

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

HANS DIETRICH LANG

NEUNUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 83 ABBILDUNGEN IM TEXT,
2 TAFELN, 9 TABELLEN
UND 2 KARTEN

1979

Verlag Deutsche Quartärvereinigung, Hannover

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i> ISSN 0424-7116	29	Seite 1—215	<i>Hannover 1979</i>
--	----	-------------	----------------------

Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

3000 Hannover 51, Stilleweg 2, Postfach 510153

Postscheckkonto Hannover 453 03

oder Bankkonto: Deutsche Bank Hannover Kto.-Nr. 56/06561

Vorstand

(1979—1983)

Präsident: Prof. Dr. O. FRÄNZLE, Kiel

Vizepräsidenten: Prof. Dr. G. FURRER, Zürich
Prof. Dr. G. LÜTTIG, Hannover

Schriftleiter des Jahrbuchs: Prof. Dr. H. D. LANG, Hannover

Schatzmeister: Dr. R. LOOK, Hannover

Archivar: Prof. Dr. L. BENDA, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Prof. Dr. K. BRUNNACKER, Köln
Prof. Dr. J. FINK, Wien
Prof. Dr. A. KESSLER, Horben

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 40.— DM, Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 20.— DM. Der Jahresbeitrag ist bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf eines der obengenannten Konten zu überweisen.

Anmeldungen neuer Mitglieder und Anfragen wegen fehlender Jahrbücher sind an die Geschäftsstelle in Hannover zu richten.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an Dr. H. D. Lang, Stilleweg 2, Postf. 51 01 53, 3000 Hannover 51.

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung

HANS DIETRICH LANG

NEUNUNDZWANZIGSTER BAND
MIT 83 ABBILDUNGEN IM TEXT,
2 TAFELN, 9 TABELLEN
UND 2 KARTEN

1979

Verlag Deutsche Quartärvereinigung, Hannover

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i> ISSN 0424-7116	29	Seite 1—215	Hannover 1979
--	----	-------------	---------------

Schriftleitung dieses Bandes: H. D. Lang

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Satz, Druck und Einband: Druckerei H. Wolf GmbH, Öhringen

INHALT

A. Aufsätze

	Seite
<i>VIDAL, H.:</i>	
In memoriam EDITH EBERS	1— 3
<i>VIDAL, H.:</i>	
Glaziale Übertiefung unter rezenten Gletschern und in deren Vorfeld .	5— 8
<i>VAN HUSEN, D.:</i>	
Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen aus den Ostalpen	9— 22
<i>GRÜGER, E.:</i>	
Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jung- pleistozän	23— 34
<i>SEILER, K.-P.:</i>	
Glazial übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen	35— 48
<i>BADER, K.:</i>	
Exarationstiefen würmeiszeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern	49— 61
<i>JERZ, H.:</i>	
Das Wolfratshausener Becken, seine glaziale Anlage und Übertiefung .	63— 69
<i>SCHREINER, A.:</i>	
Zur Entstehung des Bodenseebeckens	71— 76
<i>FRANK, H.:</i>	
Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers	77— 99
<i>SCHLÜCHTER, C.:</i>	
Übertiefte Talabschnitte im Berner Mittelland zwischen Alpen und Jura (Schweiz)	101—113
<i>VENZO, G. A.:</i>	
Glaziale Übertiefung und postglaziale Talverschüttung im Raum von Trient (Italien)	115—121

FOURNEAUX, J.-C.:

- Les ressources en eau liées aux surcreusements glaciaires dans les Alpes
Françaises 123—133

KUSTER, H. & MEYER, K.-D.:

- Glaziäre Rinnen im mittleren und nördlichen Niedersachsen 135—156

GRUBE, F.:

- Übertiefte Rinnen im Hamburger Raum 157—172

HINSCH, W.:

- Rinnen an der Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein . . . 173—178

SJÖRRING, S.:

- Tunneltäler in Dänemark 179—188

PASIERBSKI, M.:

- Remarks on the Genesis of Subglacial Channels in Northern Poland . . . 189—200

SOMMERHOFF, G.:

- Submarine glazial übertiefte Täler vor Südgrönland 201—214

B. Mitteilungen

- Neue Bibliographie paläopedologischer Arbeiten der Kommission für
Paläopedologie der INQUA 215

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	1—3	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	----	-----	----------------------

In memoriam EDITH EBERS

HELMUT VIDAL *)

Lassen Sie mich, ehe wir in das eigentliche Programm des EDITH-EBERS-Symposiums eintreten, in knappen Zügen Leben und Wirken der damit zu Ehrenden skizzieren. Man könnte dieses schon mit einem einzigen Satz treffend charakterisieren. Edith Ebers lebte ein arbeitsreiches, erfolgreiches und erfülltes Leben für die Eiszeitforschung.

Berge und Gletscher waren für die am 4. Dember 1894 in Nürnberg Geborene von Jugend auf Inhalt ihres Lebens. Dies war bis ins hohe Alter durch große Härte gegen sich selbst, durch Begeisterung, Zähigkeit und Leidenschaftlichkeit bei der Verfolgung gesteckter Ziele und großen Fleiß bei der wissenschaftlichen Arbeit geprägt. Das „Gletscherfräulein“, wie Edith Ebers oft scherzhaft genannt worden war, hat sich durch ihre Leistungen und Erfolge Respekt, Verehrung und ein gutes Gedenken über den Tod hinaus bewahrt. Edith Ebers verstarb am 13. September 1974, nur wenige Monate vor ihrem 80. Geburtstag in Weilheim Obby., nachdem sie seit 1934 im nahegelegenen Haunshofen, inmitten der von den eiszeitlichen Eisströmen des Isar-Loisachgletschers geformten Moränen- und Drumlinlandschaft gelebt hat.

Von 1913—1919 studierte Edith Ebers, was damals für eine Frau noch selten war, Naturwissenschaften, insbesondere Geographie und Geologie, an den Universitäten Heidelberg und München und promovierte hier 1925 bei F. BROILI mit dem von A. ROTHPLETZ angeregten Thema „Das Eberfinger Drumlinfeld“ (eine geologisch-morphologische Studie) zum Dr. phil.

Diese Arbeit wurde zum Schlüssel ihrer späteren wissenschaftlichen Tätigkeit. Edith Ebers wurde die Drumlinpezialistin schlechthin und hat der Drumlinforschung und den Drumlinlandschaften zahlreiche wissenschaftliche Publikationen gewidmet. Weitere Schwerpunkte ihres quartärgeologischen Wirkens waren die Buckelwiesen und glazialgeologische und morphologische Studien insbesondere im Bereich des ehemaligen Inn-Chiemseegletschers sowie des Salzach-Vorlandgletschers, wo sie grundlegend neue Erkenntnisse zur Alterseinstufung der interglazialen Sedimente von Zeifen in der Nähe des Waginger-Sees beisteuern konnte.

Wie eng der Tagungsort Rosenheim mit den quartärgeologischen Forschungen von Edith Ebers verbunden ist, beweist das von ihr zusammen mit Prof. ERNST KRAUS verfaßte Buch „Die Landschaft um Rosenheim“, das 1965 im Verlag des Stadtarchivs Rosenheim erschienen ist und das eine sehr umfangreiche Studie über das eiszeitliche Geschehen und seinen Ausklang in der Gegenwart im Raum Rosenheim darstellt.

Viele wissenschaftliche und noch mehr populärwissenschaftliche Veröffentlichungen, insgesamt 120, z. T. als Bücher, wie z. B. „Die Eiszeit im Landschaftsbilde des bayerischen Alpenvorlandes“, „Vom großen Eiszeitalter“, „Eiszeitliches Wander- und Wunderbüchlein fürs Bayerische Alpenvorland“ u. a. stammen aus ihrer Feder und haben sich mit dem reichen glazigenen Formenschatz der dadurch so schönen und abwechslungsreichen baye-

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. Vidal, Präsident des Bayerischen Geologischen Landesamtes, Prinzregentenstr. 28, 8000 München 22.

rischen Voralpenlandschaft beschäftigt. Es ist Edith Ebers gelungen, deren Entstehung nicht nur wissenschaftlich zu deuten, sondern sie auch einem breiten, natur- und heimatverbundenen Interessentenkreis in Wort und Schrift zu erschließen. Es dürfen hier auch nicht die zahlreichen quartärgeologischen Führungen und vielen Vorträge unerwähnt bleiben, die die von ihrer Aufgabe begeisterte Eiszeitforscherin im Laufe der Jahrzehnte für die Teilnehmer zu einem Erlebnis werden ließ. Und sie selbst war immer wieder von dieser Landschaft fasziniert (Zitat aus dem Reisetagebuch 1971: „Jedesmal wenn ich von den schönsten Exkursionen zurückkehre, übermannt mich eine heiße Welle der Liebe zum Alpenvorland, dem lange vertrauten“).

Edith Ebers hat sich auch unvergängliche Verdienste um die Entdeckung und Erhaltung des Gletschergartens an der 1936 neu gebauten Queralpenstraße bei Inzell, ebenso wie des beim Bau der Inntal-Autobahn 1958 freigelegten großen Gletscherschliffes bei Fischbach a. Inn erworben. Sie war auch in enger Zusammenarbeit mit dem bekannten Landschaftsarchitekten Prof. Alwin Seifert bei der beispielhaften naturnahen Einbindung der Trassen der ersten Reichsautobahn München-Salzburg und der Queralpenstraße maßgeblich beteiligt. Dabei war es ihr besonderes Anliegen, einerseits glazialgeologisch reizvolle Landschaften dem Autofahrer zu erschließen, andererseits aber einmalige eiszeitliche Naturdenkmale vor dem Zugriff der Straßenbauer zu bewahren.

Nicht minder verdienstvoll war das Wirken von Edith Ebers in Wort, Schrift und Praxis als leidenschaftliche Vorkämpferin des Natur-, Landschafts- und Umweltschutzgedankens, schon als noch kaum jemand davon sprach, und bis in die letzten Tage ihres Lebens, wo ihr der Schutz der Alpenregion und die Einrichtung großer grenzübergreifender Alpen-Nationalparks ein besonderes Anliegen waren. Zahlreich sind ihre grundlegenden und populärwissenschaftlichen Schriften auch auf diesem Gebiet. Oft war sie zunächst eine Ruferin in der Wüste, aber schon bald nach dem Kriege konnte sie ihre Ideen und Forderungen als deutsche Vertreterin auf internationalen Tagungen und Kongressen, die sie z. T. mit erheblichen persönlichen finanziellen Opfern besucht hatte, zur Geltung bringen.

Während des letzten Lebensjahrzehnts erschloß sich Edith Ebers mit der ihr eigenen Zähigkeit und Gründlichkeit durch zahlreiche Reisen und eingehende Studien ein neues Arbeitsgebiet, mit dem sie schon während ihrer quartärgeologischen Tätigkeit in Berührung gekommen war. Dem künstlerischen Schaffen des prähistorischen Menschen in Gestalt seiner Felsritzzeichnungen im alpinen Raum galt ihre besondere Aufmerksamkeit. Auch hierüber gibt es von ihr bereits einschlägige Veröffentlichungen.

All diese von Edith Ebers mit der ihr eigenen Intensität betriebenen Tätigkeiten vermochten ihre Schaffenskraft noch nicht voll auszulasten. Sie war aktives Mitglied, z. T. Gründungs- und Ehrenmitglied, in zahlreichen in- und ausländischen wissenschaftlichen und anderen Gesellschaften und Vereinen. So war es auch selbstverständlich, daß Edith Ebers als Gründungs- und später als Ehrenmitglied bis zu ihrem Tode der DEUQUA angehört und dieser durch letztwillige Verfügung einen größeren Geldbetrag zugewendet hat, der sicher ganz in ihrem Sinne für dieses Symposium verwendet wird.

Zahlreich waren ihre persönlichen Kontakte und umfangreich ihr Briefwechsel mit Wissenschaftlern ihres Faches, aber auch anderen maßgeblichen Persönlichkeiten des In- und Auslandes. Überall hatte sie Freunde gewonnen und fand sie Förderer ihrer Ideen und Helfer, wozu sicher ihr persönlicher Charm, ihre Zielstrebigkeit, aber auch ihr gutes menschliches Einfühlungsvermögen beigetragen haben (Zitat aus dem Tagebuch 1943: „Ich habe versucht, die Menschen zu verstehen, sie auf mich wirken zu lassen, durch Güte und Verständnis“).

Eiszeitalter und Gegenwart, Erd- und Landschaftsgeschichte, Mensch, Kultur und Technik waren für Edith Ebers untrennbar verbunden. Sie hatte die Fähigkeit zu einer Ganzheitsbetrachtung und zur Verknüpfung der naturwissenschaftlichen mit den technischen und kulturgeschichtlichen Disziplinen.

Edith Ebers war sehr bescheiden, Ehrungen hat sie nicht gesucht, sie sind ihr trotzdem zuteil geworden. Die Bayerische Akademie der Wissenschaften hat ihr 1962 einen mit fünftausend D-Mark dotierter Ehrenpreis für ihr wissenschaftliches Gesamtwerk verliehen. Die DEUQUA ernannte sie 1964, der Bund Naturschutz in Bayern 1970 zum Ehrenmitglied. Höher als solche Ehrungen schätzte sie jedoch den sichtbaren Erfolg ihrer vielseitigen Bemühungen für Wissenschaft und Forschung, für Mensch und Natur.

Die DEUQUA ehrt mit diesem EDITH-EBERS-Symposium nicht nur ein sehr verdienstvolles ehemaliges Mitglied, sie ehrt damit und insbesondere mit dem für dieses Symposium gewählten Thema eine äußerst engagierte und verdienstvolle Eiszeitforscherin, die sich schwerpunktmäßig mit der landschaftsformenden Wirkung des Gletschereises beschäftigt hat.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	5—8	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	-----------	-----	----------------------

A. Aufsätze

Glaziale Übertiefung unter rezenten Gletschern und in deren Vorfeld

HELMUT VIDAL *)

Seismic method, glacier, glacial erosion, glacial valley, typical form, deepening, in situ test, glacial modell, Central-Austrian Alps (Stubai Alps, Ötztal Alps), Tyrolia

Kurzfassung: Seismische Messungen auf 17 Gletschern der Alpen wurden hinsichtlich des Nachweises glazialer Übertiefung ihrer Unterlage ausgewertet. Eine derartige Übertiefung ist mehr oder weniger stark überall vorhanden und kann im Zungenbereich größerer Gletscher einige hundert Meter, bei Firnfeldgletschern und kleineren Gletscherflecken bis zu 50 Meter erreichen. Einige typische Formen glazialer Überprägung und Übertiefung unter rezenten Gletschern und in deren unmittelbarem Vorfeld werden behandelt.

[Glacial Deepening under Recent Glaciers and in front of their Tongue]

Abstract: Seismic measurements on 17 glaciers of the Alps have been checked with regard to the proof of glacial erosion and deepening of their bedrock. Such a deepening could be found more or less everywhere and can reach some hundred meters under the tongue of larger glaciers, about 50 meters on so called Firnfeld-glaciers and small glacier spots. Some typical forms of glacial modelling and deepening under recent glaciers and in front of the end of their tongue are discussed.

Über das Ausmaß der Glazialerosion unter rezenten Gletschern und durch die gewaltigen Eisströme der letzten Vereisungsperiode unserer Erde im inneralpinen Raum wußte man bis vor einigen Jahrzehnten nichts oder nur sehr wenig, da entweder die Gletscher selbst keine Beobachtung zuließen oder mächtige glaziale und postglaziale Sedimente die heute eisfreien Täler füllen.

Hier hat sich der angewandten Geophysik ein neues Arbeitsgebiet eröffnet. Geoelektrik, Gravimetrie und besonders die seismischen Verfahren haben sich hier bewährt und konnten der Glaziologie sowie der Glazialgeologie und Geomorphologie neue Informationen liefern. Im folgenden werden, basierend auf der themaaorientierten Auswertung seismischer Messungen auf 17 Gletscher der Alpen, Erkenntnisse über die glaziale Übertiefung unter diesen Gletschern und in deren unmittelbarem eisfreien Vorfeld mitgeteilt.

Bei den seismischen Verfahren werden durch Sprengungen im Eis Schallimpulse erzeugt, die sich in diesem und im Material des Gletscherbettes mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten ausbreiten, an den Grenzflächen reflektiert bzw. geführt werden, und deren Laufzeit an mehreren Beobachtungsstationen gemessen wird. Aus den Laufzeiten der verschiedenen Impulse läßt sich dann die jeweilige Mächtigkeit des Gletschereises berechnen. Deren Bestimmung auf Profillinien längs und quer zum Gletscher gestattet in Verbindung mit einer photogrammetrischen Erfassung des Reliefs der Gletscheroberfläche die Darstellung der Ausformung des Gletscherbettes und damit der Glazialerosion ggf. auch -akkumulation an der Gletschersohle; in gewissem Grade sogar eine Aussage über ihre geologisch-petrologische Beschaffenheit.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. Vidal, Präsident des Bayerischen Geologischen Landesamtes, Prinzregentenstr. 28, 8000 München 22.

