

Eiszeitalter u. Gegenwart	29	35—48 6 Abb., 3 Tab.	Hannover 1979
---------------------------	----	-------------------------	---------------

Glazial übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen

Ergebnisse glazialgeologischer, hydrologischer und geophysikalischer Untersuchungen

KLAUS-PETER SEILER *)

Continental Quaternary, glacier, glacial erosion, glacial valley (overdeepening), glacial sedimentation, moraine, clay, drainage pattern, seismic method, German Alps, Bavaria

Kurzfassung: In den Tälern der Bayerischen Alpen treten abschnittsweise glaziale Längsübertiefungen auf. Diese Übertiefungen sind an Gesteine gebunden, die von Natur aus leicht erodierbar sind; sie treten aber auch in schwer erodierbaren Gesteinen auf, wenn sie intensiv zerklüftet sind und wenn diese Klüftzonen durch die wiederholte Be- und Entlastung des Gebirges im Zuge des wiederholten Vor- und Zurückweichens der Gletscher aufgelockert wurden. Die glaziale Übertiefung beträgt sehr häufig 200 bis 300 m ab heutiger Talhöhe. Wo es zusätzlich zu einer Vereinigung zweier Gletscherströme kam, liegen höhere Übertiefungsbeträge vor. Den Abschluß der Übertiefung bilden Schwellen, die teilweise aus der Talfläche herausragen, teilweise in 150 m unter Flur liegen. Die Talübertiefung scheint rißeiszeitlich ihr größtes Ausmaß erlangt zu haben. Die Talfüllung besteht ganz überwiegend aus wenig wasserwegsamem Lockergesteinen, wie Tonen und Moränen mit hohem Feinkornanteil; sie setzt sich in großflächiger Verbreitung wohl nur aus riß- und würmeiszeitlichen Anteilen zusammen.

[Glacial Overdeepening in Valleys of Bavarian Alps. Results of Glaciological, Hydrological and Geophysical Researchs.]

Abstract: In parts of the Bavarian Alps there exists glacial overdeepening along valley axes. This overdeepening is bound on soft rocks; it also can be found in hard rocks with intensive jointing, if loading and unloading of these rocks with repeated advances and retreats of glaciers caused a disaggregation of fissured zones. Glacial overdeepening is mostly about 200 to 300 m related to valley floor; if there is additionally a confluence of two glaciers overdeepening is higher. The ridges at the end of overdeepened parts of a valley are near valley floor up to a depth of 150 m. Glacial overdeepening was the highest during Riss-glaciation. The valley fill mainly consists of less permeable rocks like clay and very fine grained moraines; in areal range the valley fill was built up in Riss- and Würm-time.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Problemstellung
3. Orte der Talübertiefung
4. Die Übertiefung
 - 4.1. Das Ausmaß der Übertiefung
 - 4.2. Die Schwellen am Ausgang von übertieften Talabschnitten
5. Die Klüftigkeit und die Erodierbarkeit des Gesteins
6. Quartäre Sedimentabfolgen
7. Schriftenverzeichnis

1. Einleitung

Talübertiefungen entstehen dort, wo die Tiefenentwicklung des Haupttales rascher erfolgt als jene des Nebentales, also Höhenunterschiede entstehen, die das Nebental bei seiner Mündung in zwei Gefällsknicken seiner Bachsohle überwinden muß. Talübertiefun-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K.-P. Seiler, Institut für Radiohydrometrie der Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH, Ingolstädter Landstr. 1, 8042 Neuherberg.

gen liegen aber auch längs der Talachse vor, d. h. die Talsohle weist abschnittsweise rückläufige Gefälle auf. Beide Formen der Talübertiefung sind in den Bayerischen Alpen gehäuft an Täler gebunden, durch die die pleistozänen Eisströme wiederholt ins Alpenvorland hinausquollen.

Für eine tektonische Deutung dieser beiden Formen der Talübertiefung müßte man eine Hebung und eine örtlich unterschiedliche Senkung fordern. Die Hebung hätte den Einschnitt der Haupttäler bewirkt, die Senkung hätte verursacht, daß die Kiesmächtigkeiten in gewissen Abschnitten der Alpentäler größer sind als im Vorland (RICHTER 1948).

Im folgenden soll nur auf das Problem der Tallängsübertiefung eingegangen werden. Am Ein- und Ausgang solcher Ausformungen tritt Festgestein sichtbar zutage oder steht als Schwelle oberflächennah unter einer Kiesbedeckung an; im Zentrum reicht das Festgestein sehr tief unter die heutige Talhöhe hinab.

2. Problemstellung

KNAUER (1952) und WILHELM (1961) haben gezeigt, daß zwischen Alpen und Alpenvorland keine markanten Störungen pleistozäner und präpleistozäner Flußgefälle auftreten. Diese Feststellungen basieren in den Bayerischen Alpen auf der Höhenlage der Erosionsbasis über Festgesteinsschwellen am Ausgang übertiefer Talabschnitte bzw. auf morphologischen Elementen über dem heutigen Talniveau. Demnach sind differenzierte tektonische Auf- und Abwärtsbewegungen im Pleistozän unwahrscheinlich; dies schließt langsame, tektonische Großbewegungen (WEHRLI 1928) nicht aus.

