

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	77—99 8 Abb. 1 Tab., 2 Taf.	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	-----------	-----------------------------------	----------------------

Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers

**Neue Erkenntnisse über Aufbau und Mächtigkeit des Quartärs in den alpinen Tälern,
im Gebiet des „Murnauer Schotter“ und im „Tölzer Lobus“
(erste Mitteilung)**

HORST FRANK *)

Glacial erosion, Erosion cycle (overdeepening), Pleistocene (Mindel-Würm), Isobath (base of Quaternary), Limnic sediment, Bavarian Plateau (Isar-Loisach), German Alps (Ammertal, Jackental)

Kurzfassung: Es werden erste Mitteilungen gemacht über geologische Ergebnisse und Deutungen umfangreicher neuerer geophysikalischer Messungen und anschließender Bohrungen, die in Zusammenhang mit hydrogeologischen Untersuchungen für den Wasserwirtschaftlichen Rahmenplan Isar in den alpinen Tälern und alpenrandnahen Talbecken des Isar-Loisach Gletschers (Oberbayern) durchgeführt wurden. Die Lage von Depressionen (Übertiefungen) und Kulminationen (Schwellen) des verschütteten Talbodens ist zu einem großen Teil von den fluviatilen Vorformen abhängig, die ihrerseits tektonische und petrographische Strukturen nachzeichnen. Fluviale Talengen wurden zu glazialen Schwellen bzw. schmalen Rinnen umgeformt. Die Talübertiefungen betragen häufig 150 m bis 250 m z. T. sogar 350 m bis 500 m, bezogen auf den heutigen Talboden. Der Auffüllungsvorgang der durch glaziale Erosion entstandenen Hohlformen wurde zu Anfang von Toteismassen beeinflusst. Nach ihrem Abschmelzen entstanden hintereinandergeschaltete, tiefe Seebecken, welche als Sedimentfallen wirkten und mit Deltaschottern und feinkörnigen Seesedimenten aufgefüllt wurden. Diese Auffüllung der Täler geschah zu einem großen Teil in spätrißglazialer bis frühwürmglazialer Zeit. Die glaziale Erosion war während der Rißeiszeit am umfangreichsten, während der Mindeleiszeit — zumindest in den Beckenzentren — am stärksten in die Tiefe gerichtet und während der Würmeiszeit ungleichmäßig und im allgemeinen wesentlich geringer als zu Riß- und Mindeleiszeit.

[Glacial Overdeepened Valleys in the Area of Isar-Loisach Glacier

New data on the formation and thickness of the Quaternary in valleys of the Alps, in the area of the "Murnau Gravels", and the "Toelzer Glacial Lobe" (Initial Report)]

Abstract: Initial geological results and interpretation of recently-made, extensive geophysical measurements and subsequent drillings in the alpine valleys and some basins in the alpine forelands of the Isar-Loisach glacier (for hydrogeological investigations as contribution to the Isar water management outlines plan).

The location of glacial depressions and rises of the buried valley bottom depends to a great deal on pre-existent valleys which in turn followed tectonic and petrographic structures. Fluvial valley-constrictions were transformed glacially into relatively small channels or rock bars. The amount of glacial overdeepening lies frequently between 150 m and 250 m, partly even between 350 m and 500 m, referred to the recent bottom of the valley. The process of refilling the overdeepened basins was influenced at the beginning by dead ice. After melting, the ice left behind deep lake basins which functioned as sediment traps and which were subsequently refilled with delta gravel and fine-grained lacustrine sediments. The refilling of the glacial basins in the considered area took place mainly in late Rissian to early Würmian ice age. Glacial erosion was most extensive during the Rissian ice age, the deepest erosion occurred during the Mindel ice age (at least in the centers of the overdeepened basins) and rather irregular during the Würmian ice age but in general substantially lower than in Rissian and Mindel ice age.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. Frank, Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstraße 28, 8000 München 22.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Zur Bedeutung der Vorformen
3. Lage und Ausmaß der Übertiefung
4. Die einzelnen Untersuchungsgebiete
 - 4.1. Das Quertal der Oberen Isar zwischen der Landesgrenze und Wallgau
 - 4.2. Das Längstal der Oberen Isar zwischen Wallgau und der Sylvenstein-Enge
 - 4.3. Das Quertal der Oberen Isar zwischen Sylvenstein und Bad Tölz und das Tal der Jachen
 - 4.4. Das Gebiet des Isartal-Gletschers nordöstlich Bad Tölz (Tölzer Lobus)
 - 4.5. Das Längstal der Oberen Ammer zwischen Linderhof und Ettal
 - 4.6. Das Loisachtal zwischen Eschenlohe und Penzberg (Eschenloher—Murnauer Moos, Kocheler Moos)
 - 4.7. Das Gebiet des Murnauer Schotters (Staffelsee-Riegsee-Becken und Becken von Spatenhausen—Eberfing)
5. Das Ausmaß der glazialen Erosion und zum Vorgang der Auffüllung glazial übertieferter Täler
6. Schlußbemerkungen
7. Schriftenverzeichnis.

1 Einleitung

Die wasserwirtschaftliche Bedeutung glazial übertiefer Täler ist schon seit längerem bekannt. Sie liegt vor allem in den großen Mächtigkeiten gut durchlässiger Kiese, großen Speicherinhalten und der im Alpengebiet und am Alpenrand hohen Grundwasserneubildung. Beim Zusammentragen der verfügbaren geologischen und hydrogeologischen Daten für den wasserwirtschaftlichen Rahmenplan Isar mußte jedoch festgestellt werden, daß mit Ausnahme des Oberen Loisachtales die Kenntnisse über Aufbau, Beschaffenheit und Mächtigkeit quartärer Sedimente in den alpinen Flußtälern des in Frage stehenden Gebietes (Abb. 1) nur sehr dürftig waren. Zwar gab es einige Bohrungen — im wesentlichen zur Wasserversorgung — aber zusammenhängende Untersuchungen, die sich mit der Geologie des tieferen Quartärs befaßt hätten, waren nicht vorhanden.

Aus diesem Grunde wurden zur planmäßigen Untersuchung der übertieften Alpentäler und einiger Gebiete am Alpenrand (Erstellung eines hydrogeologischen Fachbeitrages zum wasserwirtschaftlichen Rahmenplan Isar) in den Jahren 1974 bis 1977 geoelektrische und refraktionsseismische Messungen sowie einige Bohrungen mit dem Ziel durchgeführt, die hydrogeologischen Eigenschaften der Talfüllungen und deren Mächtigkeiten sowie die Form der verschütteten Talbecken zu erkunden (Abb. 1).

Die geoelektrischen Messungen sowie acht in der Folgezeit (1977/78) abgeteufte hydrogeologische Untersuchungsbohrungen — im Isartal südlich Mittenwald, im Eschenloher Moos und im Gebiet des Murnauer Schotters nördlich des Riegsees — wurden durch das Bayerische Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen finanziert.

Die refraktionsseismischen Messungen führte das Bayerische Geologische Landesamt (K. BADER, der auch nach Vorlage der seismischen Ergebnisse die abschließende und zusammenfassende Auswertung aller geophysikalischen Messungen durchführte) mit finanzieller Unterstützung durch obiges Ministerium in eigener Regie aus.

Die geoelektrischen Messungen wurden im wesentlichen an zwei Privatfirmen vergeben. Nur die Messungen im Oberen Ammertal erfolgten durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung (NLfB).

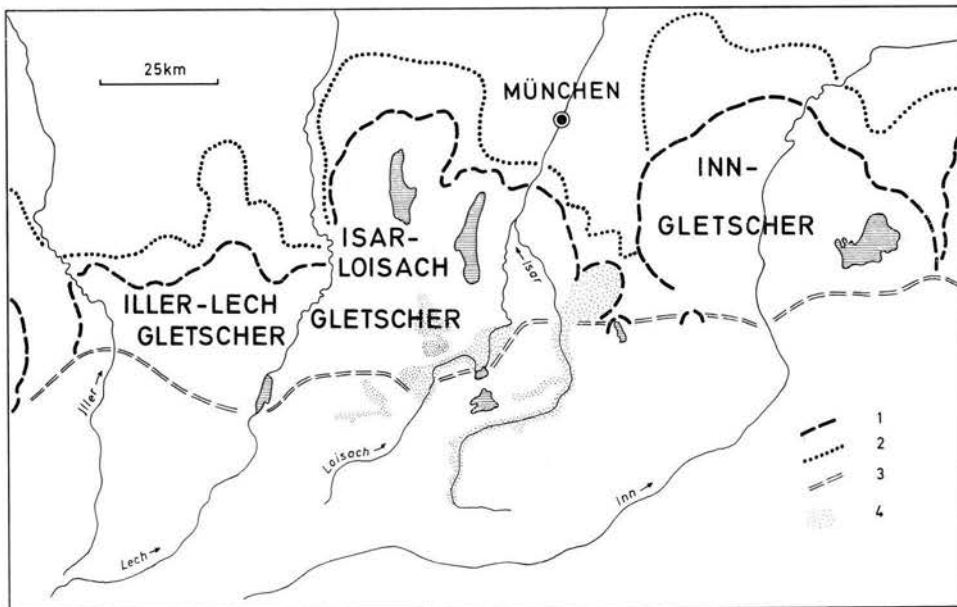


Abb. 1: Lage der untersuchten Gebiete. 1 = letzte Vergletscherung; 2 = größte Vergletscherung (jeweils nach A. PENCK); 3 = morphologischer Alpenrand; 4 = untersuchte Gebiete.

Den beteiligten Herren (K. BADER, BayGLA; J. HOMILIUS, E. DVORAK, P. WORZYK, NLFb.; K. HÖLLEIN, L. RENATUS, Gesellschaft für angewandte Geophysik, München; M. WEIGL, Firma Prakla-Seismos, Hannover) sei für die fruchtbare Zusammenarbeit besonders gedankt. Darüber hinaus war mir Herr J.-P. WROBEL (BayGLA) ein wertvoller Diskussionspartner. Die Firma Preussag gestattete freundlicherweise die Mitteilung einiger, das Quartär der BohrungVorderriß 1 betreffende Erkenntnisse. In diesem Zusammenhang gilt mein Dank besonders den Herren M. MÜLLER und G. BACHMANN.

Das zu Ehren von Frau EDITH EBERS am 20. und 21. Oktober 1977 in Rosenheim veranstaltete Symposium „Glazial übertiefte Täler“ gab die Veranlassung, aus den laufenden Untersuchungen eine zusammenfassende Darstellung einiger bis dato vorliegender Ergebnisse zu geben.

Im folgenden wird nun aus dem Gesamtkreis der geologischen und hydrogeologischen Ergebnisse¹⁾ ein für die Quartärgeologie besonders interessanter Ausschnitt, der sich mit der Ausformung und der Ausfüllung der glazial übertieften Talabschnitte befaßt, herausgegriffen und erste Überlegungen zum Alter und zur Entstehung der glazialen Formen und Sedimente angestellt.

Die vorliegende Arbeit beschränkt sich auf die in Abb. 1 ausgewiesenen alpinen bzw. alpenrandnahen Talbecken des Isar-Loisach-Gletschers. Sie basiert auf den Ergebnissen geoelektrischer und refraktionsseismischer Messungen, auf den vorhandenen älteren Bohrungen sowie auf den im Anschluß an die Geophysik abgeteufte Bohrungen. Über die Anwendbarkeit geophysikalischer Methoden, deren Aussagemöglichkeiten und in Ausschnitten auch über die geophysikalischen Ergebnisse selbst, wird durch BADER (1979) ebenfalls in diesem Band berichtet.

¹⁾ Eine Veröffentlichung der hydrogeologischen und wasserwirtschaftlichen Ergebnisse ist vorgesehen.