In den Jahren 1953—1957 hat ein Team des Instituts für Angewandte Geophysik der Universität München unter Leitung von O. FÖRTSCH und dem Verfasser (1955, 1956 a, 1958 a, 1958 c, 1968 a) mit systematischen seismischen Messungen auf Gletschern der Ötztaler- und Stubai-Alpen und im Rätikon begonnen. Vermessen wurden Teile des Firnfeldes des Gepatsch- und Kesselwandferners, der Hintereis-, Gurgler- und Sulztalferner und im Rätikon der Brandner-Gletscher. Diese Messungen, z. T. eingebaut in das Programm der Internationalen Hydrologischen Dekade, sollten, wie auch die meisten anderen hier erwähnten Messungen, in erster Linie in Verbindung mit Fragen des Wasserhaushaltes das Eisvolumen dieser Gletscher ermitteln. Im unmittelbaren Zusammenhang damit fielen aber auch Ergebnisse über die Ausformung ihrer Unterlage an (FÖRTSCH & VIDAL 1956 b, 1958 b, 1968 b). In den Jahren 1960/61 dehnte GIESE (1963) vom gleichen Institut die Messungen auf den gesamten Gepatschferner aus, während 1966—1969 MILLER (1972) den Guslar- und Vernagtferner, ebenfalls Gletscher in den Ötztaler Alpen, eingehend seismisch vermessen hat. 1966 begann dann auch die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien ähnliche Messungen auf Gletschern der Ostalpen. 1966 haben BRÜCKL & STEINHAUSER (1967) als Mitarbeiter dieses Instituts den Vernagtferner, 1967/68 BRÜCKL, GANGL & STEINHAUSER (1969, 1971) den Hallstätter-, Schladminger- und Großen Gosau-Gletscher im Dachstein, 1969 BITTMANN, BRÜCKL & GANGL (1972) den Gefrorene Wand Kees im Gebiet des Tuxer Hauptkammes Tirol vermessen. 1970 folgte eine seismische Vermessung des Obersten Pasterzenbodens in der Glockner-Gruppe durch BRÜCKL, GANGL & WALLNER (1973) und 1973/74 des Ober- und Untersulzbachkees in der Venedigergruppe durch BRÜCKL & GANGL (1977). Das Institut für Geophysik der Universität Münster hat auf einigen Gletschern der Ost- und Westalpen Teile von Gletschern seismisch vermessen, so 1955 BROCKAMP (1958) zwei Profile auf der Pasterze, 1958 THYSEN & AHMAD (1968) vier Profile auf dem Konkordia-Platz des Aletschgletschers und 1966 THYSEN & KOHNEN (1968) zwei Kreuzprofile auf dem Schmiedinger Kees im Gebiet der Glockner-Gruppe.

Alle diese Messungen haben den Nachweis für glaziale Übertiefung bis hinauf in die Firnfelder rezenter Gletscher in den Alpen erbracht. Diese kann z. T. erhebliche Ausmaße erreichen, bis zu einigen hundert Metern im Zungenbereich größerer Gletscher. Auf den meist flächenhaften Firnfeldgletschern und kleineren Gletscherflecken liegt sie bei ca. 50 m. Längsschnitte durch größere Gletscher, wie Gepatschferner (GIESE 1963), Gurgler- und Hintereisferner (FÖRTSCH & VIDAL 1956 a, 1958 a), die sich aufgrund der seismischen Messungen vom Firnfeld bis zum Zungenende konstruieren ließen, zeigen ein besonders typisches Relief des Gletscherbettes. Wenn das aus dem Firnfeld abfließende Eis über die erste das anschließende Trogtal querende und dieses nach oben abschließende Felsschwelle talabwärts fließt, übertieft es an deren unterem Ende in der Regel die Talsohle; es entsteht, ähnlich wie bei einem Wasserfall, ein sog. Fußbecken. Die Übertiefung klingt talabwärts allmählich aus und geht in das normale Sohlgefälle über. Es entsteht dadurch, zumindest streckenweise, die für glazial überformte Trogtäler typische sog. Rückfälligkeit des Sohlenverlaufs. Trifft das abfließende Eis talabwärts erneut auf ein sich ihm in den Weg stellendes Hindernis in Form eines Felsriegels, so übertieft es auch vor diesem sein Bett erheblich; es entsteht durch glaziale Erosion ein sog. Vorbecken, das mitunter bis zu 100 m und erheblich mehr gegenüber dem Schwellenscheitel übertieft sein kann. Dabei wird die Schwelle auf ihrer Luvseite meist stärker erosiv beansprucht und ist hier steiler als auf der Leeseite. Nach dem Überfließen dieses Hindernisses kann es dann erneut zur Bildung eines Fußbeckens kommen. Durch seismische Messungen im Gebiet des Sulztalferners in den Stubai-Alpen (FÖRTSCH & VIDAL 1968 a) konnte nachgewiesen werden, daß sich diese Abfolge von Fußbecken, Trogbecken und Trogschwellen auch über mehrere Kilometer in das eisfreie Vorland dieses Gletschers fortsetzt.

Sicher wurde mit dem erstmaligen Vorstoß der Gletscher aus ihren Firnfeldern in die Täler zu Beginn der letzten großen Vereisungsperiode das präglaziale Talrelief durch den mit zunehmender Eismächtigkeit stärker werdenden Eisschurf mehr und mehr zu dem typischer Trogtäler ausgeformt und längs ihrer Achse mehr oder weniger stark übertieft. Aufgrund der geophysikalisch gewonnenen Erkenntnisse über die Glazialerosion im Bereich rezenter Gletscher und in den großen heute eisfreien inneralpinen Längs- und Quertrogtälern kann geschlossen werden, daß durch die Glazialerosion ein vom Talschluß bzw. den Talschlüssen der Seitentäler bis ins Vorland reichender typischer treppenförmiger Tallängsschnitt entstanden ist, der durch mehr oder weniger übertiefte Talabschnitte zwischen Felsriegeln gekennzeichnet ist.

Die seismischen Messungen haben auch noch andere Beweise für die glaziale Übertiefung und Ausformung vergletschter Täler geliefert. In Bereichen, wo der Gletscherstrom durch die vorgegebene Talform seine Fließrichtung zu ändern gezwungen wurde, kommt es innerhalb oder unmittelbar unterhalb solcher Kurvenabschnitte zur Bildung deutlich asymmetrischer Talquerschnitte (FÖRTSCH & VIDAL 1956 a, 1958 a). Eine stärkere Eintiefung des Gletscherbettes und eine Versteilung der Felsböschungen ist an den prallhangseitigen Partien des Troges zu erkennen. Dies ist sicher auf ein hier stärkeres Angreifen der glazialen Erosion infolge größeren Druckes und damit einer stärkeren Verformung des Eises zurückzuführen, die ihrerseits in diesem nach außen gegen das prallhangseitige Gletscherbett gerichtete Gegenkräfte auslöst, während die Innenseite des Gletschers am Gleithang weitgehend kräftefrei bleibt.

Glaziale Übertiefungen konnten auch dort seismisch nachgewiesen werden, wo Seitengletscher mehr oder weniger senkrecht in den Hauptgletscher einmünden oder früher einmal eingemündet sind. Die Erosionskraft des Hauptgletschers wird hier durch den Massenzuwachs an Eis erheblich verstärkt. Dies führt zur Bildung eines sog. Konfluenz- oder Mündungsbeckens, das sich neben der Übertiefung der Felssohle unter die fluviale Gefällskurve meist auch durch eine Ausweitung des Talquerschnittes in der Horizontalen und eine Gehängeversteilung gegenüber der Einmündung bemerkbar macht (FÖRTSCH & VIDAL 1956 a, 1958 a). Dort, wo mehrere große Eisströme sich vereinigen, entsteht in deren Schnittpunkt eine besonders starke glaziale Erosionswirkung. So berichten THYSEN & AHMAD (1968) aufgrund seismischer Messungen auf dem Aletschgletscher von einer Übertiefung bis zu 890 m am Konkordia-Platz, an der Konfluenz des großen Aletsch-, Jungfrau- und Grüneggfirns. Es handelt sich bei diesem Betrag vermutlich um die dort gemessene Eismächtigkeit. Die eigentliche Übertiefung des Gletscherbettes dürfte in diesem Fall um einige hundert Meter geringer sein, erreicht aber auch dann noch ganz beachtliche Beträge.

Ferner konnte auf dem Gurglerferner (FÖRTSCH & VIDAL 1958 a) nachgewiesen werden, daß talabwärts von einer Konfluenz zweier mehr oder weniger parallel oder spitzwinklig aufeinanderstoßender Gletscher der an Eismasse größere Gletscher sein Bett stärker übertieft. Diese Übertiefung klingt erst ein gutes Stück talabwärts allmählich aus.

Die Ergebnisse dieses kompilatorischen Berichts lassen sich knapp mit einer Formulierung zusammenfassen, die R. v. KLEBELSBERG am Ende des Abschnittes „Die glaziale Erosion und ihre Formen“ in seinem Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 1, 1948 verwendet hat: „Das Ausmaß der Glazialerosion ist eines der meist umstrittenen Probleme der Glazialgeologie. Die Glazialerosion hat zwar, nicht gleichsam autoritativ, große, neue Gesamtformen geschaffen, auch sind Tiefen- und Breitenausmaße im Verhältnis zur Gletschermächtigkeit und -erstreckung gering, wohl aber hat sie schon vorhandene ältere Formen sehr wesentlich aus- und umgestaltet und im einzelnen Talquerschnitt oft recht bedeutendes Ausmaß erlangt.“

Als R. v. KLEBELSBERG dies schrieb, konnte man sich über das Ausmaß der Glazialerosion unter rezenten Gletschern und im Bereich ihres Vorfeldes sowie in heute eisfreien großen Trogtälern noch keine klaren Vorstellungen machen, da entweder der Gletscher selbst, Moränen und/oder fluvioglaziale, fluviale bzw. limnische Sedimente direkte Beobachtungen weitgehend unmöglich machten und Bohrungen meist fehlten. Deshalb fällt den modernen Methoden der angewandten Geophysik neben der ebenfalls sehr wichtigen Ermittlung der Eismächtigkeit der Gletscher längs Profilen eine besondere Bedeutung auch bei der Klärung der glazialen Übertiefung in noch vergletscherten sowie heute sedimentär verschütteten eisfreien, aber ehemals vom Gletschereis durchflossenen Tälern zu.

Schriftenverzeichnis

- BITTMANN, O., BRÜCKL, E., GANGL, G. & WALLNER, F. J. (1973): Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Obersten Pasterzenboden (Glocknergruppe) im Jahre 1970. — Arb. Zentr. Anst. Meteor. Geodyn. Wien, **11**: 17 S. Wien.
- BROCKAMP, B. (1958): Reflektionsseismische Wiederholungsmessungen auf dem Pasterzegletscher und ihre Bedeutung für die Feststellung von Gletscher- und Inlandeisschwankungen. — Extrait. Rapp. — Assemblée Générale de Toronto 1957, **IV**: 509—513; Gentbrugge.
- BRÜCKL, E. & GANGL, G. (1972): Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Gefronne Wand Kees im Jahre 1969. — Arb. Zentr. Anst. Meteor. Geodyn. Wien, **10**: 13 S., Wien.
- & STEINHAUSER, P. (1969): Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1967. — Arb. Zentr. Anst. Meteor. Geodyn. Wien, **4**: 24 S., Wien.
- (1971): Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1968. — Arb. Zentr. Anst. Meteor. Geodyn. Wien, **9**: 31 S.; Wien.
- & STEINHAUSER, P. (1967): Seismische Eisdickenmessung auf dem Vernagtferner. — Anz. math.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss., **10**: 266—273; Wien.
- FÖRTSCH, O., SCHNEIDER, H. J. & VIDAL, H. (1955): Seismische Messungen auf dem Gepatsch- und Kesselwandferner in den Ötztaler Alpen. — Gerlands Beitr. Geophys., **64**: 233—261; Leipzig.
- & VIDAL, H. (1956a): Die Ergebnisse der seismischen Messungen auf dem Hintereisferner in den Ötztaler Alpen 1954. — Gerlands Beitr. Geophys., **65**: 45—70; Leipzig.
- (1956b): Glaziologische und glazialgeologische Ergebnisse seismischer Messungen auf Gletschern der Ötztaler Alpen 1953/54. — Z. Gletscherkd. Glazialgeol., **3**, 145—169; Innsbruck.
- (1958a): Die seismische Vermessung des Großen Gurgler Ferners in den Ötztaler Alpen im Spätsommer 1956. — Gerlands Beitr. Geophys., **67**: 1—30; Leipzig.
- (1958b): Beiträge zur Erforschung subglazialer Talformen und der in ihnen liegenden Ablagerungen. — Extrait C. R. Rapp. Assemblée, Générale de Toronto 1975, **IV**: 553—562; Gentbrugge.
- (1958c): Seismoglaziologische Studien an einem Gletscherfleck (Brandner-Gletscher im Rätikon). — Z. Gletscherkd. Glazialgeol., **4**: 35—45; Innsbruck.
- (1968a): Seismo-Glaziologische Untersuchungen im oberen Fischbachtal (Amberger Hütte, Stubai Alpen). Z. Gletscherkd. Glazialgeol., **5**: 61—88; Innsbruck.
- (1968b): Die Existenz, Beschaffenheit und Bedeutung einer Zwischenschicht zwischen Gletschereis und Felsuntergrund. — Geol. Rdsch., **57**: 1019—1033; Stuttgart.
- GIESE, P. (1963): Some Results of Seismic Refraction Work at the Gepatsch Glacier in the Ötztal Alps. — Extract of Publ. No. 61 of the I.A.S.H. Commission of Snow and Ice: 154—161; Gentbrugge.
- KLEBELSBERGER, R. VON (1948): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 1, 1. Aufl., 403 S., Wien (Springer) 1948.
- MILLER, H. (1972): Ergebnisse von Messungen mit der Methode der Refraktions-Seismik auf dem Vernagt- und Guslarferner. — Z. Gletscherkd. Glazialgeol., **8**: 27—41; Innsbruck.
- THYSEN, F. & AHMAD, M. (1968): Ergebnisse seismischer Messungen auf dem Aletschgletscher. — Polarforschung, **6**: Jg. 38, 283—293; Holzminden.
- & KOHNEN, H. (1968): Eisseismische Untersuchungen auf dem Schmiedinger Kees. — Polarforschung, **6**: Jg. 36, 78—82; Holzminden.
- ZIEKUR, R. (1971): Auswertung refraktionsseismischer Messungen auf dem Gepatschferner. — Dipl. Arb. FU Berlin, 68 S.; Berlin. — [Unveröff.]

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	9—22 3 Abb.	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	-----------	----------------	----------------------

Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefter Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen.

DIRK VAN HUSEN *)

Glacial erosion, depression, glacial valley, moraine, aggradation, fluvoglacial, extent, longitudinal profile, geological section
North-Austrian Alps (Salzach, Traun Valley), Central-Austrian Alps (Enns Valley), Salzburg

Kurzfassung: Im untersuchten Raum konnte ein Zusammenhang zwischen dem Auftreten ausgedehnter glazial übertiefter Becken und der Ausdehnung aktiver Gletscherzungen gefunden werden. Jene liegen im Zehrgebiet dieser und sind möglicherweise auf die hohe Fließgeschwindigkeit des Eises und dessen starke Anreicherung mit Moränenschutt zurückzuführen.

Die Auffüllung der Becken erfolgte sehr rasch im beginnenden Spätglazial und war zur Zeit der Wiederbewaldung bereits abgeschlossen. Dabei kamen petrographische Unterschiede im Einzugsgebiet der Flüsse stark zum tragen.

[Distribution, Reasons and Refill of Glacially Deepened Valley-Sections by Examples of the Eastern Alps.]

Abstract: In the investigated area a relationship between the appearance of widespread glacially deepened basins and the extent of active glacier terminus could be found. Those lie in the ablation area of these and probably are due to the high velocity of flowing ice and its increasing heavy charge of morainic debris.

At the beginning of Late Glacial Time the refill of the basins was very fast. It was already achieved at the time when the woods returned. Petrographic differences in the drainage area of the rivers were of important influence.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit stellt die etwas erweiterte Fassung des Vortrages gleichen Titels im Rahmen des Edith-Ebers-Symposiums in Rosenheim dar.

An drei durch künstliche Aufschlüsse und Detailkartierungen des Autors einigermaßen bekannten Beispielen aus den Ostalpen wird die Gestaltung und Verbreitung der glazial übertieften Becken und deren Füllung dargelegt.

Zweck dieser Arbeit ist primär die Erfassung alter, bis heute nur in einzelnen verstreuten Arbeiten niedergelegter und in neuerer Zeit hinzugekommener Daten. Darüber hinaus soll auch der Versuch unternommen werden, aus der regionalen Verteilung in Bezug auf die Erstreckung der Lokalgletscher und Eisstromnetze zu einer möglichen Erklärung der Entstehung der größeren glazial übertieften Wannen zu gelangen.