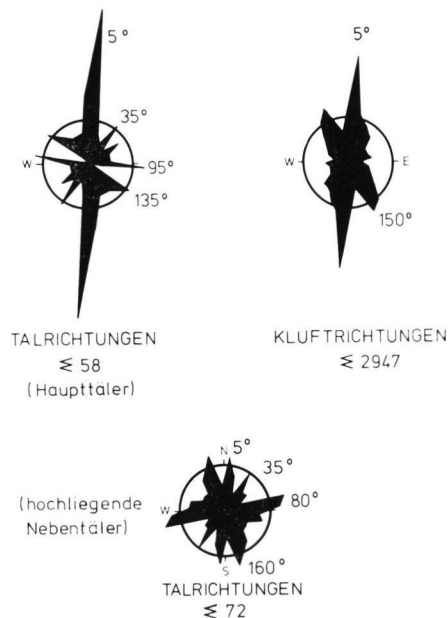


Abb. 1: Richtungsrose von Tälern mit ehemals großer (Haupttäler) und geringmächtiger Eisüberdeckung (hochliegende Nebentäler) und Kluftrose aller eingemessenen Kluftrichtungen in den Bayerischen Alpen. Kreisradius 10 %.

Die eigenen Arbeiten zeigen, daß die Eisstromtäler gleich verlaufen wie die Hauptkluftrichtungen (Abb. 1) und wie das generell E—W-gerichtete Schichtstreichen. Stellt man diesem Ergebnis die Talrichtungrose von mindestens 1 km langen Entwässerungssystemen gegenüber, für die keine große Eisbedeckung bekannt ist, aber eine vergleichbare Gesteinsausbildung wie in den Eisstromtälern besteht, so wird eine wesentlich unschärfere Beziehung zur Klüftigkeit sichtbar; es bleibt jedoch ein paralleler Verlauf zwischen den Tälern und dem E—W-gerichteten Schichtstreifen. Hier nun erscheint die Feststellung LEVY's (1922) interessant, wonach die Talsysteme der Nördlichen Kalkalpen präglazial stärker E—W-ausgerichtet gewesen sein sollen als sie es heute sind. Trifft dies zu, so hätte die glaziale Exaration tektonische Trennflächen in geologisch kurzer Zeit wirkungsvoller skulptiert als es die fluviatile Erosion vermochte.

Soll diese Arbeitshypothese erhärtet werden, so gilt es darzulegen, wo glaziale Längsübertiefungen auftreten, welche Beziehungen sie zum Eisstromnetz, zum Gesteinsaufbau und zur Tektonik aufweisen, welche Übertiefungsbeträge für sie vorliegen und schließlich welchen generellen Aufbau die Lockergesteinsfüllung in solchen Talabschnitten aufzuweisen hat. Es wird also hier das Problem der Exaration aus der Sicht der Erodierbarkeit des Gesteins, nicht aus der Sicht des Gleitvorganges des Eises entlang seiner Sohlschicht angesprochen.

3. Orte der Talübertiefung

Hydrogeologische Untersuchungen zum Wasserhaushalt einerseits und zum Isotopengehalt von Talquellen andererseits ermöglichen es gemeinsam mit geologischen Aufnahmen, übertiefte Talabschnitte abzugrenzen. Über Schwellen entspricht die Unterschiedshöhe aus Gebietsniederschlag und Oberflächenabfluß weitgehend der mittleren Gebietsverdunstung (SEILER 1977a); dies zeigt an, daß im Untergrund nur eine sehr kleine Durchflußfläche im gut durchlässigen Lockergestein vorhanden sein kann (die Durchlässigkeit des Festgesteins ist um zwei bis drei Größenordnungen kleiner als jene im Lockergestein). Im Zentrum der Talübertiefungen ergeben sich hingegen zu große Unterschiedshöhen, da in ihr sowohl die Verdunstungshöhe als auch eine unterirdische Abflußhöhe enthalten sind. Der Beitrag der Isotopenuntersuchungen liegt darin, in aufeinanderfolgenden Talquellen zunehmend älteres Grundwasser nachzuweisen, wenn man sich aus dem Zentrum der Talübertiefung stromabwärts in Richtung auf die Schwellenregion zubewegt. Dieser Sachverhalt zeigt, daß stromabwärts tiefes Grundwasser mit hoher Verweilzeit im Untergrund aufsteigt und zutagetritt (SEILER 1977b); dies liegt in der Geometrie des Grundwasserkörpers begründet und wird auch von der Verteilung grob- und feinkörniger Lockersedimente in den Tälern ausgelöst. Ein besonders anschauliches Beispiel hierzu hat das Loisachtal im Raum Oberau—Eschenlohe geliefert (SEILER 1977b).

Übertiefte Talabschnitte sind auch aus refraktionsseismischen Untersuchungen bekannt. Solche Untersuchungen haben sich in der Vergangenheit jedoch überwiegend auf den Mittelabschnitt der Talübertiefungen beschränkt. Eigene refraktionsseismische Untersuchungen haben sich dagegen auf die Schwellenregionen am Ende von Übertiefungen konzentriert (SEILER 1977b). Ein solches Beispiel zeigt Abb. 2 für das Eschenloher Moos, Raum Ohlstadt; die wenigen Flysch-Kögel, die dort auftreten, stellen sich als sichtbare Spitzen einer verdeckten und wenig tiefgelegenen Festgesteinsschwelle aus Kieselkalken in den Zementmergeln dar.

Mit Hilfe all dieser Untersuchungsergebnisse einschließlich geologischer Aufnahmen wurden in Abb. 3 übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen ohne Anspruch auf Vollständigkeit dargestellt. In diesen Talabschnitten treten z. T. heute noch Seen auf (z. B. Kochelsee), oder es zeigen Moore einen verlandeten See an (z. B. Murnauer Moos). Diese

