

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	49—61 5 Abb.	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	-----------	-----------------	----------------------

Exarationstiefen würmeiszeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern

(Trennung eisvorbelasteter und nicht eisvorbelasteter Sedimente
aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten)

KURT BADER *)

Continental Quaternary, glacial valley, glacial sedimentation, moraine, river terrace, varve,
reflection seismics, wave dispersal, influence, compression (ice load) Bavarian Plateau

Kurzfassung: Die seismischen Geschwindigkeiten quartärer Ablagerungen in den Moränengebieten und Trogtälern Südbayerns erlauben eine Zweiteilung in eisvorbelastete und nicht eisvorbelastete Sedimente. Es sind hierbei Geschwindigkeiterniedrigungen durch fehlende Wassersättigung (Kies über dem Grundwasserspiegel und Seeton mit organischen Bestandteilen) und Geschwindigkeitserhöhungen durch Verfestigung im Kies, Grundmoränen und großen Tiefen zu berücksichtigen.

Nach den refraktionsseismischen (und geoelektrischen) Messungen und einigen Bohrungen sind die alpinen Trogtäler der Iller, Loisach und Isar mit 100 bis 500m mächtigem Quartär aufgefüllt, das in eine relativ geringmächtige post- bis spätglaziale Überdeckung (10 bis 30m) und in z. T. sehr mächtige, eisvorbelastete Sedimente (50 bis 500 m) aufgeteilt werden kann. Der Tiefenschurf der Würmgletscher war gering und beschränkte sich im wesentlichen auf die frühwürmglazialen Schotter. Im Gegensatz hierzu stehen die 100 bis 300 m tiefen Becken im Fels der Trogtalsolehnen, die von Gletschern früherer Eiszeiten geschaffen wurden.

Im Bereich randlicher Moränenhochflächen und größerer Schotterterrassen in den alpinen Talräumen wurden 100 bis 150 m eisvorbelastete Sedimente in Glazialfurchen, in Becken und auf Trogtalschultern nachgewiesen, die einen noch geringeren Tiefenschurf des Würmgletschers erkennen lassen.

Größere Mächtigkeiten spät- und postglazialer Sedimente (50 bis 100 m) wurden in alpinen Nebentälern und im Saalachtal gefunden. Sie werden z. T. auf einen größeren Tiefenschurf des Würmgletschers vor Felsbarrieren und z. T. auf eine fluviale Ausräumung im letzten Interglazial zurückgeführt, so daß in letzterem Fall die Würmgletscher keine mit den heutigen vergleichbaren Sedimentmächtigkeiten antrafen.

Im Alpenvorland liegen große, nicht von den Würmgletschern erodierte Schotterfelder (über mit Seeton verfüllten, glazial-erosiv geschaffenen Becken) und große Seetonbecken mit 100 bis 300 m mächtigen spät- bis postglazialen Seetonen. Nach den vielen Beispielen der geringen Exaration der Würmgletscher ist eine glaziale Ausräumung von älteren Sedimenten dieser Mächtigkeiten unwahrscheinlich. Es wird angenommen, daß diese Becken bei Ankunft der Würmgletscher nur teilweise mit Sedimenten aufgefüllte Seen waren.

[Exaration Depth of the Würm and Older Glaciers in South Bavaria (Separation of Glacial Consolidated from Not Consolidated Sediments according to their Seismic Velocities)]

Abstract: The seismic velocities of the quaternary sediments in the moraine areas and the trough valleys in southern Bavaria suggest a bipartition in glacial consolidated and not glacial consolidated sediments. Hereby velocity lowering by water unsaturation (gravel above the ground water and silt with organic matter) and velocity heightening by gravel solidifying, ground moraines and great depths have to be taken into account.

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

According to the refraction seismic (and geoelectric) surveys and some drill holes the alpine trough valleys of the Iller, Loisach and Isar rivers are filled up with 100—500 m quaternary sediments which can be divided into a relative small post and late glacial cover (10—30 m) and in parts very thick glacial consolidated deposits (50—500 m). The depth exaration of the Würm glaciers was small and confined essentially to the early Würm glacial gravel deposits. In contrary to this stand the 100—300 m deep basins in the rock floor of the trough valleys, which are accomplished by the glaciers of earlier glaciations.

In the extent of marginal moraine plateaus and bigger gravel terraces in the alpine valleys 100—150 m glacial consolidated sediments were detected in glacial furrows, in basins and on trough valley shoulders, which show a still less depth exaration of the Würm glacier.

Greater thickness of post and late glacial deposits (50—100 m) are found in alpine side valleys and in the Saalach valley. They were related partly to a greater depth exaration of also the Würm glaciers in front of rock barriers and partly to a fluvial erosion in the last interglacial, so that in the later case the Würm glaciers did not meet deposits as thick as nowadays.

In the alpine foreland extended gravel fields (above glacial basins filled up with lacustrine deposits) were not eroded and stand in contrast to large basins filled up with 100—300 m post and late glacial lake deposits. According to so many examples of small depth exaration of the Würm glaciers a glacial removal of older deposits with a thickness like nowadays is not plausible. These basins are thought to have been only partly filled up lakes at the arrival of the Würm glaciers.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Beschreibung der geophysikalischen Methoden
2. Die Zuordnung der seismischen Geschwindigkeiten (und der spezifischen Widerstände) zur Fazies und zum Alter der quartären Ablagerungen
3. Vergleich von Füllung und Trogtiefe alpiner Talräume
 - 3.1. Die postglazialen Haupttäler von Iller, Loisach, Isar und Saalach
 - 3.2. Randliche Moränenhochflächen und Schotterterrassen
 - 3.3. Postglaziale Nebentäler
4. Schotterflächen und Seetonbecken im Moränengebiet des Alpenvorlandes
5. Zusammenfassung der Ergebnisse der seismischen Untersuchungen
6. Schriftenverzeichnis.

1. Einleitung und Beschreibung der geophysikalischen Methoden

Für hydrogeologische Zwecke und im Rahmen der geologischen Landesaufnahme wurden in Südbayern in den letzten Jahren umfangreiche geophysikalische Messungen über quartären Ablagerungen größerer Mächtigkeit — alpine Talräume und Schotterfelder innerhalb des Würmmoränengebietes — durchgeführt. In diesen Gebieten wurden knapp 500 refraktionsseismische Meßpunkte vermessen und weit über 1000 geoelektrische Tiefensondierungen durchgeführt, letztere vorwiegend vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, und von Privatfirmen.