An dieser Stelle möchte ich allen im Text namentlich genannten Personen, die mir noch unpublizierte neue Daten zur Verfügung stellten, herzlich für ihr Entgegenkommen danken.

Salzburger Becken

Das Zungenbecken des Salzachgletschers zwischen Golling im S und den Endmoränen im N stellt einen Modellfall von Stamm- und Zweigbecken dar (PENCK &

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. Dirk van Husen, Geologisches Institut d. Technischen Universität, Karlsplatz 13, A-1040 Wien.

BRÜCKNER 1909: 157 ff.). Das Stammbecken selbst ist eine ca. 2–3 km breite Rinne, die am morphologischen Nordrand der Alpen endet (Abb. 1).

Im nördlichen Abschnitt war die Tiefe des Beckens durch einige Tiefbohrungen schon länger bekannt (PREY 1959). Der Untergrund wurde in 262 m Tiefe ca. 1 km weiter nördlich bereits in 198 m erbohrt.

Östlich dieser beiden Bohrungen steigt der Untergrund, wie aus anderen Bohrungen bekannt ist, steil zum Mönchsberg hin an. Durch die zwei Bohrungen der Stieglbrauerei, die nahe der Beckenmitte stehen, scheint die absolute Tiefe des Beckens auf der Höhe von Salzburg gut erfaßt zu sein, obwohl Tiefenaufschlüsse weiter westlich fehlen.

Weiter im S gab die 1976 abgeteufte Bohrung Vigaun V1 der ÖMV A.G. Wien einen weiteren Fixpunkt der Tiefenlage der Felssohle. Die für die Fragestellung der Übertiefung und Füllung des Beckens aussagefähigen Daten dieser Bohrung wurden mir freundlicherweise von Direktor Dr. KRÖLL zur Verfügung gestellt. Eine genauere Auswertung der Ergebnisse wird noch durch die ÖMV A.G. Wien erfolgen.

Die am südlichen Rand der Ortschaft Vigaun stehende Bohrung erreichte nach 338 m den Untergrund (Oberalmer Schichten) und dürfte unter der Annahme eines U-förmigen Talquerschnittes ebenso wie die bei Salzburg bereits weitgehend die volle Tiefe des Beckens im Raum Hallein angeben.

Noch weiter im S wurde bei Golling an der Mündung der Lammer in die Salzach im Zuge von Grundwassererschließungsarbeiten der Fels in 161 m Tiefe erbohrt (freundl. Mitteilung Dr. H. BRANDECKER). Da aber unmittelbar nordwestlich davon der Felsuntergrund im Bereich des Flusses noch zutage tritt (BRANDECKER 1974: Taf. I) handelt es sich hier wahrscheinlich eher um eine Fortsetzung der sicher subglazial angelegten Tiefenrinne der Salzach in Fortsetzung der Salzachöfen als bereits um den glazial übertieften Beckenuntergrund.

Aus den vorliegenden Bohrungen und Vergleichen mit anderen Becken läßt sich der Verlauf des glazial übertieften Felsuntergrundes des Stammbeckens des Salzachgletschers im großen rekonstruieren (Abb. 1).

Die glaziale Übertiefung setzt südlich Golling am Nordrand des Ofenauer Berges ein. Der Ansatzpunkt ist hier durch zwei Umstände gegeben. Einerseits überwand das aus dem Pongau nach N abfließende Eis den aus dickbankigem Dachsteinkalk aufgebauten Riegel zwischen Hagen und Tennen Gebirge, der auch eine deutliche Querschnittsverengung darstellt, mit einem starken Gefällsbruch. Dieser ist zumindest für die Würmeiszeit durch die riesigen Strudeltöpfe am Ofenauer Berg (HASERODT 1965) belegt.

Andererseits stellt die steil nach N abtauchende Schichtung des Dachsteinkalkes mit ihrer leichter ausräumbaren Juraaufgabe eine günstige Konstellation für eine glaziale Übertiefung der Stufe dar.

In der weiteren Folge sinkt dann der Felsuntergrund bald auf jene Tiefe ab, die durch die Bohrung Vigaun erfaßt ist und wahrscheinlich auch die generelle Tiefenlage der Beckensohle im mittleren Beckenabschnitt markiert.

Über den genaueren weiteren Verlauf der Felssohle gibt es aber leider keine Aufschlüsse, da Bohrungen fehlen. Das übertiefte und heute durch junge Sedimente verfüllte Becken verläuft als 2–3 km breiter, grabenartiger Streifen weiter nach NNW. Diese Form war der Grund für Überlegungen einer praeglazialen tektonischen Anlage des Beckens (zusammenfassende Darstellung bei DEL NEGRO 1966: 171), die vom Gletscher nur noch überformt worden ist.



Abb. 1: Die Verbreitung der glazial übertieften Zungenbecken (an Salzach, Traun und Enns).

Abgesehen von tektonisch bedingten Voraussetzungen, die bereits zur Anlage des prae-glazialen Salzachtales führten, ist aber die heutige Form und Sohlenlage des Beckens doch durchaus auf die Gletscherarbeit zurückzuführen. Es ist wahrscheinlich durchwegs in die weitgehend eben gelagerten, gleichmäßig ausgebildeten Oberalmer Schichten eingesenkt, die auch in der Bohrung Vigaun V1 im Liegenden der quartären Sedimente angefahren wurden.

Daraus, und im Vergleich mit der Sohlenentwicklung anderer Becken (Trauntal), wird wahrscheinlich zumindest in diesem Bereich, abgesehen von kleineren Schwankungen, mit einem weitgehend ebenen Verlauf der Beckensohle und steilen Flanken zu rechnen sein.

Die Tiefenrinne verläuft dann westlich der inselartig aus den jüngeren Aufschüttungen aufragenden Hügel um Hellbrunn und Rainberg-Mönchsberg weiter, Richtung Max Glan-Sietzenheim.

Hier wurde der Untergrund in den zwei Bohrungen der Stieglbrauerei angefahren, über die PREY (1959) ausführlich berichtete.

Die südliche beim Kugelhof erreichte in 262 m Tiefe den Felsuntergrund und zeigt damit an, daß sich die generelle Höhenlage der Felssohle 16 km nördlich Vigaun innerhalb der Kalkalpen noch nicht wesentlich verändert hat. In der ca. 1 km weiter nördlich liegenden Bohrung wurde aber bereits in 198 m Mergel, wahrscheinlich Flysch (PREY 1959: 221) im Untergrund erbohrt. Ob es sich dabei um eine örtliche Aufragung, oder, was wahrscheinlicher scheint, um ein Ausheben der Rinne gegenüber ihrem Nordende handelt, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden.

In der geradlinigen Fortsetzung der Rinne treten dann NW Salzburg die Würmgrundmoräne und in der weiteren Folge auch ältere quartäre Sedimente auf. PREY (1959) parallelisiert auf Grund des Geschiebeinhalts erstere mit der Grundmoräne, die in den Bohrungen unmittelbar dem Felsuntergrund aufliegt. Daher scheint es wahrscheinlich, daß durch die beiden Bohrungen das Ende des Stammbeckens zur Würmeiszeit mit dem nach N aushebenden Untergrund erfaßt wurde. Es ist aber genau der Bereich, wo der Salzachgletscher aus dem relativ engen inneralpinen Tal ins Vorland austritt und sich im W durch den Saalachgletscher behindert hauptsächlich nach E ausbreitete. Dadurch kam es sicher zu einer deutlichen Abnahme der Fließgeschwindigkeit und einem Erlahmen der Tiefenerosion gegenüber dem kanalartigen Stammbecken südlich von Salzburg.

Wie mächtig hier die Würmgrundmoräne ist, und ob die Rinne in früheren Eiszeiten noch etwas weiter nach N reichte, kann nicht gesagt werden, da Aufschlüsse völlig fehlen.

Die an das Stammbecken direkt und fingerförmig anschließenden Zweigbecken (Abb. 1) stellen teils subglaziäre Rinnen (z. B. Oichental, WEINBERGER 1955: 11) oder seichtere Wannen in den quartären Sedimenten dar, über deren Übertiefung kaum etwas bekannt ist. Einige Hinweise geben die Wassertiefe der Seen (Waller-, Matt-, Obertrumer See).

Auffüllung

Mit Ende des Hochglazials wurde der Bereich der Zweig- und des Stammbeckens sehr rasch eisfrei. Die Becken füllten sich mit Seen, die teilweise mit Schottern und Schluff verfüllt wurden (Ibmer Moor) oder noch bis heute erhalten sind. Die Entwicklung dieser Seen in ihrer Beziehung zum See des Stammbeckens wurde von WEINBERGER (1955: 23) und DEL-NEGRO (1966: 203 ff.) genau beschrieben.

Die Sedimente des Stammbeckens sind durch die erwähnten Tiefenbohrungen der Stieglbrauerei (PREY 1959), der ÖMV A.G. bei Vigaun und umfangreiche Grundwasseruntersuchungen (BRANDECKER 1974) soweit bekannt, daß der Versuch ein Gesamtbild der Verfüllung zu entwerfen, berechtigt scheint (Abb. 2).

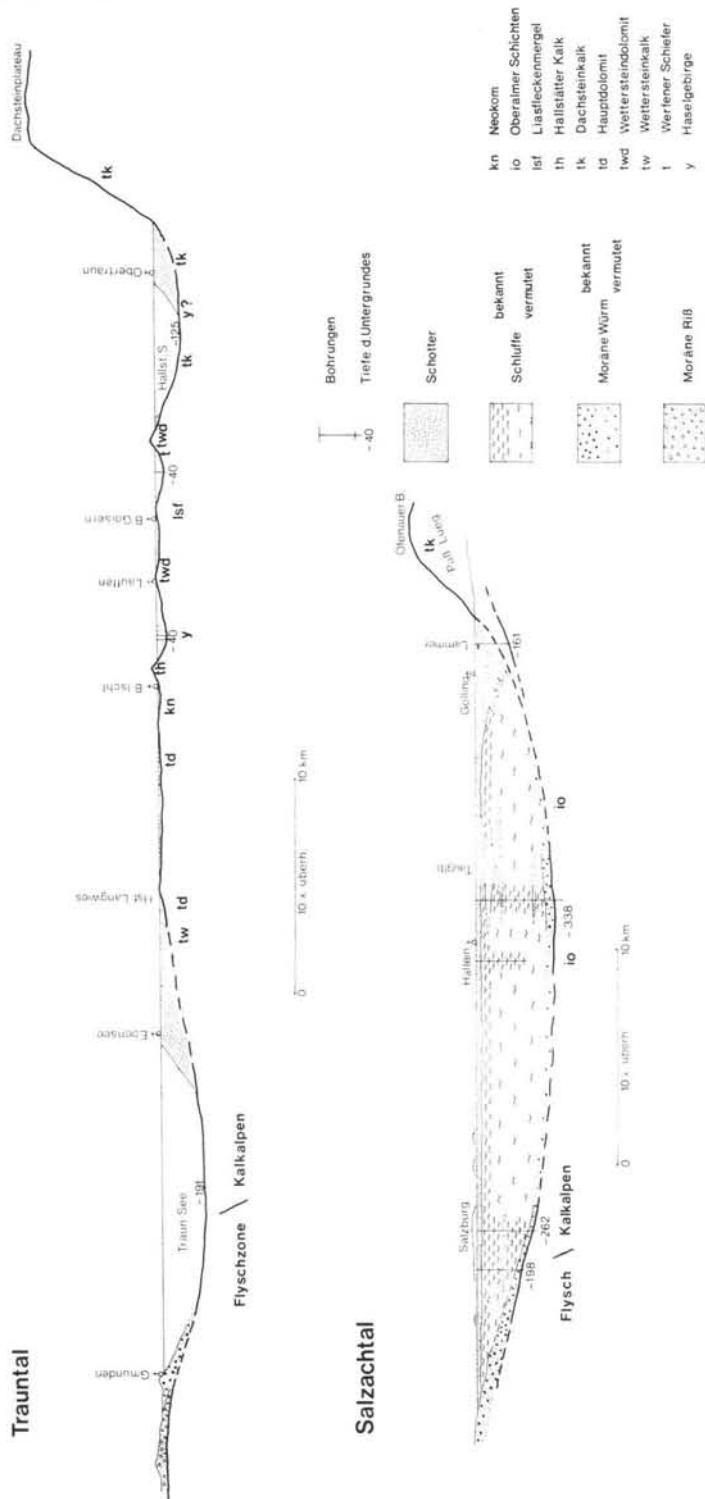


Abb. 2: Gesamtbild der Verfüllung von Trauntal und Salzachtal.

Das hangendste Sediment im Becken bilden im Mittel 20 m mächtige Schotter, die von S nach N mit stetig abnehmender Mächtigkeit den ganzen Raum überziehen. Sie gehen in einer mehrere Meter mächtigen Übergangsschicht in die liegenden Schluffe über, mit denen sie sich auch randlich verzahnen. Sie stellen die zu einer letztlich geschlossenen Schotterdecke verwachsenen, groben Einschwemmungen der Salzach und ihrer Nebenbäche nach Abschluß der Seephase im Stammbecken dar.

Darunter liegen in den Bohrungen westlich des Mönchsberges mächtige, schluffige Seesedimente, die fast die ganze Mächtigkeit der Beckenfüllung ausmachen. Sie wurden in den drei Tiefbohrungen im Bereich um 140 m von Feinsandlagen mit eingestreuten kleinen Geröllen unterbrochen, die PREY (1959: 220) im Gegensatz zu STUMMER (1947) aus mehreren Gründen auf Einschwemmungen vom Rand oder auch von schwindendem Gletschereis deutet und nicht als Ablagerungen älterer Eiszeiten, da ja auch Hinweise auf höhere Lagerungsdichte der liegenden Schluffe fehlen.

Eine Interpretation der in den Schluffen auftretenden *Picea*-Pollen als Hinweis auf Sedimentreste älterer Eiszeiten kann nicht vorgenommen werden. Wie an den Vorkommen älterer Seesedimente ersichtlich ist, bestand nach dem Abschmelzen des Mindel- und Rißgletschers jeweils ein See mit etwas höherem Wasserstand als nach dem Würmhochglazial. Da aber auch in diesen Seen ähnliche Sedimentationsraten und daher ähnlich rasche Verfüllung wie nach der Würmeiszeit anzunehmen ist, ist ein autochthones Vorkommen von *Picea*-Pollen auch in diesen Sedimenten nicht zu erwarten.

Im Liegenden der Schluffe folgt dann über der Felssohle dichte Grundmoräne in Verbindung mit Sand- und Schlufflagen, die PREY (1959: 220) durch den Vergleich der Geschiebezusammensetzung für die des Würmgletschers ansieht.

Prinzipiell den gleichen Aufbau der Beckenfüllung zeigen die Bohrungen in Kaltenhausen und bei Vigaun im Raum Hallein.

In der Bohrung Vigaun wurde im Liegenden ein rund 100 m mächtiges Paket von dichter Grundmoräne und Schottern, im Hangenden der Oberalmer Kalke angefahren. Darüber folgen wieder die glimmerreichen, schluffigen Seesedimente, die aber von drei, 20, 7 und 40 m mächtigen, schluffführenden Schotterlagen unterbrochen werden. Bei diesen handelt es sich wahrscheinlich um Einschüttungen (subaquatische Gleitungen vom Schwemmkegel der Taugel), da sie sich durch höhere Wasserführung und deutlich niedrigere seismische Geschwindigkeit von der liegenden Grundmoräne (ca. 3000/sec.) unterscheiden.

Neben diesen weiter in das Becken ausgreifenden Einschüttungen sind durch Erschließung von Grundwasservorkommen mächtigere Deltaablagerungen, die sich mit den feinkörnigen Sedimenten verzahnen, auch an den Mündungen der kleineren Seitenbäche erschlossen worden (BRANDECKER 1974: 12 ff.).

Ebenso konnte im Raum Golling eine ausgedehntere, mächtige Deltabildung der Salzach, Lammer und des Torrener Baches erschlossen werden (mündl. Mitt. BRANDECKER).

Zeugen älterer, weiter nach N ausgreifender Deltabildungen stellen die konglomerierten Deltaschotter westlich Golling (Torrener Nagelfluh) dar. Sie und ähnliche Bildungen, die im ganzen Beckenbereich randlich auftreten, sind Zeugen von Stauseen, die unmittelbar nach dem Eisrückgang früherer Eiszeiten mit höherem Wasserspiegel als der im Spätwürm das Becken von Salzburg erfüllten.

Die Auffüllung des letzteren erfolgte wahrscheinlich sehr rasch, wie aus der geringen räumlichen Ausdehnung der sich mit der schluffreichen Beckenfüllung verzahnenden, grobkörnigen Deltabildung der einmündenden Bäche ablesen läßt.

Als einen weiteren Hinweis für eine solche rasche Sedimentation im Vergleich mit der Füllung im Ennstal kann noch die sehr geringe Pollenkonzentration in den Sedimenten (PREY 1959: 221 f.) und das Fehlen anderer Fossilien angesehen werden. Auf alle Fälle war die Füllung zur Zeit der Bildung der höchsten Terrasse (Friedhofsterrasse) beendet.

