FISHERsche Parabel übergeht, wenn $c = 0$ und $\beta = 90°$ ist, also von einer Parabel nur wenig abweicht. Wird unter einer Wand aller Schutt entfernt, ohne daß diese unterschnitten wird, muß $c = -\infty$ gesetzt werden. Dann ergibt sich unter der Wand eine geneigte, gerade noch mit etwas Schutt überstreute Felsfläche $y = x\ \mathrm{tg}\alpha$. LEHMANN hat diese Felsfläche *Richtersche Denudationsböschung* genannt, da E. RICHTER (1901) solche Felsflächen beschrieben hat.

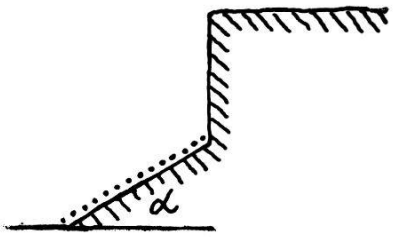


Fig. 97 Rückgewitterte Felswand mit Richterscher Denudationsböschung

Eine Weiterentwicklung von LEHMANNS Theorie versuchten BAKKER & J. W. N. LE HEUX (1947); doch widerspricht diese den geomorphologischen Fakten. BAKKER glaubte in einer schematischen Gebirgszeichnung von A. PHILIPPSON (1931) ein allgemeines Rückwitterungsprinzip steiler Gehänge zu erkennen und versuchte dies auf LEHMANNS Theorie anzuwenden. BAKKER & LE HEUX nahmen an, daß Felswände nicht parallel zurückwittern, sondern zunehmend abgeschrägt werden. Dabei ließen sie die Abschrägung stets vom gleichen Punkt aus gehen und sprachen von «zentral-geradliniger Rückwitterung».

S = Scheitel
F = Wandfuß
h = ursprüngliche Wandhöhe
I–I' Profilverlauf während der
II–II' Rückwitterung

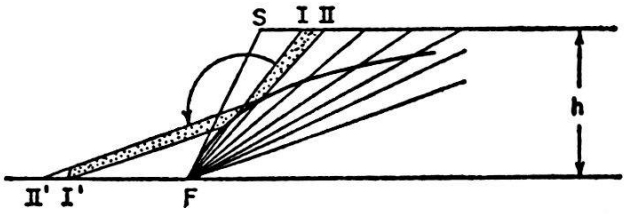
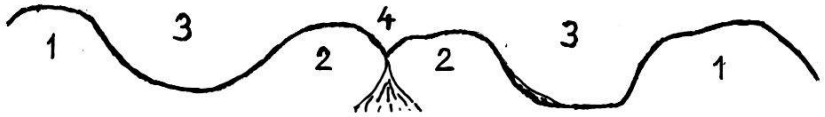


Fig. 98 Annahme einer zentral-geradlinigen Rückwitterung nach BAKKER & LE HEUX, 1947

Daß sich «Abschrägungslinien» im Fußpunkt der ursprünglichen Felswand schneiden, ist eine Annahme, die wohl die mathematische Fassung erleichtert, sich aber geomorphologisch nicht begründen läßt. Vor allem ist die Grundannahme fraglich, wonach Felswände mit dem Rückwittern abschrägen. *Alle Feldbeobachtungen sprechen dafür, daß Felswände oberflächenparallel zurückwittern.* Wenn nicht besondere Strukturen im Gestein vorliegen, *sind und bleiben Felswände steil bis senkrecht,* bis sie vom höhersteigenden Schuttmantel verdeckt werden. BAKKERS Bilder von Felswänden aus dem Monument Valley in Utah zeigen Wände über breiten Sockeln, die der RICHTERschen Denudationsböschung entsprechen. Obwohl diese auf beträchtliche Rückwitterung schließen lassen, sind die Wände senkrecht geblieben und entsprechen *in keiner Weise* seiner Abschrägungstheorie.

Werden Gehänge vorab durch Profile charakterisiert, stellen diese ausgewählte Schnitte dar, die zur Interpretation Angaben über die Linienführung verlangen. In der Landschaft springen sich abhebende *Horizontlinien* in die Augen: Kamm- und Gratlinien sowie absteigende Vorsprünge, die Wasserscheiden tragen, an denen nicht erodiert wird. Es sind gerundete Verwitterungs- und Abspülformen mit vorwiegend konvex-konkaven, gegen den Fuß oft wieder konvexen Profillinien. Erosion und Wasserbewegungen finden stets in der Fallinienrichtung statt. Viele Fallinien, besonders jene in Gehänge-Einbuchtungen, zeigen konkave Formen; sie setzen an Geländerücken und an Hochflächen mit einem Knick ein. Erst in ganz flachen Gehängen überwiegen konkav-konvexe Formen, da in diesen meist weder Massenbewegungen noch Gehänge-Rinnen entstehen.

Gehänge werden durch mündende Täler *zerschnitten* und durch Gehänge-Rinnen und -Mulden *gegliedert.* Gehänge-Abschnitte zwischen Seitentälern heißen *Sektoren,* Glieder zwischen Seitental und Gehänge-Rinnen oder Kleinmulden und zwischen zwei solchen *Facetten.*



1 Sektoren
2 Facetten
3 Seitental
4 Gehängerinne mit Gehänge-Mulde

Fig. 99 Gehänge mit mündenden Seitentälern

Gehängemodelle mit mehrfachen Knicken und ihre Größenordnung

In vielen Gehängen treten – je nach Gestein und Lagerung – verschiedenartigste Kombinationen der Grundformen mit Gehängeknicken auf. Durch Modelle mit *drei Flächen* kann die mittlere beidseits begrenzt werden, so daß Aussagen über die Breite gemacht werden können. Aus der unübersehbaren Schar von Dreiflächen-Modellen seien Gehänge-Verflachungen zwischen zwei steileren Gehängepartien in drei Modifikationen herausgegriffen (Fig. 100, 1–5):