2. Zur Bedeutung der Vorformen

Die durch das Loisachtal und das Isartal bzw. über das Walchensee-Becken nach N vordringenden Gletscherströme vereinigten sich am Alpenrand zu dem viergliedrigen Isar-Loisach-Vorlandgletscher (Abb. 1; von W nach E: Ammersee-, Würmsee-, Wolfratshausener- und Isartal-Teilgletscher). Dabei war der westlichste bei Eschenlohe aus dem Loisachtal austretende Gletscherarm, was seine Ausdehnung im Vorland, sein Vordringen nach N und seine Schürfarbeit anbelangt, der bedeutendste, der Isartal-Gletscher, zumindest bezüglich seiner Flächenausdehnung, der kleinste und unbedeutendste Teilgletscher. Während der höheren Eisstände hatten diese kalkalpinen Talgletscher über den Fernpaß, das Tor von Mittenwald und die Achensee-Furche Verbindung mit dem mächtigen Eis des Inntales. Sie bildeten ein zusammenhängendes Eisstromnetz, welches nur die höchsten Gipfel und Kammregionen frei ließ.

Bereits die ältesten der eiszeitlichen Gletscher fanden ein sicherlich gut ausgebildetes Entwässerungsnetz vor (LEVY 1920, WILHELM 1961), dessen Gefälle und Richtung ihre eigene Bewegung und die Richtung ihres Vordringens zwangsläufig entscheidend beeinflusst haben müssen und dessen Talformen darüber hinaus sicherlich ganz wesentliche Vorgaben lieferten für den Ansatz der glazialen Erosion (siehe auch KLEBELSBERG 1948: 371).

Bekanntermaßen ist das fließende Wasser in besonderer Weise befähigt, Härteunterschiede der Gesteine herauszupräparieren und Täler dort bevorzugt anzulegen, wo weniger widerstandsfähige Gesteine und geologische Falten- oder Bruchstrukturen eine verstärkte Ausräumung begünstigten und die Entwässerungsrichtung mitbestimmten. Tektonische Bewegungen sollten, zumindest im hier betrachteten Ausschnitt der Kalkalpen, diese selektive Erosion in der Regel eher unterstützt als behindert haben. Betrachten wir die heutigen Haupttäler, so läßt sich praktisch in jedem Fall eine Übereinstimmung der einzelnen Talstrecken mit entsprechenden geologischen Strukturen konstatieren:

- Das Obere Ammertal ist zwischen Linderhof und Ettal als Längstal entlang relativ weicher Schichten des Rhät bis Cenoman — des sog. großen Muldenzuges — angelegt.
- Das Obere Loisachtal hält sich zwischen Garmisch-Partenkirchen und Eschenlohe an NNE-verlaufende Verwerfungen (Loisach-Störung).
- Das Obere Isartal ist zwischen der Landesgrenze und Wallgau als Quertal vermutlich an eine tektonische Schwächezone, zwischen Wallgau und der Sylvenstein-Enge als Längstal an die Achse des Wamberger Sattels und zwischen Sylvenstein-Enge und Bad Tölz vermutlich ebenfalls an eine tektonische Querstörung gebunden
- Das Tal der Jachen verläuft als Längstal innerhalb der Doppelmulde des Bayerischen Synklinoriums, deren Kerne sich aus weicheren Schichten des Rhät und Jura aufbauen.

Diese Übereinstimmung von heutigem Talverlauf und Geologie ist präglazial vorgegeben, vom Gletscher alleine geschaffene Haupttäler existieren (im Kalkalpin) nicht. Die Befähigung des fließenden Wassers, selektiv zu erodieren, übertraf die des Eises. Die Gletscher waren sozusagen Nachfolger, die auf ihre Weise nach den — allerdings nur unzulänglich bekannten — Gesetzen der Eismechanik das Werk des Wasser fortsetzten. Dabei entwickelte sich u. a. eine neue Art der Erosionsform — die Übertiefung, hier und im folgenden einschränkend gebraucht als Schaffung eines dem Vorstoß der Gletscher entgegengerichteten Gefälles.

Nach LOUIS (1960: 183 ff.) ist in erster Linie die blockschollenartige Bewegung schnell fließender Gletscher für die Ausbildung glazialer Übertiefungen verantwortlich zu machen. Langsamer fließende, sich wie eine zähe Flüssigkeit verhaltende Gletscher (wie etwa die

heutigen Alpengletscher) würden danach eher vorhandene Unebenheiten des Untergrundes beseitigen, u. a. an Einengungen des Gletscherquerschnittes verstärkt in die Tiefe erodieren. Eine blockschollenartige Bewegung würde jedoch am oberen Ende einer Gefällsverflachung verstärkt, am oberen Ende einer Gefällsversteilung vermindert erodieren, mithin Übertiefungen und Schwellen schaffen.

Eine fluviatil entstandene gesteinsbedingte bzw. geologisch bedingte Talverengung würde dann, schließt man sich obiger Meinung an, bei einer Bruchschollenbewegung des Eises zur Schwelle, bei fließender Bewegung zu einer schmalen Rinne umgeformt.

Beide Formen bzw. gemischte Formen sind im kalkalpinen Teil des Isar-Loisach-Gletschers realisiert, so daß in Anlehnung an LOUIS (1960) auf eine gemischte Bewegungsart (etwa im Sinne einer zeitlichen oder auch räumlichen Abfolge der verschiedenen Bewegungsarten zu verschiedenen Stadien der Gletscherausbreitung) der eiszeitlichen Gletscher geschlossen werden könnte. Dabei wird vorausgesetzt, daß wenigstens im kalkalpinen Bereich nicht der Gletscher Talverengungen und Talweiterungen neu schuf, sondern daß diese als fluviatile Vorformen vererbt wurden. Ein Beispiel für die Erhaltung fluviatiler Talformen und die Ausbildung einer Schwelle ist die Sylvensteinklamm, die nur im oberen Teil glazial überformt wurde sowie eine mutmaßliche Klamme östlich Ettal (alter Ammerlauf). Enge glazial ausgeformte Rinnen sind vor allem südlich Mittenwald und bei Eschenlohe vorhanden. Sie stellen, relativ zu den gletschereinwärts gelegenen Talübertiefungen, gleichzeitig Schwellenregionen dar (Taf. 2 und Abb. 2).

Was für den alpinen Bereich als eine triviale Feststellung zu gelten hat, nämlich die Beeinflussung von Gletscherausbreitung und Gletschererosion durch die Vorformen, hat mit Sicherheit für die Ausbreitung und teilweise wohl auch für die Erosionsarbeit der Gletscher im Vorlande zu gelten. Wesentliche Unterscheidungsmerkmale zu den Verhältnissen in den Alpen sind die starke Reduzierung der seitlichen Einengungen und die wohl sanfteren und für den Gletscher weniger verbindlichen Vorformen. Dennoch werden die Gletscher bei ihrem erstmaligen Austritt aus dem Alpenkörper entlang der vorhandenen Talungen vorgedrungen sein, diese weiter ausgeformt haben und sie nur dort verlassen haben, wo ihr Verlauf von der generell nordwärtigen Vorstoßrichtung des Eises allzusehr abwich. Diese Einschränkung gilt in erster Linie für das Gebiet nördlich des Murnauer Moores sowie im Kalkalpin für den Eisarm, der von Wallgau aus über das Walchenseeboden und den Kesselberg den direkten Weg ins Kocheler Moos nahm. Die Ablenkung des Eisstromes aus dem Isartal (Isartal-Gletscher) bei Bad Tölz nach NE ist sicherlich durch das in gleicher Richtung verlaufende präglaziale Isartal begünstigt und durch die ablenkende bzw. stauende Wirkung des größeren benachbarten Wolfratshausener Gletschers bzw. durch den von E her fehlenden Eisdruck (kleiner Tegernsee-Gletscher) verursacht.

3. Lage und Ausmaß der Übertiefungen

Aus Taf. 1 und 2 sowie Abb. 2, 3 und 5 sind Lage und Ausmaß der glazialen Talübertiefungen und der sie trennenden Felskulminationen (bzw. Schwellen) sowie Gefälle und Form der Felssohle zu entnehmen.

Betrachtet man die Übertiefungszentren im Hinblick auf die unterstromig gelegenen Schwellen, so läßt sich keine einheitliche Lagebeziehung feststellen. Sie liegen sowohl näher am Beckenausgang als auch in dessen Mittelteil oder näher am Beckeneingang. Auch Gletscherkonfluenzen lassen sich nur in wenigen Fällen für die Existenz und Lage von Talübertiefungen verantwortlich machen. So etwa bei Vorderriß und an der Mündung des Jachentales in das Isartal.

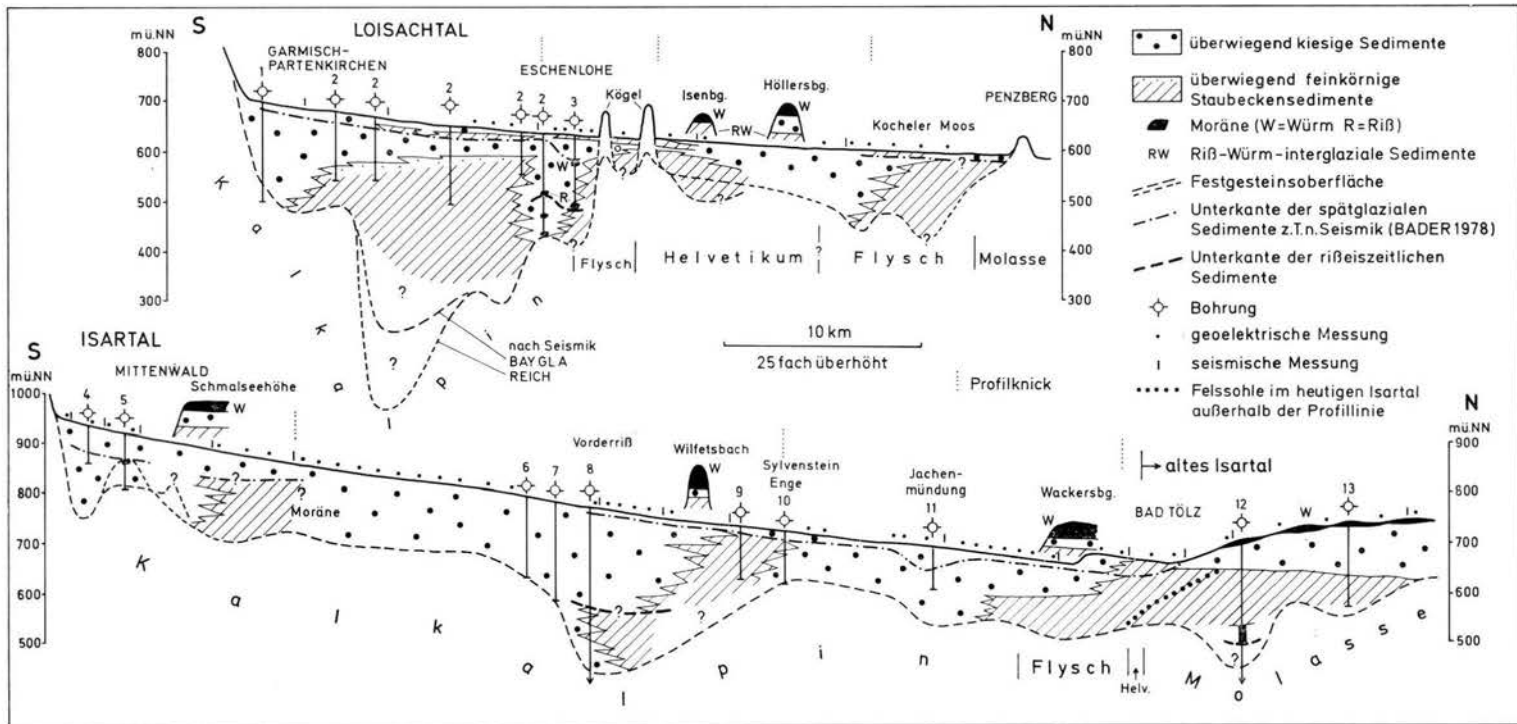


Abb. 2: Geologische Längsschnitte durch die quartären Talfüllungen des Isartales zwischen der Landesgrenze und Bad Tölz bzw. Schaftlach und des Loisachtals zwischen Garmisch-Partenkirchen und Penzberg. (Nach Geophysik und Bohrungen.)