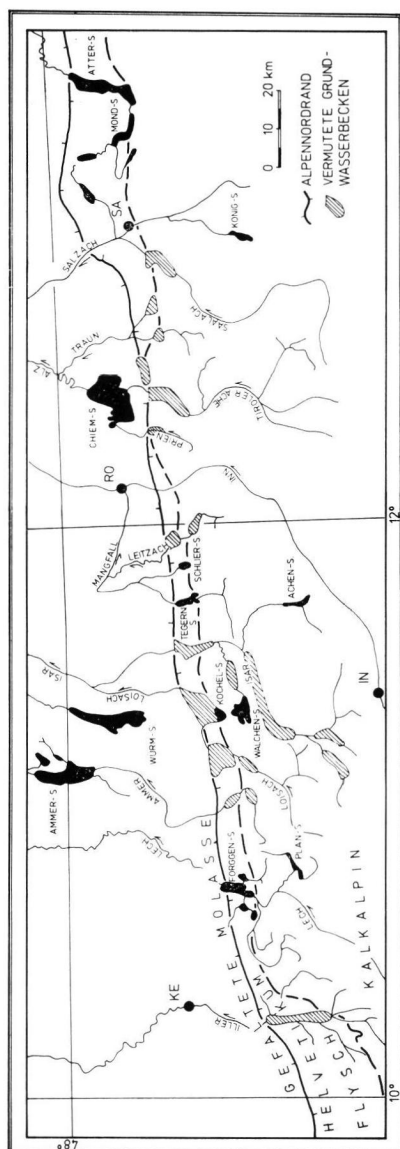


Abb. 3: Die Orte besonders ausgeprägter glazialer Längsübertiefung in den Bayerischen Alpen sind gleichzeitig die Orte für Grundwasserbecken (schraffiert) oder Seen (schwarzflächig). Die Darstellung erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit; sie ist das Ergebnis geologischer, hydrologischer und geophysikalischer Untersuchungen.

KE = Kempten, RO = Rosenheim, SA = Salzburg, IN = Innsbruck.

In der kalkalpinen Randzone, im Flysch und im Helvetikum waren Seiten- und Tiefenerosion des Gletschers offensichtlich gleichbedeutend wirksam geworden und schufen breite Talebenen. Es haben jedoch dekametermächtige Hartgesteine, wie die Kieselkalke in den Zementmergeln oder wie die Schrattenkalke die Exaration behindert, so daß diese Hartgesteine im Untergrund eine Schwelle bilden, die örtlich in Kögeln zutage tritt.

Im Kalkalpin ging die Exaration vor allem in die Tiefe und es entstanden gestreckte Talebenen. Wo sie in leicht erodierbaren Schichten, die oberflächlich austreichen, wirksam wurde, kann an der Oberfläche eine kräftige Seitenerosion aus Talausbuchtungen abgelesen werden (z. B. Talbucht bei Oberau/Loisachtal, Talbucht bei Wallgau/Isartal, Talbucht bei Geitau/Leitzachtal).

Stets treten in übertieften Talabschnitten im Kalkalpin neben schwer erodierbaren Gesteinen auch leicht erodierbare Gesteine auf. Diese leicht erodierbaren Gesteine sind einmal am Eingang (Wallgau-Fall/Isartal), einmal am Ausgang des übertieften Talabschnittes (Garmisch-Eschenlohe/Loisachtal, Bayrischzell-Geitau/Leitzachtal) zu finden.

Vereinzelt findet man im Kalkalpin und viel seltener in der kalkalpinen Randzone, im Flysch oder im Helvetikum glaziale Übertiefungen im Anschluß an den Zusammenfluß von zwei Eisströmen (Abb. 4). Die Exaration kann sich also in den Bayerischen Alpen primär nicht als die Folge eines Raumproblems im Zuge der Vereinigung von zwei Gletschern darstellen, sondern sie muß mit der Erodierbarkeit des Gesteins zusammenhängen; sekundär kann jedoch das Ausmaß der Exaration durch den Zusammenfluß von zwei Eisströmen verstärkt werden (Kap. 4).

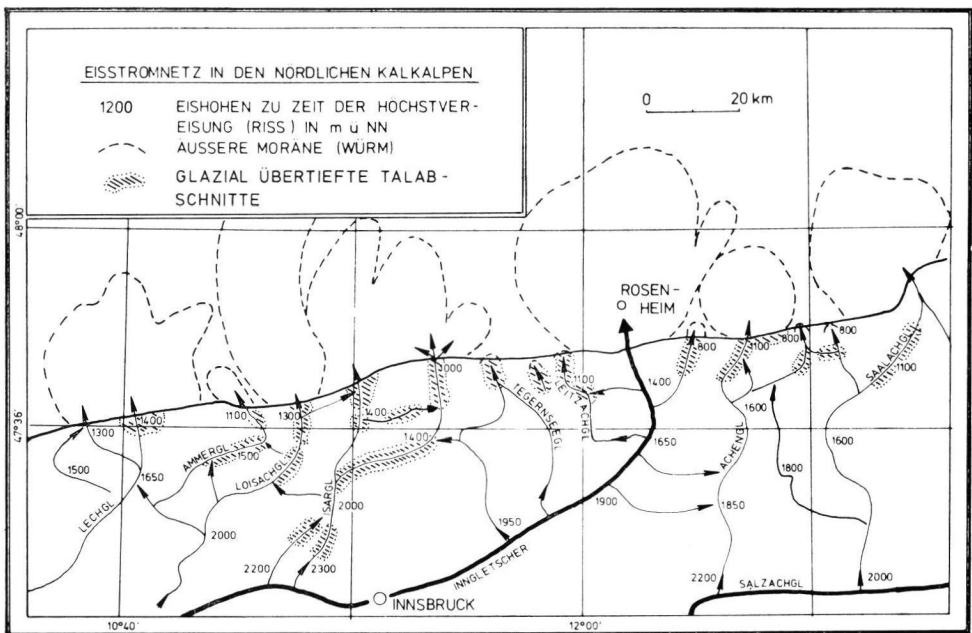


Abb. 4: Eisstromnetz in den nördlichen Kalkalpen mit Angaben zur Höhe der Eisoberfläche (in m ü. NN) bei Eishöchststand (Rißzeit). Zusammengestellt nach Literaturangaben.