Einige Gebiete, wie das Loisachtal zwischen Garmisch-Partenkirchen und Eschenlohe, das Isartal in Höhe des Sylvensteinsees und im südlichen Teil der Schotterfläche des Tölzer Lobus, wurden bereits vor 25 Jahren von H. REICH seismisch vermessen. Die Quartär-geschwindigkeiten wurden dabei jedoch nur ungenau und vereinzelt ermittelt, da das Hauptaugenmerk auf die Erfassung der erstaunlich großen Tiefen des nicht quartären Untergrundes gerichtet war. Jedoch wurde die Existenz hoher Geschwindigkeiten für älteres Pleistozän bewiesen (REICH 1955: 163 ff.).

Weitere seismische Messungen im Bereich größerer Quartärmächtigkeiten wurden in den Seetonbecken von Rosenheim und des Chiemsees von der Erdölindustrie ausgeführt, um Korrekturwerte für die reflexionsseismischen Messungen zu erhalten. Bei diesen Messungen wurde nur der Geschwindigkeitsbereich bis etwa 1,8 km/s erfaßt und aus dem Vergleich mit Bohrungen ebenfalls geschlossen, daß tiefer gelegene ältere Seetone Geschwindigkeiten $\geq 2,0$ km/s aufweisen (VEIT 1973: 283 ff.).

Der weiteren Anwendung der refraktionsseismischen Methode waren wegen des relativ großen Meßaufwandes bei Erkundungstiefen von mehr als 100 m Grenzen gesetzt, die von der zwischenzeitlich praktizierten Fallgewichtsseismik (100 kg Fallgewicht und optisches Stapelverfahren) mit Erkundungstiefen ≤ 100 m (DEPPERMAN & HILDEBRAND 1973: 100) noch nicht überwunden werden konnten. Mit der Einführung einer Meßmethodik mit Kleinsprengungen vor wenigen Jahren am Bayerischen Geologischen Landesamt gelang es, mit relativ geringem Meßaufwand große Eindringtiefen (bis 400 m) zu erreichen.

Bei der Meßmethodik des Bayerischen Geologischen Landesamtes wird eine 24-Spur-Apparatur mit Filtermöglichkeiten und Direktaufzeichnung mit UV-Schreiber, eine meist 230 m lange Geophonkette und eine seismische Anregung durch Kleinsprengungen (50—500 g Sprengstoff in 1—5 Schlagbohrlöchern von 1 m Tiefe) verwendet. Die Sprengungen werden z. B. in 20 m, 250 m, 500 m usw. bis maximal 1,5 km Entfernung von der Geophonkette vorgenommen. Die Sprengpunktentfernungen werden durch Abschreiten ermittelt, wobei eine Kontrolle durch die Kartenunterlage und eventuell durch nachträgliches Messen möglich ist. Da auch der Sprengmoment durch Handfunk übertragen wird, ist keine Kabelverbindung zwischen Sprengort und Geophonauslage notwendig. Aufgrund dieser Arbeitserleichterungen ist es möglich, daß 2—4 Meßpunkte pro Tag bei Erkundungstiefen von 50—200 m von nur zwei Mann ausgeführt werden können. Für Erkundungstiefen von z. B. 400 m ist allerdings ein Meßtag erforderlich.

Bei der geoelektrischen Tiefensondierung können Erkundungstiefen von einigen 100 m meist noch ohne Schwierigkeiten erreicht werden, wobei drei Mann 5—10 Meßpunkte pro Tag bei Quartärmächtigkeiten von 50—200 m vermessen können.

Refraktionsseismische und geoelektrische Methoden ergänzen sich in ihrem erzielbaren Informationsgehalt, da die seismische Geschwindigkeit in erster Linie vom Verfestigungsgrad der Gesteine und weniger von der Fazies abhängt, im Gegensatz zum spezifischen Widerstand. Eine Kombination der beiden geophysikalischen Methoden führt auch häufig dann noch zu einem brauchbaren Ergebnis, wenn ungünstige geologische Verhältnisse vorliegen. Es sind dies insbesondere wasserfreie Kiesschichten mit ihrem hohen spezifischen Widerstand für die geoelektrische Methode und eine nicht nach unten monoton zunehmende Geschwindigkeit im Fall von z. B. Grundmoräne über Kies oder Verfestigungen im Kies für die seismische Methode.

2. Die Zuordnung der seismischen Geschwindigkeiten (und der spezifischen Widerstände) zur Fazies und zum Alter der quartären Ablagerungen

Für die seismische Geschwindigkeit gibt es quantitative Beziehungen zwischen dem Porenraum, der Wassersättigung und der Auflast aus Laborversuchen, die jedoch nur als qualitative Beziehungen auf geologische Objekte übertragbar sind. Wie im Abschnitt „Einführung“ näher beschrieben ist, wurden mangels einer geeigneten refraktionsseismischen Methode bis vor einigen Jahren nur wenige Geschwindigkeitswerte tieferer quartärer Schichten gemessen. Mit der Einführung der Meßmethodik mit Kleinsprengungen fand

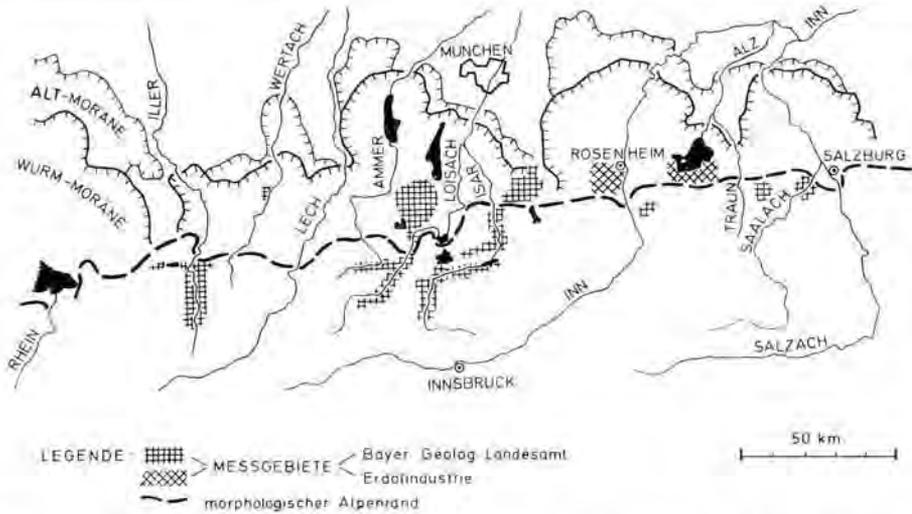


Abb. 1: Übersicht über die Meßgebiete in Südbayern, von denen aufgrund refraktionsseismischer Messungen Geschwindigkeitswerte (und Mächtigkeiten) der quartären Ablagerungen bekannt sind.

jedoch die Methodenkombination — Refraktionsseismik und geoelektrische Tiefensondierung — eine großräumige Anwendung auch über größeren Quartärmächtigkeiten und bei tiefliegendem Grundwasserspiegel (Abb. 1).

