

Zeitschrift: Bericht über die Tätigkeit der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft

Herausgeber: St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft

Band: 78 (1961-1962)

Artikel: Beiträge zur Geomorphologie des östlichen Hörnliberglandes

Autor: Andresen, Hans

Kapitel: Das Relief und seine geologische Abhängigkeit

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-832804>

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: 16.01.2026

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

C DAS RELIEF UND SEINE GEOLOGISCHE ABHÄNGIGKEIT

I Das fluvial bestimmte Relief und seine in der Gegenwart wirkenden morphogenetischen Kräfte

a) Die Anlage des Talsystems

Wenn auch die geometrische Schönheit in der Anordnung der Täler, wie sie im Napfbergland verwirklicht ist, fehlt, so läßt sich doch das radiäre Prinzip im Hörnlibergland erkennen. Bei einer ersten Sichtung lassen sich die Täler zwei Bereichen zuordnen. Nördlich einer Linie, welche von Dietfurt über die Wasserscheide zwischen dem Dietfurter- und Taabach, ab Pt. 1114 dem Gonzenbach, bis zum Schnebelhorn und darüber hinaus bis zum Hüttchopf führt, finden wir ein aufgelockertes, baum- oder buschförmig verzweigtes Entwässerungsnetz, welches drei Flüssen tributär ist. Von der nnw streichenden Hauptwasserscheide zwischen Töß und Thur-Murg ziehen die Furchen in mehr oder weniger gestrecktem Lauf gegen die Thur, wobei die Richtung von den s zu den n Tälern von E über NE bis N umschwenkt. Westlich der Wasserscheide fließen die Bäche in der gleichen Abfolge mit einer Drehung von S über W bis NW zur Töß. Nordwestlich Mühlrüti schieben sich die Quellbäche der Murg dazwischen.

Ganz anders liegen die Verhältnisse s der angegebenen Linie. Hier verläuft die Abflußrichtung parallel zu den tektonischen Leitlinien, innerhalb des Hörnliberglandes also parallel zum Streichen des aufgerichteten Südrandes, wsw und ene. Diese subsequenten Täler sind nur schwach aufgegliedert, wie Goldinger- und Dietfurttal, oder es handelt sich um völlig unverzweigte Täler, wie diejenigen des Feldbaches, des Roten- und Krinauerbaches. Bemerkenswerterweise zeigen diese drei einen eigenartig gewundenen Verlauf, wobei immer nur Teilstrecken streng subsequent sind. Die insequenten Abschnitte weisen keine gesetzmäßige Parallelität untereinander auf.

Aber auch manche Täler der sog. horizontalen Molasse zeigen eine gewisse Abhängigkeit vom Einfallen der Schichten, was sich in der Gestaltung des Querprofils zeigt. Dieses ist bei fast allen Tälern, welche mehr oder weniger senkrecht zum nnw gerichteten Schichtfallen verlaufen, asymmetrisch, entsprechend den echten Isoklinaltälern¹ der Subsequenzzone, nur weniger deutlich. Schöne Beispiele lassen sich vor allem w der Hauptwasserscheide anführen, so die Seitentäler des Steinentales; deutliche Asymmetrie zeigen

¹ Dieser Ausdruck läßt sich nicht auf die Täler der horizontalen Molasse anwenden, weil sie nicht gezwungenermaßen, sondern rein zufällig der subsequenten Richtung folgen und nur dann asymmetrisch sind.

auch die glazial überprägten Seitentäler bei Mühlrüti. Während die Seitentäler im Normalfall im rechten oder spitzen Winkel auf die Haupttäler stoßen, zeigen jene ein abweichendes Verhalten. Sie sind in Richtung des Schichtfallens konvex gebogen und münden vielfach mit schwach spitzem Winkel widersinnig in das Haupttal. Dieses Verhalten läßt sich nicht allein mit einfachem Abgleiten der Bäche auf widerständigen Gesteinstafeln erklären. Vielmehr fällt auf, daß der Hauptteil der Krümmung mit dem oberen und mittleren Teil des Seitentales zusammenfällt, in deren Verlauf erst die Überlegenheit der Erosion zunimmt, während in der unteren, meist geraden Laufstrecke die Hangflächen zu beiden Seiten immer kleiner werden. Das deutet auf Mitwirken von Massenbewegungen. Trotz der materialbedingten, bedeutenden Denudation dürften die Rutschungen in den Waldzeiten der Interglaziale für diesen Effekt kaum ausreichen, vielmehr nehme ich an, daß hierfür Solifluktion verantwortlich gemacht werden muß. Wenn wir diese Erkenntnis auf die Beziehungen zwischen Anlage des Talnetzes auf einer Ur-oberfläche und seiner heutigen Lage anwenden, so ergibt sich, daß die Entwässerungslinien nicht senkrecht, sondern schräg in Richtung des Schichtfallens herunterprojiziert wurden¹.

Thur, Murg und Töß fließen konsequent. Der Lauf der Thur durch die subalpine Molasse und den aufgerichteten Südrand muß wohl als antezedent angesehen werden. Dafür spricht geologisch die von ARN. HEIM (1906) erkannte Reliefüberschiebung, für welche sich auf Grund neuerer Untersuchungen auch R. HANTKE und R. HERB² aussprechen, während sich morphologisch die reiche Entwicklung des Systems an Tributären in der subalpinen Molasse und im Säntis-Churfirsten-Gebiet als Indiz werten läßt. Daß auch rück-schreitende Erosion quer zum Streichen durch die tektonisch verstellte Molasse möglich ist, zeigt u. a. sehr schön der Wissenbach nw Schwellbrunn.

Damit wir uns bei den folgenden Ausführungen Umschreibungen ersparen, soll kurz eine Systematik der Täler gegeben werden. Als Flüsse sollen im Untersuchungsgebiet und in seiner Umgebung nur Thur, Murg und Töß gelten. Als Beispiele ihrer wichtigsten Tributäre seien die Hauptbäche Gonzen-, Au- und Steinenbach oder die subsequenten Bäche des Dietfurter- und Krinauertales genannt. Sie zeichnen sich durch ihre Länge oder starke Verzweigung aus. Die Hänge ihrer größeren, meist 1–3 km erreichenden Nebenbäche werden von Tobeln gegliedert. Im erweiterten, steilen Tobelschluß kann sich der Tobelbach noch verzweigen. Entsprechend dem Vorherrschen der Denudation zeigen deshalb diese obersten Abschnitte die sekundären Strukturformen am reinsten. Tiefe und Breite sind

¹ Vgl. N. KREBS 1937, S. 6.

² Frdl. mdl. Mitt.

nicht nur abhängig von der Niveauexposition, sondern auch vom Anteil der verschiedenwertigen Gesteine und ihrer tektonischen Lagerung. So sind z.B. die obsequenten Tobel der aufgebogenen Molasse mit großer NF-Mächtigkeit im allg. nur schwach ausgebildet. Selbstverständlich müssen auch Alter und glaziale Überarbeitung berücksichtigt werden. Dieser Aufbau soll nicht im Sinne einer strengen Hierarchie verstanden werden, denn Tobel und Seitenbäche entwässern auch direkt zu den Flüssen.

b) Die Erosion in den Seitentälern

Ursprungstalungen, wie sie zuletzt H. KELLERSOHN (1952) eingehend beschrieben hat, lassen sich in dieser Klarheit in der Molasse nicht erkennen. Vielmehr gehen die einzelnen Abschnitte ohne scharfe Grenze ineinander über. Das hängt weitgehend mit der Undurchlässigkeit des Untergrundes zusammen. Gegenüber einem unteren Abschnitt, in welchem sich die Kerbenform durchgesetzt hat, läßt sich eine obere Zone ausscheiden, in welcher das frei fließende Wasser morphologisch eine geringe Rolle spielt. Die Quellen entspringen infolge der häufig eingelagerten, undurchlässigen Mergellagen schon sehr nahe der Wasserscheide und führen dementsprechend wenig Wasser. Dadurch können sich Rutschungen leichter durchsetzen und in Bildung begriffene Furchen wieder schließen. Kerbensprünge gibt es nicht, obwohl man bei einem ersten Augenschein diesen Eindruck erhält. Doch zeigt sich dann immer, daß die plötzliche Versteilung an eine widerständige Schicht gebunden ist.

Wie die verhältnismäßig weiten Formen der Talanfänge entstanden sind – die Breite kann an der Wasserscheide oder wenig unterhalb davon mehrere 100 m erreichen –, läßt sich an jenen Durchbrüchen studieren, welche ihre Entstehung der letzten oder vorletzten Vergletscherung verdanken. Instruktiv ist ein Vergleich verschieden entwickelter Furchen an ein und dem gleichen Hang¹, wie es beim Murgabschnitt zwischen Grat und St. Iddaburg (Brüderwald) verwirklicht ist. Die Wasserscheiden, welche den 1,4 km langen, klusähnlichen Abschnitt begrenzen, lösen sich bei Pt. 738 (Seniser Holz) vom Talboden und erreichen auf der Westseite die größte Höhe im Grat (995,6 m), auf der Ostseite bei St. Iddaburg (966 m). Vom Grat zieht ein Tälchen herab und mündet bei ca. 703 m in die Murg. Die Horizontaldistanz beträgt in der Luftlinie 460 m. Ebenso wie die beiden benachbarten ist es bereits als Tobel entwickelt. Auch zu einer Verzweigung der Bachoberläufe ist es gekommen. In 900 m dagegen beginnt ein Tälchen, welches in

¹ Der heutige Entwicklungsstand dieser Furchen ist eine Folge der verschiedenen Niveauexpositionen, denn der Beginn der Furchung liegt in jedem Fall im Jungpleistozän. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß auch die noch zu behandelnden einfachen Furchen sich zu Tobeln entwickeln werden, da ihre Niveauexposition völlig ausreicht.

knapp 690 m mündet bei einer Horizontaldistanz von 430 m und im oberen Abschnitt sich erst aufzuspalten beginnt. Allerdings zeigen die Tobel ein verschiedenes Verhalten gegenüber der relativen Höhe der Aufspaltung¹. So vereinigen sich die beiden Hauptäste des gegenüberliegenden Tobels, dessen Einzugsgebiet bei Pt. 966 kulminiert, erst 20 m oberhalb der Murg, bzw. 250 m unterhalb der Burgruine. Beim Tobel, welches w der Murg bei und nw Pt. 893 seinen Ursprung hat, erfolgt die Vereinigung der Zweige bereits 55 m oberhalb der Murg, bzw. 140 m unterhalb der Wasserscheide. Gegen SE und NNE senkt sich die Wasserscheide bis zur Murg herab. Waren die Tobelbäche bis jetzt noch verzweigt oder besaßen doch ein erweitertes Einzugsgebiet, so zeigen die Furchen hier nur einen einfachen, gestreckten und zueinander parallelen Verlauf. Der Abstand Wasserscheide–Mündung beträgt vertikal im Maximum 120 m, horizontal 260 m. Dieser Zustand muß ursprünglich auch dazwischen geherrscht haben, denn es lassen sich noch Übergangsstadien feststellen, die von der einfachen und kleinen zur komplexeren und größeren Form überleiten. Zur Erklärung betrachten wir den Hang ne der St. Iddaburg, der erst während des Maximalstandes der letzten Vergletscherung durch Niederlegen der Wasserscheide zwischen St. Iddaburg und Pt. 879,3 entstand. Bei dd von Iddaburg läßt sich die Tobelbildung *in statu nascendi* beobachten. Unterhalb 900 m sind drei Rinnen ausgebildet, von denen sich zwei bei a von Iddaburg vereinigen. Diese ziehen nun parallel talabwärts. Mit der Zeit wird sich der se Bach dank seinem nunmehr vergrößerten Einzugsgebiet durchsetzen und den anderen zu sich herüberziehen. Dieses Ereignis hat bei dem Tobel, welches bei St. seinen Anfang nimmt, bereits stattgefunden. Der ursprüngliche Zustand kann leicht rekonstruiert werden, da der untere Abschnitt des abgelenkten Baches noch vorhanden ist. Derartige Reste lassen sich auch am linken Hang der Murg erkennen.