Glaziale Übertiefungen treten verbreitet in leicht erodierbaren Gesteinen (Tone, dünnbankige Kalksteine u. a.) auf. Schwer erodierbare Gesteine (massige und undeutlich schichtige bis dickbankige Kalksteine u. a.) werden vom fließenden Eis jedoch einmal überflossen und ein anderes Mal ausgeräumt. Daher kann auch aus dem bisherigen Datenmaterial keine Regelmäßigkeit für die Orte und die Tiefenlage von Schwellen am Anfang und am Ende glazialer Übertiefungen abgeleitet werden. Es stellt sich die Frage: wie erhalten schwer erodierbare Gesteine ihre Anfälligkeit für eine bedeutende Ausräumung durch das fließende Eis? Bevor diese Frage angegangen wird, soll noch auf das Ausmaß der glazialen Übertiefung eingegangen werden.

4. Die Übertiefung

4.1. Das Ausmaß der Übertiefung

VON KLEBELSBERG (1913, 1914, 1935), EBERS (1939), GANSS (1967) und EROL (1968) geben für verschiedene Eisstromtäler den Höhenverlauf der Eisüberdeckung zur Zeit der Höchstvereisung, der Rißeiszeit, an. Die Neigung der Gletscheroberfläche betrug demnach zwischen 1 ‰ und 7 ‰.

Unter der Annahme,

- daß das Eisvolumen in ausgedehnten Abschnitten der Eisstromtäler konstant ist, d. h. weder Zu- noch Abflüsse, noch bedeutende Dichteveränderungen auftreten,
- daß die Neigung der Gletscheroberfläche Ausdruck der Gletscherbewegung ist,
- daß die Eisbewegung an der Sohle und der Oberfläche des Eisstromes in wenig veränderlichem Verhältnis zueinander stehen und
- daß die Stromliniendichte im Eisstrom als statistisch homogen angenommen werden darf,

kann im Wege eines Massenvergleichs unter Berücksichtigung der Eisbewegung zwischen Gebieten bekannten und solchen unbekannten Eisvolumens, aber bekannter Breite des U-Tales, ein roher Wert für die Tiefe der Erosionsbasis des Gletschers errechnet werden (SEILER 1977b). Da hier nur kleine Veränderungen der Bewegungsgröße des Eises betrachtet werden, kann die Glen'sche Bewegungsgleichung durch eine lineare Proportionalität zwischen Bewegungsgröße und Schubspannung angenähert werden.

Die Ergebnisse dieser Berechnungen zeigt Tab. 1. Demnach lag die Erosionsbasis des Reißgletschers durchschnittlich 200 bis 300 m tief unter der heutigen Talhöhe. Zu einem ähnlichen Wert kommt BRANDECKER (1974) mit 250 m für die Salzburger Bucht. Lediglich im Loisachtal treten größere Tiefen auf (s. u.). Vergleicht man diese Rechenergebnisse zur Tiefenlage der Erosionsbasis mit den Ergebnissen der Refraktionsseismik zur Tiefenlage der Festgesteinsoberfläche, so zeigt sich ein hohes Maß an Übereinstimmung zwischen diesen unterschiedlich ermittelten Werten (Tab. 1); dies läßt den Schluß zu, daß die Reißvereisung in den Bayerischen Alpen die tiefste Ausräumung bewirkte oder, daß sie die gleiche Erosionsbasis erreichte wie eine vorangegangene starke Vereisung.

Gebiet	Vergleichsgebiet	mittlere Mächtigkeit (m) der Talverfüllung nach	
		Eismassenvergleich	Refraktionsseismik
<u>Ammertal</u>			
Raum Graswang	Oberammergau	270	-
<u>Loisachtal</u>			
Raum Oberau	Staffelsee	550	450-550
Eschenloher Moos	Staffelsee	200	250
Murnauer Moos	Staffelsee	50	60
<u>Isartal</u>			
Wallgau-Vorderriß	Sylvenstein	210	-
Lenggries	Sylvenstein	300	300
<u>Achental</u>			
Schleching	Marquartstein	300	-
Unterwössen	Marquartstein	200	-

Tab. 1: Die Mächtigkeit der Talverfüllung gerechnet ab heutiger Talhöhe. Ergebnisse aus einem Massenvergleich des Eises und aus der Refraktionsseismik (REICH 1954, 1960).

Die Frage, ob ein Grenzwert für die Mächtigkeit der heutigen Talverfüllung besteht, der nur ausnahmsweise überschritten wird, kann mit der vorliegenden Datenmenge noch nicht belegt werden. Diese Feststellung wäre jedoch interessant, da ein solcher Grenzwert nicht durch die Geologie, sondern durch den Gleitvorgang des Eises bedingt wäre.

Die starke Austiefung des Loisachtales im Raum Garmisch—Eschenlohe hat zwei Ursachen. Einmal fand eine Talausträumung wie überall an geeigneten Orten statt und darüber hinaus bewirkte die Einmündung eines Seitenastes des Isargletschers in den Loisachgletscher bei Garmisch eine zusätzliche, verstärkte Austräumung (HAEFELI 1968).

4.2. Die Schwellen am Ausgang von übertieften Talabschnitten

Die Talübertiefung kann auch auf die Höhenlage der heutigen Festgesteinsschwellen am Ausgang übertiefer Talabschnitte bezogen werden. Man erhält damit zwar nicht das Ausmaß der Exaration, wohl aber eine Vorstellung über verbliebene Höhenunterschiede.