Ob die Füllung des Beckens, abgesehen von den randlich auftretenden sicher älteren Sedimenten, zur Gänze aus denen des Würm-Spätglazials besteht oder auch solche älterer Eiszeiten im Untergrund noch erhalten sind, kann nicht sicher beantwortet werden. Obwohl das völlige Fehlen von sicheren Grundmoränenablagerungen innerhalb der Schluffe in allen Bohrungen kein absolutes Kriterium (Diskussionsbemerkung Prof. Dr. B. FRENZEL) darstellt, so fehlen auch Hinweise auf höhere Lagerungsdichte liegender Sedimentanteile, die auf eine Vorbelastung durch Gletscherzungen hindeuten würden. Darüber hinaus wäre ihre Erhaltung in dem engen, trogartigen Becken mit seinen geradlinigen Flanken und Verlauf, das vom Gletscher mit großer Geschwindigkeit durchflossen wurde, schwer vorstellbar.

Trauntal

Im Gegensatz zum Salzachgletscher erreichte der Traungletscher in der Würmeiszeit nur noch den Alpennordrand und trat in den vorangegangenen Eiszeiten nur wenig ins Vorland ein. Der Grund für die wesentlich geringere Ausdehnung liegt hauptsächlich darin begründet, daß der Traungletscher in seinem Einzugsgebiet nur auf die niedrigeren Nördlichen Kalkalpen beschränkt blieb und kaum Zugang aus den Zentralalpen hatte. Überdies spaltete sich der Eisstrom im Raum Bad Ischl—St. Gilgen in vier Gletscherzungen auf.

Dadurch kam es zur Ausbildung von vier Zungenbecken, die die großen Salzkammergutseen beinhalten, an denen Erstreckung und Ausformung jener recht gut ablesbar ist (Abb. 1 und 2).

Im Bereich des unteren Trauntales, das zwischen Mitterweissenbach und Ebensee einer großen Störung nach N wahrscheinlich der von GEYER (1917) vermuteten Blattverschiebung folgt, setzt die Übertiefung nordwestlich der Felsschwelle beim Bhf. Langwies (VAN HUSEN 1977) ein. Die Eintiefung erfolgte im Bereich von massivem Hauptdolomit, Wettersteinkalk und Dachsteinkalk, innerhalb derer sie noch ihren höchsten Wert von 191 m erreicht (Abb. 2). Erst nach der Grenze Kalkalpen—Flysch hebt das Becken zu den Würmendmoränen von Gmunden hin aus. Auffällig ist das trogartige Querprofil mit steilen Wänden und einer breiten, sedimentbedeckten Sohle, die über den ganzen See zu verfallen ist und erst im Bereich des Flysches in eine dann bald aushebende Rinne übergeht.

Im Bereich der Zunge des Attersees, deren Ernährung hauptsächlich durch das Mitterweissenbachtal und die Schwarzensee Furche erfolgte (VAN HUSEN 1977), setzt die Übertiefung an der Grenze Kalkalpen—Flysch ein, dürfte aber auch im Äußeren Weissenbachtal bereits wirksam sein. Die auffällige Bindung des Einsatzes der glazialen Tiefenerosion am Südende des Attersees hat seinen Grund darin, daß der Traungletscher hier in ein erst E—W an der Grenze Flysch—Kalkalpen, dann nach N verlaufendes Tal (ähnlich der Aurach am Nordrand des Höllengebirges) übertrat und die vorhandene Gefällsstufe überarbeitete.

Die Form des Beckens des Attersees ist auch die einer steilwandigen Wanne mit einer weitgehend ebenen Sohle, die erst am nördlichen Seende zu den Endmoränen hin rasch aushebt.

Ein Ast des Traungletschers verlief das Ischltal aufwärts über St. Gilgen bis zum Fuschlsee. Der glazial übertiefte Bereich beginnt im Ischltal auf der Höhe von Strobl. Die

Erosion setzt somit erst mitten in dem von Gosau und Flyschgesteinen gebildeten Talbereich ein, ohne daß ein Zusammenhang mit Strukturen oder petrographischen Unterschieden zu erkennen wäre.

Ist die Haupterosionswirkung im Ostteil des Wolfgang Sees eher rinnenförmig auf den Nordrand beschränkt, so ist nach der Verdeckung durch das Zinkenbachdelta im Westteil bereits wieder das steilwandige Querprofil mit einer sedimentbedeckten Sohle ausgebildet. Aus dem Bereich St. Gilgen floß ein nicht unerheblicher Teil des Eises gegen N ab. Der verbleibende Rest erfüllte noch das Becken des Fuschlsees. Das nach N abfließende Eis vereinigte sich mit dem am Süden des Attersees abgespaltenen, nach W fließenden Eisstrom. Vereinigt schürften sie die flache Wanne des Mondsees aus.

In der weiteren Folge erfüllte diese Gletscherzunge noch das Becken von Talgau und nach seitlichem Überfließen einer R/W Interglaziale Sedimente (KLAUS 1975) enthaltenen Schwelle nördlich Mondsee das des Irrsees.

Neben diesen im Zungenbereich liegenden, langgestreckten Wannen, die auffälligerweise um den Bereich der Schneegrenze während der beiden letzten Eiszeiten ihren Anfang haben, treten im Trauntal noch ähnliche Formen im S auf.

So stellt der fjordartig am Nordrand des Dachsteinmassivs eingesenkte Hallstätter See eine langgestreckte Wanne mit steilen Wänden und ebener Sohle dar. Sie ist (max. Tiefe 125 m) bis auf einen kleinen Bereich (wo möglicherweise Haselgebirge auftritt) südlich Hallstatt (Abb. 2) durchwegs in Dachsteinkalk eingetieft.

An der Südostabdachung des Toten Gebirges stellen der Altausseer See und der Grundlsee gleiche Formen dar. Ihre Tiefe scheint hauptsächlich von der Größe des Einzugsgebietes der Gletscherzungen abzuhängen.

Einerseits könnten diese Seebecken als glazial übertiefte Bereiche unter den bereits praeglazial vorhandenen hohen Steilstufen am Rand der Dachsteinkalkplattformen angesehen werden, was wahrscheinlich für die kleinen, sehr tiefen Becken (Toplitz und Ht. Gosausee), kaum aber bei den weiter entfernten Bereichen (Grundlsee) zutreffen dürfte.

Andererseits liegen diese Becken aber alle im Zungenbereich kräftiger Lokalgletscher, wie sie während der Würmvereisung zweimal über längere Zeit bestanden (VAN HUSEN 1977). Demnach könnten diese Bereiche durchaus als Zungenbecken von Gletschern angesehen werden, die dieser wahrscheinlich auch während früherer Eiszeiten relativ rasch erreichbaren Gletschergröße entsprechen.

Zwischen den übertieften Bereichen im S des Einzugsgebietes der Traun und den Zungenbecken im N sind im Trauntal durch die Bohrungen der Salinenverwaltung noch kleinere Becken von rund 40 m Tiefe zwischen den obertägig verfolgbaren Schwellen bekannt (Abb. 2).

Die Verbreitung der Becken und Schwellen zeigt bis auf das Becken südlich Bad Ischl (über Haselgebirge) keinen Zusammenhang mit der petrographischen Zusammensetzung und der damit verbundenen Erodierbarkeit des Untergrundes, wobei auch weiche Gesteine (Liasfleckmergel) als Schwellenbildner auftreten.

Ebenso wirkt sich auch der Zusammenfluß großer Eisströme wie des vom Dachstein (über den Hallstätter See) mit dem vom Toten Gebirge und dem Mitterndorfer Becken über den Pötschenpaß nicht in einer Steigerung der Erosionsleistung am Gletschergrund aus.

An der Einmündung des Eisstromes des Rettenbachtals bei Bad Ischl konnten sich die weichen Neokomsandsteine und weiter westlich Gosaukonglomerate und Mergel erhalten, die zu langgestreckten Rundhöckern geformt wurden.

Auffüllung

Die Auffüllung der glazial übertieften Becken des Trauntales erfolgte hauptsächlich durch die Traun, wobei die Nebenbäche nur ganz selten eine wesentliche Rolle spielten.

Die kleineren Wannen bei Bad Ischl und Bad Goisern wurden, wie aus den Bohrungen der Salinenverwaltung bekannt ist, mit schluffreichen Schottern und Sanden, sicher unmittelbar nach dem Eistrückzug verfüllt.

In den beiden großen Wannen, die von der Traun durchströmt werden (Traun und Hallstätter See), kam es zur Ausbildung von Deltaablagerungen bei Ebensee und Obertraun. Die Bildungen dieser beiden ausgedehnten Aufschüttungen erfolgte wahrscheinlich sehr rasch und in der Hauptsache noch bevor sich eine geschlossene Gehölzvegetation mit Ende der Böllingschwankung (VAN HUSEN 1977) im Tal der Traun ausbreiten konnte und damit die Schuttanlieferung stark reduziert wurde. Eine Erfüllung der Seebecken mit Schluffen unterblieb, da die Traun im Gegensatz zur Salzach und Enns als rein kalkalpiner Fluß eine wesentlich geringere Belastung mit Feinstoffen aufweist.

Über den inneren Aufbau dieser Deltaschüttungen und ob darin auch ältere Sedimente eingeschlossen sind, kann keine Aussage getroffen werden, da Bohrungen fehlen. Da aber im Trauntal, wie eine Detailkartierung 1 : 10 000 (VAN HUSEN 1977) zeigte, auch in gegen Gletschererosion geschützten Lagen nur ganz geringe Reste von Sedimenten älterer Eiszeiten erhalten sind, möchte ich eher auf das Fehlen solcher Sedimente gerade in besonders stark und rasch durchflossenen Bereichen schließen.

In den anderen Seebecken kam es an der Einmündung der Bäche zur Ausbildung durchwegs kleinerer Deltas. Eine Ausnahme bildet nur das Delta des Zinkenbaches am Südufer des Wolfgang-Sees.

Ennstal

Im Mitterrennstal ist der Bereich der übertieften Felssohle nicht so deutlich zu erfassen wie in den beiden vorher beschriebenen Tälern (Abb. 3).

In der Längstalfurche ist als sicher übertiefter Abschnitt der Raum zwischen Gesäuse und Grimming anzunehmen, dessen Felssohle durch die Tiefbohrung bei Wörschach in 195 m auf 444 m ü. NN in ungefähr der gleichen Höhe wie bei Hieflau (443 m ü. NN) unterhalb des Gesäuses festgelegt ist (Abb. 3).

Ebenso dürfte der Abschnitt des Paltentales zwischen Strechau und Tregelwang eine glaziale Übertiefung aufweisen (Abb. 1).

Diese Talabschnitte decken sich aber ebenso wie im Trauntal mit dem Zehrgebiet des würmzeitlichen Gletschers, der nur noch als schmale Zunge ins Gesäuse eindrang und auf dem Sattel der Buchau seine Endmoränen hinterließ (VAN HUSEN 1968).

Neben diesen Zungenbecken finden sich im Einzugsgebiet der Enns in den großen, bis zum Hauptkamm der Niederen Tauern zurückgreifenden Seitentälern auffallende langgestreckte Talweitungen. Sie sind alle durch im Fels angelegte, längere, enge und teilweise schluchtartige Talstrecken vom Ennstal getrennt. In zwei dieser Talweitungen (Sölk-täler) wurden für eine Kraftwerksgruppe der STEWEAG Sondierbohrungen durchgeführt, deren Ergebnisse mir Prof. Dr. E. CLAR freundlicherweise zur Verfügung stellte.

Es zeigte sich, daß im Tal des Kleinsölkbaches 450 m südlich der projektierten Sperrenstelle, die ein über die ganze Talbreite geschlossenes Felsprofil aufweist, die Felssohle bereits 41,4 m übertieft ist. Ebenso wurde im Tal des Großsölkbaches südlich der im Fels angelegten Engstrecke ein Absinken der Felssohle festgestellt, ohne diese aber zu erreichen.

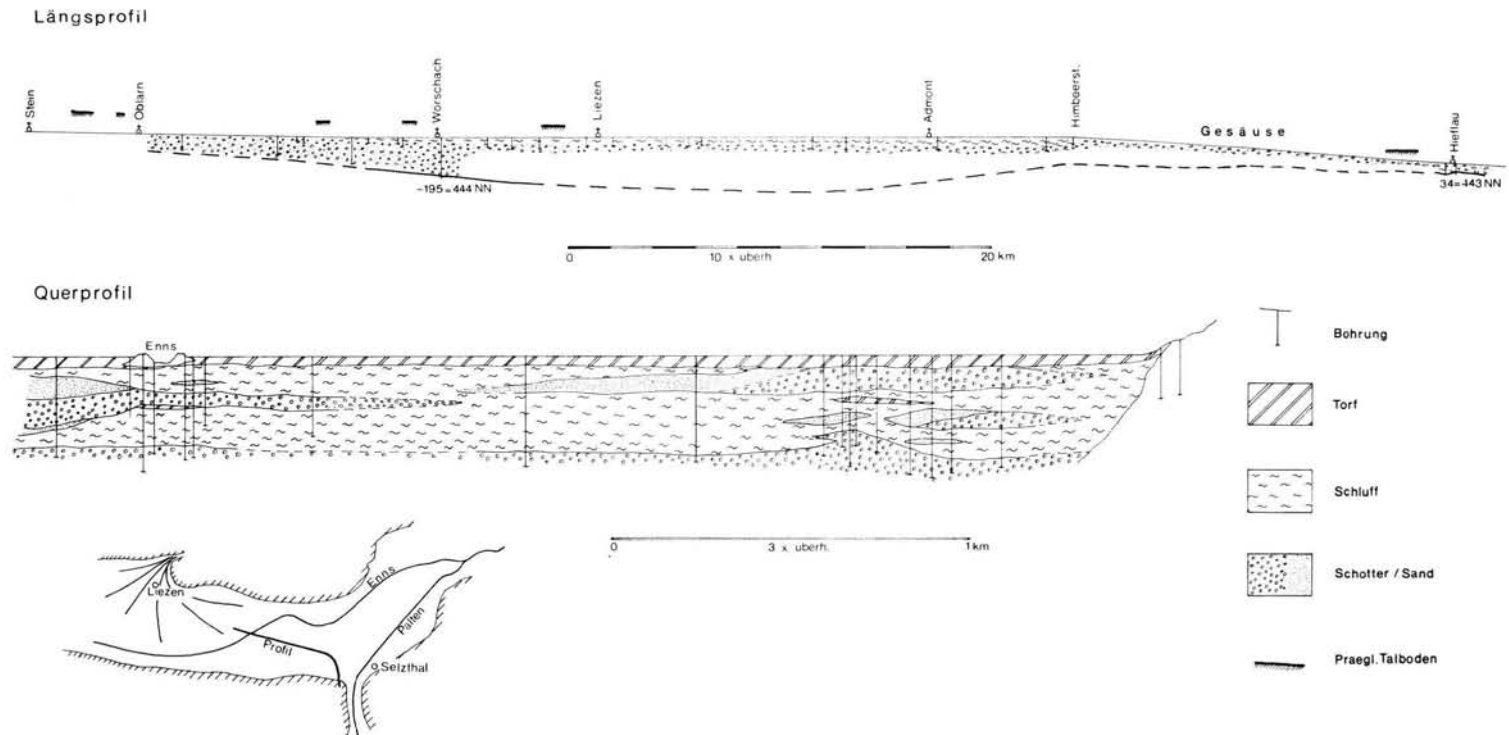


Abb. 3: Längs- und Querprofil durch das Ennstal.

Auf Grund dieser Beobachtungen scheint es berechtigt zu sein, auch für die gleich gestalteten Talabschnitte der übrigen Täler eine glaziale Übertiefung in den Talweitungen anzunehmen.

Ein Zusammenhang mit leichter ausräumbaren Gesteinen kann im Bereich der Nordabdachung der Niederen Tauern mit ihren streng E—W verlaufenden Gesteinszügen und Strukturen nicht gegeben sein.

Im Gegensatz zu den übertieften Bereichen im südlichen Trauntal fehlen hier auch die praeglazial angelegten Gefällsstufen, die für die Bildung dieser Becken herangezogen werden könnten. Es handelt sich demnach, wie ich annehmen möchte, auch hier um Zungenbecken kräftiger Lokalgletscher der einzelnen Täler, die auch im gleichen Größenverhältnis zum Eisstrom des Hochglazials stehen, wie die des Trauntales. Die Zeit der endgültigen Formung dürfte demnach ebenso die gleiche wie dort sein.

Auffüllung

Das Zungenbecken des Ennstales stellt sich heute nach seiner Füllung als sehr gefällsarme, hauptsächlich von mühsam meliorierten Sümpfen und Mooren bedeckte Talniederung dar, in der nur die Schwemmkegel der seitlichen Zubringer den Siedlungsraum bilden.

Die obersten 50 m der Sedimente des Zungenbeckens sind vor allem durch die Untersuchungen für einen Grundwasserspeicher und in jüngster Zeit durch die Sondierungen für den Bau der Pyhrn-Autobahn recht gut bekannt geworden.