- talwärts geneigte Verflachung (1)
- horizontale Verflachung, die Terrasse im engeren Sinn (2), und
- die Gehänge-Mulde (3) sowie
- zwei Modelle einer Gehänge-Versteilung zwischen zwei flacheren Partien (4, 5)

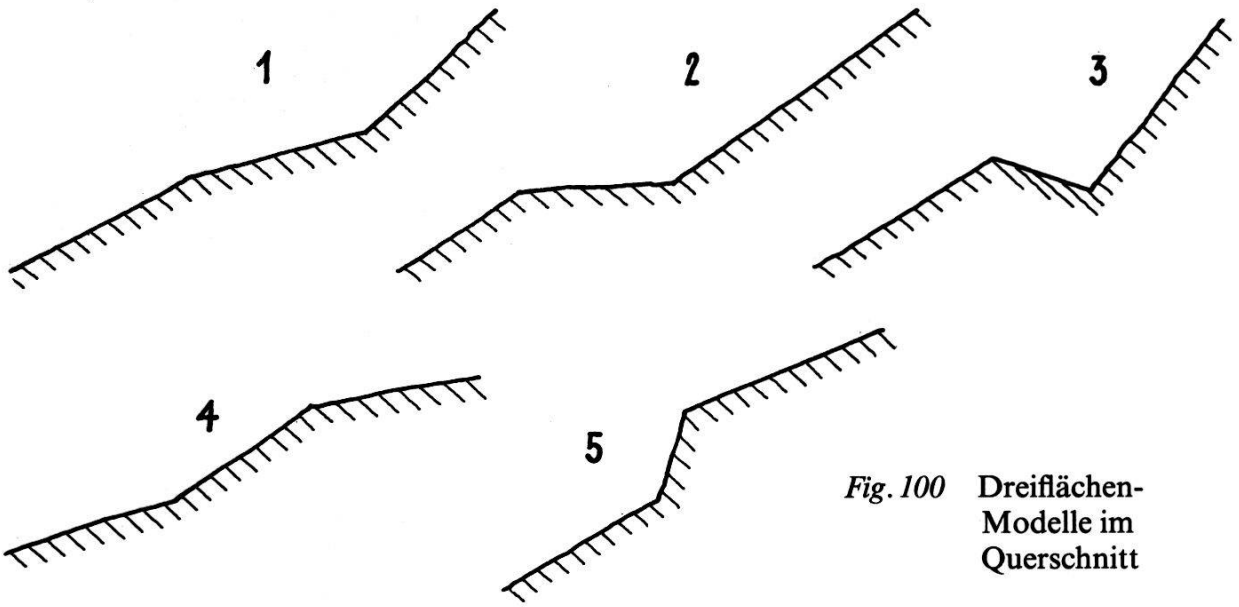


Fig. 100 Dreiflächen-Modelle im Querschnitt

1 Gehänge-Verflachung
2 Gehänge-Terrasse
3 Gehänge-Mulde
4 Gehänge-Versteilung in einem Schuttmantelhang
5 Gehänge-Versteilung als Wand-Hang

Bei der *Größenordnung* kann eine *absolute,* in Metern angegebene, und eine relative unterschieden werden; bei ihr wird die Mittelfläche mit den Seitenflächen verglichen.

Zur absoluten Größenordnung ist festzuhalten, daß Verflachungen im cm-Bereich in Schuttmantel-Hängen zu «auffälligen» Unregelmäßigkeiten der Kleinstformen gehören. In Wand-Hängen verdienen selbst kleinste Schichtwechsel-Absätze und Bruchflächen volle Aufmerksamkeit. Als Hangmulden oder Kleinspalten können sie in Schuttmantel-Hängen erste *Anzeichen von Rutschungen* sein. Mit zunehmender Größe wächst ihre Bedeutung. Verflachungen im m-Bereich und darüber vermögen Material aus dem höheren Gehänge aufzufangen. Dabei ist die relative Größe entscheidend: eine Verflachung von wenigen Metern unter einem Hang von geringer Höhe ist bedeutsamer als unter einem solchen von hundert Metern Höhe. Wichtig sind besonders Gehänge-Mulden, da der talwärtige Wall oder Rücken eine Zwischenwasserscheide bildet.

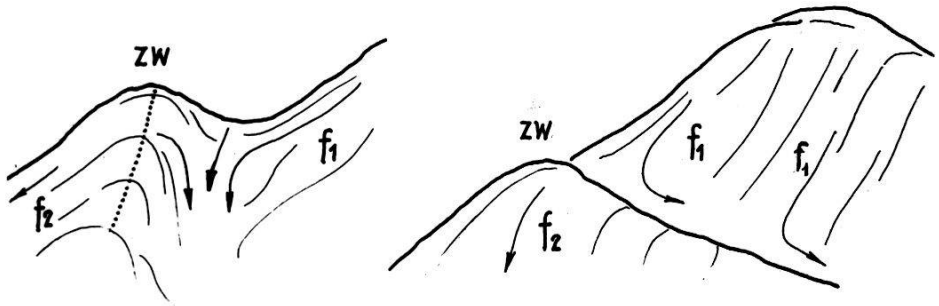


Fig. 101 Die Gehänge-Mulde, die das Gesamtgehänge trennt
ZW Zwischenwasserscheide
f_1 Fallinien, die von der Mulde abgebogen werden
f_2 Fallinien im unteren Gehängeteil

Durch die Mulde wird das Gehänge unterteilt in ein höheres, das zur Mulde entwässert, und ein *selbständiges unteres,* das zum Gehänge-Fuß entwässert. Die relative Größe ist wiederum wesentlich. Relativ kleine Mulden können aus einem hohen oberen Gehänge durch größere Rutschungen verschüttet werden, so daß das Wasser aus der Mulde ausbricht. Bei Verflachungen stellt sich – wie bei jeder Oberflächenform – die Frage nach dem Material und den Bedingungen, unter denen sie gebildet wurden. Dabei können *fünf Typen* unterschieden werden, die durch Übergänge miteinander verknüpft sind.