Bohrungen: 1 = gewerbl. Brunnen Garmisch-P.; 2 = Wasserwerke München; 3 = B 3/77 BayGLA; 4 = B 1/77 BayGLA; 5 = B 2/77 BayGLA; 6 = Staudengraben; 7 = Ochsenitz; 8 = TB Vorderriß 1; 9 = Fall; 10 = Sylvenstein; 11 = WV Lenggies; 12 = Reichersbeuern 1; 13 = Schaftlach.

Naheliegend wäre es, Härteunterschiede entlang der vom Gletscher freigelegten Felssohle, zusätzlich zu der von der Mechanik des Eises, dem Sohlgefälle und der präglazialen Talform abhängigen Erosionswirkung, für den örtlich unterschiedlichen glazialen Tiefenschurf verantwortlich zu machen. Gewisse Anhaltspunkte in dieser Richtung sind in Form von die Quertäler kreuzenden tektonischen Strukturen (leichter erodierbare Sattelkerne, Auflockerung des Gesteinsverbandes durch Deckenüberschiebung) vorhanden und weiter unten beschrieben.

Andererseits gibt es Hinweise (Abb. 2), daß die im mehr oder weniger einheitlich widerständigen Quartär verlaufende Sohle des auf den maximal erodierenden Gletscher folgenden Eisstromes ebenfalls dort ihre Übertiefungen bzw. Schwellen besaß, wo dies auch im Profil der Festgesteinsoberfläche der Fall war.

Insgesamt betrachtet wird hier die Auffassung vertreten, daß Gesteinsunterschiede — falls deutlich vorhanden — zwar die Tiefenerosion des Gletschers erleichtert haben mögen, aber weder eine notwendige, noch hinreichende Voraussetzung für jedweden Tiefenschurf darstellen. Die Gesetze der Gletscherbewegung (-mechanik) im Verein mit den fluviatilen Vorformen — Talweite und Sohlgefälle — sind als die Hauptfaktoren für die Entstehung glazialer Übertiefungen und Schwellen anzusehen, wobei im Verband mit dem Eis auftretendes subglaziäres Wasser in unbekanntem, aber sich nicht dominierendem Ausmaß die glaziale Tiefenerosion unterstützt haben mag. Über das Ausmaß der glazialen Übertiefung gibt die Zusammenstellung in Tab. 1 Aufschluß.

Tab. 1: Übertiefungsbeträge

	maximale Eintiefung unter den rezenten Talboden	durchschnittliches, rückwärts gerichtetes Gefälle
Ammertal, westlich Ettal	ca. 150 m	ca. 1 : 20
Loisachtal, südlich Eschenlohe	400—550 m	1 : 20 bis 1 : 40
Eschenloher Moos	ca. 200—250 m	ca. 1 : 10 bis 1 : 15
Isartal, südlich Mittenwald	160—180 m	1 : 30 bis 1 : 40
Isartal, westlich Sylvenstein-Enge	ca. 350 m	1 : 40 bis 1 : 50
Westliches Jachental	ca. 80 m	ca. 1 : 25
Tölzer Lobus (Reichersbeuern)	ca. 250 m	1 : 30 bis 1 : 50
Staffelsee-Riegsee-Becken	ca. 120 m	ca. 1 : 40
Becken von Spatzenhäusern-Eberfing	ca. 120 m	ca. 1 : 150

Das Gefälle der verschütteten Felssohle ist in der Regel nicht größer als 5 ‰. Bei Farchant fällt jedoch die Felssohle mit 8—10 ‰ nach N ein, im nördlichen Eschenloher Moos steigt sie zu den Kögeln mit etwa 10 ‰ an.

Die verschütteten Teile der Talquerschnitte (Abb. 3) sind mulden- bis trogförmig. Die Flankensteilheit kann in kalkalpinen Tälern bis 45 Grad und mehr betragen (Profile 4, 5 und 7 in Abb. 3). Am Alpenrand sind die verschütteten Täler im Querschnitt sehr flach. Die Gletscher haben dort in den Gesteinen des Flysch, befreit von der seitlichen Einengung, zusätzlich stärker in die Breite gewirkt. Die Eintiefungsbeträge sind jedoch mit 150 bis 200 m (250 m?) immer noch erstaunlich hoch und nicht grundsätzlich geringer als im Bereich der Kalkalpen.

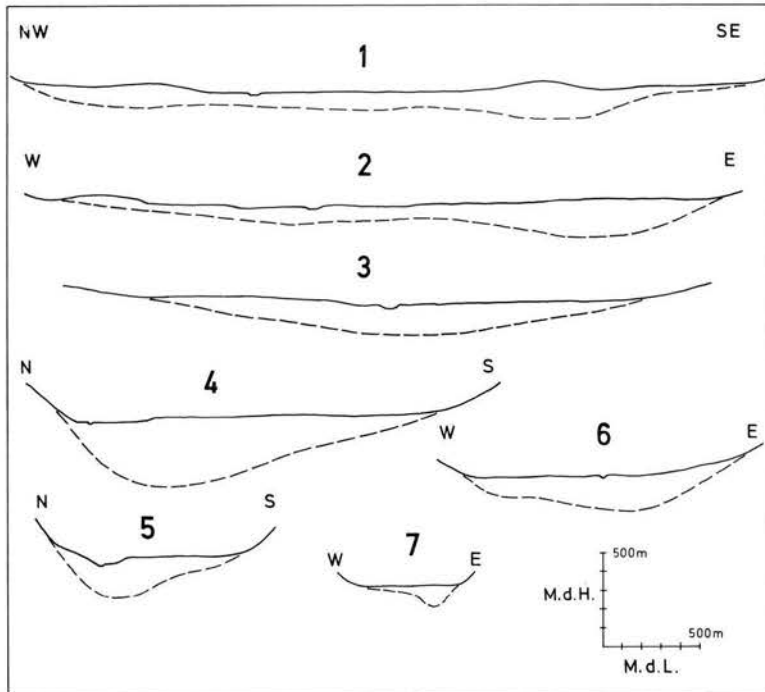


Abb. 3: Unüberhöhte Querschnitte durch verschüttete Täler im Kalkalpin und Flysch (f). Beispiele glazialer Talformen. (Nach Geophysik und Bohrungen.)

1 = Loisachtal SE Murnau (f); 2 = Isartal S Bad Tölz (f); 3 Isartal bei Lenggries (f); 4 = Isartal bei Vorderriß; 5 = Isartal Ochsensitz; 6 = Isartal 1,5 km N der Landesgrenze; 7 = Isartal Ortsrand von Mittenwald.

4. Die einzelnen Untersuchungsgebiete

4.1. Das Quertal der Oberen Isar zwischen der Landesgrenze und Wallgau

Bezüglich der Morphologie des verschütteten Talbeckens läßt sich eine Untergliederung in drei Teileinheiten vornehmen (Abb. 2 u. Tafel 2):

- in einen gut ausgebildeten Taltrog zwischen der Landesgrenze und der Leutaschmündung (südlicher Ortsrand von Mittenwald)
- in einen weniger deutlichen (bzw. weniger gut untersuchten) Trog zwischen der Leutaschmündung und der am östlichen Talrand aushebenden Mittenwalder Karwendelmulde (j in Taf. 2)
- und in den nach N anschließenden Talabschnitt, der in das Isarlängstal unterhalb Wallgau überleitet.

Während der südliche Taltrog sowohl durch eine Verengung des Tales als auch durch eine Aufragung des Felsuntergrundes (Schwelle) nach N abgegrenzt ist, deutet sich eine Abtrennung des mittleren vom nördlichen Talabschnitt nur durch ein Nähertreten der Festgesteinsränder an. Der nördliche der drei Taltröge geht bei Krün/Wallgau in den Taltrog

des Isarlängstales über und bildet mit ihm, was die glaziale Ausformung des verschütteten Tales anbetrifft, eine Einheit. Eine wenig markante Aufwölbung (wenige Dekameter) des Felsbodens ist möglicherweise bei Krün vorhanden.

Ein recht uneinheitliches Bild ergibt sich, wenn man die Zusammenhänge zwischen der glazialerosiven Talform (Talweiten und Taltiefen) und den geologischen Strukturen des Festgesteinsrahmens betrachtet (Taf. 2). So liegt südlich Mittenwald (Riedboden) die maximale, glaziale Talübertiefung von 180—200 m unter Gelände (770 m bis 750 m ü. NN) dort, wo eine sattelartige Struktur mit alpinem Muschelkalk und Reichenhaller Schichten im Kern sowie eine Überschiebung (Inntal-Einheit/Lechtal-Einheit) das Isartal kreuzen. Die nur durch eine relativ schmale Rinne (Boden bei ca. 110 m und Gelände bzw. ca. 810 m ü. NN) durchschnittene Schwelle (50 m und Gelände, 870 m ü. NN) in Höhe der Leutaschmündung liegt im Wettersteinkalk und fällt nach N dort, wo dieser von einem schmalen Streifen weniger widerständiger Raibler Schichten abgelöst wird, rasch ab. Im Bereich des von Raibler Schichten gebildeten Kerns des Wamberger Sattels (Barmsee—Krün—Wallgau) ist jedoch eine Abhängigkeit der glazialen Tiefenerosion von der Gesteinsbeschaffenheit nicht ersichtlich. Die Gletschererosion hat hier (oberhalb 850 m ü. NN) stärker in die Breite gearbeitet und das Talbecken von Wallgau gebildet. Verantwortlich für die stärkere Betonung der Seitenerosion scheint die Verzweigung des Isartalgletschers in drei verschiedenwertige Arme (deutlich zumindest vor Erreichung der Gletscherhöchststände) bzw. verschiedene Haupteisstromrichtungen zu sein, nämlich nach N durch das Obernachtal in Richtung Walchensee- und Kochelsee-Becken (Hauptvorstoßrichtung) nach E in das Isarlängstal hinein sowie nach W in Richtung Loisachtal (Transfluenz zum Loisachtal-Gletscher). Der in direkter Linie auf das Alpenvorland zufließende Gletscherarm hat im Walchensee-Becken erneut eine erhebliche Übertiefung (196 m unter Seespiegel und 250—300 m unter Kesselberg) geschaffen, die mit einer markanten geologischen Längsstruktur — dem Westteil des Bayerischen Synklinoriums — zusammenfällt.

In der rinnenförmigen Ausbildung des nach E zu in das Isarlängstal abschwenkenden verschütteten Tales kommt das Erbe der fluviatilen Vorform deutlich zum Ausdruck. Die Diskrepanz zwischen Rinnenform und bogigem Verlauf des verschütteten Tales auf der einen Seite und der beckenartigen Ausweitung des über dem heutigen Aufschüttungsniveau gelegenen Talquerschnittes auf der anderen Seite ist möglicherweise durch stockwerksabhängige (oder/und vom Eisstand abhängige) Unterschiede in der Gletscherbewegung zu erklären. Während in den unteren Teilen das Gletschereis nur träge — weil aus seiner nordwärtigen Hauptvorstoßrichtung abgelenkt — nach E durch das Isartal abfloß oder gar, vor allem während der höheren Eisstände, stagnierte bzw. keine westöstliche Bewegungskomponente aufwies, war es im Gebiet von Wallgau durch die seitliche Ausweitung des Gletschers in der Lage in die Breite zu schürfen.

Die Beschaffenheit der glazialen Talfüllung wurde durch geoelektrische Messungen und zwei Spülbohrungen (ergänzt durch Bohrlochmessungen) am südlichen Ortsrand von Mittenwald (B 2/77; Beim Gerber, E. T. 114 m) und 1,5 km nördlich der Landesgrenze (B 1 : 77; Riedboden, E. T. 80 m) näher untersucht. Das Trogboden südlich Mittenwald wird überwiegend von kiesigen Sedimenten aufgebaut, die einen unterschiedlichen, teufenabhängigen Schluffgehalt aufweisen. Die Bohrung B 2/77 (Ansatzhöhe ca. 921 m ü. NN) erreichte bei 109,6 m den Wettersteinkalk und durchteufte bis in 55 m spät- bis postglaziale, überwiegend aus hellen Karbonatgeröllen (Wettersteinkalk) bestehende, mittel- bis grobkörnige, teilweise steinige, schluffarme Kiese. Zwischen 55 m und 61 m wurden zwei Meter stark schluffige Kiese und vier Meter schluffige-tonige Sedimente angetroffen, die als würmeiszeitliche Moräne gedeutet werden. Darunter folgen bis zum felsigen Talboden präwürm- bzw. frühwürmeiszeitliche, schluffige Kiese. Eine ähnliche Gliederung ergibt sich für die Bohrung B 1/77 (Ansatzhöhe ca. 944,5 m ü. NN). Hier folgen unter den

42 m mächtigen, groben spät- bis postglazialen Schottern bis Endteufe bei 80 m (im Quartär) ebenfalls schluffreichere Kiese mit nur geringen Kristallinanteilen. Ein Moränenhorizont ist nicht vorhanden.