Aus dem Vergleich von Bohrprofilen mit den an dieser Stelle und in der weiteren Umgebung in gleicher geologischer Situation gemessenen Geschwindigkeiten konnte (mit Unterstützung durch geoelektrische Tiefensondierungen) ein Schema der Zuordnung von Geschwindigkeiten zu Fazies und Alter der quartären Ablagerungen in den alpinen Trogtälern und im Moränengebiet Südbayerns aufgestellt werden (Abb. 2). Hervorzuheben sind hierbei ein Bohrprofil im Oberen Illertal (BADER & JERZ 1968), das von JERZ geologisch interpretiert wurde, Bohrprofile im Schotterfeld Murnau—Weilheim (FRANK 1979, in diesem Band) und die bis 300 m tiefreichenden Seetone mit Geschwindigkeiten bis 1,8 km/s (VEIT 1973: 283 und 1977: 212, BADER 1977: 288).

Wie aus Abb. 2 hervorgeht, können die quartären Ablagerungen nur bei Berücksichtigung der Art der Lockergesteine in Gruppen mit unterschiedlichem Alter eingeteilt werden, nämlich im wesentlichen in nicht eisvorbelastete und in eisvorbelastete und damit in post- bis spätglaziale und in ältere Sedimente. Besonders wichtig ist hierbei die Klärung der Frage, ob Geschwindigkeitserniedrigungen durch fehlende Wassersättigung (z. B. Schotter und kiesige Moräne über dem Grundwasserspiegel; Seetone mit organischen Bestandteilen) oder Geschwindigkeitserhöhungen durch von der Eisvorbelastung unabhängige Bildung härterer Schichten (z. B. Grobschotter- und Nagelfluhlagen in Schottern) vorliegen.

Auch SEILER (1976: 143) gibt eine tabellarische Zuordnung von Geschwindigkeiten aus hammerschlag-seismischen Messungen (maximale Erkundungstiefe einige Zehnermeter) zu nach Alter und Art aufgegliederten quartären Schichten, die im Einklang mit der hier gegebenen, jedoch altersmäßig gröber gegliederten Zuordnung steht.

Durch eine gröbere altersmäßige Gliederung wird jedoch erst die Möglichkeit einer Umkehrung der Beziehung Alter zu Geschwindigkeit erreicht, wie sie für eine geologische Interpretation der Quartärgeschwindigkeiten notwendig und im folgenden diskutiert ist.

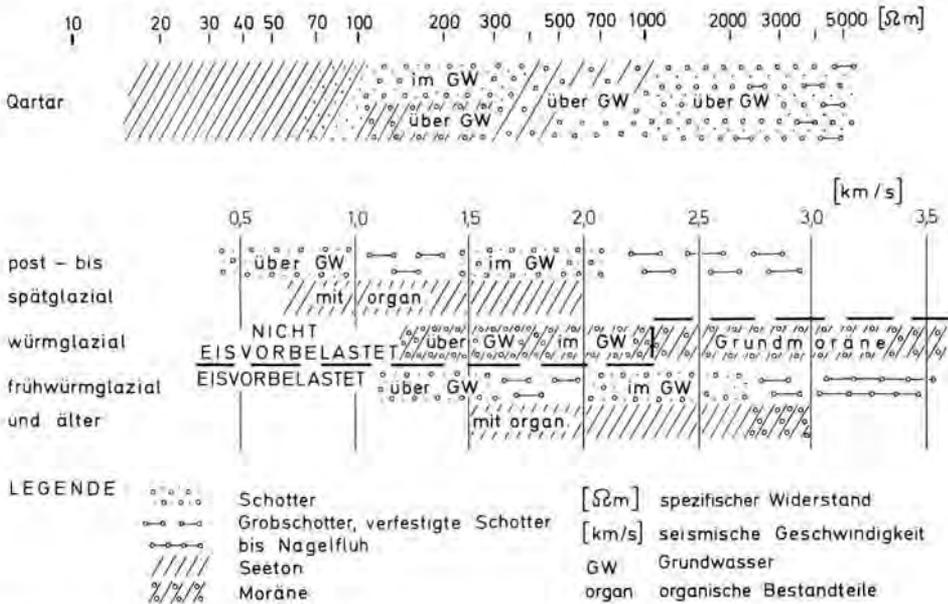


Abb. 2: Die Zuordnung von seismischer Geschwindigkeit (und spezifischem Widerstand) zur Fazies und zum Alter quartärer Ablagerungen in den alpinen Talräumen und im Moränengebiet Südbayerns. Die Vorbelastung der Lockergesteine durch die Gletscher der Würmeiszeit wird als Hauptursache für den Geschwindigkeitsunterschied der post- bis spätglazialen und der älteren Ablagerungen angesehen.

Geringe Geschwindigkeiten ($\leq 1,0$ km/s) sind bei hohem spezifischem Widerstand als post- bis spätglaziale Schotter über dem Grundwasserspiegel und bei kleinem Widerstand als die oberen 5 m post- bis spätglazialer Seetone zu interpretieren, die durch organische Bestandteile offensichtlich einen geringen Gasgehalt des ansonsten wassergesättigten Seetons führen.

Bei Geschwindigkeiten um $1,5$ km/s ist bei Schottern und kiesigen Moränen die ungefähre Kenntnis des Grundwasserspiegels erforderlich, der u. a. auch aus dem spezifischen Widerstand folgt, um post- bis spätglaziales oder höheres Alter folgern zu können. Ob Seetone mit Geschwindigkeiten um $1,8 \pm 0,2$ km/s zum Spätglazial oder wegen einer Geschwindigkeitserniedrigung durch organische Bestandteile noch zum letzten Interglazial zu rechnen sind, kann aus der Art und Größe der Geschwindigkeitszunahme nach der Tiefe (Seetonmächtigkeiten möglichst über 50 m) geschlossen werden. Spätglaziale Seetone weisen über $1,6$ km/s nur eine geringe, ältere Seetone eine erhebliche Geschwindigkeitszunahme in den oberen Zehnermetern nach der Tiefe zu auf über $2,0$ km/s auf.