Während sich das Gefälle der Thur im Abschnitt Lichtensteig–Schwarzenbach weitgehend ausgeglichen hat, Gefällssteilen also nur eine untergeordnete Rolle spielen, wird das Längsprofil der Tributäre immer wieder von ihnen unterbrochen. Besonders auffällig sind Wasserfälle, welche im Hörnlibergland – von S nach N in abnehmender Zahl – auf Grund der stratigraphischen und tektonischen Gegebenheiten den Normalfall der Steile bilden. Fast alle Möglichkeiten, die H. JÄCKLI (1952) in diesem Zusammenhang aufführte, sind vorhanden. Im Bereich der mittelländischen Molasse zeigt das Längsprofil in dieser Beziehung zwei Abschnitte. Vom Beginn des Einschneidens unterhalb der Wasserscheide bis zum Erreichen des Talgrundes schneidet der Bachlauf die austretenden Schichten unter einem großen Winkel (ca. 20–40°). Entsprechend

¹ Eine solche muß aber nicht in jedem Fall vorliegen.

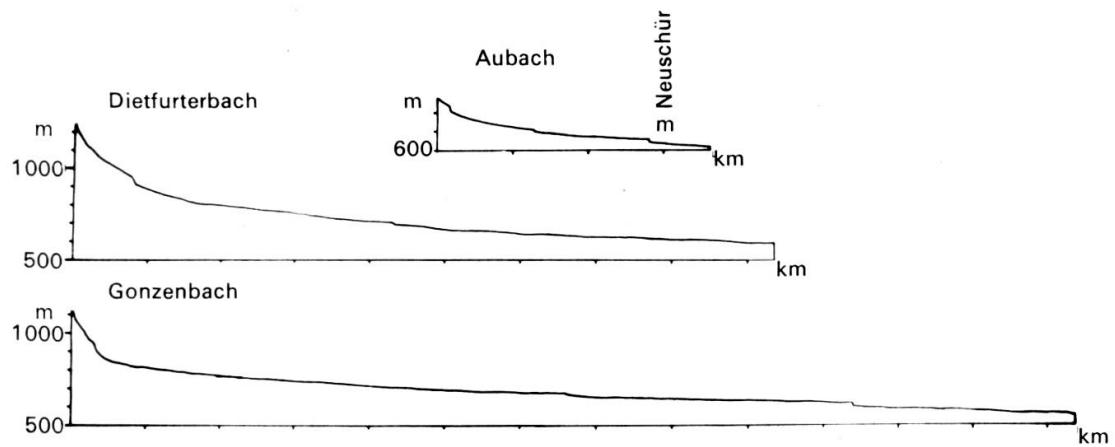


Abb. 1. Längsprofile. Aubach mit dem Niveau von Neuschür, Dietfurter- und Gonzenbach.

der Stratigraphie ist er daher treppenartig gegliedert¹. Der Übergang zum zweiten Abschnitt, in welchem Wasserfälle nur noch in großen Abständen auftreten, erfolgt sehr plötzlich.

Das stufenbildende Material ist NF, untergeordnet auch Wetterkalk, das nichtresistente, die Stufe ermöglichte Material Mergel. Prinzipiell treffen wir auf die einfache Abfolge NF-Mergel. Das Profil zeigt Unterschiede gegenüber dem Niagarafall, welche mit dem unterschiedlichen Material und der andersartigen Wasserführung zusammenhängen. Die NF bildet keine gerade Wand, sondern ist talabwärts vorgewölbt, wobei ihre Basisfläche allmählich von der Horizontalen in die Vertikale übergeht. Der Mergel kann bis mehrere Meter rückwärts ausgewaschen werden. Bei wasserarmen Bächen ist der Höhlenboden mit Material vom Dach bedeckt, er setzt sich ohne Vertiefung bachabwärts fort. Ein Kolk entwickelt sich erst bei größerem Wasserreichtum und erreicht je nach Mächtigkeit des Mergelhorizontes einige Meter Tiefe. Die sich anschließende Bachstrecke ist entsprechend mit Schotter ausgefüllt. Beim Gonzenbach lässt sich dieses Schotterbett vom großen Wasserfalle Chrimberg bis Hammer, also ca. 2 km weit, verfolgen. Bei steilem Gefälle – z. B. im Aubachtal unterhalb des Wasserfalles von Neuschür – schneidet sich der Bach schon bald in die liegenden Schichten ein.

Größere abgebrochene NF-Blöcke, wie etwa beim vorerwähnten Wasserfall bei Neuschür, trifft man relativ selten an. Viel häufiger kann man beobachten, daß sich Einzelgerölle und sandiges Zwischenmittel abgelöst haben, wobei Frostsprengung die Hauptrolle spielte². Dadurch wird nicht nur die Bildung einer Kante Höhlendach-Wand verhindert, sondern es werden überhaupt alle scharfen Vorsprünge beseitigt. Nur so lässt sich die immer wieder-

¹ Vgl. dazu E. GERBER 1956, S. 199 f.

² Besonders schön kann man dies in jedem Winter an frischen Straßeneinschnitten beobachten. Die NF des Mittellandes ist sehr anfällig gegenüber Frostsprengung, weil die Verbindung Geröll-Zwischenmittel nicht überall vollkommen ist.

kehrende, gleichmäßige Form sowohl im Profil als auch im bergwärts gebogenen Grundriß, der sich bei den wasserreicherem Bächen zum Hufeisen verstärkt, erklären. Für das Zurückweichen der gesamten Wand ergibt sich daraus eine Abfolge: Abbrechen ganzer Blöcke infolge Unterspülung – quasi als Initialzündung für das nun folgende Heraussprengen einzelner Gerölle über die Fläche hinweg. Gerade der zuletzt genannte Punkt wird um so bedeutungsvoller, je geringer die Wasserführung ist. Die Basismergel werden selbstverständlich durch das herabstürzende Wasser entfernt, besonders intensiv in Zeiten des Hochwassers. Auch bei der Aufbereitung des an sich hart gelagerten Mergels kommt dem Frostwechsel ein wesentlicher Anteil zu. Die nötige Feuchtigkeit ist praktisch immer vorhanden¹, sie wird dem Mergel durch zerstäubendes Wasser und über Klüfte in der hangenden NF zugeführt.

Wie schon angedeutet, rücken mit Abnahme des Gefälles im unteren Abschnitt die Stufen weit auseinander. Es fällt auf, daß bis zur Einmündung in die Flüsse nur ein großer Wasserfall auftritt, und zwar in jenem Bereich, in welchem Schichtfallen und Bachgefälle fast parallel verlaufen. Daraus können wir zwei Schlußfolgerungen ziehen:

1. Während im oberen Abschnitt die Stufen gesetzmäßig als Folge der Verschneidung Hang-Schichtung auftreten, bedürfen sie hier erst eines Impulses dazu, nämlich der Tieferlegung einer lokalen Erosionsbasis.

2. Die Lebensdauer bzw. Wanderstrecke dieser Stufen ist abhängig von der Ausdehnung des stufenbildenden Horizontes, wobei die Stufe beim Auskeilen desselben auch auf eine stratigraphisch tiefere NF-Bank übergreifen kann², und vom Verhältnis der beiden Gefällswerte zueinander.

Die Stufen des Talbodenabschnittes werden durch die gleichen Vorgänge zurückverlegt wie diejenigen des oberen. Nur ist hier die Erosionskraft der Bäche bereits so groß, daß sie sich in den stufenbildenden Horizont einschneiden, wodurch der Zusammenhalt der Bank herabgesetzt wird. Beim Wasserfall im Hammertobel e Chrimberg setzt das Einschneiden bereits 30 m vor dem Absturz ein. Die Hauptarbeit an dieser Rinne leistet der Bach bei Normalwasser. Bei Hochwasser wird das Bett zu beiden Seiten mitbenutzt, und dann kann das abströmende Wasser in voller Breite den Basismergel ausräumen. Das sind die Phasen, in denen die Stufe ruckweise zurückwandern kann³. Doch hängt die Wandergeschwindigkeit nicht nur vom Ausmaß des Hochwassers ab, sondern auch von der Mächtigkeit der NF- und Mergelhorizonte. Geschwindigkeiten von 20 m

¹ Bezeichnenderweise geheihen am Boden tieferer Höhlungen Lebermoose.

² Daher ist auch eine strenge Parallelität zwischen Schichtfallen und Bachgefälle nicht nötig.

³ Vgl. ALB. HEIM 1919, S. 418.

in zwei Tagen scheinen mir hier unmöglich zu sein, sonst müßte man viel regelmäßiger Blöcke im Bachbett antreffen. Vielmehr wird die Arbeit des Normalwassers und mehrerer Hochwasser nötig sein, um die mächtigen NF-Bänke so weit zu unterspülen, daß sie abbrechen. Entstandene Unebenheiten werden, wie schon beschrieben, durch Absprengen von Einzelgeröllen ausgeglichen, ein Zeichen für die Wirksamkeit des Frostes auch bei diesen ungleich schneller wandernden Stufen. Reste des oberen Niveaus bleiben hier in den schmalen Tälern nur ausnahmsweise erhalten. Meist verschwindet die niveaubildende NF-Bank unmittelbar nach Passieren des Falles in den Hängen und wird schließlich vom Hangschutt eingedeckt.

Weder die Geröllgröße¹, die ja überall in einem engbegrenzten Talraum praktisch gleich ist, noch der Gerölltransport überhaupt spielen im Bergland eine Rolle bei der Erosion. Eindeutig wird sie beherrscht durch die Arbeit des Wassers, die Wandergeschwindigkeit ist daher allein abhängig von der Wassermenge². Selbstverständlich ist diese Aussage nicht allgemeingültig, vielmehr entspricht sie nur als Spezialfall der Auffassung A. PHILIPSONS. Stellen wir uns eine Reihe von Wasserfällen mit gegebenem Abstand vor, so wird der vorderste am schnellsten zurückwandern, während die Geschwindigkeit des zweiten schon etwas geringer sein wird. Die Abstände werden also abnehmen und damit auch die Überlegenheit der unteren Fälle.