1. *Verflachungen und Terrassen durch Tiefenerosion*
   Schon bei Talboden-Schotterterrassen war von solchen Formen die Rede (S. 119). Wird der Schotterkörper eines breiten Talbodens zerschnitten, entstehen *Schotterterrassen* (Fig. 101/1). Doch kann selbst ein breiter, kaum horizontaler Talboden im Anstehenden durch verstärkte Tiefenerosion zerschnitten werden, so daß Terrassen im Anstehenden entstehen (Fig. 101/2).

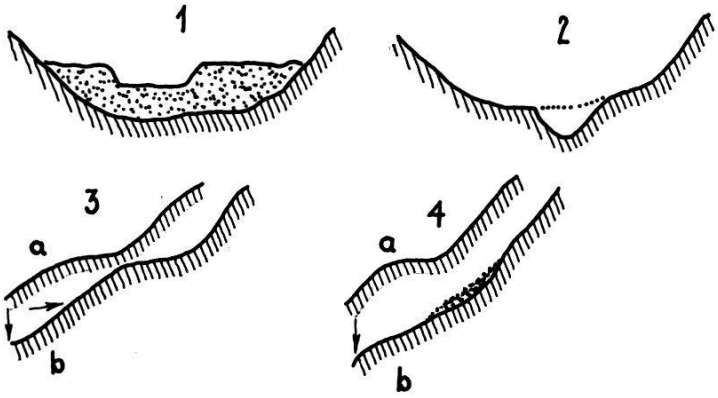


Fig. 102 Terrassen-Modelle
1 Schotterterrasse
2 Felsterrasse
3 Schutt-Anlagerung und Überschüttung einer Felsterrasse
4 Glaziale Stauschutt-Terrasse

   Nach der Terrassen-Theorie werden Terrassen im Anstehenden bei weiterer Eintiefung des Tales und Rückverlegung des Gehänges als Form etwa auf gleicher Höhe erhalten (Fig. 101/3). Dies trifft nur unter bestimmten Voraussetzungen, bei Härteterrassen, zu (siehe unten). Terrassen im homogenen Gestein werden allmählich ausgeglichen: durch Einschüttung von oben und Zurückwittern von unten (Fig. 101/4).

2. *Härte-Verflachungen und Versteilungen*
   Bei vielen Verflachungen im Gehänge, besonders im Faltenjura, kommen Struktur und Material-Eigenschaften des Innengesteins Bedeutung zu. Das Gestein kann dabei offen zutage treten oder von einem Schuttmantel bedeckt sein.

2.1 *Horizontalstruktur*
   Bei Wechsellagerung von harten und weichen Schichten sowie beim Wechsel von Fest- und Lockergestein ergeben sich Treppungen durch selektiven Abtrag. Sind in einem Steilhang die Absätze schmal und die Schuttlieferung vom höheren Gehänge groß, so wird der Absatz von einer zusammenhängenden Schutthalde überzogen. In flacheren Hängen sind gar härtere Schichtglie-

der oft von einem Schuttmantel überschichtet, so daß sie sich nur als Versteilung abzeichnen (S. 113).

2.2 *Der unterschnittene Schichtflächen-Hang*

Im Falten- wie im Tafeljura zeichnen sich unterschnittene Schichtflächen-Hänge ab. Liegt unter einer Kalkbank eine Ton- oder Mergelschicht, so können größere *Schichtpakete abgleiten.* Zugspannungen verursachen zunächst Zugrisse; es tritt eine «Bergzerreißung» ein. Später gleitet die losgelöste Schichtpartie auf der wasserstauenden Unterlage ab. Dies geschieht meist nach größeren Regenfällen, bei denen Feinmaterial in plastischen Zustand übergeht.

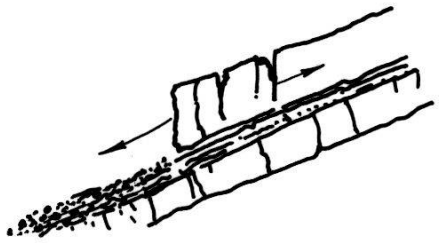


Fig. 103 Auf einem Gleithorizont fahren losgerissene Pakete ab.

2.3 *Der schichtparallele Hang*

Durch Gleitvorgänge werden tiefere Schichtflächen freigelegt.

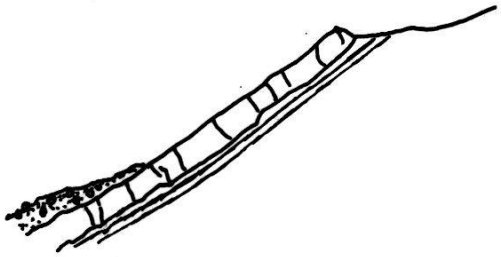


Fig. 104 Verflachung, entstanden durch das Abgleiten von Gesteinsschichten

2.4 *Der überschnittene Schichtflächen-Hang*

Ist der Hang flacher als das Schichtfallen, so entstehen zwischen zwei resistenten Kalkbänken Ausräumungen in Form von Mulden; diese steigen im Gehänge an, laufen über Sättel und fallen wieder ab. Die Schichtköpfe sind hangaufwärts gerichtet.