Die Ergebnisse für den Autobahnknoten Selzthal der Pyhrnautobahn stellte mir freundlicherweise Dr. O. HOMANN zur Verfügung. Sie zeigen unter einer mehrere Meter mächtigen Torfauflage für die obersten 20—25 m der Beckenfüllung eine mächtige Schluffschicht, die sich randlich mit den gröberen Einschüttungen des Palten- und Pyhrnbaches verzahnt (Abb. 3). Sie weist auf eine ruhige Sedimentation in einem See im Ennstal hin, in dem wahrscheinlich bei wechselnden Wasserständen die seitlichen Einschüttungen verschieden weit ausgreifen konnten. Auf diese wechselnden Wasserstände weisen auch gering mächtige Torflagen im Sedimentkörper hin.

Diese Sedimentabfolge liegt einer wahrscheinlich im ganzen Ennstal oberhalb des Gesäuses verbreiteten gröberen Kiesschicht auf. Durch die Verzahnung können die Grundwasser aus dem Bereich der Zubringer in die tieferen Grundwasserstockwerke im Ennstal eintreten, wodurch artesisch gespanntes Grundwasser auftritt, das im Raum Selzthal örtlich bis 4 m über die Oberfläche ansteigt.

Die zur Untersuchung des Grundwasserspeichers im Ennstal von der Ennskraftwerke AG Steyr niedergebrachten Bohrungen ergaben prinzipiell den gleichen Aufbau der hangendsten Sedimentabfolge zwischen Irdning und Gesäuseeingang.

Im Zuge dieser Untersuchungen wurde an 20 Standorten durch Jahre die Spiegelhöhe des gespannten Grundwassers beobachtet. Dabei ergab sich, daß der zuerst knapp unter der Oberfläche liegende Grundwasserspiegel im Bereich Wörschach über das heutige Talniveau ansteigt. Weiter talabwärts nimmt die Höhe ständig bis auf rund 10 m (bei Admont) über Talniveau zu. Eine genaue Auswertung der Messungen im Vergleich mit den örtlichen meteorologischen Bedingungen ergab einen differenzierten Feinablauf der Ganglinien des Grundwassers in Abhängigkeit von örtlichen Niederschlägen und Schneeschmelzen (PLATZL 1960) aber im ganzen ein generell geringeres Gefälle der Grundwasseroberfläche als die heutige Enns.

Eine Deutung der Verhältnisse kann am ehesten dadurch erfolgen, daß die abdichtende oberste Schluffschicht und die mit ihr verzahnten Schwemmkegel in einem See zur Ablagerung kamen, der das Ennstal bis in den Raum Stainach erfüllte. In diesem wurde das hangende, weitgehend das ganze Ennstal hin nach oben abdichtende Schluffpaket mit seinem komplizierten Internaufbau abgelagert. Der Grund dafür, daß unter dieser Schicht kein absolut zusammenhängender Grundwasserkörper in den liegenden größeren Sedimenten auftritt, liegt wahrscheinlich darin, daß oberhalb der starken seitlichen Einschüttungen kleinere Becken mit Feinsedimenten entstanden, die lokale dichtende Barrieren darstellen.

Der Stau des bis in den Raum Stainach reichenden Sees, dessen Sedimente den Abschluß der Auffüllung des übertieften Bereiches des Ennstales darstellen, muß am Gesäuseeingang erfolgt sein. Im Gegensatz zu BISTRITSCHAN (1952) möchte ich den Grund für diesen Rückstau nicht in großen Bergstürzen am Gesäuseeingang, sondern in einer riesigen Massenbewegung suchen.

Bei der Neuaufnahme der Gesäuseberge durch K. BÜCHNER (1973) stellte sich heraus, daß der Dachsteinkalk der Haindlmauer einen Teil des Reichensteins darstellt, der seit der Gosauzeit nach N abwanderte und heute auf Werfener Schichten liegt. Da aber der Ennsgletscher zur Würmeiszeit noch ins Gesäuse eindrang, kam es sicher am Gesäuseeingang zu einer nennenswerten Erosion, die nach dem Abschmelzen des Eises zu Bewegungen der Kalkmasse der Haindlmauer geführt haben wird.

Dadurch kam es zu einer ständigen Höherlegung des Gesäuseeinganges und abschließend auch zu einer längerfristigeren Abriegelung als durch grobblockige Bergsturm Massen möglich wäre, während sich die schluffreichen hangendsten Sedimente im Ennstal ausbildeten.

Das Alter des Sees konnte durch palynologische Untersuchungen an Proben aus den Bohrungen für die Pyhrn-Autobahn, die Dr. I. DRAXLER, Geol. B.-A. durchführte, näher bestimmt werden.

Der *Pinus*-Wald, der damals an den Hängen des Ennstales stockte, wies eine Waldgrenze in rund 400 m über dem Tal auf, wie durch den hohen Prozentsatz an Zirbe und das massive Auftreten von Kräutern (*Artemisia*) angezeigt wird. Ebenso weist das Auftreten von *Hippophaë* auf eine erst kürzlich erfolgte Besiedelung des Roibodens hin.

Dieses Vegetationsbild spricht für Verhältnisse, wie sie im Vergleich mit dem benachbarten Trauntal (DRAXLER 1977) das letzte Mal im Alleröd im Raum des Ennstales geherrscht haben können.

Zusammenfassung der Ergebnisse

Abgesehen von den Gesteins- und topographisch bedingten Stellen am Südeinde des Attersees und des Salzburger Stammbeckens finden wir im hier dargestellten Raum eine Bindung der großen glazial übertieften Wannen an die Erstreckung des Zehrgebietes des Eisstromnetzes. Am deutlichsten ist diese im Trauntal entwickelt, wo die Gletscherzungen der beiden letzten Eiszeiten kaum über die innerhalb des Alpenkörpers liegenden Becken hinaus vordrangen und es daher nicht mehr zur Ausbildung von Zweigbecken kam.

Ein zweiter Bereich mit langgestreckten, glazial übertieften Wannen findet sich im S des Einzugsgebietes der Traun, die ebenso wie die nördlichen keinen Zusammenhang mit dem Aufbau und den Strukturen des Untergrundes aufweisen. Sie liegen aber, wie eine Detailkartierung zeigte, alle im Zungenbereich kräftiger Lokalgletscher, die während der

Aufbau- sowie der Abschmelzphase des hochglazialen Würmeisstromnetzes über längere Zeit Bestand hatten. Es scheint sich bei dieser Gletschergröße um eine relativ rasch erreichbare Größenordnung zu handeln, die möglicherweise auch während früherer Eiszeiten öfter auftrat.

Belege für größere, glazial übertiefte Bereiche in gleicher Position konnten kürzlich auch in südlichen Nebentälern des Ennstales gefunden werden. Ob solche auch in den Nebentälern anderer Flußsysteme zu finden sind, wird sich erst durch weitere Aufschlüsse klären lassen.

Diese glazial übertieften Becken zeigen alle die gleiche Form langgestreckter Wannen mit steilen Wänden und einer weitgehend ebenen Sohle, die kaum vom Aufbau des Untergrundes beeinflusst wird. Eine Erklärung für die Entstehung dieser offensichtlich an den Zungenbereich gebundenen Becken kann möglicherweise darin gesehen werden, daß der Gletscher im Bereich der Grenze Nähr- zu Zehrgebiet seine größte Horizontalgeschwindigkeit und damit wohl auch größte Erosionskraft entwickelt, die außerdem noch durch die relative Zunahme des Moränenmaterials im Zuge des Abschmelzens unterstützt wird.

Die Wiederauffüllung begann unmittelbar nach dem Eistrückzug und war selbst in großen Becken wie dem Salzburger Stammbecken in so kurzer Zeit abgeschlossen, daß sich noch keine nennenswerte Vegetation in der Umgebung des Sees entwickeln konnte.

Im Ennstal hingegen dauerte die Sedimentation bedingt durch die ständige Höherlegung des Gesäuseeinganges durch eine Großhangbewegung länger an. Sie war aber, wie die palynologische Untersuchung ergab, bereits knapp nach der Ausbreitung der Gehölzvegetation im Alleröd ebenso beendet. Der durch diesen Mechanismus gegenüber dem prae-mindelzeitlichen Talboden stark verflachte Talverlauf führte zu weitflächigen Sumpf- und Moorbildungen, wie sie auch aus anderen Tälern mit ähnlichen Bedingungen (z. B. Pinzgau) bekannt sind.

Ebenso rasch wurden die großen Deltas im Hallstätter und Traun See aufgeschüttet. Da aber der Traun im Gegensatz zu den aus Kristallingebieten kommenden Flüssen die hohe Belastung mit Schwebstoffen fehlt, kamen nur gröbere Sedimente zur Ablagerung, die entsprechend ihrer geringen Menge nur verhältnismäßig kleine Areale bedecken.

Schriftenverzeichnis

- BISTRITSCHAN, K. (1952): Zur Gelologie der Talauffüllungen des Mitterrennstales. — Verh. Geol. B.-A.: 232—235; Wien.
- (1956): Die Talalluvionen des Mitterrennstales. — Verh. Geol. B.-A., 184—187; Wien.
- BRANDECKER, H. (1974): Hydrogeologie des Salzburger Beckens. — Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 26: 5—39; Graz.
- BÜCHNER, K.-H. (1973): Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Ober-Steiermark, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22: 71—95; Wien.
- DEL-NEGRO, W., EBERS, E. & WEINBERGER, L. (1966): Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. — Veröff. Ges. Bayer. Landesg. e.V., 116 S.; München.
- DRAXLER, I. (1977): Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun. — Jahrb. Geol. B.-A., 120: 133—163; Wien.
- GEYER, G. (1917): Über die Querverschiebung am Traunsee. — Verh. Geol. R.-A.: 67—69; Wien.
- HASENRODT, K. (1965): Riesengletschertöpfe am Nordausgang des Kalkhochalpen-Durchbruchstales der Salzach bei Golling (Salzburg). — Mitt. Geograph. Ges. München, 50: 161—173; München.

- HUSEN, D. VAN (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**: 249—286; Wien.
- (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerung im Trauntal. — Jahrb. Geol. B.-A., **120**: 1—130; Wien.
- KLAUS, W. (1975): Das Mondsee-Interglazial, ein neuer Florenfundpunkt der Ostalpen. — Jahrb. O.Ö. Musealv., **120**: 315—344; Linz.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. — **1**: 393 S.; Leipzig (Tauschnitz).
- PLATZL, M. (1960): Die Grundwasserverhältnisse im mittleren Ennstal. — 100 Jahre Ennsregulierung, Festschr.: 22—29; Wien (Natur und Technik).
- PREY, S. (1959): Zwei Tiefbohrungen der Stieglbrauerei in Salzburg. — Verh. Geol. B.-A.: 216—224; Wien.
- STUMMER, E. (1947): Der Aufbau des Salzburger Zungenbeckens. — Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, **86/87**: 81—82; Salzburg.
- WEINBERGER, L. (1955): Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel des Irrsee- und Attersee-Zweiges des Traungletschers. — Verh. Geol. B.-A.: 7—34; Wien.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	23—34 4 Abb., 1 Tab.	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	-----------	-------------------------	----------------------

Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän

EBERHARD GRÜGER

Lacustrine sedimentation, lake-water level, pollen diagram, palaeoclimate, flora (forest), Upper Pleistocene (Riss, Würm) Bavarian Plateau (Samerberg), TK 25: Nr. 8139

Kurzfassung: Die Seeablagerungen vom Samerberg stammen nach dem geologischen und dem vegetationsgeschichtlichen Befund aus der Riß/Würm-Warmzeit und aus dem Frühwürm. In klimageschichtlicher Hinsicht besteht eine ausgezeichnete Übereinstimmung mit den Untersuchungsergebnissen von den ebenfalls sehr umfangreichen Profilen von Grande Pile, Rederstall, Odderade und Kittlitz, in denen über dem Eem eine durch einen Klimarückschlag zweigeteilte ältere und eine ungliederte jüngere Waldzeit, die Frühwürm-Interstadiale Brørup und Odderade, nachgewiesen werden konnten. Diese Übereinstimmung bestätigt nicht nur die Datierung der Ablagerungen vom Samerberg, sondern erlaubt auch den Schluß, daß Eem und Riß/Würm zeitgleiche Warmzeiten sind.

[The Lake Sediments of Samerberg in Upper Bavaria (Germany) and their Pleistocene Age]

Abstract: According to the geology of the site and to the pollen analytical findings the Samerberg lake sediments are of Riss/Würmian and Early Würmian age. An excellent agreement exists between the Samerberg series and the long sequences from Grande Pile in northeastern France, Rederstall, Odderade and Kittlitz (all in northern Germany) concerning their climatic history. Here a bipartite older and a not bipartite younger forest phase, the Brørup and the Odderade interstadials, have been found above the Eemian, which is the last interglacial period in northwestern Europe. This agreement does not only confirm the dating of the Samerberg sequence, but also shows that Riss/Würmian and Eemian are same-age interglacial periods.

1. Lage und Art des Untersuchungsgebietes

Der Samerberg liegt am Alpennordrand südwestlich des Chiemsees im Winkel zwischen der Inntal-Autobahn und der Autobahn Rosenheim—Salzburg, die unmittelbar an seinem Fuß entlang führt. Er ist Teil eines Flyschzuges, der den nach S anschließenden Kalkalpen vorgelagert ist. Während des Pleistozäns war das Gebiet mehrere Male vergletschert, zuletzt während der Würm-Kaltzeit. Pleistozäne Ablagerungen überdecken deshalb Flysch und Kalkalpin und zwar in besonderer Mächtigkeit in einer Mulde zwischen dem Flyschzug und der nördlichsten Kette der Alpen. Hier lag auch der pleistozäne See, dessen Sedimente in den letzten Jahren dank der großzügigen Unterstützung durch Herrn Max Pröbstl aus Nußdorf am Inn und seitens des Bayerischen Geologischen Landesamtes in München auf ihre pflanzlichen Einschlüsse hin untersucht werden konnten.

Im Untersuchungsgebiet treten große Höhenunterschiede auf, auf die eigens hingewiesen sei, weil sie eine höhenbedingte Zonierung der Vegetation zur Folge haben, mit der an vielen anderen Untersuchungspunkten nicht gerechnet zu werden braucht. Der Spiegel des ehemaligen Sees lag zeitweilig bei 670 m ü. NN, in jüngerer Zeit aber infolge Eintiefung seines Abflusses tiefer. Das nur 4 km entfernte Inntal und das Alpenvorland liegen etwa 450 m über dem Meeresspiegel. Das 3 km entfernte Massiv des Heubergs ist

*) Anschrift des Verfassers: Dr. E. Gröger, Abteilung für Palynologie der Universität Göttingen, Untere Karspüle 2, D-3400 Göttingen, Germany.

SAMERBERG ~600m NN

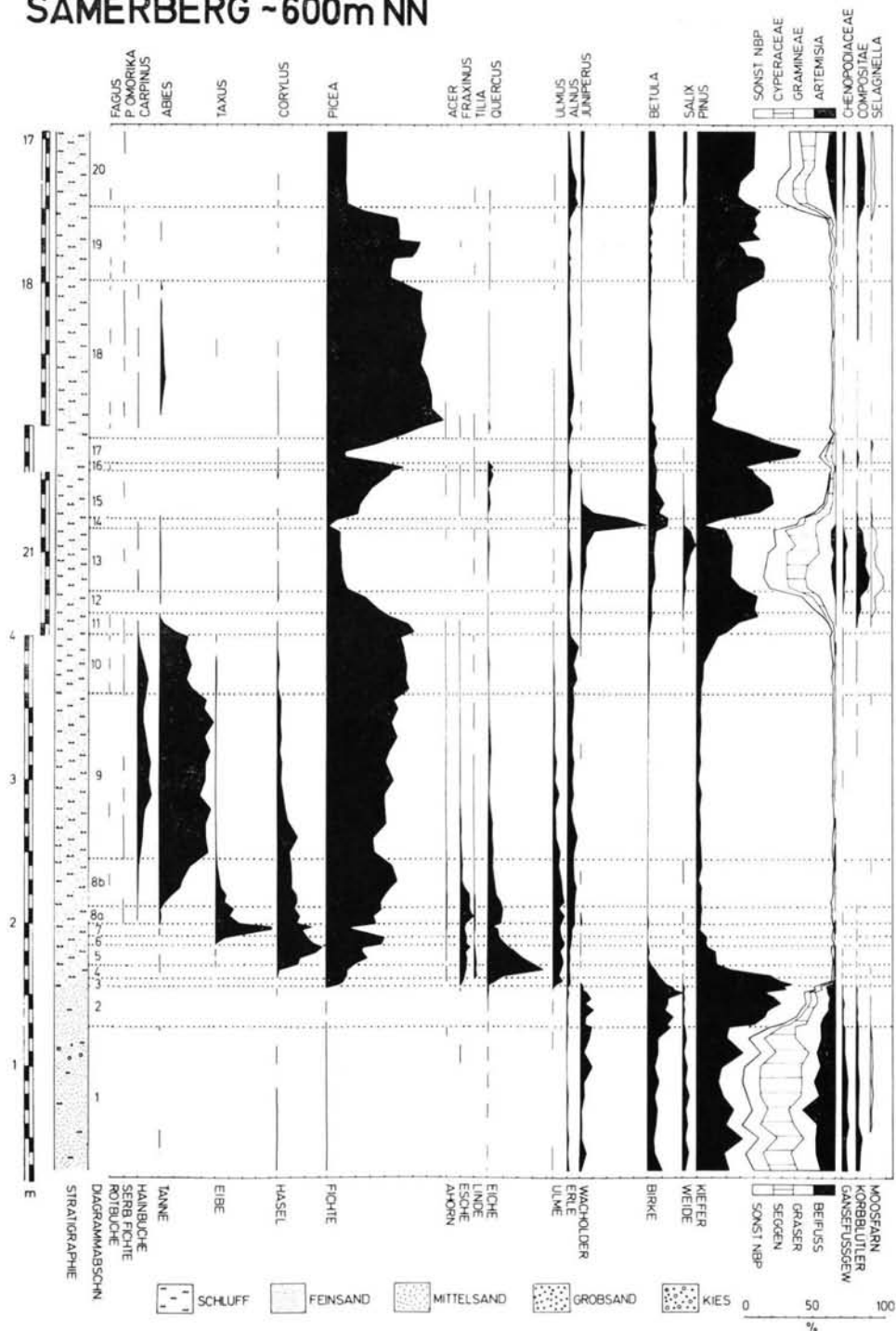


Abb. 1: Stark vereinfachtes Pollendiagramm der älteren Sedimente vom Samerberg, als Gesamt-diagramm berechnet.