Betrachten wir daraufhin Gefällskurven (s. Abb. 1)³, so zeigt sich tatsächlich ein Unterschied gegenüber dem gewöhnlich parabelähnlichen Verlauf der Normalgefällskurve. Von seiner Mündung in die Thur bis an die Basis des erwähnten großen Wasserfalls beträgt das Gefälle des Gonzenbaches 17,8‰ und sinkt von der Oberkante an gerechnet bis Dreien auf 12‰ im Durchschnitt. Bis in knapp 900 m nimmt das Gefälle bis 90‰ zu. Der weitere Anstieg erfolgt nicht mehr kontinuierlich, sondern die Kurve knickt ein und wird, von einer Ausbeulung abgesehen, zu einer Geraden mit einem Gefälle von 700‰. Ähnliches läßt sich von einer ganzen Anzahl Kurven feststellen, so für den Dietfurterbach, den Wattwiler Feldbach, die Hintere Töß, den Brüttenbach u. a. Statt einer einzigen Geraden können auch zwei auftreten, oder es werden sogar konvexe Strecken eingeschaltet. Man wird diese Erscheinung nicht als Zeichen der Unreife abtun können, denn Profile von Bächen weiter n zeigen vielfach die Normalform. Uns scheint vielmehr diese Tatsache Ausdruck der Abhängigkeit von den speziellen strukturellen Verhältnissen des Untergrundes zu sein.

¹ Vgl. H. MORTENSEN 1942.

² Auf Variationen kommen wir später zurück.

³ Siehe O. HESS 1931, Taf. I, Fig. 3.

II Formen und Ablauf der rezenten Denudation

Der Begriff der «toten Landschaft»¹, welche unter Bedingungen entstand, die heute in dem betreffenden Gebiet nicht mehr wirken, erwies sich in der Folge für das Verständnis besonders der unter glazialen und periglazialen Bedingungen entstandenen Formen Mitteleuropas als außerordentlich fruchtbar. J. BÜDEL hat mehrfach mit Nachdruck auf die Erhaltung des periglazialen Formenschatzes hingewiesen.

Wenn im folgenden im Gegensatz dazu gerade der gegenwärtige Abtrag behandelt und seine Intensität betont wird, so steht dies dazu nur in einem scheinbaren Gegensatz. G. GOTZINGER beschrieb 1907 in seiner bahnbrechenden Arbeit rezente morphologische Prozesse aus dem Wiener Wald, und eine ganze Reihe Autoren sind ihm darin gefolgt, so S. PASSARGE, ALB. HEIM, J. SCHMID. In den vergangenen Jahren hat sich das Interesse daran verstärkt, was sich in einer ganzen Reihe von Arbeiten äußerte². Soweit es sich um eigentliche Massenbewegungen handelt, haben sie eines gemeinsam: sie sind an ein besonders feinkörniges Substrat gebunden. Das trifft auch für das Hörnlibergland zu³, wo es von jungtertiären Mergeln und – in geringerem Ausmaß – Grundmoräne und Seeabsätzen geliefert wird.

a) Die reinen Mergelrutschungen

Überall, wo Feuchtigkeit sich in besonders reichem Maße sammeln und erhalten kann, wo ein bestimmtes Gefälle vorhanden ist und ausreichend feinkörniges Material zur Verfügung steht, kommt es zu Rutschungen. Bevorzugt tritt Wasser an der Grenze von wasserundurchlässigem Mergel und klüftiger NF⁴ aus, bedeutende Wassermengen geben die hochgelegenen, aber seltenen Schotter ab, wie z. B. am Chranzenberg bei Littenheid. Je mächtiger die NF ist, desto größer ist auch der Wasserspeicher, und um so nachhaltiger kann der Mergel durchtränkt werden. Inwieweit sich die Paläogeographie mit NF-erfüllten Stromrinnen auswirkt, lässt sich schwer abschätzen. Doch ist das Speichervermögen auch abhängig von der Morphologie, nämlich von der Größe der auffangenden Fläche. Deshalb finden wir Quellen schon unterhalb der höchsten NF-Schichten. Besonders groß ist jene im glazial bearbeiteten Gebiet, wo auf den Wasserscheiden weite Flächen entstanden sind und vielfach vom abdichtenden Mergel befreit wurden. Tiefere Horizonte

¹ W. SALOMON 1918.

² E. ACKERMANN 1948 u. a., H. MORTENSEN und J. HÖVERMANN 1956, H. JÄCKLI 1957. Noch nicht publiziert sind die sorgfältigen Beobachtungen und Messungen E. GERBERS am Linnerberg bei Schinznach-Dorf.

³ Ebenso wie für einen großen Teil des Mittellandes.

⁴ So auch J. HUG 1945. Tatsächlich gelingt es den Bergbauern, Wasser anzuzapfen, so z. B. beim Hof Sedelberg wnw Lichtensteig ca. 2 l/min.

weisen in dieser Hinsicht keinerlei Vorteile auf, da ihre Auffangfläche mit Ausnahme glazialer Erosionsterrassen bei den meist steilen Hängen klein bleibt. Bevorzugt sind auch Talschlüsse, weil hier ein im Verhältnis zur Länge der Schichtgrenzen großes Grundwassereinzugsgebiet vorhanden ist. Da die Schichten auch in der horizontalen Molasse leicht gegen NNW eingefallen, so sind die in dieser Richtung exponierten Hänge reicher an austretendem Wasser als die gegenüberliegenden Hänge. Im Bereich des aufgerichteten Südrandes steigert sich dieser Effekt. Dazu tritt als bedeutamer lokalklimatischer Faktor die Schattenlage dieser Hänge. Rutschungen sind zwar nicht auf diese beschränkt, immer aber besser entwickelt.

Reicht bei periglazialem Wanderschutt schon ein Gefälle von 1,5 bis 2° aus, um die Massen in Bewegung zu versetzen¹, so verlangen die rezenten Rutschungen infolge ihrer klimatisch bedingten geringeren Mobilität eine stärkere Hangneigung, immerhin genügen hier schon ca. 8°.

Die geringere Mobilität bedingt aber auch den andersartigen Formenschatz. Im *Wald* treten Rutschungen seltener auf und sind flächenmäßig beschränkt. Sie sind gebunden an besonders ergiebige Quellen, wie sie an der Basis mächtiger NF-Horizonte auftreten (z.B. Chrüzbüel se der Hulftegg, bei Ergeten s Allenwinden u. a.). Ganz an die Stelle des Wasseraustrittes gebunden, lassen sie sich nur einige 10 m hangabwärts verfolgen. Eine Ausnahme machen Rutschungen, die an langgestreckte, schmale Mulden gebunden sind, hier entwickeln sie sich zu regelrechten Schuttströmen.

Da die Baumwurzeln den Waldboden festhalten, werden Rutschungen erst bei besonders intensiver Durchtränkung unter Zerreissen der Wurzeln ausgelöst. Der plötzliche Ablauf und der hohe Wassergehalt verhindern im allg. die Entwicklung typischer Buckel, wie man sie im Grasland antrifft. Bei besonders großer Wasserzufuhr zerfließen die Wülste breiartig. Bäume werden meist als Ganzes schief gestellt, und nur selten entwickelt sich unter Buckelbildung infolge negativen Geotropismus' typischer Säbelwuchs. Derartige Buckel dürften Rutschungen mit großem Tiefgang² entstammen oder aber zu aufgeforstetem Wiesland gehören³.

Der erhöhte Wasserbedarf von Rutschungen unter Wald erklärt damit die Beschränkung auf Quellenaustritte, in günstigen Fällen auf Mulden. Deshalb fehlen überall, wo keine oder nur geringe Vernässung feststellbar ist, Anzeichen von Bodenbewegungen, etwa Gekriech im Sinne G. GOTZINGERS oder gar Rutschungen. Hier gibt

¹ J. BÜDEL zuletzt beim Vortrag an der Geogr. Tagung 7. und 8. November 1959 in Basel.

² G. GOTZINGER 1907, S. 29.

³ z. B. am Chranzenberg s Littenheid nach frdl. mdl. Mitt. von Herrn H. SCHWYN.

es nur Flächenspülung¹, die natürlich unter Vegetation gering ist, sich aber an den von J. SCHMID (1925) herausgearbeiteten Kriterien der Bajonettform und Stelzwurzeligkeit gut erkennen lässt.

Im Gegensatz zum Wald treten Rutschungen unter *Wiesland* ausgesprochen flächenhaft auf und sind leicht an ihrem buckligen



Abb. 2. Buckelwiese im oberen Flobachtal bei Gnist.

20. VIII. 1960

Kleinrelief zu erkennen. Auch die in Mulden eingebetteten und dann besonders aktiven Schuttströme fehlen nicht. Sind die Einzelbuckel frisch, so haben sie – im Profil und parallel zum Hang – die Form eines schrägen S mit steilem, rückwärtigem Hang und davor einer kleinen, abflußlosen Senke, oft mit feuchtigkeitsliebenden Pflanzen besetzt. Der eigentliche Buckel, dessen talwärts schauender Hang 40° und mehr erreichen kann, wächst bis zu 3 m über seine Umgebung hinaus und hat einen Durchmesser von 5 bis 15 m, in Einzelfällen 30 m. In dieser kompakten Tropfenform kommen die jungen Buckel am häufigsten vor und weisen auf relativ langsames Abgleiten hin. Formen mit einem oder mehreren gestaffelten Abrißrändern und deutlich erkennbarem, aber niedrigerem Wulst

¹ Darüber wurden keine Untersuchungen gemacht, da zu ihrer Erfassung langjährige Messungen nötig sind, wie sie J. SCHMID 1925 veröffentlichte.

oder Wülsten¹ sind ungleich seltener und verdanken ihre Entstehung offensichtlich einer schnelleren, ruckartigen Bewegung. Zwischen beiden soll kein Gegensatz konstruiert werden, vielmehr sind sie durch Zwischenformen verbunden. So können sich im erstgenannten Fall Buckel oft quer strecken und zeigen damit, daß Buckel und Wulst genetisch das gleiche sind. Abrißränder kommen manchmal auch bei Buckelformen vor², doch weist ihre Seltenheit im Untersuchungsgebiet darauf hin, daß es nicht unbedingt dazu kommen muß. Die geringere Höhe der Wülste dürfte mit geringerem Tiefgang der Rutschung zu erklären sein.

Mit diesen scharfen Formen sind die gealterten durch alle denkbaren Übergänge verbunden. Sie werden flacher und vergrößern sich dadurch etwas, die kleinen Senken verschwinden, lediglich eine Konkavität mit gleichsinnigem Gefälle verrät ihr einstiges Vorhandensein. Das Altern äußert sich also in langsamen Ausgleichsbewegungen, durch Nachfließen des Materials von den Steilseiten her; im Grundriß wird dadurch die oft quergestreckte oder auch isodiametrische Form dem Gefälle entsprechend in die Länge gezogen. Bei Begehungungen zeigte es sich immer wieder, daß zwischen den gealterten Formen junge Rutschungen auftreten, die dann bereits an Naßgallen kenntlich sind. Die eigentlichen Buckelwiesen sind also nicht durch einmalige katastrophentartige Ereignisse, sondern durch Summation von Einzelrutschungen entstanden.

Doch kommt es auch zur Vergesellschaftung von Buckeln über größere Flächen oder – wie schon erwähnt – in Mulden eingebettet, die ihre Entstehung einem einheitlichen Vorgang zu verdanken haben. Das zeigt ein Beispiel e Turbenthal, wo in der Nacht vom 19. auf den 20. Januar 1921 sw vom Chälhof³ ein größeres Molassepaket abrutschte. Die kegelförmig abgelagerte Masse ist von zahlreichen Buckeln besetzt.