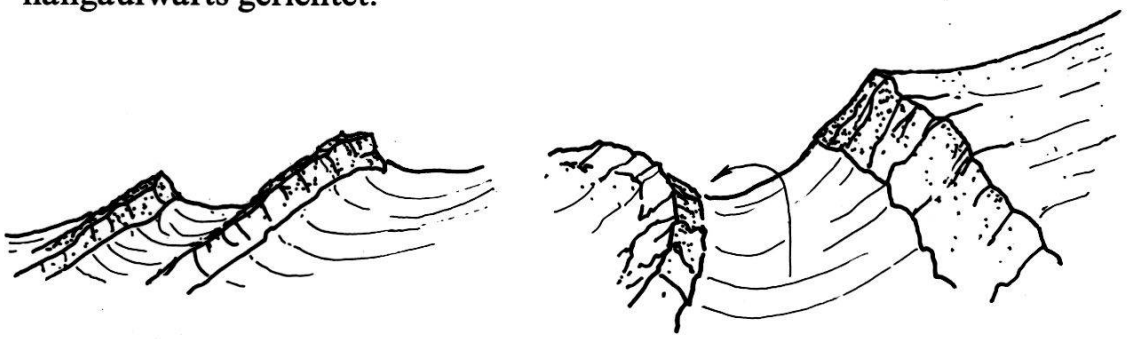


Fig. 105 Verflachung am unterschnittenen Schichtflächen-Hang

2.5 *Der Schichtkopf-Hang*

Auch im Schichtkopf-Hang können durch Ausräumung mergelig-toniger Zwischenschichten Verflachungen und Mulden entstehen. Die Schichtköpfe sind abwärts gerichtet.

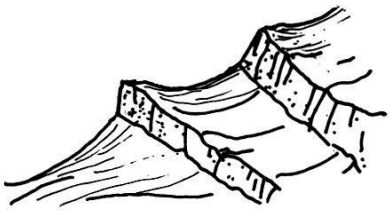


Fig. 106 Verflachungen am Schichtkopf-Hang

3. *Gehänge-Verflachungen durch Sackungen und Gleitpakete*

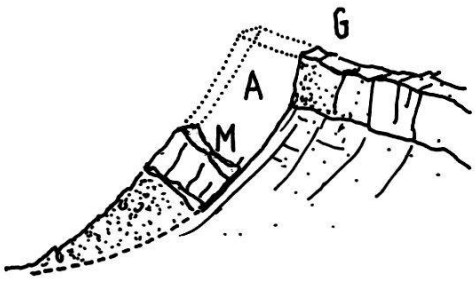


Fig. 107 a) Gehänge-Verflachung durch Hinterfüllung der Sackungsmasse

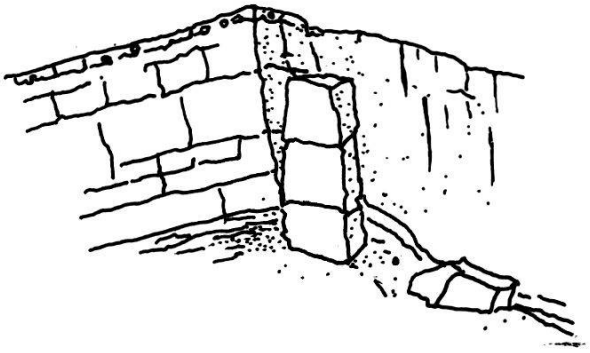


Fig. 107 b) Versackter Felsturm

Beim Verwittern der Wand stürzen kleinere Partien ab, oder es lösen sich ganze Pakete, die

- entweder in sich zusammenstürzen oder
- im Verband absacken.

Sackungen setzen genügende Kohäsion voraus; denn sie widersprechen der linearen Ausbildung von Fallinienvorgängen. Sie beschränken sich daher auf Hänge mit Festgestein. Entlang einer gebogenen Gleitfläche fährt eine Schichtpartie langsam talwärts; dabei wird die Schichtung etwas gelockert und zerbrochen, bleibt aber im Verband erhalten. Bei konkaver Gleitfläche ergibt sich eine Versteilung des Schicht-Einfallens, so daß zwischen Anstehendem und abgesunkener Masse eine *Sackungsmulde,* ein *Nackentälchen,* entsteht. Die Sackung kann in mehreren, zeitlich gestaffelten Schüben vor sich gehen, so daß der Hang eine Treppung erfährt. Dabei wird der Verband talwärts zunehmend stärker gelockert: es bildet sich mehr und mehr «Sackungsschutt». Im Aargau können Sackungsgebiete von über 1 km Länge beobachtet werden. Weit verbreitet finden sich im Aargau *Gleitpakete.* Auch hinter abgeglittenen Paketen stellen sich häufig Verflachungen ein.

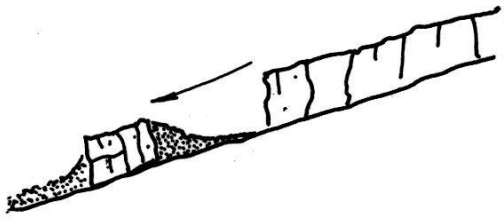


Fig. 108 Schutt-Hinterfüllung bei abgeglittenem Schichtpaket

4. *Gehänge-Verflachungen in Rutschungen*
In Rutschungen vollziehen sich die Bewegungen differenziert. Am Abriß herrscht Zugspannung. In gerutschtem Material wechseln Partien mit Zugspannungen, in denen Risse entstehen und das Material in die Länge gezogen wird, mit solchen von Druckspannungen, in denen sich Wülste und Überschiebungen bilden. Lokal kann gar fließfähiges Material austreten. Dadurch entstehen unruhige Oberflächen mit Verflachungen und Versteilungen. Je nach dem Zustand des Materials ereignen sich *oberflächliche* Rutschungen, von denen nur die *Grasnarbe* ergriffen wird, oder *tiefgründige,* die bis ins *Innengestein* reichen.