1338 m hoch, und in 3,5 km Entfernung liegt die mit 1569 m noch höhere Hochries. Das bedeutet, daß auf etwa 7 km horizontale Distanz ein Höhenunterschied von 1100 m besteht. Entsprechend vielgestaltig ist — und war wohl auch während älterer Warmzeiten — die vertikale Gliederung der Vegetation. Sie reicht heute vom Buchenwald in den tiefen und Laubmischwald in den mittleren Lagen bis zur Baumgrenze, die an der Hochries erreicht und dort von der Fichte gebildet wird.

Die Sedimente des ehemaligen Sees sind z. T. aufgeschlossen, z. T. sind sie nur in Bohrungen zugänglich. Eine Kernbohrung deckte die folgende Schichtenfolge auf (R 45 15 170, H 52 90 330, 612 m üb. NN, Einzelheiten bei GRÜGER, im Druck):

0	— 3,3 m	Oberboden und Würm-Grundmoräne
3,3	— 22,5 m	Seesedimente
22,5	— 23,8 m	Grundmoräne ?
23,8	— 37,2 m	Seesedimente
37,2	— 37,23 m	„Schieferkohle“
37,23	— 37,6 m	Grundmoräne.

Nur die Sedimente aus 4,1 bis 22,35 m Tiefe enthielten Pollen.

2. Die Vegetationsentwicklung

In den Pollenspektren des ältesten im Pollendiagramm dargestellten Abschnitts (DA 1, Abb. 1) herrscht Nichtbaumpollen vor. Es handelt sich dabei vor allem um Pollen von *Artemisia* (Beifuß), Gramineae (Gräser), Cyperaceae (Seggen), Chenopodiaceae (Gänsefußgewächse) und Compositae (Korbblütler). Auch *Selaginella selaginoides* (Moosfarn) ist regelmäßig nachgewiesen. Der Gehölzpollen stammt überwiegend von *Pinus* (Kiefer). Daneben erreichen nur *Salix* (Weide), *Betula* (Birke) und *Juniperus* (Wacholder) höhere Werte. Zusammen mit Nachweisen einiger ausgesprochen lichtbedürftiger Taxa wie *Ephedra* (Meerträubel), *Hippophae* (Sanddorn), *Helianthemum* (Sonnenröschen) u. a. ergibt sich daraus das Bild einer offenen, möglicherweise noch völlig baumfreien Vegetation.

Birke und Kiefer leiteten die Wiederbewaldung ein (DA 2). Die Anwesenheit beider Gattungen im Gebiet ist außer durch Pollen auch durch Früchte bzw. Nadeln belegt.

Es folgte die Ausbreitung von Laubgehölzen wie *Quercus* (Eiche), *Fraxinus* (Esche), *Corylus* (Hasel) u. a. sowie von *Picea* (Fichte). Dabei erreichen *Quercus* bzw. die gewöhnlich zum Eichenmischwald (EMW) gerechneten Arten zusammen Höchstwerte von 38 bzw. 50 % bei gleichzeitig bis zu 25 % *Picea*-Pollen. Von *Picea* gibt es übrigens schon vom DA 3 an vereinzelt Nadelfunde. Die Hasel erreicht bei der hier gewählten Berechnungsweise als Gesamtdiagramm 35 %. Bezieht man ihre Anteile — wie bei Waldzeiten üblich — auf die Baumpollensumme, so beträgt ihr Höchstwert 60 %.

Ohne auf Einzelheiten der Vegetationsentwicklung näher einzugehen, die andernorts (GRÜGER, im Druck) ausführlich dargestellt werden sollen, seien im Folgenden nur die wichtigsten Veränderungen der Vegetation genannt: eine kurze, aber markante Eibenzeit (*Taxus*: 53 %, bezogen auf Baumpollen ohne *Corylus* 66,5 %) und die Ausbreitung von Tanne (*Abies*) und Hainbuche (*Carpinus*), die offenbar zum fast völligen Verschwinden der früher eingewanderten Laubholzarten aus der Höhenstufe des Samerberges geführt haben.

Das Ende der Waldzeit, bei der es sich — der Höhe der erreichten Vegetationsentwicklung nach — nur um eine interglaziale handeln kann, kündigt sich schließlich im DA 12 durch ein Ansteigen der *Pinus*-Anteile und entsprechend niedrigere Werte bei den anderen Arten an.

Eine waldfreie Zeit (DA 13) schließt sich an. Sie weist eine ganz ähnliche Pollenflora auf wie die waldlose Zeit, welche dem Interglazial vorausging.

Danach kam es im Untersuchungsgebiet noch einmal zur Bildung geschlossener Wälder. Diese Waldzeit begann mit einer *Juniperus*-Phase und führte zunächst zu einer Bewaldung mit *Pinus* und *Picea* (DA 14—16).

Besonders wichtig, vor allem in Hinblick auf die Datierung sind die folgenden Veränderungen (DA 17), nämlich ein kräftiger Rückgang der *Picea*-Werte, das Aussetzen fast aller Kurven von Laubbaumarten, der starke Anstieg der Kiefernkurve und die erneut höheren Nichtbaumpollenanteile, an denen auch wieder *Artemisia* beteiligt ist.

Diese Veränderungen müssen als Anzeichen eines Klimarückschlags gedeutet werden. Durch ihn wurde die Vegetationsentwicklung — vorübergehend! — wieder auf die Stufe des Kiefernwaldes zurückgeworfen. Eine gewisse Zeit nach diesem Rückschlag konnte sich die Fichte wieder ausbreiten. Auch die Tanne erschien jetzt im Gebiet, blieb aber relativ bedeutungslos. Auch diese Waldzeit, in der anspruchsvollere Laubbaumarten in der Höhenstufe des Samerbergs wahrscheinlich ganz fehlten, endete mit einer Kiefernzeit.

Da der Klimarückschlag des DA 17 nicht zur Waldlosigkeit führte, kann man die gesamte Vegetationsentwicklung, wie sie in den DA 14—19 zum Ausdruck kommt, als eine Einheit auffassen. Es liegt also ein einziges, allerdings zweigeteiltes Interstadial vor.

Im weiteren Verlauf der Verlandung des Sees kamen zeitweise Sande und Kiese zur Ablagerung, was auf offene Vegetation oder sogar auf Flächen ohne Pflanzendecke schließen läßt, ganz in Übereinstimmung mit den Aussagen des Pollendiagramms (DA 20—21, Abb. 2).

Es folgt eine weitere Waldzeit interstadialen Charakters (DA 22—25), während der es wiederum zur Ausbildung von Fichtenwäldern kam. Dieses Mal waren am Samerberg aber nicht nur die Laubbaumarten nicht mehr vorhanden, sondern auch die Tanne scheint gefehlt zu haben.

Der DA 26 zeigt das schon bekannte Bild einer waldlosen Vegetation, und in den DA 27—29 ist ein weiteres Interstadial angedeutet, das aber nur fragmentarisch überliefert ist. Seine Vegetationsentwicklung führte wenigstens bis zur Bildung eines Fichtenwaldes. Alle jüngeren Abschnitte haben stadialen Charakter.

Insgesamt lassen sich also am Samerberg ein Interglazial im Liegenden und drei Interstadiale nachweisen, von denen das älteste durch einen Klimarückschlag gekennzeichnet ist.

3. Die Datierung

Die Datierung von Veränderungen der Vegetation ist auf verschiedene Weisen möglich. In günstigen Fällen geben die geologischen Verhältnisse eine klare Antwort auf die Frage nach dem Alter einer Waldzeit. Meistens muß man aber die Vegetationsentwicklung im Untersuchungsgebiet mit den entsprechenden Befunden von anderen Untersuchungspunkten vergleichen, d. h. man muß die neuen Untersuchungsergebnisse in eine bereits bestehende Rekonstruktion einer großräumigen Vegetationszonierung einordnen. Dies ist die in der Vegetationsgeschichte am häufigsten angewandte Datierungsmethode, die sich bewährt hat. Darüber hinaus kann man eine Datierung auch auf klimageschichtliche Befunde gründen. Voraussetzung dafür ist, daß ausreichend lange Pollendiagramme, d. h. solche, die mehrere Waldzeiten umfassen, zum Vergleich zur Verfügung stehen. Alle drei Datierungsmethoden sollen im Folgenden auf die pollenanalytischen Ergebnisse angewandt werden. Am detailliertesten sei aber auf die zuletzt genannte eingegangen, weil sie eine großräumige Betrachtungsweise erlaubt und am wenigsten von lokalen Besonderheiten der geologischen oder botanischen Befunde beeinflusst wird.

Der geologische Befund legt eine Zuordnung der interglazialen Serie vom Samerberg zur Riß/Würm-Warmzeit und der kaltzeitlichen Sedimente zum Frühwürm nahe. Diese Datierung setzt voraus, daß wenigstens die jüngste der beiden Moränen im Liegenden des Interglazials eine Riß-Moräne ist, was in der Tat als das Wahrscheinlichste angenommen werden darf, letztlich aber nicht bewiesen ist.

Die Datierung mit Hilfe vegetationsgeschichtlicher Kriterien kann sich auf die Frage beschränken, ob das nachgewiesene Interglazial die Riß/Würm- oder die Mindel/Riß-Warmzeit darstellt, denn ein cromerzeitliches, altpleistozänes oder gar tertiäres Alter der Sedimente scheidet völlig aus, weil keine der für diese Zeiten typischen Arten am Samerberg nachgewiesen werden konnte.

Vergleicht man die Vegetationsentwicklung des Interglazials vom Samerberg mit der Vegetationsentwicklung der beiden letzten Warmzeiten in den nordwesteuropäischen und nordpolnischen Tieflandgebieten und den wenigen aus den Mittelgebirgen bekannten Abfolgen, so kommt man zu folgendem Ergebnis: eem- bzw. riß/würmzeitliche Merkmale sind am Samerberg die klare Gliederung der Vegetationsentwicklung in mehrere Abschnitte und die trotz der Anwesenheit der Fichte hohen EMW-Werte (50 %). Die Haselwerte (60 %) sind, verglichen mit den Anteilen, welche an den meisten letztinterglazialen Untersuchungspunkten erreicht werden, niedrig; für holstein- bzw. mindel/rißzeitliche Verhältnisse sind sie zu hoch.

Nicht nachweisbar ist in den Pollendiagrammen vom Samerberg der für das nordwesteuropäische und nordpolnische Eem charakteristische lindenreiche Abschnitt der EMW-Haselzeit. Er fehlt aber allen bis jetzt publizierten Pollendiagrammen dieser Warmzeit aus dem Bereich der Mittelgebirge, wenn man von Wallensen in der Ith-Hils-Mulde (RABIEN 1953), das seiner Lage nach noch fast zu den Tieflandlokalitäten gerechnet werden kann, einmal absieht. Aus dem südlichen Polen sind aber Pollendiagramme bekannt, die zwischen beiden Diagrammtypen vermitteln.

Die Eibe, die am Samerberg zeitweise eine bedeutende Rolle spielte, war sowohl während der letzten als auch während der vorletzten Warmzeit am Aufbau der Wälder beteiligt. Jedoch ist eine Eibenzeit, die wie am Samerberg noch vor der Ausbildung einer Schattholzphase endet, also in einer sehr charakteristischen pollenstratigraphischen Lage angetroffen wird, bisher nur von letztinterglazialen Untersuchungspunkten aus dem Alpenvorland bekannt geworden.

Für eine Zuordnung der warmzeitlichen Sedimente vom Samerberg zum vorletzten Interglazial sprechen allenfalls das frühe und andauernde Vorkommen der Fichte, die hohen Tannenwerte und die geringe Beteiligung der Hainbuche. Diese Merkmale können aber auch Ausdruck einer Höhenstufung sein, wie sie sich unter natürlichen Bedingungen zu jeder Zeit in einer Gebirgslandschaft einstellen wird. Gegen eine Zuordnung zum vorletzten Interglazial spricht auch die Höhe der EMW- und *Corylus*-Werte.

Aus all dem kann man schließen, daß am Samerberg das Riß/Würm-Interglazial und infolgedessen auch das Frühwürm mit seinen Interstadialen nachgewiesen werden konnten.

Dieser Beweisführung soll eine dritte an die Seite gestellt werden. Sie basiert auf dem Vergleich der Klimaentwicklung, deren große Veränderungen an Pollendiagrammen abgelesen werden können, wenn diese nur lang genug sind, also mehrere Waldzeiten umfassen. Derartig umfangreiche, ungestörte Profile sind überaus selten. Im Folgenden sollen die vier in Frage kommenden Pollendiagramme von mitteleuropäischen Untersuchungspunkten vorgestellt und dann zur Datierung der Sequenz vom Samerberg herangezogen werden.

I. Grande Pile

Von Grande Pile am Südwestfuß der Vogesen hat WOILLARD (1975, 1978) Pollendiagramme beschrieben, die mehrere durch waldlose Abschnitte voneinander getrennte Waldzeiten umfassen. Der ältesten Waldzeit (Abb. 3) geht ein spätglazialer, durch NBP-Dominanz gekennzeichneteter, also waldloser Abschnitt voraus (DA 1). Die Wiederbewaldung führte über Abschnitte mit *Juniperus*-, *Betula*- und *Pinus*-Dominanz zu einer Zeit der Vorherrschaft von *Quercus*, *Corylus* und anderen Laubböhlzern. Die Eibe erreichte zeitweise hohe Werte. Später wanderten *Carpinus*, *Abies* und zuletzt *Picea* ein und verdrängten die vorher dominierenden Laubbaumarten. Mit einer Kiefernzeit endete diese älteste interglaziale Waldzeit. Sie wird von WOILLARD dem Eem zugerechnet.

Es folgt ein waldloser Abschnitt (DA 13), wiederum mit relativ hohen *Artemisia*- und *Chenopodiaceae*-Anteilen.

Die nachfolgende Waldzeit (DA 14—16) begann ähnlich wie das Eem im Liegenden mit einer Ausbreitung von *Juniperus*, *Betula* und später auch *Pinus*. Sogar *Quercus*, *Corylus*, *Carpinus* und *Picea* konnten sich ausbreiten, bevor ein Klimarückschlag (DA 17) der Kiefer und krautreichen Pflanzengesellschaften vorübergehend wieder zur Vorherrschaft verhalfen. Auf diese wichtige, für anspruchsvolle Baumarten offenbar ungünstige Phase folgte die erneute und endgültige Ausbreitung dieser Arten, die hier nicht näher beschrieben zu werden braucht (DA 18—19). Wieder schließt eine Kiefernzeit den Entwicklungszyklus ab.

WOILLARD (1975) bezeichnete diese durch einen Klimarückschlag in zwei Abschnitte geteilte Waldzeit als ein Interglazial und gab ihm den Namen St. Germain I. Während dieser Waldzeit traten einige der während der Eem-Warmzeit wichtigen Arten wie *Abies*, *Taxus* und *Buxus* fast nicht in Erscheinung, und auch die Laubbaumarten erlangten nicht mehr die Bedeutung, die sie während der Eem-Warmzeit hatten. Dies läßt vermuten, daß die klimatischen Bedingungen während dieser jüngeren Waldzeit nicht mehr so günstig waren wie während des Eems.

Eine weitere waldlose Zeit (DA 20—21, Abb. 4) leitet zu einer dritten Waldzeit, St. Germain II (DA 22—25) über, die bei gleichem Arteninventar wie während St. Germain I eine geringere Beteiligung von *Carpinus* und *Picea* aufweist, aber nicht zweigeteilt ist.