Geschwindigkeiten etwas über $2,0$ km/s bis knapp $3,0$ km/s sind, wenn es sich um Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern handelt, immer eisvorbelastetem Quartär zuzuordnen. Dünnere Schichten dagegen mit diesen Geschwindigkeiten, kenntlich in der refraktionseismischen Laufzeitkurve durch kurze, versetzte Laufzeitäste relativ hochfrequenter Wellen, werden durch Grob- und verfestigte Schotterlagen und Verfestigungen in oder im oberen Bereich von Schotterpaketen verursacht. Da diese dünnen Schichten mit höherer Geschwindigkeit die Größe der Geschwindigkeit der darunterliegenden Schichten (mit geringerer Geschwindigkeit) häufig nicht zu messen gestatten, ist eine Abgrenzung junger und älterer

Schotter erschwert bis unmöglich. Aus der Gesamtheit der Messungen unter Einbeziehung der geologischen Situation kann jedoch meist noch eine diesbezügliche Aussage getroffen werden.

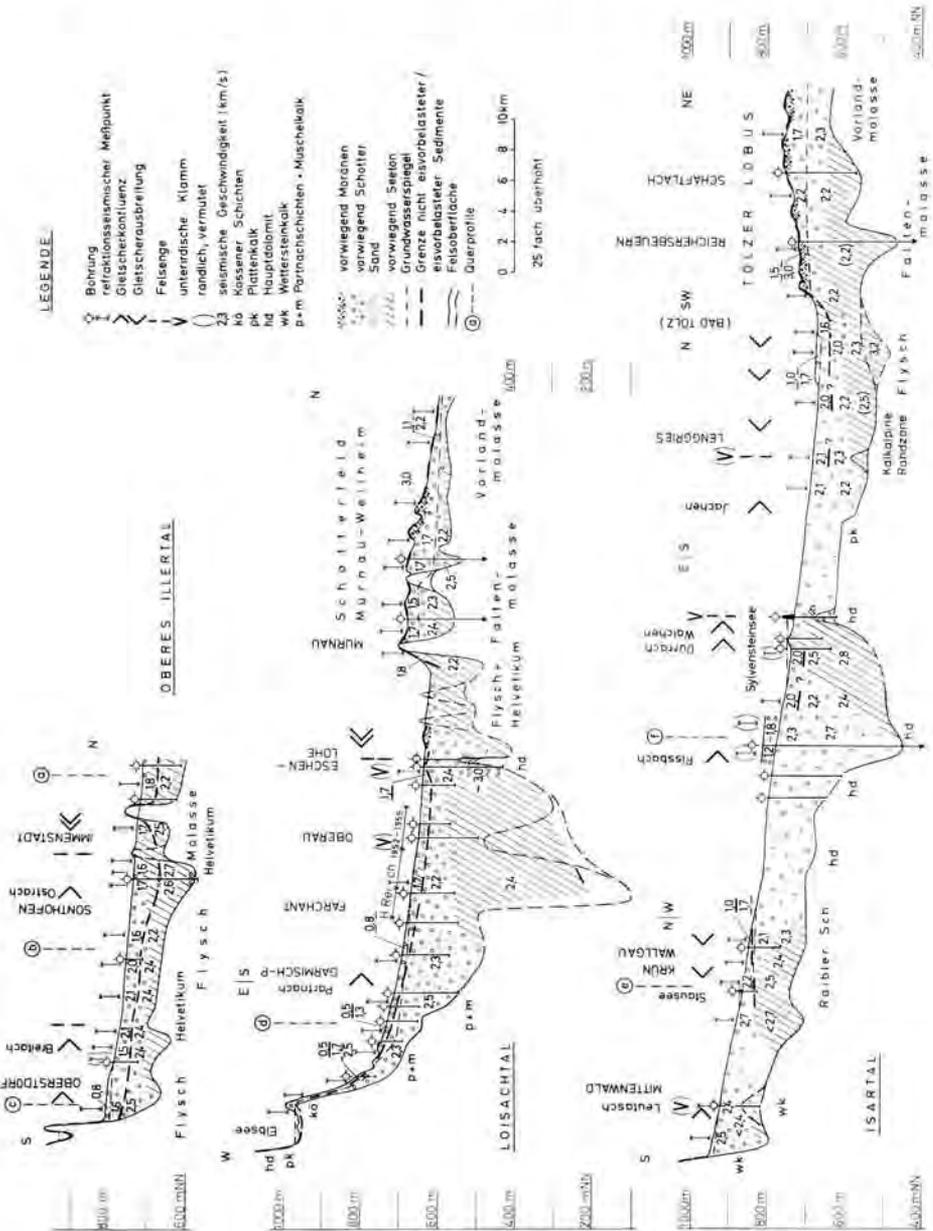


Abb. 3: Längsprofile im Bereich des Iller-, Loisach- und Isargletschers, im alpinen Bereich im postglazialen Tal und im Alpenvorland in der Hauptfließrichtung der Gletscher über Schotter-Moränenfelder verlaufend. Hierdurch ist ein direkter Vergleich der seismischen Geschwindigkeiten der Trogtalfüllungen mit den sicher eisvorbelasteten Ablagerungen im Alpenvorland gegeben.

3. Vergleich von Füllung und Trogliefe alpiner Talräume

In den alpinen Talräumen der Iller, Loisach und Isar sind neben der Trogfüllung im Bereich des postglazialen Haupttales noch randliche, terrassenartige Moränenhochflächen, abzweigende Glazialfurchen und Nebentäler mit z. T. mächtigen pleistozänen Ablagerungen vorhanden. Im Oberen Illertal sind diese Erscheinungen besonders ausgeprägt und von BADER & JERZ (1978) und HÄUSSLER & BADER (1978) eingehend beschrieben.

3.1. Die postglazialen Haupttäler der Iller, Loisach und Isar (Abb. 3)

Die alpinen Trogtäler sind sämtlich gegenüber einem fluviatilen Erosionsniveau, das durch Schwellen und Hochlagen des nicht quartären Untergrundes etwa im Bereich des morphologischen Alpenrandes vorgegeben ist, übertieft. Die maximalen Übertiefungsbeträge, bezogen auf dieses fluviatile Erosionsniveau, variieren zwischen etwa 150 m im Oberen Illertal, etwa 500 m im Oberen Loisachtal (BADER 1967: 71 ff., nach H. REICH) und etwa 350 m im Oberen Isartal (MÜLLER¹), wobei jedoch weite Strecken im Loisach- und Isartal nur Tiefen von 100—200 m aufweisen.