Bei kräftigerem, lokalisiertem Wasseraustritt an Schichtgrenzen wird die hangende NF-Bank unter Nachbrechen buchtenförmig zurückverlegt. Es entstehen Quellnischen, an die sich hangabwärts bucklige Schuttströme anschließen. Das Ausmaß dieser Zungen ist abhängig von der Mächtigkeit der Mergelhorizonte. Unter Wiesland, wo sie besonders auffallen, wird der abbrechende Fels völlig von Mergel und Vegetation eingehüllt. Offenbar fließt der Schuttstrom kontinuierlicher ab, so daß nur kleinere NF-Partien abbrechen.

Viele dieser Quellnischen entstanden erst im Spät- oder Postglazial. Dafür sprechen verschiedene Gründe. Sie treten auch im würmzeitlich vergletscherten Gebiet auf, wo ältere Formen zerstört

¹ Vgl. ALB. HEIM 1932, S. 26, Fig. 1 oben, aber kleinere Ausmaße.

² Sehr schöne Spalten zeigte mir P. JUHASZ im aquitanen Mergel am «Berg» n Hüntwangen.

³ N. PAVONI 1960.

wurden. Bei jugendlichen Formen liegt die Quellnische vielfach nicht an der Wasserscheide, sondern am Hang unterhalb größerer Flächen. Entscheidend aber ist, daß das im Schuttstrom angesammelte Material genügen würde, die Hohlform wieder aufzufüllen.

Wie schon einleitend bemerkt, entstammt der feinkörnige Anteil der Rutschmassen einerseits Mergelhorizonten der Molasse, andererseits Grundmoräne und Seetonen. Benötigt das Material unter periglazialen Bedingungen nach A. CASAGRANDE (1934) bei gleichförmiger Zusammensetzung mindestens 10% der Korngröße unter 20μ ¹, bei ungleichförmiger Zusammensetzung 3%, um als frostgefährdet und damit auch als beweglich zu gelten, so wird man von vornherein für die Bewegungsfähigkeit, für welche ja in jedem Fall die Wassermenge verantwortlich ist, in unserem gemäßigten Klima höhere Anteile noch feinerer Fraktionen erwarten dürfen. Zahllose allgemeine Angaben in der Literatur über die Kornverteilung und die durchgeführten Analysen bestätigen dies. Entscheidend ist der Anteil der Tonfraktion, der hier nach den bisherigen Messungen im Minimum 39,5% beträgt. Seine Bedeutung liegt in der starken Wasseraufnahmefähigkeit durch Porenvolumen, Hydratation und interlamellare Wasseraufnahme der Tonteilchen, wodurch nicht nur die Reibung vermindert, sondern auch das Gewicht vergrößert wird. Die Tonbestimmung² ergab den wenig quellungsfähigen Illit, so daß bei Montmorillonit³ mit geringeren Anteilen oder intensiveren Rutschungen gerechnet werden kann. Inwieweit die Tonart die Form der Rutschung mitbestimmt, ist mir nicht bekannt.

Der Geröllanteil variiert zwar bei verschiedenen Aufschlüssen, ist aber immer wesentlich geringer als in periglazialem Schutt. Auch die Durchmischung im gleichen Aufschluß ist ungleich. Kommen im allg. pro Quadratmeter Aufschlußwand nur einige Gerölle vor, so treten manchmal ganze Nester auf. Auch der Verwitterungsgrad ist unterschiedlich. Feinmaterial mit relativ hohem Karbonatgehalt kann bis auf wenige Zentimeter an die Oberfläche reichen, in anderen Fällen liegt die Verwitterungsgrenze in 1–1,5 m Tiefe. Der Bearbeitungsgrad der Gerölle entspricht jenem der Herkunft, ist also meist gut gerundet. Nur in stark verwittertem Material finden sich kantige Stücke, die sich manchmal noch zusammensetzen lassen. Pflanzenreste sind sehr selten und beschränken sich auf Wurzelstücke. Im Aushub eines Buckels am Chranzenberg (Littenheid) fand sich in 40 cm ein Holzkohleband, ein Hinweis auf das geringe Alter der Formen.

¹ In neuerer Zeit werden den feinsten Fraktionen und dem Ton vermehrt Beachtung geschenkt. Vgl. J. BÜDEL 1960, S. 34, E. ACKERMANN 1959, S. 218.

² Die Analyse (DTA) führte Herr PD Dr. F. HOFMANN durch, wofür ich ihm auch an dieser Stelle herzlich danke.

³ Nach R. IBERG (1954) kann dieser vorkommen, aber nur in geringen Mengen.

Rutschungen dieser Art treten im ganzen Bergland auf. Ihr Anteil am Areal nimmt gegen N zu, wo in einzelnen Tälern fast das ganze Wiesland in Bewegung ist. Das allein schon rechtfertigt eine eingehendere Behandlung. Zum anderen erschien es nützlich, Unterschiede gegenüber Konvergenzerscheinungen herauszuarbeiten. Karstbuckelwiesen, denen sie im ersten Augenblick sehr ähnlich sehen können, haben in letzter Zeit erneut an Aktualität gewonnen,¹ nachdem sich schon früher E. EBERS (ab 1939), A. PENCK (1941), J. KNAUER (1943) u.a. dazu geäußert hatten. Die Unterschiede sind aber auch rein formal bedeutend. Wenn man von der Reliefabhängigkeit der Rutschungen absieht, zeigen sie – zumindest im jugendlichen Zustand – eine deutliche Asymmetrie und sind im allg. bedeutend größer².

b) Die Denudationsterrassen der horizontalen Molasse

In den Bergländern des Mittellandes waren schon frühzeitig Hangterrassen aufgefallen, die verschiedentlich mit Talbodenresten verwechselt wurden. Eingehender hat sich O. FLÜCKIGER (1919) mit ihnen in seiner Napfarbeit beschäftigt.

Entsprechend der Schichtung zeigen die Hänge eine Treppung, die in den höheren Partien am klarsten ausgebildet ist. Normalerweise 5–15 m breit kann man einzelne Gänge oft kilometerweit dem Hang entlang verfolgen. Der Terrassenhang ist im allg. zwischen 30 und 50° geneigt, die Terrassenfläche dacht sich leicht (3–4°, aber auch mehr) talwärts ab. Rückwärtiger Hang und Terrassenfläche stoßen scharf gegeneinander ab, im Gegensatz zu den durch glaziale Erosion entstandenen Terrassen, welche sich durch eine Hangschleppe auszeichnen. Verfolgt man die Terrassen in die Tobel hinein, so läßt sich grundsätzlich feststellen, daß die Flächen aus einer Mergellage bestehen, die einem NF-Paket aufliegt. Dieses bildet dann immer den begrenzenden Hang.

Im Gegensatz zu den großen Schichtstufen finden sich hier die Terrassen in jeder Lage in bezug auf das allgemeine Schichtfallen, ja sie sind sogar dort besonders gut entwickelt, wo die Schichten in der Fallrichtung ausstreichen. Das läßt sich nur dahingehend interpretieren, daß bei ihrer Entstehung die an den Schichtgrenzen austretende Feuchtigkeitsmenge eine wesentliche Rolle spielt. Das wird noch durch eine andere Beobachtung gestützt. Nähert man sich einem Tobel, so werden die Terrassenhänge, die meist zwischen 25 und 35° geneigt sind, steiler, erreichen 50° und werden durch senkrechte Wände unterbrochen. Auf der Terrassenfläche umherliegende NF-Blöcke, mehr oder weniger von einer Vegetations-

¹ S. MÜLLER 1959 und E. EBERS 1959.

² Es braucht wohl nicht besonders betont zu werden, daß Karsterscheinungen in der Molasse etwas ungewöhnlich Seltenes sind. Vgl. N. PAVONI 1957, S. 234.



Abb. 3. Denudationsterrassen im Luftbild. Eitobel Ehratsrick (oberer Gonzenbach). Norden: oberer Bildrand. Maßstab ca. 1:17400.

Aufnahme: Eidg. Landestopographie



Abb. 4. Denudationsterrasse in 820 m bei Buech nw Sternenberg. SW-Exposition.
6. VI. 1960



Abb. 5. Denudationsterrasse in 940 m s Ehratsrick im oberen Gonzenbachtal. W-Exposition, schattig.
26. VIII. 1961

decke eingehüllt oder auch kahl, verraten, daß die Wandbildung noch in vollem Gange sein kann. Der bedeutendste Abbruch fand sich auf einer Terrasse 1,5 km s Ehratsrick in 940 m. Ein 24 m langer, nur auf der früheren Außenseite bewachsener NF-Block von max. 2,5 m Höhe und 2 m Breite war hier in einem Stück abgebrochen, vermutlich längs einer Kluft. Der Block muß also außer-



Abb. 6. Wie Abb. 5. 24 m langer NF-Block, ca. 60 m vom Bacheinschnitt.

26. VIII. 1961

ordentlich gleichmäßig und langsam abgesunken sein. Ist erst einmal eine NF-Wand freigelegt, so kommt es besonders im Frühjahr zu Steinschlag oder auch zum Abbrechen kleinerer Blöcke.

Ohne jeden Zweifel handelt es sich also um echte Denudationsterrassen, welche im gemäßigt humiden Klima entstehen und sich erhalten können. Daß sie auch heute in Weiterentwicklung begriffen sind, läßt sich noch an weiteren Beobachtungen belegen. Wie schon gesagt wurde, brechen immer wieder NF-Blöcke ab und erhalten damit sein steiles Gefälle. Das geschieht nicht auf der ganzen Länge zugleich, sondern nur an relativ wenigen Stellen, die dann an ihrer unruhigen Terrassenfläche erkennbar sind. Anzeichen für Bewegungen am vegetationsbedeckten Hang sind seltener. Sie verraten sich durch Säbelwuchs der Bäume. Aber auch in der feineren Ausgestal-

tung der Terrassenhänge findet man Anzeichen für Bewegung. Kurz bevor sie völlig in Schatten getaucht werden, sieht man von der gegenüberliegenden Seite ein Muster flacher Wölbungen sich herausbilden, welches die Wiesen überdeckt. Es kann sich nur um Aufwölbungen als Folge von Massenbewegungen schwacher Intensität handeln.

Lassen sich an den Terrassenhängen Bewegung und auch Abspülung erkennen, so fehlen alle Anzeichen für Massenbewegungen auf den Terrassenflächen selber, sofern diese bei geringerer Mergelmächtigkeit von wenigen Metern quasi horizontal sind¹. Bei zunehmender Mergelmächtigkeit nehmen auch Gefälle und Breite zu, und dann kommt es auch zu Rutschungen. Daraus ergibt sich, daß der Erhaltungszustand der Terrassen von Abschnitt zu Abschnitt verschieden ist und die heute abtragenden Kräfte weder nach Intensität noch Art übereinstimmen müssen.