Talabschnitt	Schwelle bei	Tiefe der Exaration (m u.Fl.)		Differenz aus 3 und 4
		im Zentrum	über der Schwelle	
1	2	3	4	5
<u>Ammertal</u>				
Raum Graswang	Ettal	270	130	140
<u>Loisachtal</u>				
Raum Oberau	Eschenlohe	550	80	470
<u>Isartal</u>				
Wallgau-Vorderriß	Sylvenstein	210	100	110
<u>Achental</u>				
Unterwössen	Marquartstein	200	10-50	150-190

Tab. 2: Das Ausmaß der quartären Talübertiefung bezogen auf die Festgesteinsoberkante am Ausgang übertiefer Talabschnitte.

Tab. 2 faßt die verfügbaren Ergebnisse zusammen. Eine wenig variable Höhendifferenz zwischen Schwellenregion und übertieftem Talabschnitt muß durch weitere Wertepaare überprüft werden. Es bleibt die Frage, ob die Schwellen unter der Talfläche nicht von schwer auffindbaren Schluchten durchzogen sind. Solche Schluchten sind von der Ettaler Schwelle bzw. von der Sylvenstein-Schwelle her bekannt. In beiden Fällen reicht der Boden der Schlucht nicht hinab bis zur Erosionsbasis im oberstromig gelegenen, übertieften Talabschnitt. Die Basis der Ammer-Schlucht bei Ettal liegt über dem Loisachtal und fügt sich problemlos mit den Mündungshöhen der übrigen Loisach-Nebentäler zu einer Gefällslinie zusammen, die topographisch höher liegt als die heutige Talhöhe und ein ausgeglichenes Gefälle anzeigt. Die Höhe des Bodens der Schlucht in der Sylvenstein-Enge liegt ebenfalls topographisch höher als der oberstromig gelegene übertiefte Talabschnitt im Isartal; ihre Höhe hat KNAUER (1952) mit entsprechenden Erosionsniveaus im Vorland zu einem ausgeglichenen Flußgefälle zusammenfügen können.

Ob diese beiden Beispiele singuläre oder allgemeine Aussagen erlauben, bleibt offen. Eine Vielzahl an Detailbeobachtungen vor allem die Tatsache, daß fast alle glazial übertieften Talabschnitte überwiegend mit undurchlässigen Lockergesteinen wie Tonen oder schlecht ausgeschlammten Rückzugsmoränen verfüllt sind (s. Kap. 6), sprechen dafür, daß

der Erosionsbasis des Eises eine entsprechend tiefe Erosionsbasis im Alpenvorland gefehlt haben muß. Ohne diese tiefe Erosionsbasis im Vorland kann aber auch keine fluviatile Erosion die Schwellenregionen nachträglich schluchtenartig eingetieft haben. Ich vermute daher, daß verdeckte Schluchten in Schwellen die Ausnahme darstellen und daß die wenigen Schluchten überwiegend nach der Exaration entstanden sind.

5. Die Klüftigkeit und die Erodierbarkeit des Gesteins

Tektonische Trennflächen und die Eisstromtäler verlaufen parallel zueinander. In diesen Eisstromtälern treten glazial übertiefte Talabschnitte auch in Gesteinen auf, die andernorts Schwellen bilden. Es liegt daher nahe, nach der Rolle der tektonischen Trennflächen für die Auflockerung des Gesteinsverbandes als Voraussetzung für eine wirkungsvolle Exaration zu fragen.

Tektonische Trennflächen treten eng geschart in Zerrüttungszonen auf und bilden hier i. allg. eine Vorstufe zu oder eine Begleiterscheinung von tektonischen Störungen. Zerrüttungszonen sind jedoch nicht gleichbedeutend mit einer Zone aufgelockerten Gesteinsverbandes. Für den saxonischen Bereich haben SNOW (1968), KELLER (1969) und SEILER (1969) gezeigt, daß diese Auflockerung des Gesteinsverbandes auf oberflächennahe Gesteinsbereiche beschränkt ist (einige Dekameter ab Gelände) und von der Gebirgsentlastung im Zuge von Abtragungsvorgängen und/oder durch eine tiefgreifende Verwitterung des Gesteins verursacht wird. Im Alpenraum spielt zusätzlich noch die wiederholte Be- und Entlastung des Gesteins (MÜLLER 1969) durch die vor- und zurückweichenden Eisströme für die Gefügauflockerung eine Rolle. Der Nachweis für eine solche Gefügauflockerung kann über Messungen der Kluftweiten und -abstände und über seismische Geschwindigkeitswerte im Tal- und im Talrandbereich erbracht werden. Damit ist jedoch noch nichts über ihre Ursache ausgesagt.

Messungen der Kluftweiten und -abstände ergaben z. B. für das unmittelbare Vorland des Vernagtgletschers, das von keinen vergleichbaren Eismassen überdeckt war wie die Eisstromtäler der Bayerischen Alpen, bereits eine stärkere Gefügauflockerung an der Talsohle als an den Talflanken. Dies drückt sich in fünffach höheren Werten der Gebietsdurchlässigkeit (SEILER 1977b) auf der Talsohle im Vergleich zu jener an den Talflanken aus.

Die seismischen Longitudinalgeschwindigkeiten im karbonatischen Festgestein betragen nach großseismischen Messungen 5,0 bis 5,5 km/s. Mit Lockergesteinsbedeckung zeigt jedoch das gleiche Festgestein im Bereich seiner Oberfläche Geschwindigkeitswerte zwischen 2,5 und 5,5 km/s mit einem Häufigkeitsmaximum bei 3,0 bis 4,0 km/s. Diese niedrigen Geschwindigkeitswerte zeigen eine Gefügauflockerung an. Wie tief diese Gefügauflockerung hinabreicht, läßt sich mit den Mitteln der hier eingesetzten Hammerschlagseismik nicht angeben.