Die Trogtäler sind durch unterirdische Schwellen gegliedert. In diesen sind vereinzelt klammartige Eintiefungen aufgrund geophysikalischer Messungen und Bohrungen zu vermuten, so im Loisachtal die Schwelle bei Oberau und Eschenlohe und im Isartal die Schwelle vor Mittenwald bzw. sind durch eine Bohrreihe nachgewiesen, so im Isartal im Bereich des Sylvensteindamms. Zumindest die letztgenannte Eintiefung wird auf eine fluviatile Entstehung und spätere (pleistozäne), epirogenetische, relative Absenkung unter das heutige fluviatile Erosionsniveau zurückgeführt (REICH 1955; SCHMIDT-THOMÉ 1955). Als glazialerosive Übertiefung kann deshalb mit einiger Sicherheit nur der Niveauunterschied der einzelnen Trogbeckensohlen zu den nächst gelegenen Schwellen bzw. Klammern gewertet werden, wobei sich dann Beträge von 100 m—300 m für die wichtigsten Trogbecken ergeben.

Die einzelnen Trogbecken innerhalb der Trogtäler liegen bevorzugt im Bereich von Gletscherkonfluenzen und vor gesteinsbedingten Barrieren, die sich häufig gegenseitig bedingen. Die Barrieren, Schwellen und Felsengen können durch einen Wechsel von härteren und weicheren Schichten und durch tektonisch unterschiedlich aufgelockerte Bereiche, wie im Isartal vor der Sylvensteinenge (Wamberger Sattelstruktur) und im Loisachtal vor der Felsenge bei Eschenlohe (Loisachstörung) verursacht sein. Auffallend ist jedoch, daß für die größte Übertiefung (im Loisachtal zwischen Farchant und Oberau) eine Gletscherkonfluenz als Ursache kaum herangezogen werden kann, findet diese doch 5 km südlich des Trogbeckens von Farchant—Oberau statt. REICH (1955: 167) denkt an tektonische Absenkungen, für die es aber außer der ungewöhnlich großen Trogliefe keine Hinweise gibt.

Die Sedimentfüllung der einzelnen Trogbecken besteht, wie sich aus zahlreichen geoelektrischen Tiefensondierungen und Bohrungen ergibt, vorwiegend aus Seetonen, die sich z. T. an nachweisbare Deltaschüttungskörper anschließen (Illertal: bei Oberstdorf und Sonthofen; Loisachtal: nördlich Garmisch-Partenkirchen und nördlich Eschenlohe; Isartal: nördlich Mittenwald, Reißbach bis Sylvensteinenge, Lenggries, östlich Bad Tölz). Über diesen Beckenfüllungen und außerhalb der Becken liegen Schotter, die talabwärts bis zum

¹) Dr. M. Müller, Preußag AG, freundliche mündliche Mitteilung: Quartärmächtigkeit in der Tiefbohrung Vorderriß 1.

fluviatilen Erosionsniveau am morphologischen Alpenrand nahezu vollständig und über diesem Niveau, wohl bedingt durch Moränenabsperungen, noch z. T. durch Seeton ersetzt sind. Abweichungen von diesem Schema können durch Einschotterungen aus seitlichen Schuttfächern, wie z. B. im Loisachtal bei Eschenlohe und im Isartal bei Krün-Wallgau, erklärt werden.

Aus der Geschwindigkeitsverteilung der beschriebenen Talfüllungen ist nun zu schließen, daß diese zum überwiegenden Teil aus eisvorbelasteten Sedimenten bestehen. Dies wird aus dem Vergleich der Geschwindigkeitswerte der von Würm-Grundmoräne bedeckten Schotter und Seetone im Voralpenraum mit der Geschwindigkeitsverteilung der Trogtalfüllungen deutlich (siehe Profile Loisach- und Isartal der Abb. 3). Insbesondere im Loisachtal ist die geringe Mächtigkeit nicht eisvorbelasteter Sedimente auffallend. Diese weisen im Raum Farchant—Eschenlohe zudem eine eigene fazielle Ausbildung (Seeton-Schotter-Wechsel) zu Liegenden (seetonfreie Schotter) auf. In der Felsenge von Eschenlohe selbst wurden Schotter bis zum Felsuntergrund in ca. 200 m Tiefe erbohrt, die ab 110 m Tiefe Moränen und moränenverdächtige Lagen aufweisen²⁾. Aus den dort gemessenen Geschwindigkeiten ist jedoch zu folgern, daß eisvorbelastete Schotter (2,4 km/s) bis nahe zur Erdoberfläche reichen und somit die Moränenlagen ab 110 m Tiefe älter als würmeiszeitlich sind.

Im Isartal kann aufgrund der Geschwindigkeitsverteilung nur an wenigen Stellen eine Aufteilung in nicht eisvorbelastete und eisvorbelastete Sedimente erfolgen. Die hohen Geschwindigkeiten der Trogtalfüllung weisen jedoch auf eisvorbelastete Sedimente hin, die bis nahe zur Oberfläche reichen. Insbesondere dort, wo Seetone liegen (Krüner Stauwehr, Sylvensteinsee), wurden so hohe Geschwindigkeiten gemessen, daß nach Abb. 2 nur eisvorbelastete Sedimente in Frage kommen. Bei Wallgau und südöstlich Bad Tölz konnten im Bereich der oberen 10—30 m ausreichend niedrige Werte (1,0/1,7 km/s, über/unter dem Grundwasserspiegel) gemessen werden, die post- bis spätglazialen Schottern (und Seetonen) zuzuordnen sind.

Im Isartal in Höhe des Krüner Stauwehres wurde bei einer dichten Bohrreihe zur Abdichtung des Untergrundes eine in Richtung zum östlichen Talrand ansteigende Seetonoberfläche in 30—10 m Tiefe erfaßt. Bis zum Talrand mit einem dort anstehenden Seeton mit Moränenbedeckung, der demnach als mindestens frühwürmglazial eingestuft werden kann (JERZ & ULRICH 1966: 55 ff.), bleibt eine Lücke von nur etwa 60 m (Abb. 4e). Da der Seeton in den Bohrberichten meist als hart, z. T. auch als sehr hart bezeichnet wird und hier Geschwindigkeiten von 2,5 km/s bis in große Tiefen gemessen wurden, bestehen wenig Zweifel, daß der erbohrte Seeton mit dem am östlichen Talrand anstehenden Seeton altersgleich ist. Ein weiterer Hinweis ist, daß über dem Seeton immer wieder Felsblöcke erbohrt wurden, die auf ausgewaschene Moräne hinweisen. Auch in der Sylvensteinenge wurden ab 20 m Tiefe harte Seetone erbohrt, die nach KNAUER (1952: 10) „nicht mehr als postglaziale Ablagerungen angesehen“ werden können. SCHMIDT-THOMÉ (1955: 152) gibt in der Tiefe 38—50 m sogar eine Grundmoräne an.