Um darüber Aufschluß zu erhalten, wurden Bohrungen auf der schon genannten Terrasse s Ehratsrick durchgeführt, von denen einige Ergebnisse mitgeteilt seien. Die erste Bohrung² förderte bis 12 cm einen dunklen, sehr feinkörnigen Oberboden, darunter mit allmählichem Farbwechsel gegen Hellbraun einen stark wasser-durchtränkten, wenige, aber fast unverwitterte NF-Gerölle enthaltenden Mergel. Die zweite Bohrung³, ca. 150 m nne davon, ergab auf der hier nur 4 m breiten Fläche bis 5 cm hellbraunen, etwas humosen Oberboden, darunter feuchte Mergel mit Gerölle durchsetzt. Bei der dritten Bohrung⁴ auf dem Sporn w Stofel wurde bis 20 cm schwachhumoser Oberboden angetroffen, darunter folgten bis 55 cm brauner Lehm und bis 1 m heller, graubrauner Mergel. Gerölle fanden sich nur bis 40 cm Tiefe. Typisches Solifluktionsmaterial konnte nicht gefunden werden.

Tabelle

Bohrtiefe cm	I	II	III
15	5,0	37,0	—
30	28,5	32,5	—
45			—
100			23,5

Denudationsterrasse s Ehratsrick in 940 m: Karbonatgehalt der Deckschicht in Prozent. Der Karbonatgehalt des anstehenden Molassemerges betrug 61,5 %.

¹ Für Solifluktion ist das Gefälle in jedem Fall ausreichend.

² Schattenlage, nicht weit vom Bacheinschnitt. Rezente NF-Abbrüche. Fläche 16 m breit, fast horizontal.

³ W-Exposition.

⁴ NW-Exposition. Breite 17,5 m, Gefälle 14°.

Soweit aus diesen wenigen Messungen Schlußfolgerungen gezogen werden dürfen, zeigen sie am schmalsten Abschnitt den höchsten Karbonatgehalt, was durchaus verständlich sein dürfte. Bei Annahme gleicher Wandergeschwindigkeit der Terrasse wird ein Punkt nach dem Austritt aus dem Schichtverband der Molasse, was gleichbedeutend ist mit dem Verwitterungsbeginn, die Terrassenkante in um so kürzerer Zeit erreichen, je schmäler die Terrasse ist. Aus dem Rahmen scheinen die Messungen auf dem Sporn zu fallen. Die große Verwitterungstiefe läßt sich jedoch z. T. damit erklären, daß das Einzugsgebiet für die Feuchtigkeit hier, im Gegensatz zu den Talschlüssen, am kleinsten ist, andererseits Feuchtigkeit nach mehreren Seiten austreten kann. Die Wandergeschwindigkeit ist hier also am kleinsten. Auch die Nutzung spielt eine Rolle. Der rückwärtige Terrassenhang wird stark beweidet, so daß zwischen den Kuhtreiten nackter Boden zutage tritt. Offenbar wird ein Teil des abgeschwemmt Bodens zwischen dem dichtstehenden Gras der Fläche trotz ihrem Gefälle festgehalten.

Die Beobachtungen zeigen, wie einerseits Terrassenhänge bei ausreichender Wasserversorgung zurückverlegt werden, während auf längeren Strecken Hinweise auf eine Wanderung fehlen. An Hängen, die von Tobeln nicht unterbrochen werden, ziehen sie – manchmal sich verschmälernd, im ganzen aber doch gleichmäßig breit – mit gerader Kante dahin. Nur selten, und dann schwach, biegt diese einwärts, kaum daß unterhalb davon eine Quellnische angedeutet ist. Entsprechend der Lage des Wasseraustrittes findet man Nischen mehr an konkaven Hangteilen, während konvexe Partien – besonders Sporne – mehr konservierend wirken. Nur dort, wo Terrassen größere Auffangflächen besitzen und das Grundwasser bevorzugt an einer Stelle austritt, wie es etwa bei manchen glazialen Erosionsterrassen verwirklicht ist, trifft man auf beginnende Zerstörung.

Wenn auch diese Beobachtungen für eine Weiterbildung unter den heutigen und damit auch interglazialen Verhältnissen sprechen, so fehlt es andererseits nicht an Anzeichen, wonach die Entwicklung reifer Denudationsterrassen in den vom Gletscher überfahrenen Gebieten größere Zeiträume beansprucht, als sie im Spät- und Postglazial zur Verfügung standen¹ oder aber durch andere klimatische Bedingungen beschleunigt werden. Reife Denudationsterrassen sind im würmzeitlich unvergletscherten Raum ein normaler Bestandteil der Hänge. Im vergletscherten Gebiet fehlen sie nicht, sind aber nicht nur seltener, sondern auch weniger ausgeprägt und lassen sich nur über kürzere Strecken verfolgen. Z. T. lassen sich dafür Gründe angeben. Im Grenzsaum des Hörnliberglandes sind die Voraussetzungen infolge der geänderten geologischen Verhältnisse weniger

¹ Zur gleichen Auffassung gelangte auch O. FLÜCKIGER 1919, S. 2.

günstig. Im ehemals vergletscherten Raum macht die Beseitigung glazialer Erosionsterrassen, die ebenfalls an den Schichtwechsel gebunden sind, nur langsame Fortschritte. Dort, wo glaziale und periglaziale Ablagerungen die Hänge noch bedecken, können rezente Abtragungsvorgänge nicht angreifen. In den großen Epigenesen wurden Hänge geschaffen, welche für die Herausarbeitung typischer Denudationsterrassen zu steil waren. Es lassen sich aber Beispiele anführen, die zeigen, daß trotz günstigen Voraussetzungen das gesamte Spät- und Postglazial nicht für deren Herausbildung ausreichte¹. Man erhält den Eindruck, daß die besprochenen Terrassen unter periglazialen Bedingungen voll ausreifen können und unter dem gegenwärtigen Klima je nach Exposition, Lage zum Schichtfallen, Hangform und Mächtigkeit der Schichten – besonders der denudationsfördernden Mergellagen – in verschiedener Intensität weiter- und umgebildet werden.

c) Hangabtragung im Bereich des aufgerichteten Südrandes

ALB. HEIM bezeichnete in seiner großen Arbeit «Bergsturz und Menschenleben» (1932) Bergstürze als eine normale Erscheinung im Rahmen der Abtragung der Alpen. Dieser Satz gilt ganz besonders für jene Gebiete, die dank ihrer petrographischen Beschaffenheit und ihrem tektonischen Bau für diese Erscheinungen geradezu prädestiniert sind, nämlich für die subalpine Molasse und den aufgerichteten Südrand der mittelländischen Molasse. Es sind hier, wie ALB. HEIM angibt, Felsablösungen auf schiefgestellten Schichtflächen mit mehr oder weniger schlechender Talfahrt, Typus XI seiner Gliederung.

Auf Grund von Kartenanalysen, Literaturangaben² und Geländebegehungen konnten folgende größere Schlipfe im Gebiet des aufgerichteten Südrandes zwischen Rickenfurche, Töß–Jona und Thur festgestellt werden:

1. Schuttwald im Goldingertobel. Frühjahr 1816
(G. HEGI 1902).
2. NW-Hang zwischen Hinterem und Großbrotstein.
3. Haggewald w Wattwil (Pt. 979).
4. Chrüzegg (In den Brüchen). Juni 1757, Frühjahr 1845.
5. Chegelboden e Chrüzegg.
6. Chellenspitz sw Krinau.
7. NW-Hang Gurtberg w Lichtensteig.
8. E-Hang Gurtberg. Dieser kleine Bergsturz ging gegen E ab, d. h. gegen das Thurtal.

¹ Beispiel: randglaziale Abflußrinne von Mosnang, an deren Hängen bisher lediglich Härtekanten herauspräpariert wurden.

² A. BOSSHARD 1896, G. HEGI 1902, P. D. BUCK 1921, ALB. HEIM 1932, A. BLÖCHLINGER 1932.

9. Ferchwald in 1010 m, wsw vom Schwarzenberg.
10. W-Hang des Schwarzenberges in 1120 m.
11. Habrütispitz, W-Hang bei Pt. 1037.

Mit einer einzigen Ausnahme (Nr. 8) sind diese Bergstürze nicht die Folge der Hangunterschneidung durch glaziale Erosion, sondern derjenigen fluvialer Eintiefung. Die Schichten fallen hier zwischen 10 und 20° ein. ALB. HEIM gibt als maximalen Winkel für das Einfallen, bis zu welchem Schlipfstürze Typ XIV möglich sind, $30-35^{\circ}$ an¹, Winkel, welche erst se der aufgeführten Schlipfe erreicht werden. Da die Hänge die steiler einfallenden Schichten hier kappen, kann es nicht mehr zu Schlipfen dieser Art kommen, ganz abgesehen davon, daß der petrographische Charakter der OMM und des Aquitan weniger dafür geeignet ist.

In der Nacht vom 15. auf den 16. November 1959 ereignete sich im Bohlwäldchen ca. 800 m e Lichtensteig ein kleiner Bergschlipf, der eingehender beschrieben werden soll. Am NNW-Hang des isoklinalen Lederbachtals befindet sich oberhalb Pt. 678 eine Nische von fast quadratischem Grundriß mit ca. 100 m Seitenlänge



Abb. 7. Der Bergschlipf im Bohlwäldchen e Lichtensteig. Gesamtansicht. Im Hintergrund die NNW fallende NF-Platte.
22. VIII. 1961

¹ Die Übertragung dieses Winkels auf Typ XI ist möglich, da es sich um verwandte Bildungen handelt (s. ALB. HEIM 1932).

(s. Abb. 7). Die geraden und senkrechten Seitenwände verlaufen in der Fallrichtung. Die E-Wand ist wenig oberhalb vom Lederbach 3,5 m hoch und erreicht 14 m an der insgesamt 18 m hohen, unregelmäßig bogenförmigen Rückwand. Der W-Wand entlang fließt ein kleiner, resequenter Bach, der sich im anfallenden Schutt bis auf den liegenden Mergelhorizont eingeschnitten hat. An der E-Wand ist er als Liegendes der NF 0,80 m aufgeschlossen.

Die Schichten fallen mit 16° N 32° W ein, während die Oberfläche im untersten Teil des Hanges außerhalb der Nische 18° geneigt ist. Schicht- und Oberflächengefälle verlaufen also ungefähr konform. Nur zwischen 790 und 810 m geht das Hanggefälle bis auf $6,5^{\circ}$ zurück.

Ursprünglich ging die E-Wand in einem Bogen in die bergseitige Rückwand über.¹ Der liegende Mergel, welcher vor dem Bergschlipf hier an der Basis der Rückwand noch anstand, wurde ausgespült, so daß die NF schließlich überstand. Durch die vorangegangenen, z. T. außerordentlich feuchten Jahre (vgl. Tab.) wurde dieser Prozeß zweifellos gefördert. Etwa 3–4 Wochen vor dem Sturz öffnete sich ungefähr im Streichen der Molasse ein Spalt, und nun bedurfte es nur noch eines geringfügigen Anlasses, um die in labilem Gleichgewicht befindlichen Felssmassen in Bewegung zu versetzen.

Seismisch ist für den betreffenden Zeitpunkt im fraglichen Raum nichts bekannt². Die für eine Auslösung wichtigen witterungsmäßigen Tatsachen zeigen folgendes: Das Jahr 1959 war, verglichen mit den vorangegangenen Jahren, niederschlagsarm.