Die im Bereich des Krüner Stauwehres im Untergrund liegenden z. T. auch an den Talrändern anstehenden frühwürmglazialen (und älteren?) Seetone²⁾ (JERZ & ULRICH 1966) füllen dort bis auf die obersten 30—40 m, welche von spät- bis postglazialen Kiesen eingenommen werden, den gesamten Querschnitt aus. Sie verzahnen sich (Taf. 2) mit vorwiegend von S, aber auch aus westlichen Richtungen geschütteten, kiesigen Sedimenten (z. T. Deltaschotter). Zwischen Krün und Wallgau gehen die Seesedimente in Kiese über. Eine Felsschwelle, welche den Aufstau eines Sees hervorgerufen haben könnte, ist nicht vorhanden. Die Ursache für die Seebildung ist wohl am ehesten in einer Talverbauung durch Moränen zu suchen.

4.2. Das Längstal der Oberen Isar zwischen Wallgau und der Sylvenstein-Enge

Das Isartal verläuft in diesem Abschnitt entlang der Achse des dort überwiegend aus Hauptdolomit bestehenden Wamberger Sattels. Nur im Talbecken von Wallgau bilden Raibler Schichten den Untergrund und teilweise auch die Talflanken. Die Felssohle des Tales weist bis etwa 1,5 km westlich der Reißbachmündung ein Gefälle auf, welches geringer ist als das des holozänen Talbodens. Erst in Annäherung an das Reißbachtal erfolgt eine rasche Eintiefung bis auf mindestens 362 m unter Gelände (450 m ü. NN; Tiefbohrung Vorderriß 1). Von dort steigt die Felssohle wieder an und erreicht in der Sylvenstein-Enge eine Höhe von ca. 630 m ü. NN bzw. 90 m unter Gelände (SCHMIDT-THOMÉ 1950, 1955; Klammboden). Ganz offensichtlich ist die starke Übertiefung im Bereich der Reißbachmündung auf die Konfluenz von Reißbachtal-Gletscher und Isartal-Gletscher und den dadurch erhöhten Gletschereisabstrom bzw. -fließgeschwindigkeit zurückzuführen. Eine gesteinsbedingte, selektive Erosion des Gletschereises ist mit ziemlicher Sicherheit auszuschließen.

Die konvexen Flankenteile der asymmetrischen Querprofile „Ochsensitz“ und „Vorderriß“ (Tafel 2, Prof. Nr. 5 und 6) entsprechen einer im Reißbachtal selbst weiter nach S gerückten Gefällsstufe. Die quartäre Talfüllung besteht unter dem Sylvenstein-See überwiegend aus Seetonen (Kalkschluffen) bzw. feinkörnigen Seesedimenten (SCHMIDT-THOMÉ 1950), in die sich aus Richtung Dürrach- und Walchen-Tal geschüttete Kiese fächerförmig einschalten. Nach W verzahnen sich die Staubeckensedimente mit Kiesen, die zumindest in den oberen 80—100 m (Bohrungen Ochsensitz und Staudengraben) bzw. 236 m (Bohrung Vorderriß 1)³⁾ relativ schluffarm sind und westlich der Reißbachmündung bereits den gesamten Talquerschnitt ausfüllen (Abb. 2).

Aus dem Profil der Tiefbohrung Vorderriß 1 im Bereich des Quartärs könnte gefolgert werden, daß sich unter diesen, dem Zeitraum zwischen Rückzug des Reißgletschers und dem Vorstoß des Würmgletschers zuzuordnenden Sedimenten nochmals eine sich ebenfalls verzahnende Abfolge von Seeton (Kalkschluff) und Schottern, diesmal jedoch eine solche prärieiszeitlichen Alters, anschließt, welche mit ihrem Verzahnungsbereich weiter nach

²⁾ Hier und im folgenden ist die Bezeichnung Seeton nicht im mineralogischen Sinne, sondern als Korngrößenbezeichnung verwendet. Die Seetone im Gebiet des Isar-Loisach-Gletschers enthalten im allgemeinen hohe Karbonatanteile.

³⁾ Lt. frdl. mündl. Mitt. der Herren G. BACHMANN und M. MÜLLER (Firma Preussag) hat die Bohrung Vorderriß 1 bis 236 m Bohrteufe überwiegend Kiese, darunter bis zur Felsoberkante bei 362 m eine Wechsefolge aus Kiesen und Seekreide angetroffen.

W bis in das Gebiet der größten Taleintiefung reicht (in der Bohrung Vorderriß 1 Teufenbereich unterhalb 236 m)⁴⁾.

Der Aufstau des glazialen Sylvensteinsees erfolgte im wesentlichen durch die Felschwelle beim Sylvenstein, wobei die Klamm selbst zeitweise Teil des Sees war (Seetone in den Bohrungen in der Sylvenstein-Enge; SCHMIDT-THOMÉ 1950, 1955). Es muß also zumindest zeitweise eine zusätzliche Abdämmung, etwa durch eine vorgelagerte Rückzugsmoräne, vorhanden gewesen sein. Nördlich des Sylvensteins ist das Isartal überwiegend mit Schottern verfüllt.

4.3. Das Quertal der Oberen Isar zwischen Sylvenstein und Bad Tölz und das Tal der Jachen

Das Isartal durchschneidet, aus dem Kern des Wamberger Sattels kommend, nördlich des Sylvensteins den Südflügel des Bayerischen Synklinoriums (Hauptdolomit, Plattenkalk) und im Bereich der Jachenmündung dessen Kern aus ton- und mergelreicheren, relativ weichen Schichten des Rhät (Kössener Schichten, Rhätkalke) und Lias (Fleckenmergel). Bei Fleck tritt sie aus dem Nordflügel des Synklinoriums (Plattenkalk, Hauptdolomit) in eine stark gestörte Folge der verschiedenartigsten Gesteine (Muschelkalk bis Cenoman) des Nordteils der Lechtal-Einheit und der Allgäu-Einheit. Nördlich Lenggries wird der Festgesteinsrahmen von den weicher, überwiegend tonig-mergeligen und sandigen Gesteine des Flysch aufgebaut. Zwischen Gaißachmündung und Bad Tölz ist unter dem Isartal noch ein schmaler Streifen helvetischer Kreide zu vermuten, der im Bereich der Tölzer Isarbrücke von der tertiären Faltenmolasse abgelöst wird.

Zwischen der Sylvenstein-Enge und der Jachenmündung ist das Isartal relativ schmal und auch nur etwa 80 m bis 100 m unter die heutige Talsohle ausgeschürft. Hervorgerufen durch die Vereinigung mit dem aus W einmündenden Gletscher des Seitentales weitet und vertieft es sich jedoch dort, wo das Jachental einmündet. Von hier ab liegt die Felssohle ziemlich einheitlich bei 150 m bis 180 m unter Gelände (500 m bis 530 m ü. NN) und weist auch dort keine deutlicheren Kulminationen auf, wo sich härtere Gesteine der Felsränder zu Talverengungen zusammenschließen (bei Fleck — Hauptdolomit, Plattenkalk, südlich Lenggries — Muschelkalk, Wettersteinkalk).

In Höhe von Lenggries, bei Eintritt in das Flyschgebiet, weitet sich das Tal, die Trogachse weicht nach E aus und zieht unter dem Gaißachtal in Richtung Reichersbeuern. Der glaziale Taltrog wird, ganz im Sinne der Vorstoßrichtung des Isartalgletschers — kenntlich an der Lage der Endmoränenbögen nordöstlich Bad Tölz (Abb. 4) — aus dem heutigen Isartal abgeleitet. Gleichzeitig nimmt der Talquerschnitt zwischen Lenggries und Bad Tölz eine asymmetrische Form an, mit steiler Ostflanke und flacherer Westflanke.

Das Tal der Jachen ist entlang des Kerns des Bayerischen Synklinoriums angelegt. Es benutzt in seinem Westteil die südliche Teilmulde, in seinem Ostteil die nördliche Teilmulde. Dazwischen liegt bei Petern eine Plattenkalkschwelle, welche bis auf wenige Dekameter unter Gelände heraufreicht. Während der westlich Petern gelegene Taltrog nur eine relativ geringe Eintiefung von maximal etwa 80 m bis 90 m aufweist, nimmt im östlichen Taltrog mit Annäherung an das Isartal die Felssohlentiefe rasch bis auf 150 m zu (Taf. 2).

⁴⁾ Diskussionsbemerkung M. MÜLLER: Mit der Bohrung Vorderriß 1 wurde eine offenbar örtlich begrenzte Talübertiefung durchteuft. Das wird außer durch die Bohrungsreihe „Ochsensitz“ und „Staudengraben“ durch einige seismische Schußbohrungen in der näheren Umgebung dokumentiert, welche die Felsoberkante in weniger als 100 m Tiefe erbohrt hatten.

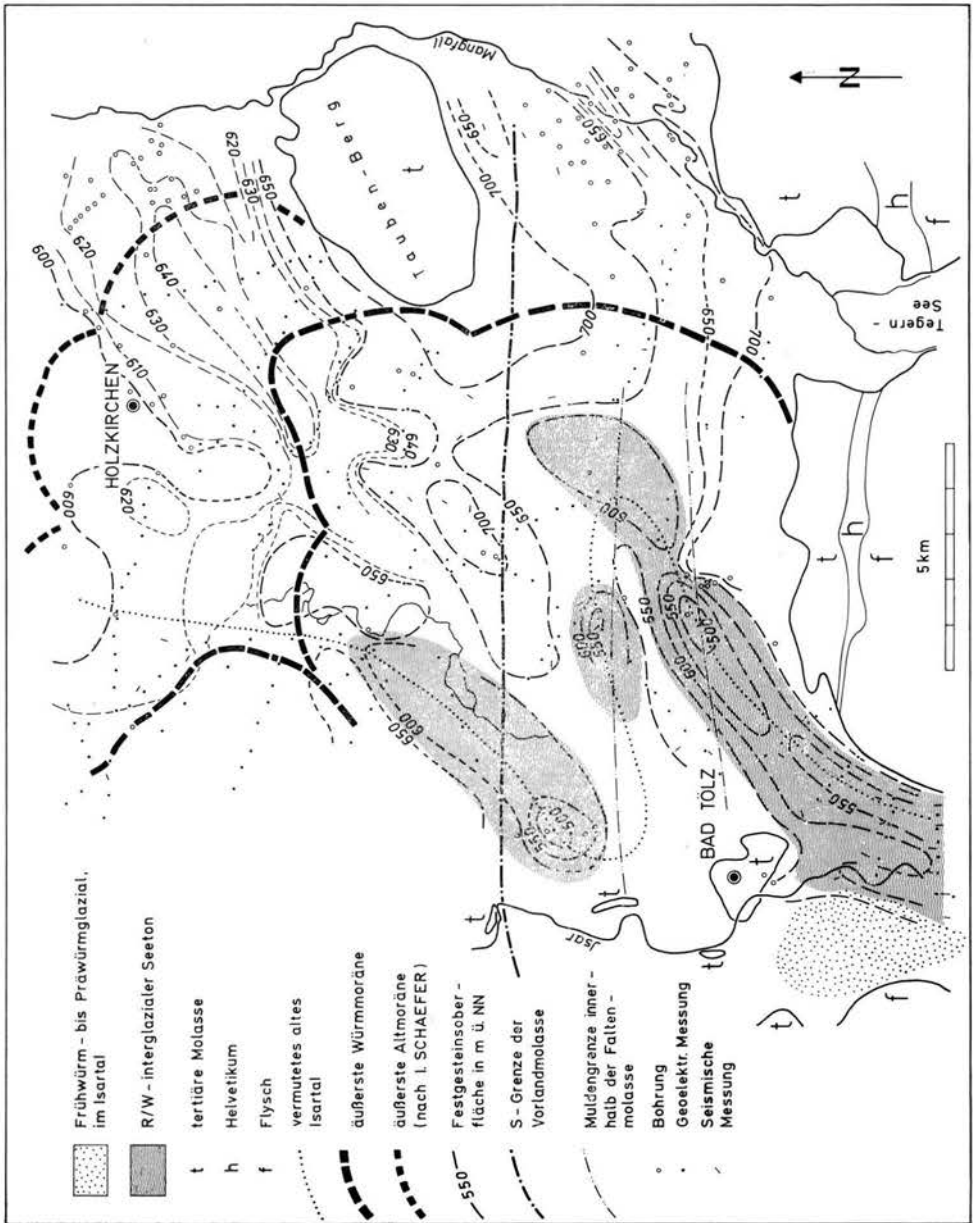


Abb. 4: Festgesteinsoberfläche im Bereich des „Tölzer Lobus“. (Nach Geophysik und Bohrungen.)