Im Saalachtal sind bei Bad Reichenhall bis über 100 m mächtige quartäre Ablagerungen erbohrt, die von oben nach unten 20—40 m mächtige Schotter, eine zwischengelagerte, geringmächtige Sandschicht, liegende mächtige Seetone über einer dem Felsuntergrund aufliegenden Grundmoräne ergaben. Nach EXLER³⁾ sind die gesamten Sedimente (über der Grundmoräne) als post- bis spätglazial einzustufen. Hier durchgeführte seismi-

²⁾ Oberregierungsrat Dr. R. Ulrich, Bayerisches Geologisches Landesamt, freundliche mündliche Mitteilung.

³⁾ Oberregierungsrat Dr. Exler, Bayerisches Geologisches Landesamt, freundliche mündliche Mitteilung.

sche Messungen ergaben wegen der großen Bodenunruhe (Messungen am Stadtrand) und Verfestigungen im Schotter nur ungenaue Geschwindigkeitswerte für die Trogtalfüllung von $2,0 \pm 0,2$ km/s, die nicht im Widerspruch zu der gegebenen zeitlichen Einstufung stehen.

3.2. Randliche Moränenhochflächen und Schotterterrassen

Im Talraum der oberen Iller und oberen Isar liegen 100—200 m über dem heutigen Talboden terrassenartige Moränenhochflächen mit frühwürm- und spätrißglazialen Ablagerungen, deren Tiefgang mit den geophysikalischen Methoden zu 100—150 m bestimmt werden konnte.

Im Illertal (Abb. 4a, b, c) liegen diese älteren, vom Würmgletscher nicht erodierten Sedimente in Becken (Breitach), Hochtälern (Rettenberg—Kranzegg) und in Glazialfurchen (südöstlich Sonthofen), die von BADER & JERZ (1968) und südöstlich von Sonthofen von HÄUSSLER & BADER (1968) beschrieben sind. In letzteren sind nahe der Untergrenze der Würmmoräne teilweise noch interglaziale Bildungen (Seetone und Torfkohlen) erhalten.

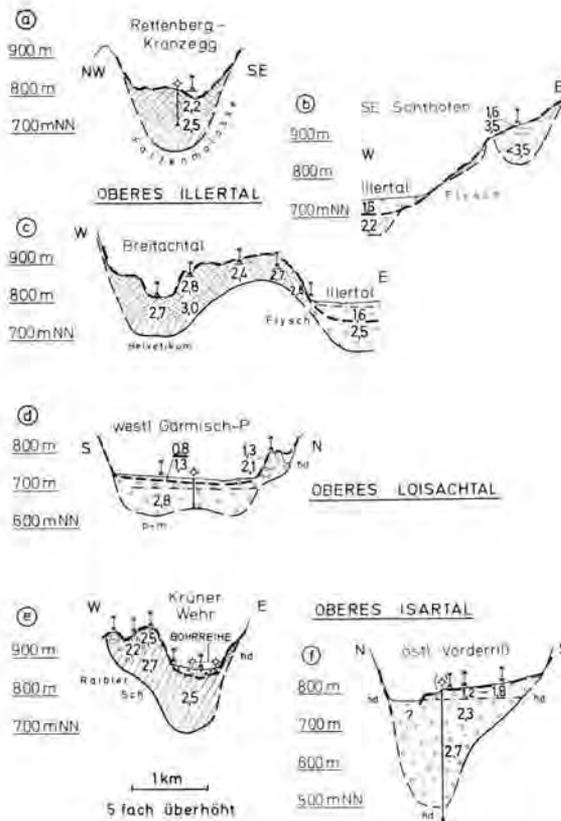


Abb. 4: Talquerprofile durch die postglazialen Haupttäler an Stellen mit randlichen Moränenhochflächen und Schotterterrassen mit größeren Quartärmächtigkeiten, die von den Talgletschern der Würmeiszeit nicht abgetragen wurden. — Lage der Profile und Legende siehe Abb. 3.

Im Loissachtal ist westlich Garmisch-Partenkirchen (nördlich Breitenau) eine 70 m hohe Schotterterrasse aufgeschlossen, in der bis etwas unter das Niveau der Loissach Geschwindigkeiten von 1,3 km/s und 2,1 km/s gemessen wurden, die entsprechend dem Oberflächenbefund („drumlinisierte“ Schotteroberfläche, am Hang Schotter bis etwa 30 m Tiefe, darunter Nagelfluh) als noch eisvorbelastete, frühwürmglaziale Schotter (über dem Grundwasserspiegel) gedeutet werden (Abb. 4d).

Im Isartal reicht im Bereich der Moränenhochfläche 2—6 km nördlich Mittenwald der Felstrog noch unter die älteren Ablagerungen hinein (siehe Abb. 4e). Eine schützende Trogtalschulter kann demnach nicht als Ursache dafür herangezogen werden, daß diese Ablagerungen nicht vom Würmglazialer, der hier noch eine Dicke von etwa 700 m (Maximalmächtigkeit in Talmitte 900 m) erreichte, erodiert wurden. Unter der südlich der Isar gelegenen 30 m hohen Schotterterrasse zwischen Vorderriß und Fall (Sylvensteinsee) wurden für die Kiese Geschwindigkeiten von 1,4—1,8/2,3—2,7 km/s (über/unter dem Grundwasserspiegel) gemessen, die charakteristisch für eisvorbelastete (frühwürmglaziale) Schotter sind (siehe Abb. 3 Schotterfeld Murnau—Weilheim und Tölzer Lobus). Auch hier reicht der Felstrog weit unter die Schotterterrassen hinein (Abb. 4f).

Im Gernmühler Seetonbecken am Samerberg, das etwa 150 m über dem Inntal liegt, ist aufgrund der geophysikalischen Messungen 100 m vorwiegend Seeton anzunehmen, der im oberen Teil interglaziales Alter aufgrund pollenanalytischer Untersuchungen besitzt. Die Geschwindigkeiten sind mit 1,5—2,1 km/s für den oberen Teil und 1,8—2,4 km/s für den unteren Teil relativ niedrig, was auf organische Bestandteile im Seeton zurückgeführt wird.