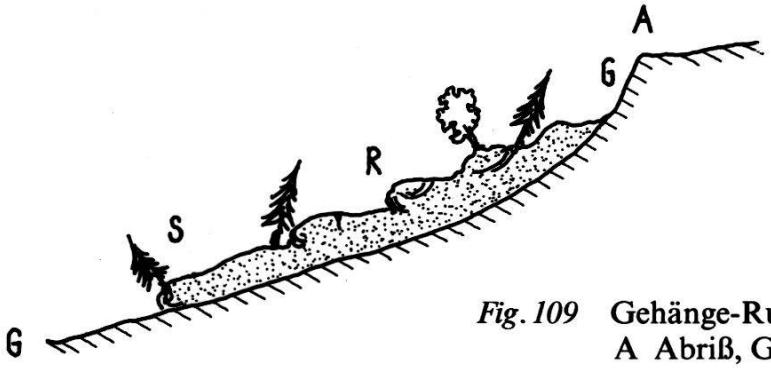


Fig. 109 Gehänge-Rutschung
A Abriß, G—G Gleit- und Aufschub-Fläche
S Stirn der Rutschung, R Rutschmasse

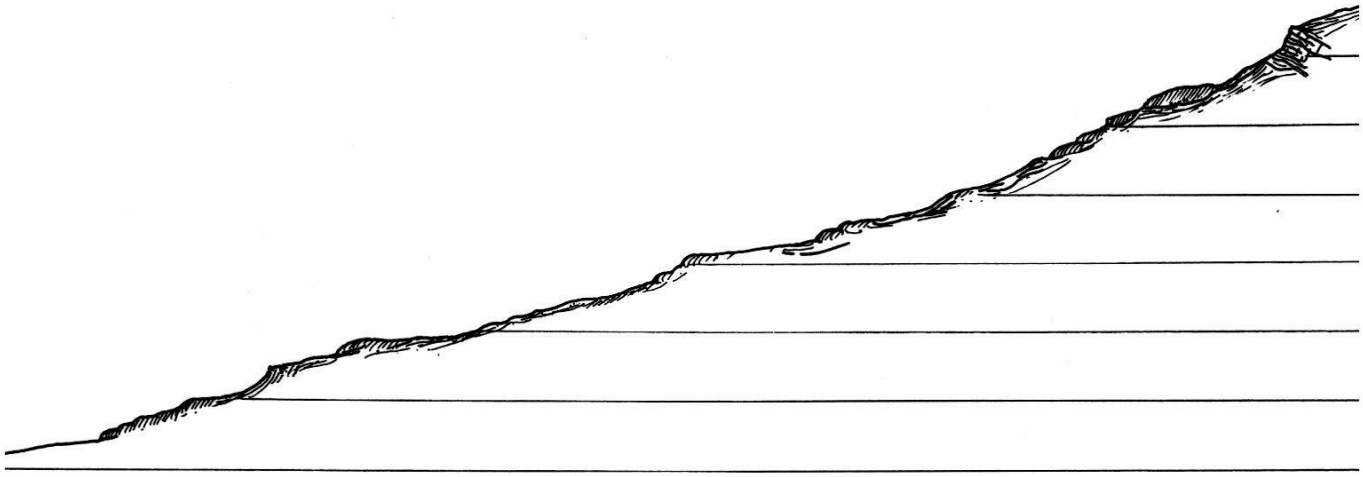


Fig. 110 Längsprofil der Gehänge-Rutschung in den Mösern, Gemeinde Schinznach-Dorf, Zustand Juni 1960. Diese Rutschung wurde über 20 Jahre vermessen (GERBER & A. E. SCHEIDEGGER, 1984)

5. *Gehänge-Verflachungen durch glaziale Aufschüttungen*
   Überall, wo durch eiszeitliche Gletscher in einem Hang Seitenmoränen angelagert wurden, entstanden dahinter Mulden-Verflachungen. Diese können schon zur Eiszeit durch fluviale Ablagerungen von Schmelzwasserbächen, die neben dem Gletscher flossen, sowie vor und nach dem Abschmelzen des Eises durch Schutt aus den höheren Gehängepartien teilweise verfüllt worden sein.

Die Verkettung von Ausgleichsvorgängen: die Ausgleichscatena

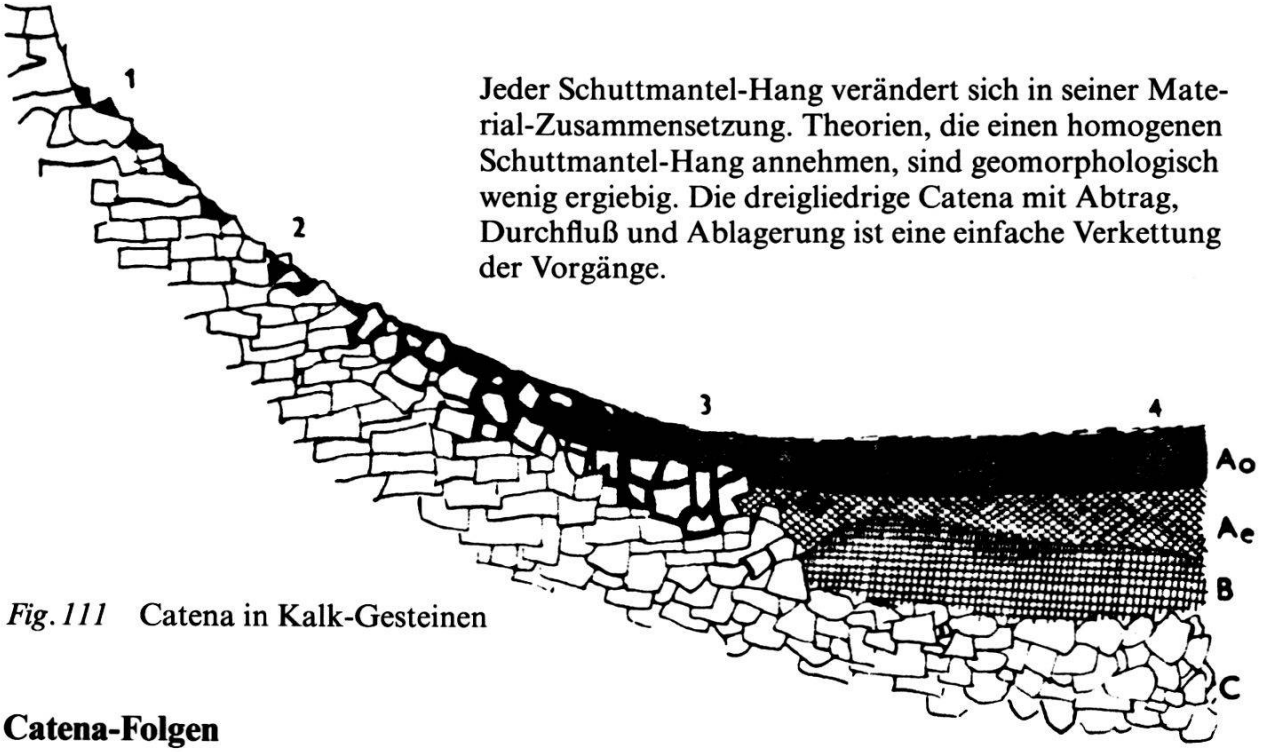
Die Vorgänge in einem Gehänge bestehen aus Abtrag, Transport und Ablagerung von abgetragenem Material, vorab im Vorgelände. Die drei sind miteinander eng verknüpft, verkettet. All diese Vorgänge bewirken den Ausgleich von Höhenunterschieden, die primär durch endogene Prozesse entstanden sind. Solche miteinander verkettete Vorgänge werden – in Analogie zu einer Verkettung von Vorgängen in der Bodenkunde – als *Ausgleichscatena* bezeichnet. Darnach können vom Hangscheitel zum Gehänge-Fuß drei miteinander verkettete Zonen unterschieden werden.