Tabelle

Jahr	Niederschlag in mm
1954	1929
1955	2051
1956	2102
1957	1695
1958	2206
1959	1424

Jahresniederschlag für Ebnat (649 m). Ann. d. Schweiz. Met. Zentralanst.

Der Oktober 1959 wies sich mit 98 mm durchschnittlich aus, und in der Zeit vom 1. bis 14. November fielen nur 16 mm. Dagegen setzten am 14. November kräftige Niederschläge in Form von Regen

¹ Nach Revierförster R. BISCHOF, Lichtensteig, dem ich – ebenso wie Landwirt RÜEGG, Vorderhalden – wichtige Angaben verdanke.

² Nach frdl. mdl. Mitt. von Dr. N. PAVONI.

und Schnee ein (23,6 mm) und setzten sich am 15. mit 27,6 mm hauptsächlich als Schnee fort¹. Nach Angabe von R. BISCHOF lagen am 16. November morgens im Rutschgebiet mindestens 40 cm Schnee. Das ergibt bei einem Umrechnungsfaktor von 0,1 40 kg/m² oder ca. 10 t auf dem belasteten Felsausschnitt, die offenbar genügten, die Felsmasse in der vorgenannten Ecke von ca. 3750 m³ (bei 2,6: 9750 t) in Bewegung zu versetzen.

Nach der Rutschung bot sich folgendes Bild (s. Abb. 7). Die an der Ostecke herausgebrochene NF-Masse war in mehrere große Blöcke zerlegt worden, deren größter mit ca. 1000 m³ direkt aus der Ecke stammte und einen Weg von ca. 60 m zurückgelegt hatte. Dabei hatte er sich um seine Vertikalachse um ca. 90° im Uhrzeigersinn gedreht und um 23° gegen die Ostwand geneigt. Das entspricht nicht den üblichen Beobachtungen². Der Grund dürfte in der geringen Mergelmächtigkeit zu suchen sein, die hier in der mündungsnahen Zone des Hörnlischuttfächers nur einige Meter erreicht. Auch der Wanderweg der übrigen großen Blöcke war mit max. 30–40 m nicht bedeutend. Ein Block von ca. 600 m³ war direkt unterhalb der Abbruchstelle liegengeblieben, während kleinere, nur wenige Kubikmeter große Blöcke eine Strecke weit gerollt sein müssen und dann erst dem Schuttstrom einverlebt wurden. Unter ihnen befinden sich gerade solche, welche aus den oberen Partien des NF-Horizontes stammen und tiefgehend angewittert waren. Sie zerfielen dabei in Einzelgerölle und lieferten einen Teil des der plastischen Rutschmasse auflagernden Schuttes oder spalteten sich in kleinere Blöcke auf (s. Abb. 8).

Wie mir Revierförster BISCHOF mitteilte, war der Verlust am gemessenen Holz sehr gering, d.h., nur wenige Bäume können unter der Schuttmasse begraben worden sein. Er schloß daraus, daß der Schuttstrom bereits vor dem Abbrechen der NF-Massen in Bewegung geriet. Dem widersprechen aber die Witterungsbedingungen, die eine gründliche Durchfeuchtung in so kurzer Zeit nicht möglich machen. Es ist auch nicht einzusehen, wodurch die Bewegung des Schuttstromes das Abbrechen der Felssmassen, die ja in keinem direkten Zusammenhang miteinander standen, ausgelöst haben soll. Viel wahrscheinlicher ist der umgekehrte Fall. Dazu kommt, daß die Bewegung des Schuttstromes im oberen Drittel am bedeutendsten war. Hier läßt sich auch an der Westseite das Rutschen direkt durch Verschiebung und gerissene Baumwurzeln nachweisen, während an der Ostwand im gleichen Abschnitt der vorher verdeckte, liegende Mergel entblößt wurde. An der Front betrug der Vorstoß des Schuttstromes nur wenige Meter, wodurch das Bett des Lederbaches eingeengt und ein kleiner See aufgestaut

¹ Diese Werte beziehen sich auf Ebnat.

² Vgl. ACKERMANN 1959.



Abb. 8. Wie Abb. 7. NF-Block von 2,5 m Höhe, erst nach dem Sturz gespalten.
22. VIII. 1961

wurde. Infolge dieses Gegensatzes kam es im mittleren Abschnitt zu einer leichten Aufwölbung.

Die Hauptbewegungen begannen am 15. November gegen 23 Uhr und hielten bis zum frühen Morgen an. Zur vollständigen Ruhe kamen die Bewegungen erst einige Wochen später, allerdings war ihr Ausmaß minimal. Der Bergsturz vom Bohlwäldchen gehört noch zum Typus XI, allerdings mit dem Unterschied, daß die Bewegung mit dem Abbrechen der Felswand ohne gründliche Durchfeuchtung durch Niederschläge in Gang gesetzt wurde. Die Vorbereitung erfolgte in den nassen Jahren vor 1959 durch Unterhöhlung der NF, die Auslösung durch die erstaunlich geringe Belastung im Verhältnis 1:1000.

Die anderen, zuvor aufgeführten Bergschlipfe des aufgerichtete Südrandes hatten, soweit Berichte vorliegen, z.T. einen anderen Charakter. So war im Frühjahr 1845 an der Chrüzegg sehr viel Schnee gefallen, der an den folgenden warmen Tagen rasch schmolz und so den Boden kräftig durchtränkte. «Am Gipfel der Kreuzegg lösten sich nun pfeilerförmige Nagelfluhblöcke ab und rutschten langsam den Berg abwärts, so drei bis vier Tage lang.»¹ Für das

¹ A. BOSSHARD 1896.

Jahr 1816 (Rutschung Schuttwald) waren keine genaueren Angaben vorhanden. Immerhin scheint nach ARN. ESCHER¹ dieses Jahr ziemlich feucht und durch zahlreiche Rutschungen ausgezeichnet gewesen zu sein. Die Auslösung erfolgte also in diesen Fällen durch übergroße Feuchtigkeit, welche das Schmiermittel erst gleitfähig machte, wobei die zusätzliche Belastung der NF offenbar nur eine untergeordnete Rolle spielte. Beim Bohlwäldchen dagegen kam der Anstoß sozusagen von außen, während das Schmiermittel des Schuttstromes keineswegs von sich aus zur Bewegung bereit war. Infolge der geringen Durchfeuchtung war hier auch der zurückgelegte Weg der NF-Blöcke gering.

Die Abdeckung der schiefgestellten Molasse durch Bergschlipfe erfolgt im allg. nicht auf einen Schlag, wie das beim Bergsturz Roßberg nahezu der Fall war, sondern – und das zeigt der kleine Schlipf vom Bohlwäldchen sehr schön – abschnittweise. Die Abrißwand wandert dabei aufwärts oder bei seitlicher Abrißwand² mehr oder weniger seitwärts³. Zuletzt bleibt auf der Wasserscheide nur noch eine Mauer übrig, bei deren Abbrechen dann der scheinbar paradoxe Fall eintritt, daß Bergsturzmaterial ohne Herkunftsgebiet umherliegt⁴. Es sind dies anschauliche Beispiele rückschreitender Denudation.

d) Gliederung des Hörnliberglandes in Denudationszonen

Nach diesen Darlegungen läßt sich das Hörnlibergland in bezug auf Art und Intensität von Massenbewegungen in Zonen rezenter Denudation einteilen.

1. Im Bereich des aufgerichteten Südrandes sind Bergschlipfe vom Typ XI in den normalen Prozeß der Abtragung eingebaut. Sie sind an die Tiefenerosion der subsequenten Bäche gebunden. Daneben spielen auch Rutschungen und Abspülung auf den Schichtflächen eine Rolle.

2. Mit Unterschreiten des Grenzwinkels von 10° setzen die Bergschlipfe aus. Infolge der noch geringen Mächtigkeit der bewegungsfähigen Mergel treten Rutschungen – trotz den steilen Hängen – nur untergeordnet auf. Hier herrscht, besonders unter Wald, die Abspülung vor. Es ist die Zone mit nicht nur relativem, sondern auch absolut geringstem flächenhaftem Abtrag.

3. Die Grenze gegen die Außenzone mit vorherrschend Mergel und flächenmäßig bedeutenden Rutschungen ist weniger scharf, was damit zusammenhängt, daß die Mergelhorizonte allmählich mächtiger werden und – etwa als Folge weiter vorstoßender Geröllstränge – in verschiedener stratigraphischer Höhe auch verschieden

¹ ALB. HEIM 1919, Bd. 1, S. 420.

² Also parallel zum Hanggefälle.

³ Gurtberg, Schuttwald.

⁴ Chellenspitz.

mächtig sind. In dieser Zone war der Abtrag nicht nur glazial und periglazial außerordentlich intensiv, sondern auch heute noch, wobei dem menschlichen Einfluß durch Rodung eine besondere Stellung zukommt.

III Das glaziale Relief

Mehr noch als die Denudationsterrassen haben im Mittelland breite terrassenähnliche Verflachungen die Aufmerksamkeit auf sich gezogen. Das Studium der Zürichseeterrassen geht bis in die achtziger Jahre des letzten Jahrhunderts zurück, als ALB. HEIM und seine Schüler sich dieses Problems annahmen und in einer ganzen Reihe von Arbeiten den Nachweis für die fluviale Natur dieser Verebnungen zu erbringen versuchten¹. Zuletzt erschien die Dissertation von M. STEIN (1948) über das Glattal. Er bekannte sich ebenfalls zu dieser Auffassung und knüpfte wie ALB. HEIM weitreichende Schlußfolgerungen vor allem tektonischer Art daran.

Demgegenüber betonte J. FRÜH (1906, 1919) die Entstehung von Strukturformen in der Molasse durch selektive glaziale Erosion. Er gewann seine Ergebnisse vor allem im Bereich der gestörten Molasse. E. BRÜCKNER (1909) fällt das Verdienst zu, die wahre Natur seiner sog. «kleinen Terrassen» am Zürichsee in voller Schärfe erkannt zu haben. Aus der Übereinstimmung von Molassetektonik und Terrassenverlauf, der Tatsache, daß der Steilabfall an festere Gesteinsbänke – vor allem NF, aber auch Sandstein und Süßwasserkalk – gebunden ist, der Abnahme der Terrassenzahl mit dem Auskeilen widerständiger Schichten bei zunehmender Entfernung vom Gebirgsrand und der Abhängigkeit der Terrassenfläche vom Gesteinscharakter schließt er auf Schichtterrassen, entstanden durch glaziale Erosion. Ihm schloß sich in neuerer Zeit N. PAVONI (1953, 1955, 1957) an, welcher dieser Auffassung durch seine Bearbeitung der Geologie zwischen Albiskamm und Pfannenstil eine saubere Grundlage gab. Auch H. RINGGER, der die Terrassen erstmalig genau kartierte, hat sich von der Richtigkeit dieser Auffassung überzeugt. Auf eine andere Möglichkeit hat TH. ZINGG (1934) aufmerksam gemacht. Er faßt die meisten dieser Schichtterrassen als denudativ entstanden auf.

Es muß erstaunen, daß die Autoren sich bei der Abklärung dieser Fragen auf das Gebiet des Zürichsees und des Glattales beschränkt haben. Viel klarer lassen sich die Verhältnisse im Hörnlibergland erfassen, dessen höchste Teile als Nunataker über die Eismassen ragten. Hier finden wir neben- und übereinander Gebiete mit und ohne glaziale Erosion², hier haben wir ein Gebiet vor uns,

¹ A. WETTSTEIN 1885, ALB. HEIM 1891, 1894, 1919, A. AEPPLI 1894, E. GOGARTEN 1910.