3.3. Postglaziale Nebentäler

Im Alpseetal, einem Nebental der Iller, wurden nur post- bis spätglaziale Sedimente bis zum Fels in 70—100 m Tiefe gefunden, soweit das begrenzte Auflösungsver-



Abb. 5: Tallängsprofile durch postglaziale alpine Nebentäler mit z. T. mächtigen spät- bis postglazialen Sedimenten bis oder bis nahe zum Felsuntergrund. Als Ursache für den größeren Tiefgang des Würmglazialereises wird gesehen bei a) und e) eine (teilweise) fluviale Ausräumung eventueller älterer Sedimente vor der Ankunft des Würmeises, b), c), d) einen verstärkten Tiefenschurf auch der Würmglazialer vor Felsungen mit Schwellen und vor Felsbarrieren. — Legende siehe Abb. 3.

mögen der refraktionsseismischen Methode diese Aussage zuläßt (Abb. 5a). Da im benachbarten Trogtal der Iller der würmeiszeitliche Hauptgletscher an keiner Stelle die älteren Sedimente soweit ausräumen konnte, ist dies auch für das Alpseetal unwahrscheinlich. Nach BADER & JERZ (1978) ist hier vielmehr eine fluviatile Ausräumung eventuell vorhandener älterer Sedimente im Riß/Würm-Interglazial anzunehmen.

Im oberen Ammertal zwischen Linderhof und Ettal besteht nach den geophysikalischen Messungen die Trogtalfüllung vorwiegend aus älteren, eisvorbelasteten Kiesen und Seetonen, die bei der Einmündung des Elmaurales (Gletscherkonfluenz) und vor der Felsenge und Schwelle südlich Oberammergau eine gewisse Tiefenerosion auch des Würmgletschers erkennen lassen. Bei Ettal am Übergang zum Loisachtal reicht das etwa 100 m mächtige ältere Quartär (teilweise durch Würmmoräne bedeckt) in Form einer Schwelle bis zur Oberfläche (Abb. 5b).

Das zweigeteilte Trogtal der Jachenau, das vor Lenggries in das Isartal mündet, ist im oberen Teil bis nahe zur Oberfläche mit älteren Sedimenten aufgefüllt, die talabwärts, insbesondere vor der Felsenge und Schwelle bei Petern (Talversatz) und vor der Einmündung in das Isartal größeren Mächtigkeiten nicht eisvorbelasteter Sedimente mit 1,5—1,9 km/s (Kiese unter dem Grundwasserspiegel und Seetone) Platz geben (Abb. 5c). Im Gegensatz zur Felsenge bei Petern ist für die große Mächtigkeit (50—100 m) nicht eisvorbelasteter Sedimente vor der Einmündung in das Isartal schwer eine Erklärung zu finden.

Im Innzeller Seetonbecken wurden im Südteil 50—60 m nicht eisvorbelasteter Schotter und Seetone und darunter bis in 120—150 m Tiefe ältere Seetone durch geophysikalische Messungen nachgewiesen (Abb. 5e). Im Gegensatz hierzu füllen nicht eisvorbelastete Schotter ein 60 m tiefes Trogbecken im Falkenseetal — einem der drei Gletscherzuführungen in das Innzeller Becken — vollständig oder nahezu vollständig auf (Abb. 5d). Hier ist ein Tiefenschurf auch des Würmgletschers nachweisbar, bedingt offensichtlich durch die Felsbarriere nach dem Trogbecken.

4. Schotterflächen und Seetonbecken im Moränengebiet des Alpenvorlandes

Das Schotterfeld von Murnau—Weilheim—Seeshaupt mit ca. 200 km² wurde durch etwa 100 refraktionsseismische Meßpunkte genauer untersucht. Aus der teilweisen Überdeckung durch Würmgrundmoräne kann das Alter dieser bis über 100 m mächtigen Sedimente als frühwürmglazial (Schotter über dem fluviatilen Erosionsniveau) und älter (vorwiegend Seetone unter dem fluviatilen Erosionsniveau) festgelegt werden (FRANK 1979, in diesem Band). Die etwa 100 Meßpunkte ergeben einen Einblick in den Schwankungsbereich der Quartärgeschwindigkeiten von $1,5 \pm 0,5$ km/s bzw. $2,4 \pm 0,3$ km/s für Kies über bzw. Kies und Seeton unter dem Grundwasserspiegel, wobei die höheren Werte im Bereich der größeren Quartärmächtigkeiten gemessen werden. Die Felstiefe unter dem fluviatilen Erosionsniveau im Riß/Würm-Interglazial (etwa Oberfläche der Seetone) gibt die Schurftiefe der Gletscher älterer Eiszeiten an. Der Würmgletscher ist über die frühwürmglazialen Schotter ohne große Exaration hinweggeglitten und hat in seinen randlichen Bereichen sogar bis zu 50 m Grundmoräne unter sich sedimentiert (Abb. 3, Loisachtal).

Das Schotterfeld des Tölzer Lobus wurde ebenfalls genauer untersucht (FRANK 1979, in diesem Band). Aus der größten Tiefe der Schotter und der Höhe der Molasseswellen kann auf das fluviatile Erosionsniveau im Riß/Würm-Interglazial geschlossen werden. Unter diesem Niveau sind Trogbecken durch geophysikalische Messungen und Bohrungen mit Übertiefungsbeträgen von 50 m bis zu 150 m nachgewiesen, die

wiederum nicht vom Würmgletscher, sondern von Gletschern älterer Eiszeiten geschaffen wurden (Abb. 3, Isartal).

Selbst im Zungenbeckenbereich (nördlich Kaufbeuren, Wertachgletscher) konnten noch ältere Schotter und Seetone unter 20—50 m mächtigen spätglazialen Schottern durch refraktionsseismische Messungen gefunden werden.

In den großen Seetonbecken des Bodensees, von Wolfratshausen, von Rosenheim und südlich des Chiemsees werden für 100—300 m mächtige Seetone relativ geringe Geschwindigkeiten von 1,2—1,7—2,0 km/s gemessen. In Bohrungen wurden im Tiefenbereich dieser Geschwindigkeiten keine Moränen oder sonstige Hinweise auf ein präwürmglaziales Alter gefunden, wogegen unter diesem Bereich moränenverdächtige Lagen bzw. Moränen und weitere Seetone mit offensichtlich höherer Geschwindigkeit (ähnlich der des tertiären Untergrundes) durchörtert wurden. Das Alter der mächtigen Seetonfüllung mit relativ geringer Geschwindigkeit muß deshalb in Übereinstimmung mit JERZ & WOLFF 1973: 234 ff.), JERZ (1979, in diesem Band), VEIT (1973: 283 ff. und 1977: 212 ff.) und GANSS (1977: 201 ff.) als spät- (und post-)glazial angenommen werden.