Die Talfüllung besteht im Isartal zwischen Sylvenstein-Enge und Wegscheid (südlich Lenggries) überwiegend aus Schottern. Der von früheren Autoren (KNAUER 1952; SCHMIDT-THOMÉ 1955) im Isartal in Höhe der Jachenmündung angenommene Seeton ist dort nicht vorhanden (neuere Geoelektrik; 2 Bohrungen bei Leger, WV Lenggries). Im Isartal schalten sich erst zwischen Wegscheid und Lenggries Seetone ein, die unterhalb Lenggries rasch an Mächtigkeit zunehmen und südlich Bad Tölz und im Gaißachtal (Attenloher Filzen) na-

hezu den gesamten Talquerschnitt ausfüllen (Taf. 2 u. Abb. 2). Die feinkörnigen Seesedimente verzahnen sich nach S mit Schottern bzw. sind von ihnen überlagert. Während unter dem heutigen Isarbett die Schotter bereits bei Arzbach (nördlich Lenggries) nur mehr in geringer Mächtigkeit vorhanden sind, zieht unter der östlichen Talrandterrasse ein schmaler Strang, vermutlich frühwürmglazialer oder älterer Schotter bis nahe an das Gaißachtal.

Im Jachental ist ähnlich wie bei der Ausformung des Tales auch für dessen Ausfüllung eine Zweiteilung durchführbar. Der östliche Teiltrog, der sozusagen eine Ausstülpung des Isartaler Haupttroges darstellt, ist größtenteils mit Seetonen verfüllt, die sich mit den Schottern des Isartales verzahnen. Der westliche Teiltrog enthält im wesentlichen kiesige Sedimente (Schotter, Schwemmfächermaterial, Moränen), in die sich mit Annäherung an die Pernerer Schwelle im E Seetone einschalten.

Der Aufstau des spätriß- bis frühwürmeiszeitlichen Sees im Isartal ist letztlich durch das Ansteigen der verschütteten Talsohle (nördlich Schaftlach bei ca. 650 m ü. NN) sowie eine zusätzliche Verbauung durch rißeiszeitliche Endmoränen (Rückzugsmoräne?) verursacht. Die in den äußeren Beckenteilen abgelagerten feinkörnigen Sedimente verzahnen sich in Richtung auf die Hauptsedimentzufuhr (aus S durch das Isartal) mit Kiesen (Deltaschotter). Ausgehend vom Profil der Bohrung Reichersbeuern 1 (SCHMIDT-THOMÉ 1955: 152, Abb. 2) sind die Seetone im Isartal — die im gleichen Becken wie die Seetone der Bohrungen Reichersbeuern und Kirchbühl abgelagert wurden (Seetonoberfläche bei ca. 660 m ü. NN) — spätrißeiszeitlichen bis frühwürmeiszeitlichen Alters. Darunter folgen in der etwa im Beckentiefsten angesetzten Bohrung Reichersbeuern 1 noch rißeiszeitliche (und ältere?) Moränen und Schotter mit etwa 90 m Mächtigkeit. Ähnliche Ablagerungen sind unter dem heutigen Isartal südlich Bad Tölz mit den geoelektrischen Messungen nicht zu erkennen. Möglicherweise lagern dort die Seetone und Kiese direkt dem felsigen Trogboden auf oder sind von ihm nur durch geringmächtige ältere Ablagerungen getrennt.

4.4. Das Gebiet des Isartal-Gletschers nordöstlich Bad Tölz (Tölzer Lobus)

Die Längsrichtung der Eintiefungsformen zwischen Bad Tölz und den äußeren Endmoränen (Abb. 4) wie auch der sie trennenden Festgesteinsrücken stimmt erstaunlich gut mit der nordöstlichen Vorstoßrichtung des Isartal-Gletschers überein (Reichersbeuerner — Schaftlacher Trog, Piesenkamer — Darchinger Rücken, Kirchbühl — Kirchsee Trog). Es ist naheliegend, an einen Zusammenhang zwischen einem alten (präglazialen?) Isarlauf — wie ihn früher Autoren (AIGNER 1910, KNAUER 1952, REICH 1955, SCHMIDT-THOMÉ 1955) angenommen haben — und der Anlage der glazialen Übertiefungen zu denken, etwa im Sinne einer selektiven Tiefenerosion des eiszeitlichen Gletschers. Dabei könnte an diejenigen Talstücken bevorzugt in die Tiefe erodiert worden sein, die in der Vorstoßrichtung des Gletschers verliefen.

Die präglaziale oder interglaziale Isar verließ südlich Bad Tölz ihr heutiges Tal durch das Gaißachtal und verlief möglicherweise in einem großen S-förmigen Bogen über Reichersbeuern — Schaftlach — südlich Sachsenkam — Kirchbühl — Kirchsee nach N, um südwestlich Otterfing in das Gebiet der heutigen Münchner Schotterebene überzutreten.

Der direkte Nachweis eines solchen Isarlaufes, in dem man etwa aus alten, nicht glazial überprägten Resten der fluviatilen Talsohle ein präglaziales Talsohlengefälle konstruiert, ist, wenn überhaupt, nur mit größten Vorbehalten möglich. In der Sylvenstein-Klamm besitzen wir mit ziemlicher Sicherheit ein solches Talrudiment (Sohle bei ca. 630 m ü. NN). Jedoch spätestens ab der Jachenmündung ist durch die glaziale Tiefenerosion der ursprüngliche fluviatile Talboden in unterschiedlichem Maße tiefer gelegt worden.

Erst vor dem Rande des Gletschers, etwa in der Gegend von Holzkirchen, können wir mit einer ausschließlich fluviatilen Formung des Festgesteinsuntergrundes rechnen, von dem jedoch nicht bekannt ist, welchen vertikalen tektonischen (epirogenen) Bewegungen er seit dem Beginn der Eiszeit unterlag. Hebungs- bzw. Senkungsbeträge von einigen Dekametern für diesen Zeitraum anzunehmen, ist sicherlich nicht abwegig.

4.5. Das Längstal der Oberen Ammer zwischen Linderhof und Ettal

Ähnlich wie das Jachental verläuft das Tal der Oberen Ammer zwischen Linderhof und Ettal im Kern einer Mulde, des sogenannten großen Muldenzuges (Nordteil der Lechtal-Einheit), dort, wo kalkig-mergelige Gesteine des Jura und der Kreide die Talflanken und den Untergrund bilden (Abb. 5). Der Boden des glazialen Taltroges verläuft zwischen Linderhof und Graswang ziemlich einheitlich etwa 80 m unter Gelände, d. h. er fällt mit ähnlicher Neigung wie der rezente Talboden nach E ein. Bei Graswang erhöht sich die Trogtiefe ziemlich rasch bis auf etwa 150 m (700 m ü. NN). Östlich Graswang verändert sich die Tiefenlage des Trogbeckens kaum mehr. Erst in Annäherung an die Talenge südlich Oberammergau steigt die Felssohle bis auf etwa 800 m ü. NN (ca. 40 m unter Gelände) an. Aus dem verschütteten Talbecken unter dem Weid-Moos zweigt in Richtung Ettal eine wenige hundert Meter breite Rinne ab, die sich in eine, den Hauptdolomit durchsägende, ebenfalls glazial verfüllte Klamme fortsetzt (altpleistozäner Abfluß der Ammer in das Loisachtal).

Das glaziale Becken ist westlich Graswang völlig von sandigen Kiesen (vermutlich spätriß- bis frühwürmeiszeitlichen Alters) erfüllt, die sich nach E mit altersgleichen Seetonen verzahnen, die unter dem Weid-Moos bereits den größten Teil des Beckens ausfüllen. Am südlichen Talrand ist eine Schotterrinne ausgespart, die aus dem Graswangtal nach E in Richtung auf das Loisachtal verläuft und deren Grundwasserstrom die Maulenbachquellen speist. Zwischen den älteren Seetonen und den oberflächennahen postglazialen Seetonen liegen im Weid-Moos noch etwa 10 m mächtige Kiese und Sande spätglazialen Alters. Eine dort niedergebrachte Bohrung durchteufte die jüngeren Sedimente, ohne zwischen diesen und den älteren Seetonen einen als Moränenablagerung zu deutenden Horizont erböhrt zu haben. Die Bohrung stand bei Endteufe (105 m) noch in den älteren Seetonen. Nach refraktionsseismischen Untersuchungen (BADER 1979, in diesem Band) beträgt die Mächtigkeit der spät- bis postwürmeiszeitlichen Sedimente (Kiese, Sande, Schluffe) zwischen der Einmündung des Elmann-Baches (östlich Linderhof) und Graswang 10 m bis 30 m, im Weid-Moos u. U. 40 m.

4.6. Das Loisachtal zwischen Eschenlohe und Penzberg (Eschenloher — Murnauer Moos, Kocheler Moos)

Die Becken des Eschenloher — Murnauer Mooses und des Kocheler Mooses (Taf. 1) liegen dort, wo sich die aus dem Loisachtal und über den Kesselberg vordringenden Gletscherarme am Alpenrand, befreit von der inneralpinen Einengung, ausbreiteten und in den Gesteinen des Flysch stärker in die Breite erodierten. Die Form der verschütteten Felsbecken und des rinnenförmigen Verbindungsstückes (Hechendorf — Großweil) ist bislang nur in einigen Grundzügen bekannt. Nach geophysikalischen Untersuchungen ist das Eschenloher Becken nördlich Eschenlohe maximal etwa 200 m bis 250 m (Abb. 5), das Becken des Kocheler Mooses östlich Großweil etwa 180 m bis 200 m tief. Im Murnauer Moos wie auch im Nordteil des Kocheler Mooses liegt die Felssohle wahrscheinlich nur mehr etwa 50 m unter Gelände. Im Murnauer — Eschenloher Becken trennen die Kögel