² Der deutliche morphologische Gegensatz der glazial bearbeiteten, plumpen Molasseberge zur fluvial geformten Landschaft im Hörnlibergland war schon A. PENCK (1909), S. 412, aufgefallen.

welches auch heute in merkbarer Umbildung begriffen ist, so daß wir in der Lage sind, alt und jung voneinander zu scheiden.

Obwohl die Frage der Entstehung der Terrassen gelöst ist, möchte der Schreibende aus seinem Arbeitsgebiet noch einige Punkte beisteuern, abgesehen davon, daß das Studium dieser Frage auch von regionaler Bedeutung für die Unterscheidung der letzten beiden Vergletscherungen war. Die glaziale Natur der im folgenden beschriebenen Formen ist eindeutig, denn ihre Verbreitung stimmt mit den Grenzen der Vergletscherung genau überein.

a) Der Talboden

Wie schon betont, finden wir im Hörnlibergland besonders günstige Verhältnisse, welche es erlauben, die glazial überformten Gebiete klar herauszuarbeiten. Bereits ein Blick auf die Landeskarte 1:25 000, Bl. Hörnli, zeigt uns die landwirtschaftlich stärker erschlossenen Täler e der Wasserscheide Thur–Töß, wo das bewaldete Areal gegenüber jenen der obersten Tößarme, des Fuchslochbaches u. a., auffällig zurücktritt. Dies gilt in besonderem Maße für die würmzeitlich vergletscherten Gebiete etwa im Einzugsgebiet des Gonzenbaches um Dreien, Mühlrüti und Senis, für das Tal des Hörachbaches und die Umgebung von Kirchberg, Dietschwil und Oetwil. Zeigen die e Tributäre der Töß Täler mit V-förmigem Querprofil, die sich in größeren Tälern (Steinental) zu Kastentälern entwickeln können, so weitet sich hier der Talboden bis auf 150 m und geht dann sanft in die Hänge über.

In den oberen Talenden und den kleineren Seitentälern ist das Ausmaß der glazialen Überformung ganz verschieden. So haben das Eitobel, der Churzenegger Gonzenbach oberhalb Moos und das Tal des Rotener Gonzenbaches ihren fluvialen Charakter bewahren können. Das Tal gegen die Hulftegg dagegen zeigt noch sehr starken glazialen Einfluß, während das Erbachtal und die Täler von Bechtenwald und Tobelwald eine Zwischenstellung einnehmen. Diese Beispiele ließen sich vermehren. Abgesehen vom Abstand der Talenden von einer Diffuenz – für das obere Gonzenbachsystem bei Dreien – dürfte für das Verständnis folgendes wesentlich sein. Bei den zuerst genannten Tälern sinkt die Wasserscheide nirgends unter 1045 m (se Hirzegg), eine Höhe, die selbst der Rißgletscher nur knapp überschritten hat¹. An der Hulftegg liegt die Wasserscheide bei knapp 960 m, während in der Umrahmung des Tales von Tobelwald Paßlücken bis auf ca. 915 m und 890 m heruntergehen². Aus dieser Beziehung ergibt sich ohne weiteres, daß das Ausmaß glazialer Erosion hier in einfacher Abhängigkeit von der Bewegungsmöglichkeit einzelner Gletscherarme

¹ Tatsächlich zeigt diese Lokalität Spuren glazialer Überarbeitung.

² Auf die besonderen Verhältnisse in diesem Tal wird noch eingegangen.

stand¹. Da das Eis in den engen und kurzen Talenden bedeutende Höhenunterschiede zu überwinden hatte – im Tal von Hulftegg z. B. knapp 200 m bis zur Paßhöhe –, können wir daraus den Schluß ziehen, daß der Massenverlust durch Transfluenz nicht einfach durch Nachrücken oberflächennaher Gletscherteile kompensiert wurde, sondern auch die plastischeren, bodennahen Lagen dazu beitrugen.

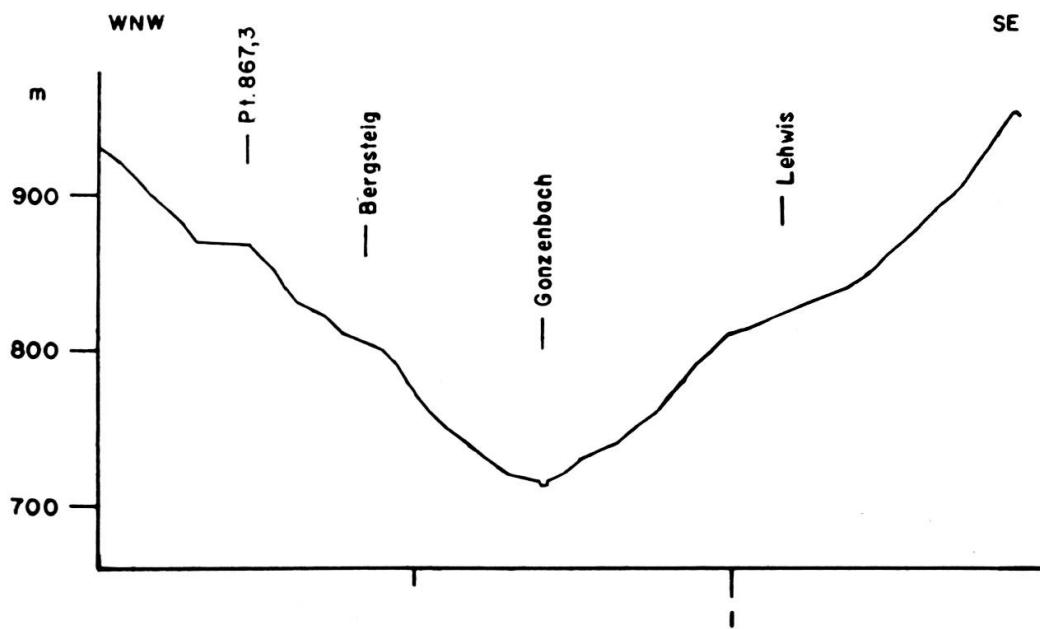


Abb. 9. Talquerprofil im oberen Gonzenbachtal bei Wisen. Glaziale Erosionsterrassen, besonders schön bei Pt. 867,3.

Zweifellos war die Höhe der zu überwindenden Wasserscheide entscheidend für die Geschwindigkeit des Gletschers. Doch drängt sich bei Betrachtung der obersten Talabschnitte von Gonzen- und Dietfurterbach noch eine zusätzliche Möglichkeit auf, welche die Geschwindigkeitsabnahme durch Verringerung der Schmelzwasserbildung an der Gletscherstirn zu erklären versucht. Bei einem mittleren Hanggefälle von ca. 30° und Höhendifferenzen von über 300 m zwischen Wasserscheide und Bachkerbe darf mit Schattenwirkung gerechnet werden. Da Gletscher und Talschlüsse eine Hohlform bildeten, muß zusätzlich bei Hochdrucklagen und kräftiger Ausstrahlung Bildung von Kaltluftseen angenommen werden. Besonders wirksam dürfte diese Kombination bei tiefer Gletscherfront gewesen sein. Bei wachsendem Gletscher verringerte sich die Differenz gegenüber der herrschenden Temperatur. Da sich jedoch

¹ Es sei darauf hingewiesen, daß die erwähnten Pässe nur rißzeitlich benutzt wurden mit Ausnahme des zuletzt genannten.

gleichzeitig die Schneegrenze¹ senkte, wurde die lokalklimatische Temperatursenkung durch die Wirkung der großräumigen Klimaverschlechterung ersetzt.

b) Die Hanggestaltung

Auch bei der Feststellung der Wirksamkeit glazialer Erosion auf die Hänge bietet ein Vergleich der Täler beiderseits der Wasserscheide Thur–Töß gute Möglichkeiten. In deutlichem Gegensatz zu den steilen und geraden Hängen der V-Täler, die lediglich – auf der Karte 1:25 000 nur vereinzelt erkennbar – durch schmale Denudationsterrassen getrepppt sind, zeigen die Seitentäler der Thur eine geringere Hangneigung², und zwar um so geringer, je stärker

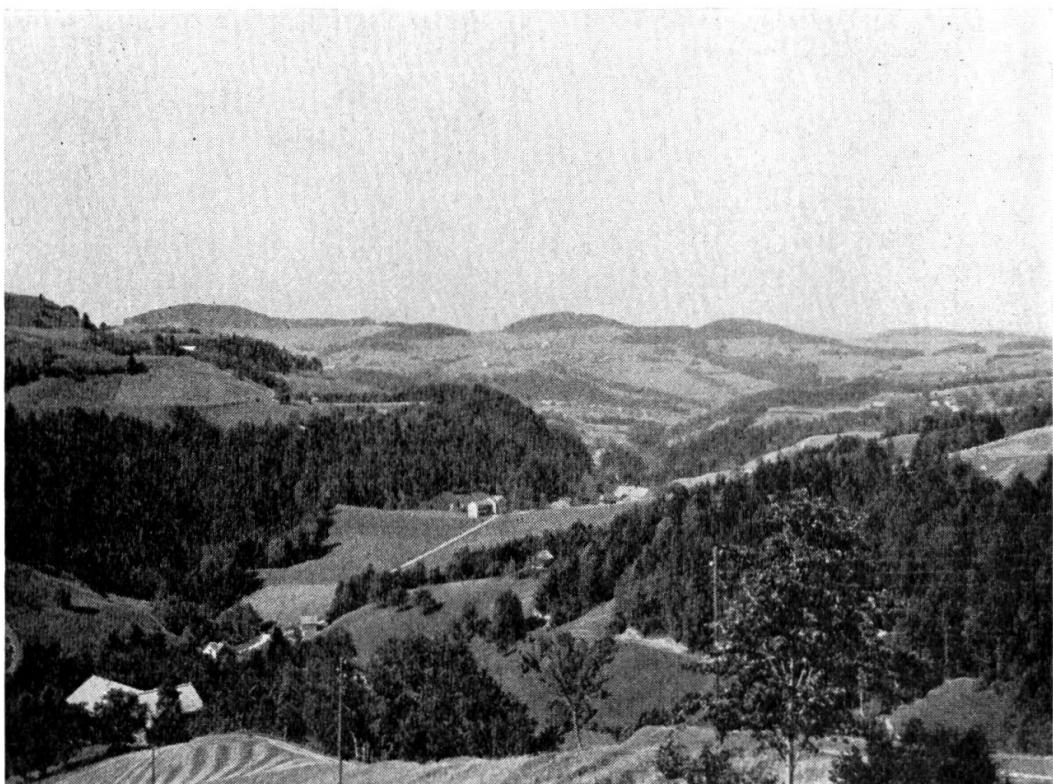


Abb. 10. Alter Talboden von Wisen. Links im Bild glaziale Erosionsterrassen.
26. VIII. 1961

glaziale Erosion war, je bessere Bewegungsmöglichkeiten also die Täler dem Gletscher boten. Das drückt sich auch in der geringeren Tiefe der Tobel aus.