5. Zusammenfassung der Ergebnisse der seismischen Untersuchungen

In den alpinen Trogtälern der Iller, Loisach und Isar wurden im Bereich des heutigen Talbodens unter einer relativ geringmächtigen spät- bis postglazialen Überdeckung (10—30 m) z. T. sehr mächtige eisvorbelastete Sedimente (50—500 m) gefunden. Da der obere Teil der eisvorbelasteten Sedimente vorwiegend aus Schottern besteht, die über den die Trogbecken füllenden Seetonen liegen, muß angenommen werden, daß der Tiefenschurf der Würmgletscher gering war und sich im wesentlichen auf die frühwürmglazialen Schotter beschränkte. Im Gegensatz hierzu stehen die 100—300 m tiefen Becken im Fels der Trogtalsole, die durch den Tiefenschurf der Gletscher früherer Eiszeiten geschaffen wurden.

Im Bereich der randlichen Moränenhochflächen und größeren Schotterterrassen in den alpinen Talräumen von Iller, Loisach, Isar und Inn konnten ebenfalls große Mächtigkeiten eisvorbelasteter Sedimente (100—150 m) in Glazialfurchen, Becken und auf unterirdischen Trogtalschultern nachgewiesen werden. Die Riß/Würm-interglazialen Ablagerungen (Seetone und Torfkohlen) einzelner Moränenhochflächen liegen 150—200 m über dem heutigen Talboden, so daß über diesen kaum noch größere Schottermassen vor Beginn der Würmvergletscherung abgelagert worden sein dürften. Da aber unter der Würmgrundmoräne z. T. noch die letzten Ablagerungen des Interglazials erhalten sind, muß auf eine nahezu fehlende Tiefenerosion des Würmgletschers geschlossen werden in Bereichen, in denen eindeutige Exarationsformen im Fels (Glazialfurchen mit in Fließrichtung des Eises ansteigender Sohle und Becken) nachgewiesen sind.

In den alpinen Nebentälern und im Saalachtal wurden dagegen auch größere Mächtigkeiten spät- bis postglazialer Sedimente (50—100 m) gefunden, die sogar bis oder bis nahe zur Felssohle der Trogbecken hinabreichen können. Zum Teil ist der Tiefenschurf des Würmgletschers offensichtlich durch eine Felsbarriere nach den Trogbecken bedingt, nicht jedoch im Alpsee- und Saalachtal. Hier wird an die Möglichkeit einer fluviatilen Ausräumung eventuell vorhandener älterer glazialer Sedimente vor der Ankunft des Würmgletschers gedacht.

Im Voralpenland liegen im Würmmoränengebiet sowohl vom Würmeis überfahrene große Schotterfelder über einer vorwiegend mit Seeton verfüllten, glazial erosiv geschaffenen Beckenlandschaft als auch große Seetonbecken mit 100—

300 m mächtigen spät- bis postglazialen Seetonen. Nach den vielen Beispielen des geringen Tiefenschurfes der Würmgletscher in den alpinen Haupttalräumen ist eine glaziale Ausräumung von älteren Sedimenten etwa gleicher Mächtigkeit wie die der spät- bis postglazialen Seetone aus den großen Seetonbecken kaum vorstellbar, zumal das Schotterfeld Murnau—Weilheim in durchaus vergleichbarer Lage zu einigen der großen Seetonbecken bezüglich des Untergrundes und der Eisströme liegt. Es wird vielmehr an die Möglichkeit gedacht, daß diese Seetonbecken zu Beginn der Würmeiszeit mangels kräftiger Zuflüsse nicht vollständig mit Sedimenten erfüllt waren und eventuell auch die große Masse der frühwürmglazialen Schotter an ihnen fluvial vorbeigeführt wurde, so daß die Würmgletscher in wassererfüllte Becken einfließen konnten. Durch die größere Dicke bzw. das größere Gewicht des Gletschereises in den Becken ebenso wie durch den als Barriere wirkenden nördlichen Beckenrand ist jedoch ein größerer Tiefenschurf auch des Würmgletschers in den Becken wahrscheinlich. Als Beispiel mögen die jetzigen Voralpenseen dienen, die ihre Existenz im wesentlichen wohl dem Umstand verdanken, daß die Hauptflüsse an ihnen vorbeiführen. Dort, wo dies nicht der Fall ist, wie im Bodensee, oder spätrißglazial kaum der Fall war, wie im Rosenheimer Becken, ist auch an spätrißglaziale bzw. spätrißglaziale Toteismassen in diesen Becken zu denken, so daß ein großer Teil der spät- bzw. spätrißglazialen Sedimente über die Becken hinweg geführt werden konnte.

6. Schriftenverzeichnis

- BADER, K. (1967): in KUNERT, Chr.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8432 Oberammergau: 71—78; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
 — (1977): in GANSS, O.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8140 Prien a. Chiemsee und zum Blatt Nr. 8141 Traunstein: 287—289; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- BADER, K. & JERZ, H. (1978): Die glaziale Übertiefung im Iller- und Alpeetal (Oberes Allgäu). — Geol. Jb., Reihe A; Hannover. — [Im Druck.]
- DEPPERMAN, K. & HILDEBRAND, G. (1973): Prinzip und Anwendung von flachseismischen Apparaturen mit optischer Stapelung und Fallgewichtsanregung. — Geol. Jb., E 1: 93—108; Hannover.
- GANSS, O. (1977): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8140 Prien a. Chiemsee und zum Blatt Nr. 8141 Traunstein, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- HÄUSSLER, H. & BADER, K. (1978): Präwürmzeitliche Ablagerungen bei Sonthofen im Allgäu. — Geol. Jb., Reihe A; Hannover. — [Im Druck.]
- JERZ, H. & ULRICH, R. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8533/8633 Mittenwald, München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- JERZ, H. & WOLFF, H. (1973): In: WOLFF, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8238 Neubuurn: 234—238; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- KNAUER, J. (1952): Diluviale Talverschüttung und Epigenese im südlichen Bayern. — *Geologica Bavarica*, 11: 32 S.; München.
- REICH, H. (1955): Feststellungen über diluviale Bewegungen am Nordrand der Bayerischen Alpen aufgrund seismischer Untersuchungen. — Geol. Rgsch., 43: 158—168; Stuttgart.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1955): Zur Frage quartärer Krustenbewegungen im Alpen- und Voralpengebiet des Isartalbereichs. — Geol. Rdsch., 43: 144—158; Stuttgart.
- SEILER, K.-P. (1976): Mitteilungen in den Jahresberichten des Instituts für Radiohydrometrie München 1975: 141—145; München (Gesellsch. f. Strahlen- u. Umweltforschung mbH).
- VEITH, E. (1973): In: WOLFF, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8238 Neubuurn: 282—285; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
 — (1977): In: GANSS, O.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8140 Prien a. Chiemsee und zum Blatt Nr. 8141 Traunstein: 212—214; München (Bayer. Geol. L.-Amt).