Die jüngeren Sedimente enthalten eine Pollenflora stadialen Charakters und in den DA 27—29 vielleicht ein weiteres Interstadial, über das aber noch keine endgültige Klarheit besteht, weil es sich nicht in allen Paralleldiagrammen abzeichnet.

Bei Grande Pile sind also drei aufeinanderfolgende Waldzeiten festgestellt worden, von denen die älteste die artenreichste und anspruchsvollste Flora besaß und dem Eem zugerechnet wird. Von den beiden jüngeren Waldzeiten ist die ältere, St. Germain I, durch einen Klimarückschlag in charakteristischer Weise zweigeteilt.

II. Rederstatt

Eine ganz ähnliche Abfolge fand MENKE (1976) bei Rederstatt in Westholstein (Tab. 1). Über eemzeitlichen Ablagerungen konnten hier die beiden Frühwürm-Interstadiale Brörup und Odderade und innerhalb des Brörup-Interstadials eine Klimaverschlechterung (WF IIa₂) festgestellt werden. Sie unterbrach die beginnende Ausbreitung der Kiefer und ist im Pollendiagramm durch hohe NBP- und *Juniperus*-Werte markiert. Auch *Artemisia*-Pollen ist in diesem Abschnitt wieder verzeichnet. Höhepunkt der folgenden Vegetations-

GRANDE PILE X, 330m

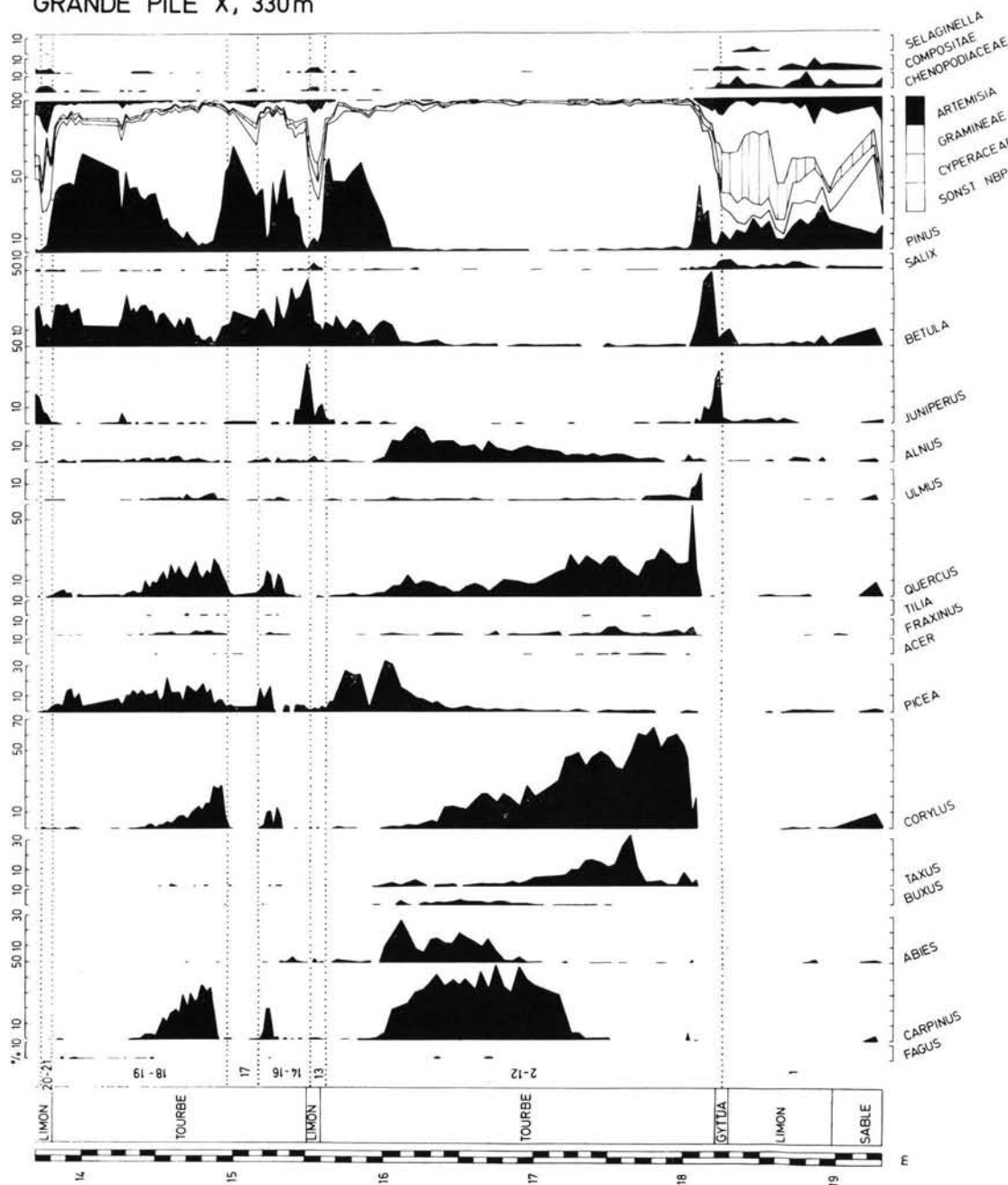


Abb. 3: Stark vereinfachtes Pollendiagramm von Grande Pile (= ältere Abschnitte des Diagramms X, WOILLARD 1975), umgezeichnet und mit der Gliederung des Samerberg-Diagramms versehen.

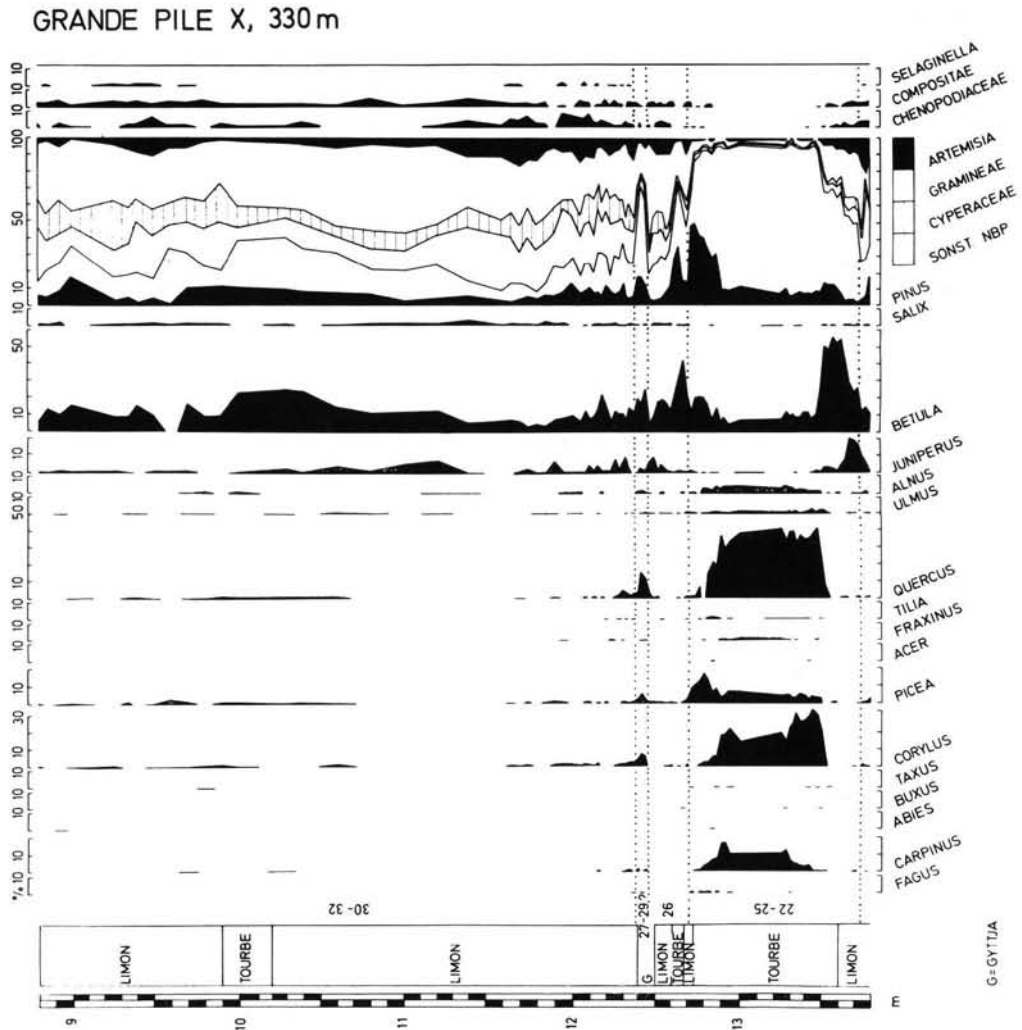


Abb. 4: Stark vereinfachtes Pollendiagramm von Grande Pile (= mittlere Abschnitte des Diagramms X, WOILLARD 1975), umgezeichnet und mit der Gliederung des Samerberg-Diagramms versehen.

entwicklung war die Bildung von *Pinus*-Wäldern, in denen zeitweise *Larix* und *Picea* von Bedeutung waren. (Ich danke Herrn Dr. B. Menke/Kiel sehr dafür, diese dem noch unveröffentlichten Pollendiagramm entnommenen Daten verwenden zu dürfen.)

III. Odderade

Ganz ähnliche Verhältnisse zeigt das Pollendiagramm 5 von Odderade (AVERDIECK 1967). Hier, an der Typus-Lokalität des Odderade-Interstadials, folgen auf die Eem-Warmzeit zwei „große“ Interstadiale. Dem älteren, dem Brørup-Interstadial sensu AVERDIECK, gehen in pollenstratigraphisch gleicher Lage wie im Pollendiagramm Rederstall und auch in ganz ähnlicher Ausbildung ein wenig intensiver Klimarückschlag (FW 3)

GRANDE PILE X Woillard 1975 Woillard 1978	REDERSTALL Menke 1976	ODDERADE 5 Averdieck 1967	KITTLITZ Erd 1973	SAMERBERG
St. Germain II	Odderade WF IV	Odderade FW 6	3. Interstadial W VI	2. Interstadial DA 22-25
C		a _{3/b} Brørup FW 4	2. Interstadial W IV	DA 18-19
St. Germain I B	Brørup WF II	a ₂ FW 3	W III	1. Interstadial DA 17
A		a ₁ Amersfoort FW 2	1. Interstadial W II	DA 14-16
Eem	Eem	Eem	Eem	Riß/Würm
----- Klimarückschlag -----				

Tab. 1: Gleichalte Waldzeiten in langen Profilen aus Nordost-Frankreich, Nord- und Süddeutschland. Die Punktierung hebt den durch einen Klimarückschlag gekennzeichneten Abschnitt der ältesten frühwürmzeitlichen Waldzeit hervor.

und das Amersfoort Interstadial (FW 2), das durch *Betula*-Vorherrschaft gekennzeichnet ist, voraus. Schon SCHNEEKLOTH (1966) stellte die Frage, ob der Abschnitt FW 2, das Amersfoort-Interstadial, in Odderade überhaupt als selbständiges Interstadial zu betrachten ist oder nicht besser — wie auch MENKE (1976) vorschlug — als Teil eines zweigeteilten Interstadials angesehen werden sollte (vgl. Tab. 1).

IV. Kittlitz

Ähnlich liegen auch die Verhältnisse bei Kittlitz in der Niederlausitz (ERD 1973). Auch hier liegen über eemzeitlichen Sedimenten solche von Frühwürm-Interstadialen und -Stadialen. Auch hier folgte auf das älteste sehr schwach entwickelte Interstadial (W II) ein vergleichsweise wenig intensiver Klimarückschlag (W III), und erst danach kam es zur Bildung von Kiefernwäldern mit Fichte (W IV). Ein weiteres, ungegliedertes Interstadial (W VI) folgte nach einer waldlosen Phase (vgl. Tab. 1).

Das gleiche Alter der drei zuletzt beschriebenen Abfolgen — Eem-Warmzeit/zweigeteiltes Brørup-Interstadial/ungeteiltes Odderade-Interstadial — ist erwiesen. Die älteste Waldzeit von Grande Pile gehört, wie WOILLARD (1975) sicherlich mit Recht feststellte, der Eem-Warmzeit an. Angesichts der übereinstimmenden weiteren Klimaentwicklung müssen die übrigen Waldzeiten, St. Germain I und II, zeitlich den Frühwürm-Interstadialen entsprechen.

Wenden wir uns wieder den Verhältnissen am Samerberg zu. Hier konnten ein Interglazial und darüber Interstadiale, von denen das älteste in charakteristischer Weise zweigeteilt ist, nachgewiesen werden. Offensichtlich ist diese Abfolge mit den Sequenzen von Grande Pile, Rederstall, Odderade und Kittlitz gleichzusetzen, mit denen sie in klimageschichtlicher Hinsicht völlig übereinstimmt. Demnach sind am Samerberg die letzte Warmzeit — nach der im Bereich der alpinen Vereisung üblichen Nomenklatur also die Riß/Würm-Warmzeit — und das Frühwürm nachgewiesen. Zu diesem Ergebnis hatten schon der geologische Befund und der überregionale Vergleich der interglazialen Vegetationsentwicklung geführt.

4. Diskussion

Aus dem Vergleich der nunmehr fünf umfassenden jungpleistozänen Vegetationsabfolgen ergibt sich, daß die interglaziale Vegetationsentwicklung sowohl im S als auch im N Mitteleuropas eine ungefähr gleiche Höhe erreichte. Während der Frühwürm-Interstadiale war dies offensichtlich nicht der Fall; der Vegetationsgradient verlief steiler. Die anspruchsvollste Vegetation kennen wir im Frühwürm vom Südwestfuß der Vogesen. Vom Alpennordrand ist eine relativ anspruchsvolle, aber montan geprägte Flora bekannt, und

die anspruchsloseste Vegetation fand sich — wie zu erwarten — in Norddeutschland. Dieser Befund läßt auf die Existenz einer ausgeprägten Vegetationszonierung während des Frühwürms schließen, wie man sie bisher nicht erwartet hat.

Es nimmt deshalb nicht wunder, daß WOILLARD (1975) die Waldzeiten St. Germain I und II wegen ihrer anspruchsvollen Vegetation (*Carpinus!*) nicht mit den Frühwürm-Interstadialen gleichsetzte, obwohl sie das Interglazial im Liegenden Eem nennt. WOILLARD bezeichnete St. Germain I und II als Interglaziale und schob diese als zusätzliche, bis dahin unbekannte Warmzeiten zwischen Eem-Interglazial und Würm-Kaltzeit ein. Dies geschah, obwohl dann in Grande Pile, dessen Pollendiagramme bis in das Postglazial reichen, bei einer derartigen Zuordnung ein überzeugender Nachweis von Frühwürm-Interstadialen nicht mehr möglich ist, obwohl bekannt war, daß es im Frühwürm in Schleswig-Holstein und Jütland zu einer Bewaldung mit Kiefer und Fichte kam und obwohl in den Niederlanden, z. B. im Frühwürm von Amersfoort anscheinliche Mengen von *Quercus*-Pollen nachgewiesen worden waren (ZAGWIJN 1961).

Es ist demnach nicht zwingend notwendig, zusätzliche Warmzeiten zwischen Eem und Holozän einzuschieben. Damit wird auch der Folgerung WOILLARD's, Eem und Riß/Würm seien nicht zeitgleiche Warmzeiten, der Boden entzogen. Allerdings entsteht ein nomenklatorisches Problem, denn — wie gezeigt werden konnte — kann eine Flora interglazialen Charakters im S zeitgleich sein mit einer Flora interstadialen Charakters im N.

Das Amersfoort-Interstadial stellt offenbar einen Teil des hier als zweigeteilt bezeichneten ältesten Interstadials dar (vgl. MENKE 1976, MENKE & BEHRE 1973).

Kenntnis von drei in einem einzigen ungestörten Profil aufeinanderfolgenden interstadialen Waldzeiten haben wir bisher nur von Tenagi Philippon in NW-Griechenland und vom Samerberg. Bei Tenagi Philippon sind nach WIJMSTRA (1969) aber Äquivalente des Amersfoort-, Brørup- und Odderade-Interstadials nachgewiesen worden, von denen die beiden ältesten von WOILLARD (1978) mit St. Germain IA und IC, also mit dem zweigeteilten ältesten Frühwürm-Interstadial nördlich der Alpen, parallelisiert werden, was sicherlich richtig ist, und das dritte dem Odderade gleichgesetzt wird. Für das dritte, nur fragmentarisch überlieferte Interstadial vom Samerberg gibt es aber anderswo noch kein Äquivalent.

Zum Schluß seien einige Bemerkungen zu den süddeutschen Interglazial- und Interstadialvorkommen angefügt.