1. *Das Obergehänge oder die Eluvialzone*
   Im obersten Gehänge, unter der Wasserscheide oder am Rand einer Hochfläche, kann nur entfernt werden: wenn ein Wand-Hang vorhanden ist, durch Absturz von wenig verwittertem Festgestein, in einem Schuttmantel-Hang durch Abkriechen und Abschwemmen von feinem, krümeligem Lockergestein. Dadurch wird der oberste Teil abgetragen. Verwitterung und Bodenbildung laufen nur unvollständig ab: das Feinmaterial wird weggespült, durch Zutransport aber nicht wieder ersetzt. Besteht das Innengestein aus Kalk, der zu Trümmern verwittert, ruht diesem ein flachgründiger Boden, im ersten (Initial-) Stadium eine *Rendzina* auf. Dies ist ein dunkelgrauer, humoser, bröckligkrümeliger Boden, der im humiden Klima im A-Horizont kaum mehr Kalk enthält.

2. *Das Mittelgehänge oder die Colluvialzone*
   Der Mittelhang ist die Zone der Durchmischung und zunehmender Zerkleinerung und Verwitterung. Von oben werden Lockergesteine verschiedener Korngröße sowie Lösungen zugeführt, die mit der Abwärtsbewegung durchtransportiert werden. Je nach Material und Hangneigung kann die Schuttdecke bis auf das Innengestein bewegt werden. Dieses wird dadurch korrodiert und in die Verwitterung einbezogen.

3. *Das Untergehänge oder die Alluvialzone*
   Wird im Obergehänge nur Material fortgeführt, im Mittelgehänge vor allem durchtransportiert, so wird im Untergehänge eines freien Gehänges nur zugeführt und abgelagert. Da das Material auf dem gesamten Weg durchmischt sowie zerkleinert wird und dabei stets der Verwitterung ausgesetzt ist, wird es zunehmend verändert. Besonders leicht werden feine und tonhaltige Fraktio-

nen transportiert und daher als *Schwemmschleppe* am weitesten in der Fußfläche abgelagert; es entstehen tiefgründige und feinerdige Böden, die zu Podsol-Bildung neigen. Durch Abwandern der Hydroxiden kann der Boden gar versauern.



Jeder Schuttmantel-Hang verändert sich in seiner Material-Zusammensetzung. Theorien, die einen homogenen Schuttmantel-Hang annehmen, sind geomorphologisch wenig ergiebig. Die dreigliedrige Catena mit Abtrag, Durchfluß und Ablagerung ist eine einfache Verkettung der Vorgänge.

Fig. 111 Catena in Kalk-Gesteinen

Catena-Folgen

Viele Gehänge sind gestuft, weil das Innengestein verschieden resistent ist oder in der Vorgeschichte Aufschüttungen und Wieder-Einschneiden wechselten, so daß Terrassen oder Hang-Verflachungen entstanden. Auch bei Rutschungen und Sackungen bleiben oft abgleitende Massen im Gehänge stecken und erreichen den Gehänge-Fuß nicht, so daß Absätze oder Mulden entstehen.

Die Grunderscheinungen der Catena können auch in gestuften Gehängen beobachtet werden. Oft sind verschiedene Catenen mit einzelnen *Catena-Gliedern* miteinander verknüpft.

1. *Catena-Glieder in konvex-geknickten Gehängen*

   a) Catena-Glieder im vom Talgewässer angeschnittenen Gehänge.
   Wird ein Gehänge vom Talgewässer angeschnitten, beginnt am Anriß eine neue Eluvialzone. In der oberen Catena kann sich deshalb keine Alluvialzone ausbilden. Ob in der tieferen eine vollständige Abfolge sich ausbilden kann, hängt vom Transportvermögen des Talgewässers ab.