Das tektonische Trennflächeninventar weist in seinem Verlauf selbstverständlich unregelmäßige Veränderungen der Scharungsdichte auf. Dort, wo die Scharungsdichte der Klüfte nur eine unbedeutende Gefügauflockerung zuließ, hat das fließende Eis das Festgestein teilweise oder ganz überflossen und hinterließ eine Schwelle.

Gefügauflockerungen in Gesteinen, die an sich schwer erodierbar sind, brauchen nicht allein aus der wiederholten Be- und Entlastung des Gebirges (z. B. Loisachtal Abschnitt Garmisch—Eschenlohe) zu resultieren. Sie treten auch im Bereich von Falten-Achsenrampen sowie im Scheitel von Mulden und Sätteln auf (Isartal Abschnitt Wallgau-Sylvenstein), also in Bereichen mit Dehnungstektonik. In diesen streifenförmig verlaufenden Zonen ist die Gefügauflockerung durch ca. zehnfach höhere Durchlässigkeiten des Festgesteins zu erkennen.

Ein Beispiel für die Bedeutung von eng gescharten Trennflächen für die Erodierbarkeit des Gesteins liefert der Hauptdolomit, der einerseits Schwellen bildet, in dem andererseits glaziale Übertiefungen erscheinen. In den Alpen tritt er in Bergsturmassen in Form großer Blöcke auf und verwittert im Bereich tektonischer und sedimentärer Trennflächen kleinstückig. Interessanterweise sind Hauptdolomit-Findlinge in den Moränen viel seltener als z. B. Wettersteinkalk-Findlinge, obwohl beide Gesteinsarten in den Bayerischen Alpen sehr verbreitet auftreten. Offensichtlich wurde der Hauptdolomit bereits mit stark aufgelockertem Gefüge vom Eis ausgeräumt.

Der Zusammenhang zwischen Gefügauflockerung in schwer erodierbaren Gesteinen und ihre Exaration bedeutet aber auch, daß die Talübertiefung nicht in den ältesten Vereisungen stattgefunden haben kann. Vielmehr haben diese Vereisungen, die in den Bayerischen Alpen kaum die Gletscherhöhen der Rißeiszeit erreicht haben, die Vorarbeit für eine tiefgreifende Gefügauflockerung geleistet. Selbstverständlich ist dieser Zusammenhang für sich allein nicht schlüssig genug, da die Eishöhen nicht das einzige Kriterium für eine tiefgreifende Exaration darstellen; er wird jedoch durch die Tatsache, daß die Erosionsbasis des Rißgletschers und die Festgesteinsbasis gleich tief unter Flur liegen (s. Kap. 4), weiterhin wahrscheinlich gemacht.

6 Quartäre Sedimentabfolgen

In Tälern mit Eisströmen, die nur wenig über den morphologischen Alpenrand hinausreichten, ist ein wesentlich höherer Feinkornanteil in den Kiesen zu beobachten als in Tälern, die große Eisströme führten, wie das Loisach-, Isar- oder Achental, und weit ins Alpenvorland hinausreichten. Im ersten Fall möchte ich von Eisnebenstromtälern, im zweiten Fall von Eishauptstromtälern sprechen.

Die angeführten Unterschiede im Feinkornanteil in den Kiesen der Täler können qualitativ auch aus den Brunnenleistungen von Wasserbohrungen abgelesen werden. Zweifellos ist die Brunnenleistung, ausgedrückt als spezifische Ergiebigkeit pro Meter Filterstrecke, ein Wert, der in Grenzen variiert. Es zeigt sich jedoch (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERVERSORGUNG UND GEWÄSSERSCHUTZ 1949—1973), daß die Brunnenleistung in Eisnebenstromtälern ganz überwiegend unter $1 \text{ l/s} \cdot \text{m} \cdot \text{m}$ und in Eishauptstromtälern fast immer weit über $1 \text{ l/s} \cdot \text{m} \cdot \text{m}$ liegt. Eine Ausnahme hiervon machen die Eisnebenstromtäler der Weißen Traun und mit Einschränkungen jene des Rottach- und Weißach-Tales.

Der unterschiedliche Anteil an Feinbestandteilen in den Kiesen von Eishaupt- und Eisnebenstromtälern hat verschiedene Ursachen:

- die Entwässerung des Eisnebenstromes wurde häufig durch den Eishauptstrom behindert; dabei entstanden u. a. Stauraumsedimente;
- das Gesteinsvolumen im Eisnebenstrom war im Verhältnis zur Eismasse höher als im Eishauptstrom, daher wurden auch bei Gletscherrückzug die Kiese im Eishauptstromtal intensiver ausgeschlämmt als im Eisnebenstromtal;
- mit dem geringen Gesteinsvolumen im Eishauptstrom waren auch die Bildungsbedingungen für Feinbestandteile im Gletschereis ungünstiger als im Eisnebenstrom.

Ein hoher Feinkornanteil tritt auch in den Rückzugsmoränen von Eishauptstromtälern dann auf, wenn sich der Moränenschutt in der Tiefe abflußloser morphologischer Hohlformen ablagern mußte und somit nicht ausgeschlämmt werden konnte.

Jede Vereisung hinterließ im Tal eine bestimmte Sedimentabfolge, die gegen die vorhergehende und die nachfolgende Vereisung abgrenzbar ist durch eine Erosionsdiskordanz, die der vorstoßende Gletscher schuf.

In den Eishauptstromtälern mit Längesübertiefung füllen die Rückzugsmoränen die erodierte Hohlform häufig nicht aus und sind dann auch schlecht ausgeschlammmt. Es verbleiben Seen, und in diesen entstehen Seetone und Seekreiden, die sich mit Hangschutt und mit den Deltas von Flüssen seitlich verzahnen. Zum Hangenden gehen die Seesedimente in Verlandungssedimente oder direkt in fluviatile Kiese und Sande über. Wo die Moränen die erodierte Hohlform des Gletschers vollständig ausfüllen, fehlen mächtigere Seesedimente; dort legt sich fluviatiles Lockergestein direkt über die Moräne. Eine solche Profilabfolge zeigt Abb. 5.