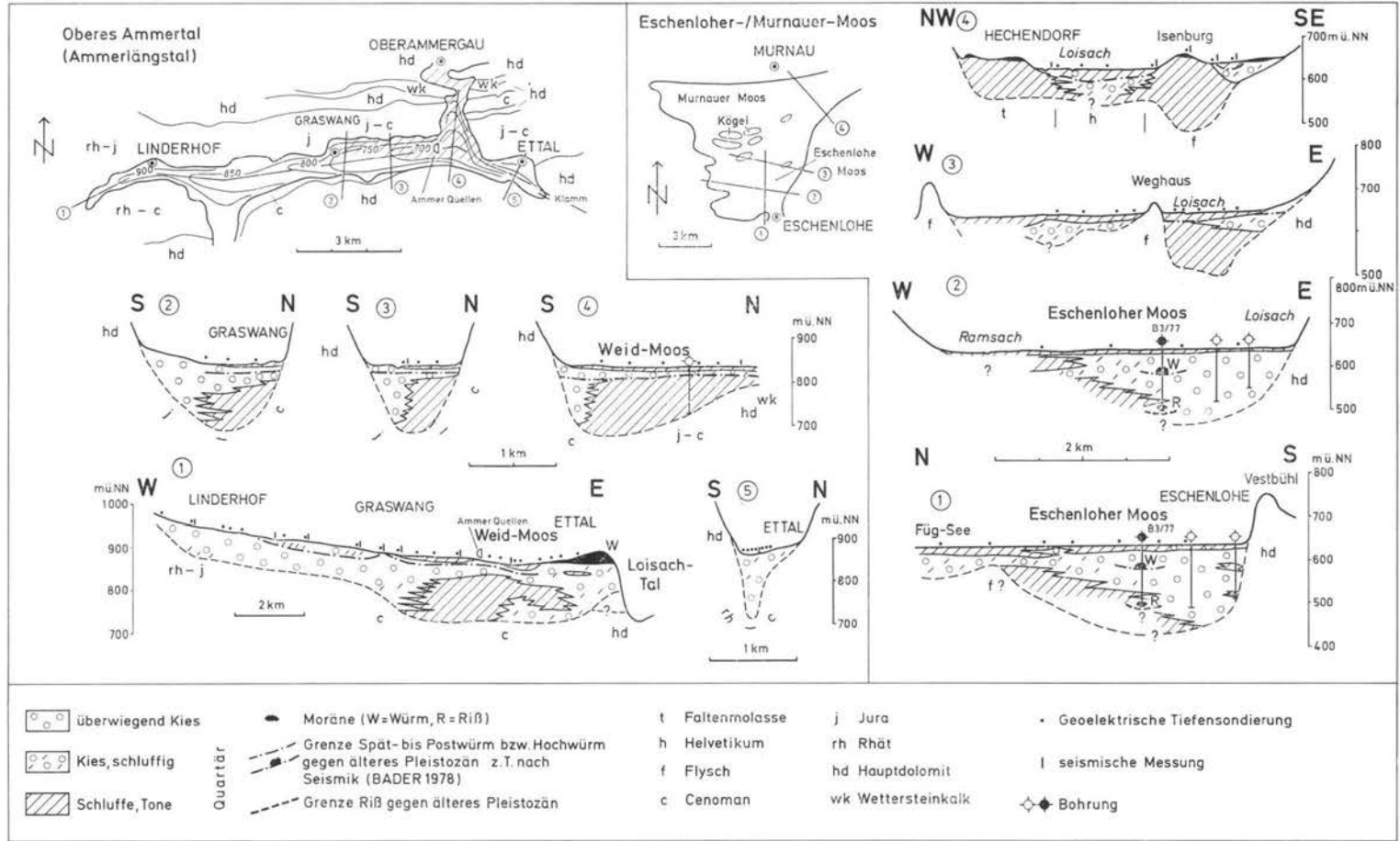
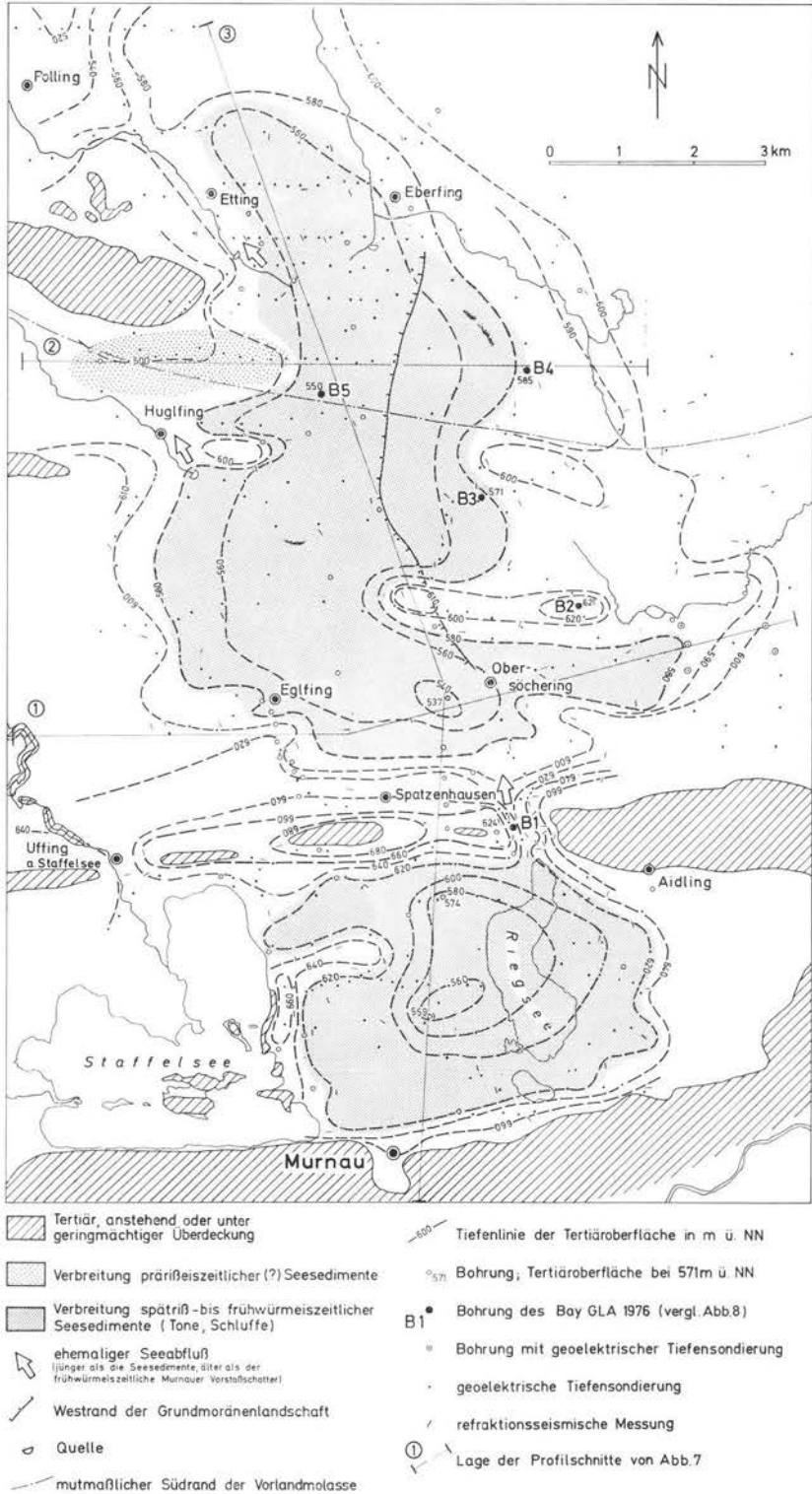


Abb. 5: Geologische Schnitte durch das Obere Ammertal (Ammerlängstal) und das Eschenloher Moos sowie Verlauf der Festgesteinsoberfläche im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers. (Alle Höhenangaben in m ü. NN)



(Flysch und Helvetikum-Aufragungen) das stärker eingetiefte südliche vom flacheren nördlichen Becken. Das Becken des Eschenloher Mooses steht mit dem Becken des Kocheler Mooses über eine maximal 150 m bis 180 m tiefe und 0,5 km bis 2 km breite Rinne in Verbindung. Die Achse dieser Rinne verläuft teilweise südlich der Loisach (südöstlich Murnau unter dem Isenberg, Abb. 5). An den Einmündungsstellen des Loisachtales in das Eschenloher und Kocheler Moos erstrecken sich im Untergrund mächtige Kiesfächer nach N bzw. E und verzahnen sich mit feinkörnigen Staubeckensedimenten (Tone, Schluffe, Sande). Der Schuttfächer des Eschenloher Mooses (zu einem großen Teil wohl aus dem Tal der Eschenlaine geschüttet) ist nördlich Eschenlohe durch maximal 150 m tiefe Bohrungen der Wasserwerke München und des Bayerischen Geologischen Landesamtes (B 3/77) aufgeschlossen. Die 1,5 km nordöstlich der Eschenloher Talenge gelegene Bohrung B 3/77 durchteufte bis 11 m Torfe und Seetone spät- bis postwürmeiszeitlichen Alters, bis 46 m spätglaziale (?) Kiese, bis 60 m schluffreichere Kiese (Würmmoräne?) und bis 141 m eine Serie von z. T. sehr reinen Kiesen im Wechsel mit schluffigen Kiesen bzw. schluffig-tonigen Lagen, welche den Verzahnungsbereich der Schotter mit den feinkörnigen Beckensedimenten repräsentieren. Bis zur Endteufe bei 144 m folgen feinkörnige Sedimente, die kantengerundete Fein- bis Grobkieskomponenten enthalten (Riß-Moräne). In einer Bohrung der Stadtwerke München in der Eschenloher Talenge (E. T. 203,1 m) sind nach frdl. mündl. Mitteilung von R. ULRICH (BayGLA) drei Moränenhorizonte durchbohrt worden (Abb. 2), welche hier als rißseiszeitlich und älter eingestuft werden.

Das Becken des Kocheler Mooses ist nur in seinem westlichen und nördlichen Teil gut untersucht. Zwischen Großweil, Schlehdorf und Haselsee erstreckt sich ein im Loisachtal wurzelnder Schotterkegel in das Kocheler Moos, der sich in nordöstlicher bis südöstlicher Richtung mit feinkörnigen Seesedimenten verzahnt. Von ihm zweigt eine etwa 500 m breite Kiesrinne in Richtung Sindelsdorf — Dürrenhausen ab, die sich eng an die Molasse-rücken des Ostendes der Murnauer Mulde anschmiegt und wahrscheinlich einen alten Loisachlauf markiert. Der Beckenboden liegt im Westteil des Kocheler Mooses bei etwa 500 m ü. NN (ca. 100 m unter Gelände). Eine kleine lokale Aufragung (Kögel?) reicht knapp östlich Kleinweil bis auf wenige Dekameter unter Gelände. Bei Großweil zweigt nach SE, in Richtung auf den Kochelsee, eine etwa bis auf 450 m ü. NN (ca. 150 m unter Gelände) eingetiefte Rinne ab. Gleiches gilt für das Gebiet östlich des Haselsees, wo im Beckenboden ebenfalls eine E-W-streichende rinnenförmige Eintiefung bis auf 450 m ü. NN angedeutet ist. Die größten Tiefen scheinen im südlichen Teil des Kocheler Mooses zu liegen.

4.7. Das Gebiet des Murnauer Schotters (Staffelsee—Riegsee-Becken und Becken von Spatzenhausen-Eberfing)

In direkter Fortsetzung der S-N-gerichteten Vorstoßrichtung des Loisachtalgletschers liegen nördlich von Murnau, durch den Südflügel der tertiären Murnauer Mulde von den Niederungen des Murnauer Mooses getrennt, die in den tertiären Gesteinen der Falten-

Abb. 6: Festgesteinsoberfläche im Staffelsee — Riegsee Becken und im Becken von Spatzenhausen — Eberfing („Murnauer Schotter“). (Nach Geophysik und Bohrungen.) Die Höhenlage des Tertiärs ist nicht bei allen Bohrungen die das Tertiär erreichten angeschrieben.

und Vorlandmolasse angelegten Becken des Riegsee-Staffelsees (im Kern der Murnauer Mulde) und von Spatzenhäusen-Eberfing (ULBRICH 1971). Sie sind ihrerseits durch den Nordflügel der Murnauer Mulde voneinander getrennt. Die maximale glaziale Eintiefung befindet sich im südlichen Becken westlich des Riegsees (ca. 560 m ü. NN ca. 120 m unter Gelände) und im nördlichen Becken südwestlich Obersöchering (ca. 540 m ü. NN bzw. ca. 120 m unter Gelände). Beide Becken sind nördlich des Riegsees durch eine schmale Rinne verbunden, deren Boden bei etwa 625 m bis 620 m ü. NN liegt (Abb. 6). Auch bei Uffing am Ausfluß des Staffelsees ist eine ähnliche Rinne vorhanden (Boden bei 630 m ü. NN). Während der Boden des Staffelsee-Riegsee-Beckens mit Ausnahme einer vom Staffelsee nach E verlaufenden Rippe (Schichtköpfe der Unteren Bunten Molasse) nicht weiter gegliedert ist, weist das Becken von Spatzenhäusen-Eberfing drei quer verlaufende Festgesteinsrücken auf, welche in das relativ flache und langgestreckte Becken von W und E her einspringen. Sie markieren die Lage des Südflügels der Peißenberger Mulde bzw. den Südrand der Vorlandmolasse und vermutlich eine markante Schichtrippe innerhalb der Rottenbucher Mulde. Das Becken ist nördlich Etting durch eine bis auf ca. 585 m ü.