Auffälliger aber sind die weitverbreiteten Flächen, welche die Hänge gliedern und die Wasserscheiden abstumpfen. Im Gegensatz

¹ Sie lag im Würmmaximum bei 1300 m (Schnebelhorn: 1292,7 m).

² Eine Ausnahme stellten die Täler des aufgerichteten Südrandes mit ihren steilen N-Hängen dar.

zu den Terrassen am Zürichsee und im Glattal, welche an verschiedene widerständige Schichten gebunden sind (BRÜCKNER 1909, N. PAVONI 1953), kann im Untersuchungsgebiet nur die NF als Terrassenträger verantwortlich gemacht werden, da durchgehende Sandsteinhorizonte fehlen.

Nordwestlich Mosnang breiten sich s des Gonzenbaches eine Anzahl von Flächen aus, von denen einzelne ein bedeutendes Ausmaß erreichen. So stößt e Fridlingen eine 150 m breite Fläche 300 m nordwärts vor, bei Haaggen treffen wir auf eine 230 m breite und 400 m lange Fläche. Vielfach sind sie auch kleiner, so am N-Hang des Rietholzbaches bei Stadel mit 100×50 m. Immer aber zeigen sie – im Gegensatz zu den schmalen, echten Denudationsterrassen – einen ausgesprochen plumpen Grundriß oder ragen, wie z.B. die 25 m breite und 100 m lange Verflachung von Pt. 905,0 nw Bodmen, gegen die Talmitte vor. Während die leistenförmigen Denudationsterrassen sich weithin, oft über mehrere Kilometer verfolgen lassen und bei ungestörter Entwicklung und optimalen Bedingungen ein getreues Abbild der verborgenen Molassestruktur ergeben, zeigen diese Terrassen ein sprunghaftes Auf und Ab, wie es auch N. PAVONI (1953) von den Zürichseeterrassen beschrieben hat¹. Wohl lassen sich ausnahmsweise Flächen über eine kurze Strecke zu einem «Niveau» verbinden – nnw Wisen von Bergsteig bis Ebni in ca. 800 m –, niemals aber kann man sie als Talbodenreste auffassen. Dagegen sprechen nicht nur die unzähligen Niveaus, für die wir sonst im Alpenvorland keine Äquivalente finden, und die selten möglichen Niveauverbindungen, sondern entscheidend fällt ins Gewicht, daß diese Flächen auf den Bereich der Vergletscherung beschränkt sind. Es wäre ohne weiteres möglich, einzelne Niveaus mit solchen des Alpenvorlandes zu verbinden. Es stehen genügend zur Verfügung. Was aber geschieht mit den Zwischen niveaus? Und warum haben sich ausgerechnet in einem Gebiet so intensiver Abtragung derartig viele Talbodenreste erhalten?

Im Zusammenhang mit den Zürichseeterrassen argumentierte E. BRÜCKNER (1909) mit dem Hinweis auf das sukzessive Aussetzen nordwärts. Dasselbe gilt auch für das e Hörnlibergland. Zwar treten z. B. noch bei Littenheid (Rooset, Ebnet Pt. 645) oder w Selmatten (Ebni) Flächen auf, sie sind aber viel seltener und erreichen nicht die Größe der zuvor beschriebenen. Das hängt wohl damit zusammen, daß die flächentragende Schicht weniger mächtig ist. Was für die Abfolge S–N gilt, darf prinzipiell auch bei der Verfolgung der Flächenbildungen quer zum Hörnlischuttfächer gelten. Auch die im e Glattal gegenüber der Pfannenstilseite höheren Terrassen (M. STEIN 1948) könnten auf Grund der bei der Sedimenta-

¹ Die Unterschiede gegenüber Denudationsterrassen sind so deutlich, daß wir TH. ZINGG 1934 bei seiner Interpretation nicht folgen können.

tion eines Schwemmkegels auftretenden perikinalen Schichtung zwanglos erklärt werden unter der Voraussetzung gleichen Alters der terrassentragenden Molassehorizonte.

Verfolgt man die Wasserscheiden z. B. vom Schnebelhorn aus in Richtung über die Hirzegg, den Roten und die Hulftegg hinaus oder vom gleichen Ausgangspunkt zwischen Dietfurter- und Gonzenbach gegen Bütschwil, so ist das Ergebnis in beiden Fällen gleich. Zunächst wandern wir ca. 5 km auf einem scharfen Grat, steil fallen die Hänge zu beiden Seiten ab, und nur an wenigen Stellen senkt sich die Wasserscheide zu breiteren Transfluenzpassen, so an der Hirzegg und bei Hinter- und Vorderrachlis. Plötzlich ändert sich der morphologische Charakter. Zunächst senkt sich die Wasserscheide, die Gratform verschwindet und macht Verflachungen Platz. Sie können breit und an den Rändern gerundet sein, wie an der Hulftegg, wo die durch konkave Abschnitte gegliederten Grundrisse zeigen, daß die rückschreitende Denudation der Tobelschlüsse die Verflachungen bereits aufzuzechren beginnen. Sie können aber auch als fast ideale Flächen verwirklicht sein und mit scharfer, gerader Kante hinziehen. Eine der schönsten Flächen ist die von Bernetschwand in 970 m, welche bei einer Breite von 40 bis 90 m auf 650 m die Scheide zwischen Bütschwiler Dorfbach und Taabach bildet. Treppenartig wurde die Wasserscheide zwischen Taa- und Dietfurterbach zerlegt. Der Gletscher räumte also bevorzugt jene Stellen ab, welche ihm infolge ihrer Schmalheit den geringsten Widerstand boten. Die Wasserscheiden wurden gleichsam gekappt. Tatsächlich ergibt ein genaueres Studium, daß die Flächenbildung fast ausschließlich an die Wasserscheiden jeden Grades gebunden ist, wobei jene die besten Voraussetzungen bildeten, welche quer zur Gletscherbewegung standen. Sehr schön werden diese Beobachtungen im inneren Bergland bestätigt, wo der obere Teil von Tobelwasserscheiden entfernt wurde, während der flächentragende Sockel erhalten blieb. Gute Beispiele trifft man 300 m ese Fürschwand in 800 m, ferner 500 m nw Libingen in 955 m.

Das Querprofil dieser Täler gleicht jenem alpiner Trogtäler mit Trogschultern. Unterschiede sind vorhanden, sie sind aber strukturell bedingt. Die fluvial bestimmte Hanggestaltung, welche für die Lage der Flächen im e Hörnlibergland verantwortlich ist – der petrographisch-stratigraphische Charakter hat nur modifizierenden Einfluß –, ist in den Alpen gleich. Ein Gletscher, der ein Alpental durchströmt, wird also den schmalen Grat der Nebenwasserscheiden im Sinne A. PENCKS abräumen, die Hänge des Haupttales als Begrenzung des massiven Sockels schonen.

Talauf treten die Flächen immer mehr zurück und verschwinden vollständig, bevor das Ende glazialen Einflusses erreicht wird. Das hängt einmal mit dem steilen Gefälle der Gletscherstirn zusammen, so daß der Gletscherrand bald unter die «flächenbereite» Hang-

zone sinkt, zum anderen aber mit dem zuvor behandelten Problem der Bewegungsmöglichkeit des Gletschers.

Die strenge Anpassung des glazialen Reliefs an das geologische Substrat¹ beweist die Fähigkeit des Gletschers, selektiv zu arbeiten. Die Morphologie legt zwei Möglichkeiten nahe: glaziale Flächenerosion, also Abdeckung von oben herab, und glaziale Seitenerosion, d. h. hier in erster Linie Abschrämmen der Schichtköpfe.

Treppenartige Absätze können nicht nur aus schmalen Spornen herauspräpariert werden, sondern auch aus den Hängen ganzer Bergrücken. Sie sind dann schmal bei relativ großer Länge. Wir finden solche sowohl in der horizontalen Molasse (sw Dottingen) als auch im Bereich der aufgerichteten (beiderseits Lichtensteig) und der subalpinen Molasse (rechte Talseite zwischen Neu St. Johann und Krummenau). Diese Stellen liegen dort, wo der Thurgletscher besonders kräftig arbeiten konnte. Aber auch Spornentreppen und Absätze lassen sich mit Flächenerosion allein nicht erklären, denn die Breite der Terrassen wäre dann exakt abhängig vom Sporngefälle. Das ist aber nicht der Fall, vielmehr folgt jeder Terrassenfläche ein Abfall, der mehrere widerständige Horizonte umfaßt, von welchen der eine oder andere in unmittelbarer Nachbarschaft Flächen tragen kann (vgl. Terrassentreppen von Haaggen).

Trotzdem reicht diese Erklärung für die Mehrzahl der Flächen nicht aus. Das gilt besonders für die großen Verflachungen, die ja auch an einen einzigen Horizont gebunden sind. Die Bevorzugung schmaler Sporne und Wasserscheiden, welche quer zur Bewegungsrichtung stehen, wäre bei alleinigem Angriff auf die Schichtköpfe unverständlich, müßte man doch dann eine viel ausgeprägtere Treppung zur Talmitte hin erwarten. Ebenso unerklärlich wäre das Vorkommen isolierter Erhebungen auf den Flächen in der Nähe des talseitigen Abfalls, wie es besonders schön der kleine Buckel Pt. 971,6 (Bernetschwand) demonstriert. Als besonders wichtigen Hinweis sehe ich den welligen Charakter vieler Flächen an, denn diese Störungen waren zweifellos akzentuierter und wurden erst nach Aufhören der gestaltenden Kräfte allmählich denudativ ausgeglichen. Diese Flächen waren also im Stadium der Abdeckung, als der Gletscher sich anschickte, sie wieder freizugeben. Die Detraktion war dabei begünstigt durch Sandsteinlinsen, die oberflächenparallel die NF durchsetzen und den Zusammenhalt vermindern. Bei der geringen Verkittung der mittelländischen NF zerbrachen die Blöcke vermutlich beim Herausstemmen oder wurden beim Transport zerdrückt. Beim Freiwerden der Flächen zerfielen dann Reste durch Frostspaltung. Tatsächlich sind NF-Blöcke der mittelländischen Molasse ungewöhnlich selten. Bei der Behandlung der Denudation im Bereich der aufgerichteten Molasse hatten wir

¹ Mit vollem Recht darf man von einem glazialen Strukturrelief sprechen.

auf die Bedeutung der Schlipfe aufmerksam gemacht. Es fragt sich, ob nicht kleinere Flächen durch Abgleiten ganzer Schichtpakete über Mergel¹ zustande gekommen seien, und zwar auch in der horizontalen Molasse.

Wenn hier Flächen- und Seitenerosion so scharf voneinander getrennt wurden, so soll damit nicht der Eindruck erweckt werden, als würden sie auch tatsächlich unabhängig arbeiten. Immerhin deuten die Befunde an, daß Seitenerosion an Stellen größerer Durchflußgeschwindigkeit begünstigt ist. Das legt einen Gedanken nahe, den P. HÖLLERMANN (1959) ausgesprochen hat, nämlich verstärkte Erosionskraft des Gletschers beim Vorrücken infolge starrer Blockbewegung, womit die Seitenerosion besonders intensiv wirken kann.

¹ Das ist auch eine Frage der Gleitfähigkeit bei Dauerfrost.