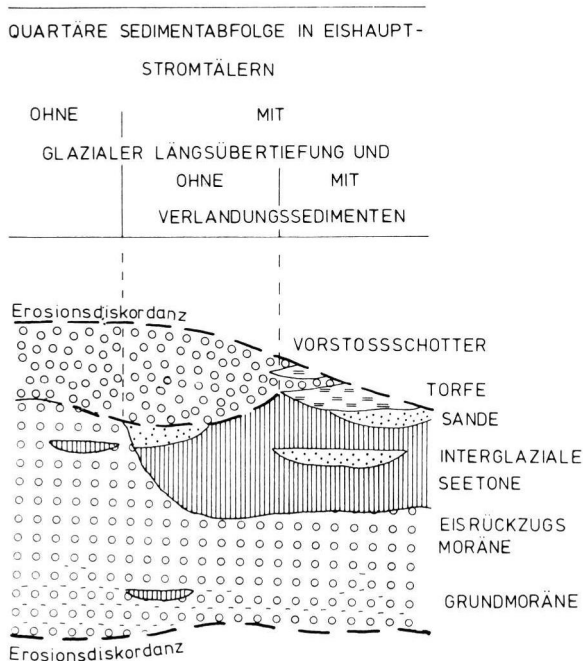


Abb. 5: Idealisierte Profilabfolge des Quartärs in Eishauptstromtälern.
Unterbrochene Linie = Erosionsdiskordanz.

In den Eisnebenstromtälern überwiegt ein hoher Anteil an Feinklastika, und es kommt hier sowohl beim Vorstoß als auch beim Rückzug des Gletschers zur Bildung von Stauraumsedimenten. Die Profilabfolge hier ist in Abb. 6 schematisch dargestellt.

Profilabfolgen der hier geschilderten Art sind vollständig im Loisachtal und lückenhaft aus Bohr- und Tagesaufschlüssen im Ammer-, Loisach-, Isar- und Leitzachtal bekannt. Entsprechend der besonderen Hydrographie eines jeden Tales treten selbstverständlich Variationen und Repetitionen in dieser Schichtfolge auf, ohne jedoch zu einem generell andersartigen Schichtaufbau zu führen. Die verschieden alten und im unterschiedlichen Milieu gebildeten Lockersedimente können z. T. mit Hilfe der Hammerschlagseismik angesprochen und kartiert werden (SEILER 1977b).

Um eine Vorstellung zu erhalten, wie stark gut durchlässige (grobkörnige) und schlecht durchlässige Lockergesteine (hoher Feinkornanteil) am Aufbau der Talfüllung beteiligt sind, sollen hydrogeologische Berechnungen bemüht werden. Die durchflossene Taltiefe H kann bei bekannter Breite B des U-Tales, bekannter Durchlässigkeit k_f der Kiese, bekannter

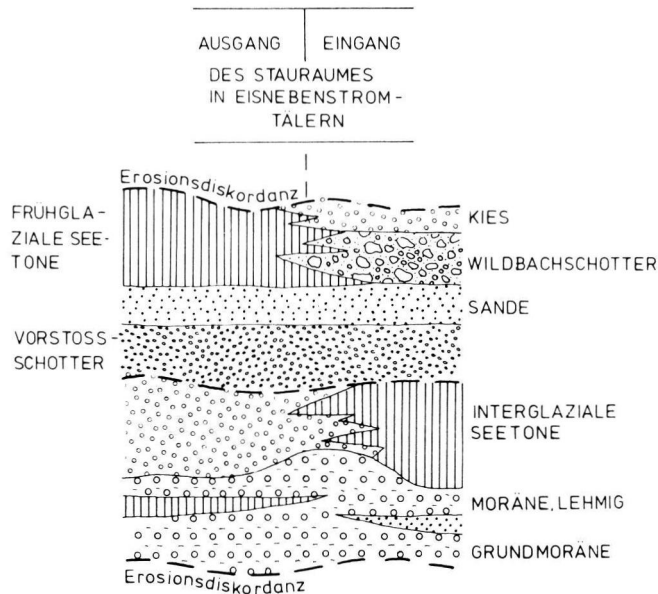


Abb. 6: Idealisierte Profilabfolge des Quartärs in Eisnebenstromtälern.
Unterbrochene Linie = Erosionsdiskordanz.

tem unterirdischem Abfluß Q und bekanntem Grundwassergefälle i für das Zentrum glazial ausgetiefter Talabschnitte berechnet werden aus der Kontinuitätsbedingung und der Bewegungsgleichung

$$H = \frac{Q}{k_f \cdot B \cdot i}$$

Der unterirdische Abfluß darf ohne großen Fehler mit dem mittleren Niedrigwasserabfluß gleichgesetzt werden (SEILER 1977a).

Eine solche Berechnung erbringt Mindestwerte für die Mächtigkeit wasserwegsamere Lockergesteine, da eine unveränderliche Fließbewegung über die gesamte Durchflußtiefe vorausgesetzt wird. In Wirklichkeit nimmt vielerorts die Fließbewegung des Grundwassers mit der Tiefe ab.

Die Ergebnisse dieser Berechnungen basieren auf labor- und geländemäßig bestimmten Durchlässigkeitswerten des Lockergesteins. Tab. 3 gibt die errechneten durchflossenen Mindesttiefen der Täler wieder. Die Werte über 100 m bedürfen sicher noch einer sorgfältigen Überprüfung. Generell zeichnet sich jedoch klar ab, daß im Vergleich zur Tiefe der Festgesteinsoberfläche unter Flur und damit zur Mächtigkeit der Talfüllung (Tab. 1) wasserwegsame Kiese nur einen ganz geringen Anteil an der Talfüllung ausmachen; der Rest der Talfüllung ist wenig durchlässig: Er besteht aus Tonen und wenig ausgeschlammten Rückzugsmoränen. Dies beweist einmal mehr, daß für das Wasser in den tief ausgeformten Alpentälern nur eine hochgelegene Vorflut im Alpenvorland bestanden haben kann.