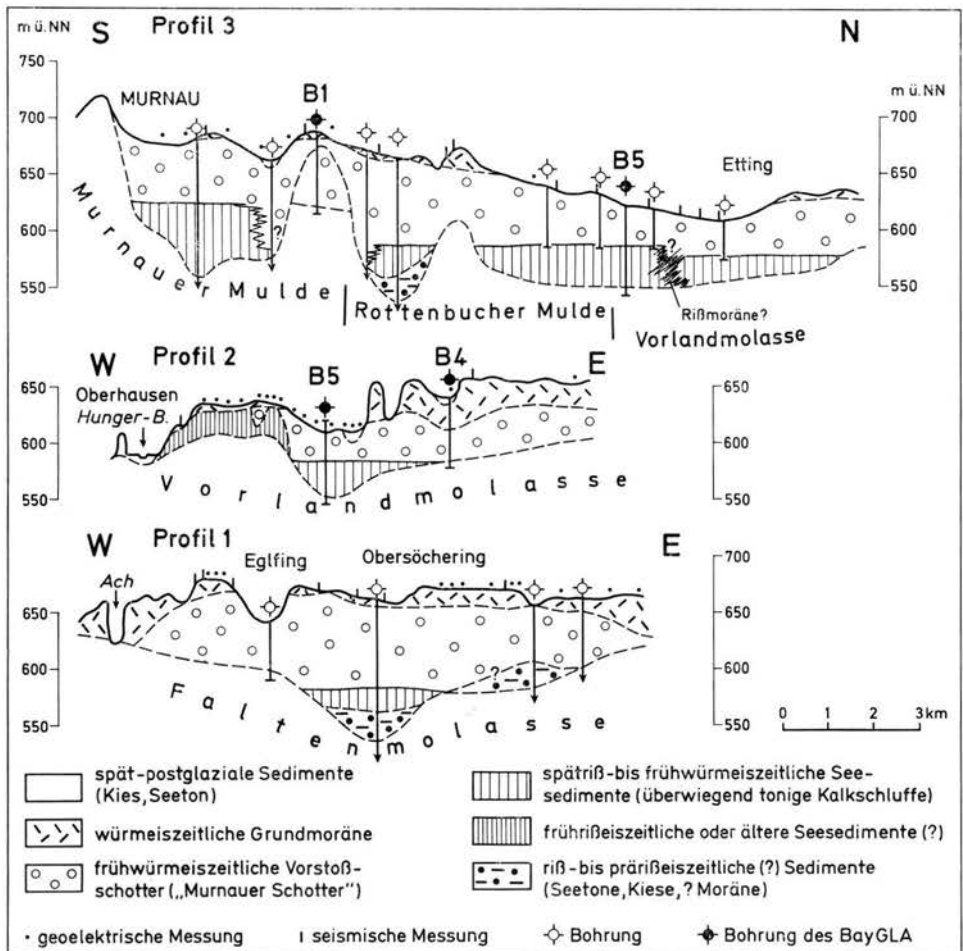


Abb. 7: Geologische Schnitte durch das Staffelsee — Riegsee Becken und das Becken von Spatzenhäusen — Eberfing. (Nach Geophysik und Bohrungen.)

NN aufsteigende flache Kulmination des tertiären Untergrundes (Vorlandmolasse) vom Weilheimer Zungenbecken des Ammersee-Gletschers getrennt.

Die quartäre Auffüllung der durch den Ammersee-Gletscher ausgeschürften Becken vollzog sich überwiegend nach dem Rückzug des rißeiszeitlichen Gletschers. Nur südwestlich und östlich Übersöcherung sind möglicherweise ältere Sedimente erhalten (Abb. 7). Zwischen Huglfing und dem Molasserücken von Berg sind durch geophysikalische Messungen schluffig-tonige Sedimente (Seesedimente?) nachgewiesen, welche mit Vorbehalt als prärißeiszeitlichen Alters gedeutet werden.

Wie Bohrungen des Bayerischen Geologischen Landesamtes im Jahre 1976 zwischen Riegsee und Eberfing (Abb. 6) gezeigt haben, ist über dem Tertiär im allgemeinen nur eine wenige Meter mächtige rißeiszeitliche Grundmoräne bzw. ein Horizont mit aufgearbeitetem Tertiär vorhanden. Darüber folgen direkt spätriß- bis frühwürmeiszeitliche Seetone (tonige Kalkschluffe), deren Oberfläche im Riegsee-Becken bei ca. 625 m ü. NN und im Spatzenhäuser-Eberfing Becken bei ca. 585 m ü. NN (im S) bzw. ca. 573 m (im N) liegt. Ihre Verbreitung markiert die Ausdehnung zweier Seen, von denen der nördliche möglicherweise durch einen rißeiszeitlichen Endmoränenbogen (Rückzugsmoräne) zweigeteilt war (Abb. 7). Diese Seen hatten bei Etting, Huglfing und nördlich des Riegsees Abflüsse, deren Höhenlage jeweils mit der Seetonoberfläche übereinstimmen. Über diese Seetone wurden beim Vorrücken des würmeiszeitlichen Gletschers fluvioglaziale Vor-

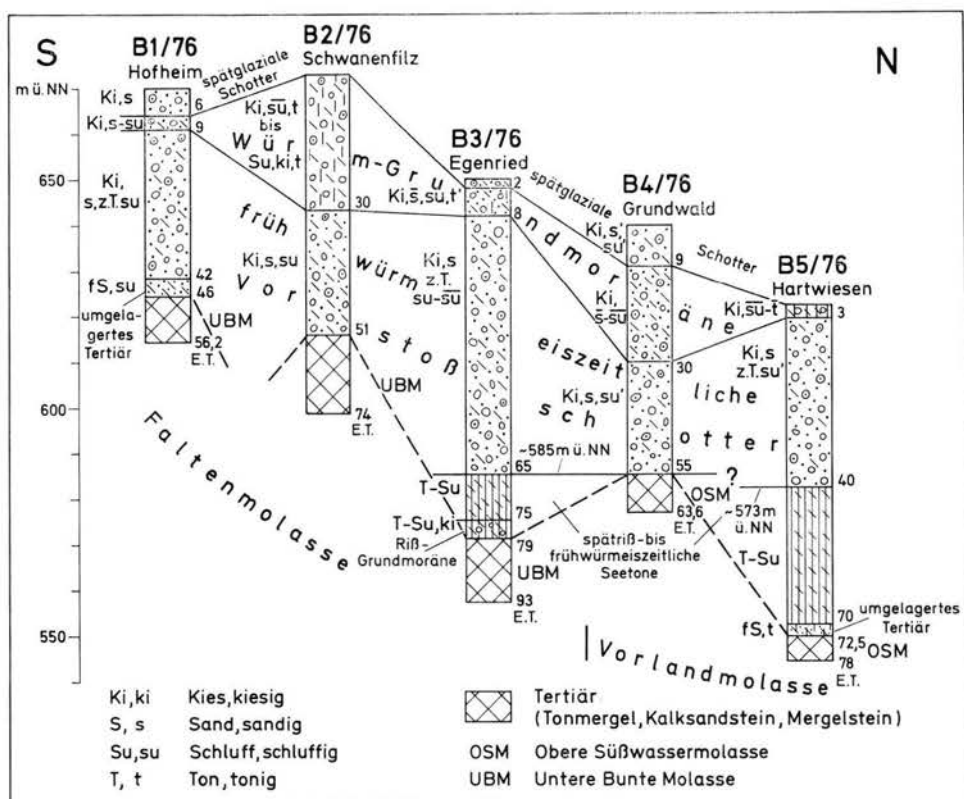


Abb. 8: Profile der Bohrungen (1976) des Bayerischen Geologischen Landesamtes im Bereich Spatzenhäuser — Eberfing.

stoßschotter (der sogenannte Murnauer Schotter; AIGNER 1913, ROTHPLETZ 1917, TROLL 1937, KRAUS 1955) in bis zu 80 m Mächtigkeit abgelagert, die sich durch eine relativ einheitliche Beschaffenheit (sandige Kiese) auszeichnen und nur im Ostteil unter mächtiger Grundmoränenbedeckung gebietsweise stärker schluffig sind. Die Schüttung dieser Kiese erfolgte wohl überwiegend aus S, im nördlichen Becken auch aus östlicher Richtung. In der nachfolgenden Zeit wurden die Vorstoßschotter vom Eis des würmeiszeitlichen Gletschers überfahren, jedoch nur in geringem Maße wieder ausgeräumt und mit unterschiedlich mächtiger Grundmoräne (0 m bis 30 m) überdeckt. Östlich der Linie Obersöchering — Eberfing ist eine zusammenhängende Grundmoränendecke von 15 m bis 30 m Mächtigkeit abgelagert. Diese Grundmoränenlandschaft ist durch eine vor allem im Nordteil deutliche nach W abfallende Geländestufe gegen die angrenzende sehr unregelmäßig von Moräne überdeckte Schotterflur abgesetzt (Abb. 7).

5. Zum Ausmaß der glazialen Erosion und zum Vorgang der Auffüllung glazial übertiefer Täler

Das Problem, das absolute Maß der glazialen Tiefenerosion in den Tälern zu benennen, ist gleichzeitig auch ein Problem des Bezugsniveaus, d. h. der Höhenlage der frühglazialen Landoberfläche. Derartige Landoberflächen sind jedoch in den hier untersuchten Tälern des Alpenraumes und des Alpenvorlandes nicht bekannt. In der Regel ist es nur möglich, sich auf die heutige Oberfläche zu beziehen, etwa auf den rezenten Talboden. Der Betrag der absoluten Tiefenerosion des Gletschers ist dann allerdings nicht anzugeben. Für die Angabe der Tiefenerosion während der Würmeiszeit hat man im Isar- und Loisachtal an einigen Stellen die Möglichkeit, sich auf die Oberfläche frühwürmeiszeitlicher Vorstoßschotter zu beziehen. So z. B. im Isartal südlich Krün und südwestlich Bad Tölz (Wackersberg, Würminterstadial? nach SCHMIDT-THOMÉ 1955) und im Loisachtal westlich Großweil (Höllersberg), wo Vorstoßschotter unter Würmmoränenbedeckung hoch über dem rezenten Talboden bzw. den spätglazialen Terrassen, von der würmeiszeitlichen Glazialerosion verschont geblieben sind. Dabei wird unterstellt, daß auf den Rückzug des Talgletschers ein Zeitraum der Akkumulation folgte und die höchsten spätglazialen Terrassenflächen das zugehörige Aufschüttungsniveau darstellen, von dem aus erst die spät- bis postglaziale Erosion in die Tiefe wirkte, d. h. die Eintiefung des Tales in die alten Sedimente im wesentlichen durch den Gletscher und nicht durch das fließende Wasser erfolgte.

Die weiter oben mitgeteilten neueren Bohrprofile (B 1/76 — B 5/76; B 1/77 — B 3/77; Vorderriß 1) sowie die Bohrung Reichersbeuern 1 (SCHMIDT-THOMÉ 1955) erlauben es, an wenigen Orten mehr oder weniger eindeutige Aussagen über die Zugehörigkeit der durchteuften Sedimente zu den einzelnen glazialen Perioden und damit auch über das Ausmaß der glazialen Tiefenerosion zu machen. Außerdem ist es durch die geophysikalische Erkundung der Täler möglich, ein Bild zu entwerfen von der Materialverteilung im Untergrund und damit auch indirekt vom Mechanismus der Auffüllung der glazialerosiv entstandenen Talbecken. Durch BADER (1979, dieser Band) wurde die Möglichkeit aufgezeigt, über die Verteilung seismischer Geschwindigkeiten im Untergrund eine Trennung von nicht eisvorbelasteten, spät- und postglazialen Sedimenten, von eisvorbelasteten, würmglazialen und älteren Sedimenten durchzuführen. Leider ist diese Methode nicht in jedem Falle anwendbar, da neben der Belastung durch das Eis auch primäre, nicht belastungsbedingte Materialeigenschaften, wie z. B. die Verbackung von Schottern, eine Rolle spielen.