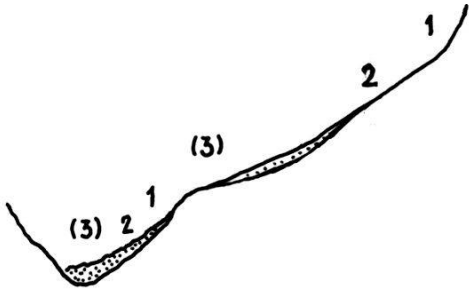


Fig. 112 Catena-Glieder im Gehänge

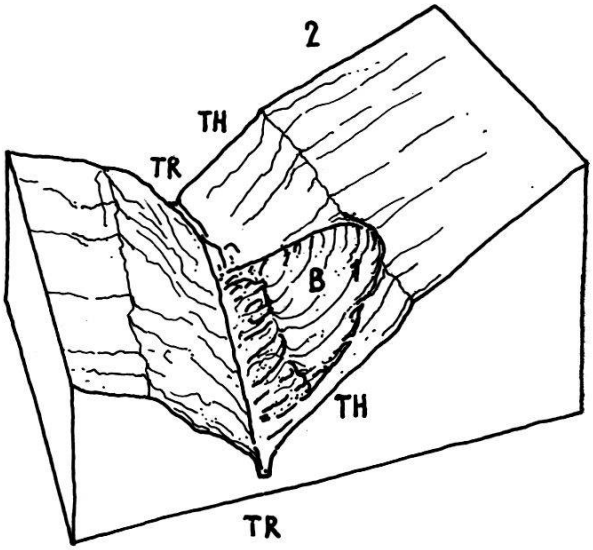


Fig. 113 Ausgleichscatena bei unterschnittenem Gehänge in einem Tobel. Nur ein Ober- und Mittelgehänge (1 und 2) sind ausgebildet; die Alluvialzone fehlt.
TH Tobelhang,
B Ausbruch,
TR Tobelrinne

b) *Catena bei einem Wand-Knick*
Jede Stufe im Gehänge führt zu einem neuen Catena-Glied.

c) *Catena bei einem Gehängeknick im Schuttmantel*
Ist im Schuttmantel eines Gehänges ein konvexer Knick vorhanden, verändern sich die Spannungsverhältnisse. Unmittelbar oberhalb des Knicks treten Zugspannungen auf; unterhalb entstehen durch nachdrängendes Material Druckspannungen, die sich im Gehänge als Druckwülste äußern.

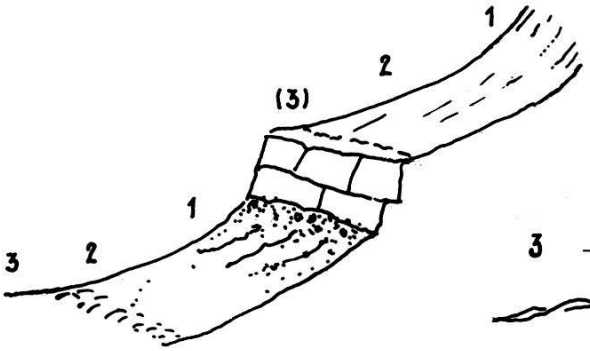


Fig. 114 Catena bei Wand-Knick

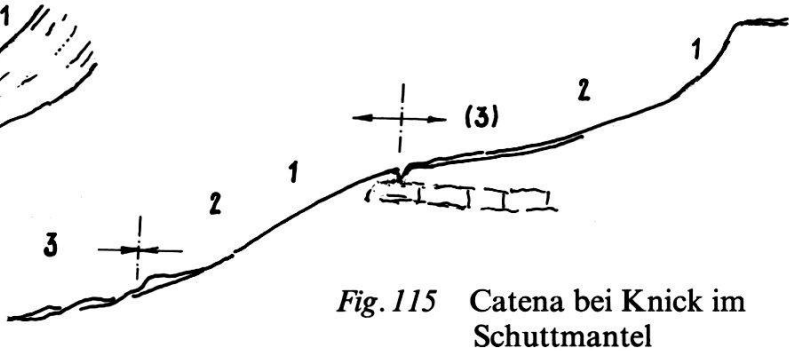


Fig. 115 Catena bei Knick im Schuttmantel

2. *Catena-Folge in einem konvexen Übergang*
Jeder konvexe Übergang im Schuttmantel führt zu einer Neubelebung des Transportes.

3. *Die unterbrochene Catena-Folge*
Ist die Verflachung breit genug, so kann sich auf ihr eine Alluvialzone ausbilden. An der Verflachungsstirn beginnt dann eine neue, unabhängige Catena. Erst wenn die Alluvialzone bis zur neuen Versteilung führt, werden die beiden Glieder wieder miteinander verknüpft.

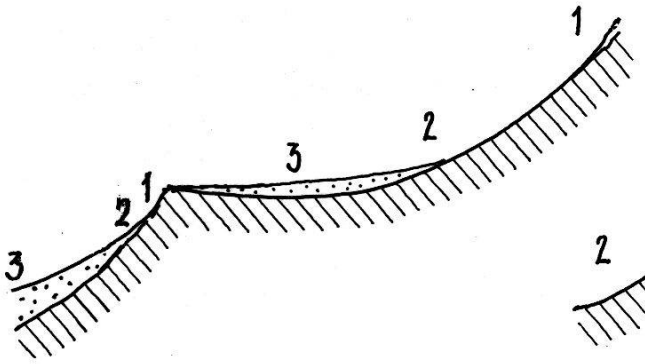


Fig. 116 Durch Verflachung unterbrochene Catena

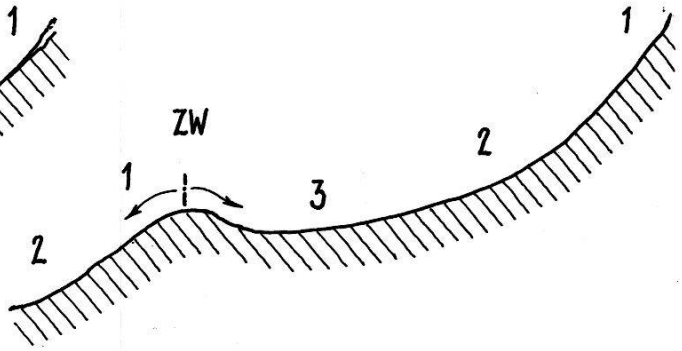


Fig. 117 Durch Zwischenwasserscheide unterbrochene Catena

4. *Die zerrissene Catena-Folge*
Wird das Gehänge von einer Mulde durchzogen, so beginnt an der Zwischenwasserscheide (ZW) eine neue, unabhängige Catena.