Gewässer	Meßstelle	MNQ (m ³ /s)	unterird. Ab- fluß (+) und Zufluß (-) (m ³ /s)	mittlerer Durchlässig- keitsbeiwert in 10 ⁻⁵ (m/s)	mittleres Grundwas- sergefälle (‰)	mittlere Talbreite (m)	durchflos- sene Min- desttiefe (m)
Loisach	Eschenlohe	5,8 (-2,7)	+0,2	15	4	1125	49
Loisach	Schlehdorf	9,0 (-5,8)	-1,0	8	4	2500	28
Ammer	Oberammergau	1,1	+1,1	3	10	625	117
Leutasch	Mittenwald	1,4	-	8	3	750	78
Isar	Mittenwald	4,0	-	8	3	1000	167
Rottach	Rottach	0,08	-0,05	3	3	1000	14
Schlierach	Westenhofen	0,2	+0,1	1	7	750	57
Leitzach	Stauden	1,9	-	3	8	700	113
Prien	Hohenaschau	0,32	+0,5	3	10	350	78
Weißer Traun	Siegsdorf	2,0	-	~ 5	9	1250	36
Rote Traun	Wernleiten	0,7	+0,5	~ 3	8	1500	33
Ramsauer Ache	Ilsank	2,0	-	~ 5	13	375	82
Achental	Staudach	11,7	-	7	7	1250	190

Tab. 3: Durchflossene Mindesttiefen der Lockergesteinsfüllung von Alpentälern.
 MNQ = mittlerer Niedrigwasserabfluß; mittlere Durchlässigkeiten nach eigenen Laborversuchen.
 Klammerwerte bei MNQ = Abflüsse im Oberstrom von Grundwasserreservoirten.

7. Schriftenverzeichnis

- BAYERISCHES LANDESAMT F. WASSERVERSORGUNG U. GEWÄSSERSCHUTZ (1949 bis 1973): Geschäftsberichte. — München (Bayer. Staatsdruckerei).
- BRANDECKER, H. (1974): Hydrogeologie des Salzburger Beckens. — Steir. Beitr. Hydrogeol., **26**: 5—39; Graz.
- EBERS, E. (1939): Die diluviale Vergletscherung des bayerischen Traungebietes. — Veröff. Ges. bayer. Landesk., **13—14**: 55 S.; München.
- EROL, O. (1968): Geomorphologische Untersuchungen über das Zungengebiet des würmeiszeitlichen Leitzachgletschers und die Terrassen des oberen Leitzachtales. — Münchner geogr. Hefte, **33**: 69 S.; München.
- GANSS, O. (1967): Erl. geol. Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8240, Marquartstein. — Bayer. geol. LA: 276 S.; München.
- HAEFELI, R. (1968): Gedanken zum Problem der glazialen Erosion. — Felsm. u. Ingenieurgeol., Supl. **IV**: 31—51; Wien, New York.
- KELLER, G. (1969): Angewandte Hydrogeologie. — 412 S.; Hamburg (Wasser u. Boden).
- KLEBELSBERG, R. VON (1913): Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande I—II. — Z. Gletscherk., **VII**: 225—259; Innsbruck.
- (1914): Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande III—IV. — Z. Gletscherk., **VIII**: 226—261; Innsbruck.
- (1935): Geologie von Tirol. — 872 S.; Berlin (Bornträger).
- KNAUER, J. (1952): Diluviale Talverschüttung und Epigenese im südlichen Bayern. — Geologica Bavarica, **11**: 5—32; München.
- LEVY, F. (1922): Die quartäre Formenentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft. — Ostalpine Formenst., **2**: 1—138; Berlin.
- MÜLLER, L. (1969): Geomechanische Auswirkungen von Abtragungsvorgängen. — Geol. Rdsch., **59**: 163—178; Stuttgart.
- REICH, H. (1954): Seismische Untersuchungen im Loisachtal zwischen Oberau und Garmisch. — Ber. Inst. angew. Geophys.; München. — [Unveröff.]
- (1960): Seismische Untersuchungen des Flyschtroges bei Lenggries. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen II, math.-phys. Kl., Nr. **11**: 205—255; Göttingen.
- RICHTER, M. (1948): Die größte Reliefüberschiebung der Nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Donau. — Geol. Rdsch., **35**: 166—167; Stuttgart.
- SEILER, K.-P. (1969): Kluft- und Porenwasser im Mittleren Buntsandstein des südlichen Saarlandes. — Geol. Mitt., **9**: 75—96; Aachen.
- (1977a): Der unterirdische Abfluß in den Tälern der Bayerischen Alpen. — DVWW Fortbildungslehrgang, Murnau: 13 S.; München.
- (1977b): Hydrogeologie glazial übertiefer Täler der Bayerischen Alpen zwischen Lech und Wössner Tal. — Steir. Beitr. Hydrogeol., **29**: 5—118; Graz.
- SNOW, D. T. (1968): Rock fracture spacings, openings and porosities. — J. soil, mech. and found divis., **94**: 73—91; New York.
- WEHRLI, H. (1928): Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. — Jb. geol. B.-A., **78**: 335—498; Wien.
- WILHELM, F. (1961): Spuren eines voreiszeitlichen Reliefs am Alpennordsaum zwischen Bodensee und Salzach. — Münchner geogr. Hefte, **20**: 3—176; Regensburg.