In Abb. 2 und Taf. 2 ist versucht worden, mit obigen drei Methoden — Bohrprofile, Materialverteilung, seismische Geschwindigkeiten (nach BADER 1979) — eine Aussage über die glaziale Tiefenerosion der verschiedenen Glazialzeiten zu machen.

Nach BADER (1979) beträgt die Mächtigkeit spät- bis postglazialer Sedimente im Isar- und Loisachtal oftmals nur 10—20 m. Im Weid-Moos (Oberes Ammertal) sind diese Sedimente 40 m und an der Jachenmündung (Isartal) u. U. mehr als 50 m mächtig. Durch Bohrungen lassen sich in den Alpentälern aufgrund von Moränenhorizonten würmeiszeitliche Eintiefungen von 40 m bis 60 m im Isartal südlich Mittenwald (B 1/77 und B 2/77) und von 60 m im Eschenloher Moos (B 3/77), jeweils bezogen auf den Talboden, nachweisen. Bezogen auf die Oberfläche der frühwürmglazialen Vorstoßschotter beträgt die glaziale Tiefenerosion während der Würmeiszeit im Isartal bei Krün etwa 80 m bis 100 m, bei Bad Tölz ebenfalls etwa 80 m bis 100 m.

Die Eintiefung der rißeiszeitlichen Gletscher war in allen untersuchten Alpentälern sowie im Verbreitungsgebiet des Murnauer Schotter (Abb. 6) und im Tölzer Lobus (Abb. 4) bedeutend größer als die glaziale Tiefenerosion während der Würmeiszeit. Sie beträgt im Eschenloher Moos mindestens 140 m, in der Eschenloher Talenge mindestens 120 m (Loisachtal-Gletscher), im Gebiet der Reißbachmündung in das Isartal mindestens 236 m und im Tölzer Lobus bei Reichersbeuern mindestens 170 m (Isartal-Gletscher), jeweils bezogen auf den heutigen Talboden bzw. die heutige Geländeoberfläche. Im Raum Murnau — Eberfing erreicht sie mit etwa 100 m bis 120 m ebenfalls bedeutende Ausmaße. An den Stellen mit der größten rißeiszeitlichen Tiefenerosion scheinen auch die älteren Gletscher (Mindel) am kräftigsten in die Tiefe erodiert zu haben, und zwar in noch stärkerem Maße als während der Rißeiszeit (Bohrung Vorderriß 1 \geq 362 m; Bohrung Reichersbeuern 1 \geq 258 m). Insgesamt waren die durch die rißeiszeitlichen Gletscher ausgeschürften Hohlformen sowohl wesentlich tiefer als auch breiter als die der würmeiszeitlichen Gletscher. Die Gletscher der Würmeiszeit scheinen dort, wo sie eine merkliche Tiefenerosion bewirkten, dies auf Kosten der erosiven Breitenwirkung getan zu haben. Bedeutende Reste prä- bzw. frühwürmglazialer Sedimente im Loisach- und Isartal belegen dies (Isenberg, Höllersberg, südlich Krün, Wackersberg).

Die Auffüllung der im Hochglazial geschaffenen alpinen übertiefen Täler wurde mit dem Rückzug der Talgletscher eingeleitet und im Laufe der folgenden Warmzeit und in der anschließenden Vorrückungsphase der folgenden Eiszeit vollendet. Der Auffüllungsvorgang war vor allem beeinflusst durch das Vorhandensein großer, gegeneinander mehr oder weniger abgekammerter Übertiefungsbecken, die als Sedimentfallen wirkten als auch durch die zu Anfang darin gefangenen Toteismassen. Der gesamte Vorgang der Zuschüttung vom Rückzug der Gletscher bis zum nächsten Gletschervorstoß läßt sich in verschiedene aufeinanderfolgende Stadien gliedern, die miteinander durch fließende Übergänge verbunden waren.

In einem ersten Stadium zogen sich die Gletscher, eventuell unterbrochen von Rückzugshalten oder geringen Vorstößen, durch die alpinen Haupttäler zurück und hinterließen dort mächtige Toteismassen, wo die vorausgegangene Tiefenerosion am intensivsten tätig war, also in den Übertiefungsbecken. Während des Abschmelzens dieser Eisreste, das zu Anfang verstärkt von den Talrändern her erfolgte, wurden diese von glazialen Schmelzwasserrinnen umschüttet. Es bildeten sich z. T. schmale Kieskörper zwischen Talrand und Eis (Eisrandschotter), so z. B. im Isartal bei Lenggries, im Oberen Ammertal und im westlichen Kocheler Moos. Die von den zurückweichenden Gletscherstirnen ausgehenden Schmelzwässer flossen direkt in das Alpenvorland. Nur lokal konnten sich durch Eisverbau Moränenablagerungen oder seitliche Schwemmkegel kleinere Seen bilden.

In einem folgenden Stadium wurden die bis dahin nur teilweise verfüllten, weil durch Toteis plombierten Becken durch Abschmelzen des Toteises in große Seebecken umgewandelt. Die Zuschüttung geschah langsamer als das Abschmelzen der Eisreste. Es bildeten sich entlang der alpinen Haupttäler hintereinandergeschaltete Seen, welche für die von S

von den Gletscherwässern herangeführte Geschiebefracht als Klärbecken wirkten, aber auch Schutt von den Talflanken aufnahmen. In ihnen lagerten sich Deltaschotter ab, die sich beckenauswärts mit feinkörnigen Seesedimenten (Sande, Schluffe, Tone) verzahnten. Es ist anzunehmen, daß die nördlichsten Becken bzw. diejenigen Becken, welche die geringsten Eintiefungen aufwiesen, am frühesten eisfrei waren und es daher dort auch zuerst zur Ablagerung der typischen feinkörnigen Seesedimente gekommen ist (Nordteil des Kocheler Mooses und Murnauer Moos). In der Folgezeit geschah die weitere Auffüllung der Seen fortschreitend von S nach N. Dieses Stadium endete nach Erlahmen der vom Schmelzwasser der Gletscher abhängigen Schuttfuhr und mündete in eine mehr oder weniger vollständige Zuschüttung und Verlandung der Seen in der folgenden Warmzeit. Es bildeten sich Wasserläufe, Sümpfe und flache Restseen. Am Ende der warmzeitlichen Periode oder zu Beginn der folgenden Kaltzeit verstärkte sich die Erosion des fließenden Wassers (SCHAEFER 1950), es entstanden stärker eingetiefte Talungen.

In einem weiteren Stadium der Aufschüttung wurden durch die Schmelzwässer der erneut vordringenden Gletscher mächtige Vorstoßschotter abgelagert und die Täler bis mehrere Dekameter über ihr warmzeitliches Niveau aufgeschüttet. Die nachdrängenden Gletscher schürften in der Folgezeit diese Vorstoßschotter, wenigstens in den alpinen Tälern, wieder weitgehend aus, wobei die Gletscher zu den verschiedenen Eiszeiten unterschiedlich gründlich zu Werke gingen. Die rißeiszeitlichen Gletscher entfernten in den Alpentälern die älteren Ablagerungen weitgehend, nur an den tiefsten Stellen der Talbeken verbliebenen Reste. Die würmeiszeitlichen Gletscher hinterließen an einigen Stellen (Murnauer Moos, Isartal bei Krün, Wackersberg) noch ausgedehnte Reste dieser Sedimente.

In einem Teil der Zungenbecken war der im Vorstehenden beschriebene Gang der Entwicklung ein anderer. Während das Wolfratshausener Becken wohl ständig mit den Hauptschmelzwasserwegen in Verbindung stand und daher heute weitgehend verfüllt ist, waren die Zungenbecken des Ammersees und des Würmsees schon beim Rückzug der Gletscher durch die alpinen Täler von den geschiebeführenden Schmelzwasserfluten abgeschnitten und verlandeten daher bis zum Vordringen der nachfolgenden Gletscher nicht vollständig. Eine Übergangsstellung nehmen das Staffelsee-Riegsee-Becken und das Becken von Spatenhausen-Eberfing ein, in denen die spätglaziale Aufschüttung ebenfalls nicht von den durch die Haupttäler abfließenden Schmelzwässern beeinflusst werden konnten. Diese Becken wurden jedoch beim Vordringen der würmeiszeitlichen Gletscher mit mächtigen Vorstoßschottern verfüllt. Nahezu ohne spätglaziale bzw. frühglaziale Sedimente blieb das Felsenbecken des Walchensees, das erst dann vom Toteis frei war, als die Schmelzwässer bereits den Weg durch das Isartal nahmen.

Als typisch für die beschriebene Entwicklung der Talzuschüttung bzw. der Zuschüttung glazial erodierter Becken hat die Zeit zwischen dem Riß- und Würmhochglazial zu gelten. Die würmeiszeitlichen Gletscher hatten, bezogen auf das nacheiszeitliche Talniveau, keine ähnlich tiefen und ausgedehnten Hohlformen hinterlassen, in denen es zu ähnlich umfangreicher Sedimentation hätte kommen können.

6. Schlußbemerkung

Die Untersuchungen stehen, was die detaillierte glazialgeologische Bearbeitung und die Präzisierung der gewonnenen grundsätzlichen Erkenntnisse anbetrifft, erst am Anfang. Beim Umfang des vorliegenden Materials war daher nur ein kurzer Abriss der gewonnenen geologischen Erkenntnisse möglich. Die Arbeiten werden weitergeführt.

7. Schriftenverzeichnis

- AIGNER, D. (1913): Das Murnauer Diluvium. — Mitt. geogr. Ges. München, **8**, 2: 77—177; München.
- BADER, K. (1979): Exarationstiefen würmeiszeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern (Trennung eisvorbelasteter und nicht eisvorbelasteter Sedimente aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 49—61; Öhringen.
- JERZ, & ULRICH, R. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8533/8633 Mittenwald. — 152 S.; München.
- KLEBELSBERG, R. VON (1948): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. — Bd. 1, 403 S.; Wien (Springer).
- KNAUER, J. (1952): Diluviale Talverschüttung und Epigenese im südlichen Bayern. — Geologica Bavarica, **11**: 32 S.; München.
- KRAUS, E. (1955): Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **6**: 75—95; Öhringen.
- LEVY, F. (1920): Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete — Ostalpine Formenstudien Abt. 1, **1**: 191 S.; Berlin.
- LOUIS, H. (1960): Allgemeine Geomorphologie. — 354 S.; Berlin (de Gruyter).
- REICH, H. (1955): Feststellungen über diluviale Bewegungen am Nordrand der Bayerischen Alpen aufgrund seismischer Untersuchungen. — Geol. Rdsch., **43**: 158—168; Stuttgart.
- ROTHPLETZ, A. (1917): Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher. — Mitt. geogr. Ges. München, **12**, 2: 216 S.; München.
- SCHIRM, E. (1968): Die hydrogeologischen Verhältnisse der Münchner Schotterebene östlich der Isar. — Diss. Uni. München, 139 S.; München.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1950): Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Reißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubedens. — Geologica Bavarica, **4**: 55 S.; München.
- (1955): Zur Frage quartärer Krustenbewegungen im Alpen- und Voralpengebiet des Isartalbereichs. — Geol. Rdsch., **43**: 144—148; Stuttgart.
- ULBRICH, R. (1971): Die hydrogeologischen Verhältnisse im Schotterfeld nördlich Murnau. — Geologica Bavarica, **64**: 428—431; München.
- WILHELM, F. (1961): Spuren eines voreiszeitlichen Reliefs am Alpennordsaum zwischen Bodensee und Salzach. — Münchner geogr. H., **20**: 3—176; Regensburg.