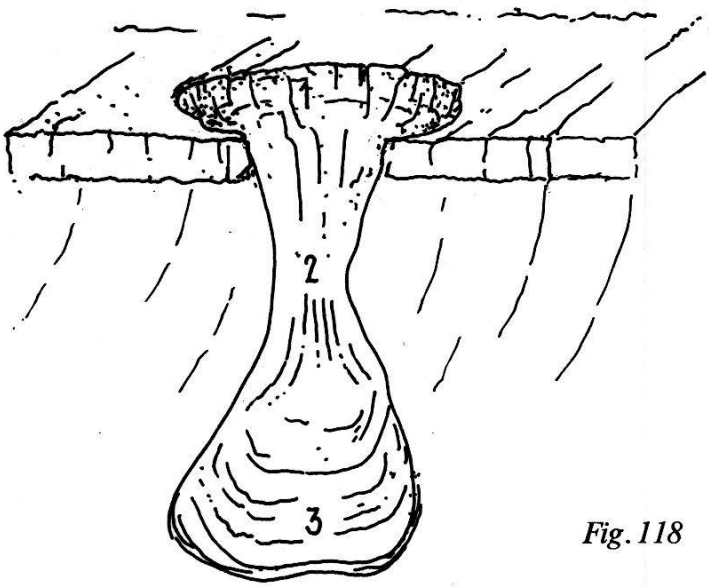


Fig. 118 Der Catena-Begriff am Beispiel einer ausgebrochenen Schuttmasse

1 Ausbruchsnische
2 Durchflußzone des Schlammstromes
3 Ablagerungsgebiet

Der Catena-Begriff läßt sich auf alle Ausgleichsbewegungen des Gehänges anwenden: Kriech-, Rutsch- oder Gleit-Erscheinungen in einem unzerschnittenen und ungegliederten Gehänge; doch eignet er sich auch zur Charakterisierung von Bewegungsabläufen in einer Gehänge-Rinne, durch die Wasser oder ein Schlammstrom fließt.

Literaturverzeichnis

BACHMANN, F. (1966): Fossile Strukturböden und Eiskeile auf jungpleistocänen Schotterflächen im nordöstlichen Mittelland – Diss. Univ. Zürich.

BAKKER, J. P., & LE HEUX, J. W. N. (1947): Theory on central rectilinear recession of slopes – Konink. Nederl. Akad Wetensch. Proceed. *50*/8–9 – Amsterdam.

BUGMANN, E. (1958): Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau – Mitt. Aarg. Natf. Ges. *25*. 4–94.

DAVIS, W. N. (1924): Die erklärende Beschreibung der Landformen – 2. Aufl. – Leipzig.

FISHER, O. (1866): On the disintegration of a chalk cliff – Geol. Mag. *3* – London.

GANNSEN, R. (1965): Grundsätze der Bodenbildung – B. I. Hochschultaschenb. Mannheim.

GERBER, E., (1956): Das Längsprofil der Alpentäler – Geogr. Helv. *11*/3: 160–215.

– (1963): Über Bildung und Zerfall von Wänden – Geogr. Helv. *18*/4: 331–345.

– & SCHEIDEGGER, A. E. (1965): Probleme der Wandrückwitterung, im besonderen Ausbildung Mohrscher Bruchflächen – Felsmech. Ingenieurgeol./Rock Mech. Engin. Geol. Suppl.2: 80–87.

– & – (1966): Bewegungen in Schuttmantelhängen – Geogr. Helv. *21*/1: 20–31.

– & – (1984): Eine chronische Rutschung in tonigem Material – Vjschr. Natf. Ges. Zürich *129*/3: 294–315.

HANTKE, R. (1968): Erdgeschichtliche Gliederung des mittleren und jüngeren Eiszeitalters im zentralen Mittelland – Ur- u. frühgesch. Archäologie der Schweiz *1*: Die ältere und Mittlere Steinzeit – SGU, Basel.

– (1978, 1980): Eiszeitalter – Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz *1, 2*.

HEER, O. (1865): Die Urwelt der Schweiz – Zürich (2. Aufl. 1879).

HEIM, A. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung – Basel.

HOLMES, A. (1944): Principles of Physical Geology – London.

JÄCKLI, H. et al. (1972): Blätter 27 und 32: Bözberg–Beromünster – Hydrogeol. Karte Schweiz 1 : 100 000, mit Erläut. – Schweiz. geotechn. Komm.

LANG, H. K. (1975): Bodenmechanik – Vorlesungsskript, ETH Zürich.

LEHMANN, O. (1918): Die Talbildung durch Schuttgerinne – Festbd. A. Penck, Geogr. Handb. Stuttgart.

– (1933): Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden – Vjschr. Natf. Ges. Zürich *78*/: 83–126.

MAULL, O. (1958): Handbuch der Geomorphologie – Wien (2. Aufl.).

MÜLLER, L. (1958): Geomechanische Auswertung gefügemechanischer Details – Geol. Bauwesen *24*.

NIGGLI, P. (1913): Erläuterungen zur geologischen Karte von Zofingen 1 : 25 000 – Schweiz. geol. Komm.

– (1952): Gesteine und Minerallagerstätten *2* – Basel.

PENCK, A., & BRÜCKNER, E. (1901–09): Die Alpen im Eiszeitalter 1–3 – Leipzig.

PENCK, W. (1924): Die morphologische Analye – Stuttgart.

PHILIPPSON, A. (1931): Grundzüge der Allgemeinen Geographie 2 – Leizpig.

RICHTER, E. (1900): Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen – Petermanns Ergänz.-H. *132*.

SCHEIDEGGER, A. E. (1970): Theoretical Geomorphology – 2nd ed. – Berlin – Göttingen – Heidelberg.

STINY, J. (1922): Technische Geologie – Stuttgart.

TERZAGHI, K./JELINEK (1954): Theoretische Bodenmechanik – Berlin.

WEBER, H. (1967): Die Oberflächenformen des festen Landes – Einführung in die Grundzüge der allgemeinen Geomorphologie – 2. Aufl. – Leipzig.

WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz – Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. *156*.

Prof. Dr. RENÉ HANTKE, Institut für Geologie, ETH-Zentrum, 8092 Zürich