Keines der bekannten Vorkommen, auch nicht die vom Wurzacher Becken (GERMAN, FILZER u. a. 1968) und vom Pfefferbichl (FILZER 1967), scheint eine so umfangreiche Vegetationsabfolge zu umfassen wie die Seeablagerungen vom Samerberg. Die meisten der als riß/würmzeitlich angesehenen Vegetationsabfolgen lassen sich mit der vom Samerberg parallelisieren; am besten die Abfolgen von den zueinander am nächsten gelegenen Vorkommen Zeifen (in der Nähe des Wanger Sees, JUNG, BEUG & DEHM 1972), Eurach südlich des Starnberger Sees (BEUG 1973) und auch Mondsee (KLAUS 1975). Selbstverständlich weisen die Pollendiagramme von diesen Untersuchungspunkten Unterschiede auf; aber diese spiegeln — wie man dem Vergleich der heutigen Klimadaten leicht entnehmen kann — sehr genau die klimatischen Unterschiede an diesen Untersuchungspunkten wider. So herrschen im tief gelegenen, kontinentalen Zeifen die Arten der Tieflagen vor, während am Samerberg die montanen Arten — seiner Lage am Alpenrand entsprechend — stärker ins Gewicht fallen. Eurach, das ebenso hoch liegt wie der Samerberg, aber weit vom Alpenrand entfernt ist, nimmt eine zwischen Zeifen und Samerberg vermittelnde Stellung ein.

Schwieriger ist die Parallelisierung der verschiedenen Interstadialvorkommen und von Endabschnitten von Interglazialen, die bekanntlich Interstadialen ähneln. Ursache hier-

für ist die Tatsache, daß die Vegetationsentwicklung der Interstadiale nur wenige charakteristische Unterschiede aufweist und oft nur bruchstückhaft überliefert ist. Solche Vorkommen werden wahrscheinlich bezüglich ihrer Datierung noch lange Zeit Probleme aufwerfen und deshalb für die Gliederung des Pleistozäns nicht herangezogen werden können.

Lange Sequenzen — wie die vom Samerberg oder Grande Pile — bieten zur Zeit immer noch die besten Ansatzpunkte für eine Gliederung, wenn nicht des Pleistozäns, so doch einzelner Abschnitte desselben.

Schriftenverzeichnis

- AVERDIECK, F.-R. (1967): Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein. — *Fundamenta, Monographien zur Urgeschichte B/2*, 101—105, 3 Abb., 2 Tab., 4 Tafeln; Köln (Böhlau).
- BEUG, H.-J. (1973): Die Bedeutung der interglazialen Ablagerungen von Zeifen und Eurach (Oberbayern, BRD) für die Vegetationsgeschichte der Eem-Warmzeit am Nordrand der Alpen. — In: GRICHUK, V. P. (ed.): *Palynology of Pleistocene and Pliocene. Proceedings of the IIIrd International Palynological Conference*: 7—13, 1 Abb., 1 Tab.; Moskau (NAUKA).
- ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. — *Z. geol. Wiss.* **1**: 1087—1103, 8 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- FILZER, P. (1967): Das Interglazial Riss-Würm vom Pfefferbühl bei Buching im Allgäu. — *Vorzeit*, **1967**, 1—4: 3—18, 9 Abb., 2 Tab.; Singen am Hohentwiel (Hegau).
- GERMAN, R., FILZER, P., DEHM, R., FREUDE, H., JUNG, W. & WITT, W. (1968): Ergebnisse der wissenschaftlichen Kernbohrung Wurzbacher Becken 1 (DFG). — *Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg*, **123**: 3—68, 6 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- GRÜGER, E.: Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern — ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. — *Geol. Bavaria*, **79**: München. — [Im Druck].
- JUNG, W., BEUG, H.-J. & DEHM, R. (1972): Das Riß/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a. d. Salzach. — *Bayer. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., Abh., N. F.*, **151**: 1—131, 15 Abb., 7 Taf.; München.
- KLAUS, W. (1975): Das Mondsee-Interglazial, ein neuer Florenfundpunkt der Ostalpen. — *Jb. OÖ. Musealvereine*, **120**: 315—344, 5 Abb., 5 Taf.; Linz.
- MENKE, B. (1976): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **27**: 53—68, 1 Abb., 3 Tab.; Öhringen/Württ.
- & BEHRE, K.-E. (1973): State of research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. 2. History of vegetation and biostratigraphy. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 251—267, 1 Abb., 1 Tab.; Öhringen/Württ.
- RABIEN, I. (1953): Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Wallensen in der Hilsmulde. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **3**: 96—127, 11 Abb., 11 Abb., 1 Tab.; Öhringen/Württ.
- SCHNEEKLOTH, H. (1966): Ergebnisse weiterer Untersuchungen an den interstadialen Ablagerungen der Weichsel-Eiszeit in Oerel/Krs. Bremervörde. — *Z. dt. geol. Ges.*, **116**: 773—796, 6 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- WIJMSTRA, T. A. (1969): Palynology of the first 30 meters of a 120 m deep section in northern Greece. — *Acta Bot. Neerl.*, **18**: 511—527, 5 Abb., 1 Taf.; Amsterdam.
- WOILLARD, G. (1975): Recherches palynologiques sur le pleistocene dans l'est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. — *Acta Geogr. Lovaniensia*, **14**: 118 p., 7 Abb., 8 Tab., 40 Taf.; Louvain-La-Neuve.
- WOILLARD, G. M. (1978): Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140,000 years. — *Quaternary Research*, **9**: 1—21, 5 Abb., 1 Tab.; New York.
- ZAGWIJN, W. H. (1961): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the late pleistocene of the Netherlands. 1. Eemian and early Weichselian. — *Memoirs Geol. Found. Netherlands, N. S.*, **14**: 15—45, 14 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Harlem.

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

Glazial übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen

Ergebnisse glazialgeologischer, hydrologischer und geophysikalischer Untersuchungen

KLAUS-PETER SEILER *)

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

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

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

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

Inhaltsverzeichnis

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

1. Einleitung

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

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

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

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

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

2. Problemstellung

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

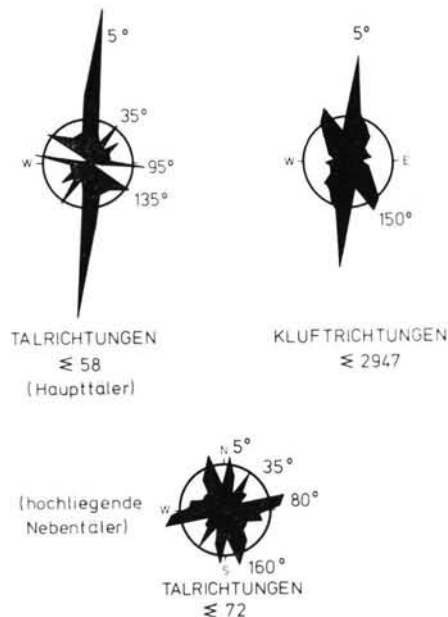


Abb. 1: Richtungsrose von Tälern mit ehemals großer (Haupttäler) und geringmächtiger Eisüberdeckung (hochliegende Nebentäler) und Kluftrose aller eingemessenen Kluftrichtungen in den Bayerischen Alpen. Kreisradius 10 %.

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

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

3. Orte der Talübertiefung

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

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

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

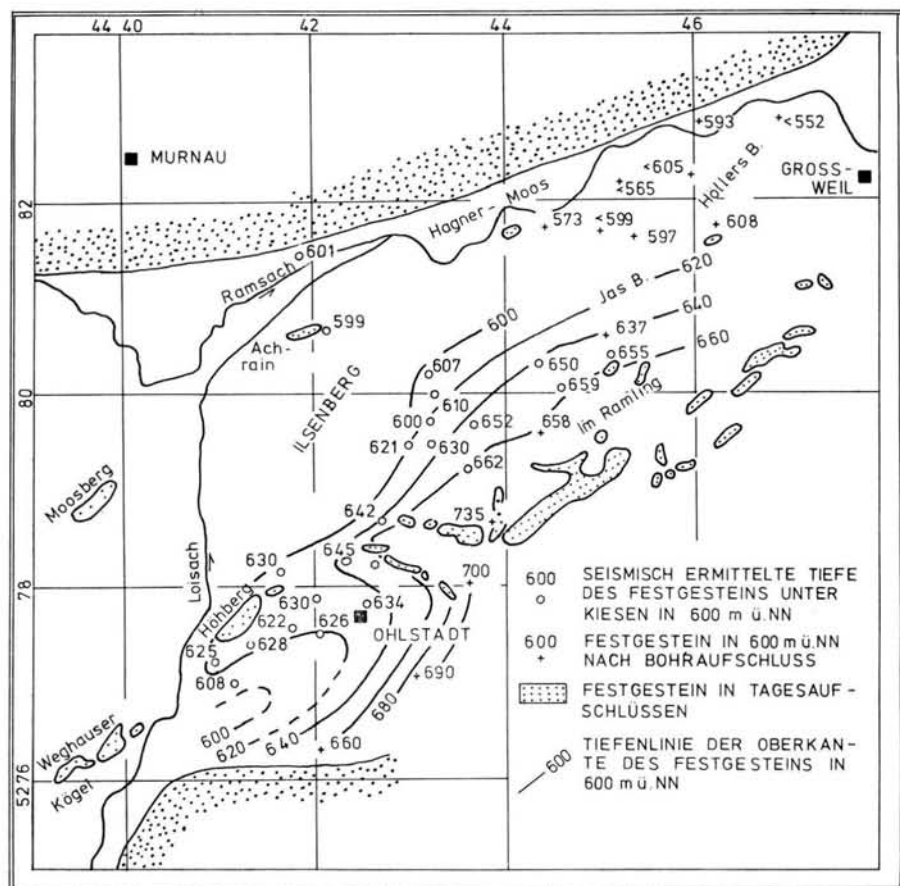


Abb. 2: Geglätteter Verlauf der Oberkante des Festgesteins unter Kiesen nach hammerschlagseismischen Untersuchungen im Raum Ohlstadt—Großweil. Die Festgesteinsauftragungen sind demnach die sichtbaren Zeugen einer Festgesteinsschwelle im Untergrund.

Seen sind ein Indikator für unausgefüllte Hohlformen, die in der überwiegenden Zahl an Fällen nicht mit einem Moränenkranz unmittelbar in Beziehung gesetzt werden können. Wo Seen am Alpenrand mit einem Moränenkranz vergesellschaftet sind, da stellt sich die Frage, ob der See die Folge des Moränenkranzes ist oder die Moräne die Folge einer Übertiefung darstellt, durch die der Gletscher sich selbst in seiner weiteren Ausdehnung behinderte.

Übertiefte Talabschnitte kommen in allen mesozoischen Gesteinen der Bayerischen Alpen vor. Besonders häufig sind sie in der kalkalpinen Randzone, im Flysch und im Helvetikum zu finden (z. B. Pulvermoos-/Ammertal, Eschenloher- und Murnauer Moos/Loisachtal, Fischbachauer-Becken/Leitzachtal); hier liegen die Talübertiefungen in tonigen und dünn-schichtig kalkigen oder sandigen Gesteinen großer Mächtigkeit und bilden sowohl breite als auch schmale Talebenen. Im Kalkalpin mit seinen mächtigen Karbonatgesteinen treten hingegen stets schmale und gestreckte Talebenen über tiefausgeformten Talabschnitten auf (z. B. Ammerlängstal, Oberau/Loisachtal, Wallgau-Fall/Isartal, Bayrischzell-Geitau/Leitzachtal, Schleching/Achentl).

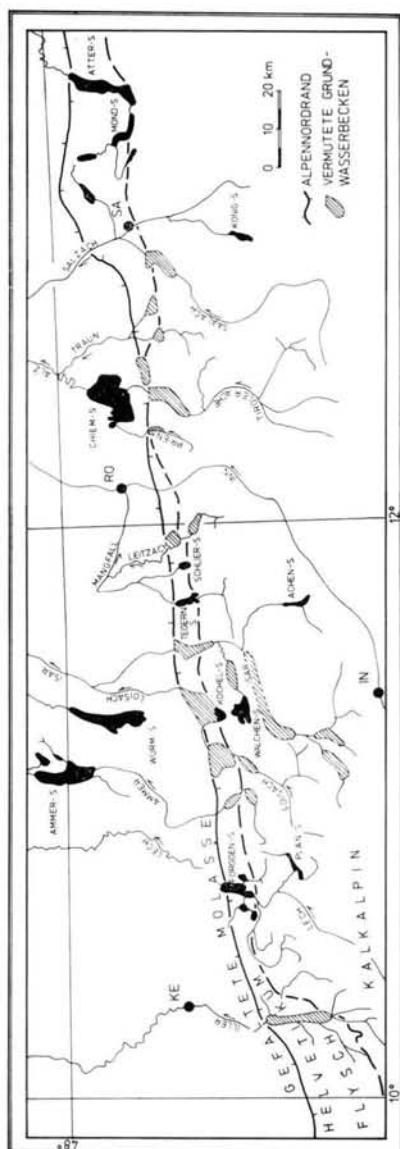


Abb. 3: Die Orte besonders ausgeprägter glazialer Längsübertiefung in den Bayerischen Alpen sind gleichzeitig die Orte für Grundwasserbecken (schraffiert) oder Seen (schwarzflächig). Die Darstellung erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit; sie ist das Ergebnis geologischer, hydrologischer und geophysikalischer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

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

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

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

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

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

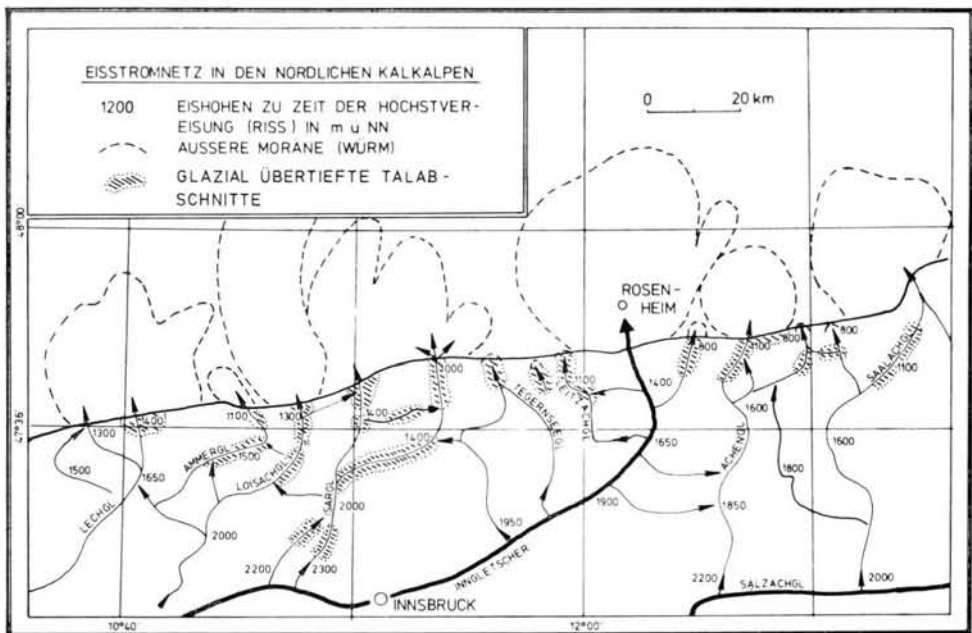


Abb. 4: Eisstromnetz in den nördlichen Kalkalpen mit Angaben zur Höhe der Eisoberfläche (in m ü. NN) bei Eishöchststand (Rißzeit). Zusammengestellt nach Literaturangaben.

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

4. Die Übertiefung

4.1. Das Ausmaß der Übertiefung

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

Unter der Annahme,

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

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

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

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

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

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

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

4.2. Die Schwellen am Ausgang von übertieften Talabschnitten

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

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

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

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

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

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

5. Die Klüftigkeit und die Erodierbarkeit des Gesteins

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

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

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

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

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

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

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

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

6 Quartäre Sedimentabfolgen

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

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

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

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

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

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

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

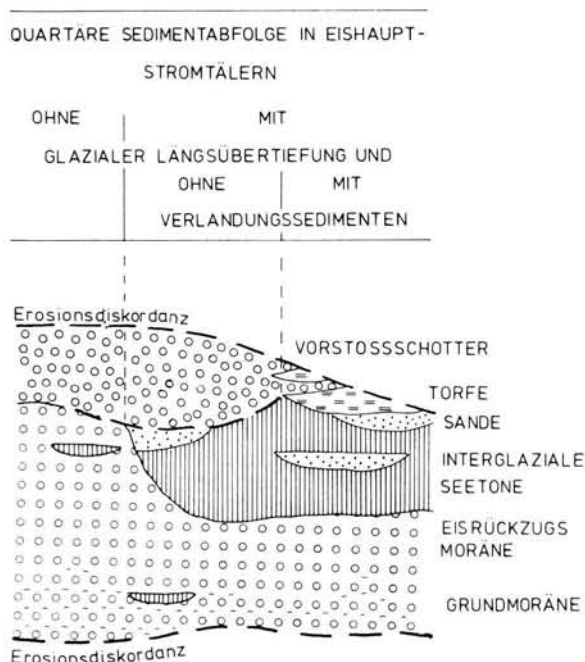


Abb. 5: Idealisierte Profilabfolge des Quartärs in Eishauptstromtälern.
Unterbrochene Linie = Erosionsdiskordanz.

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

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

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

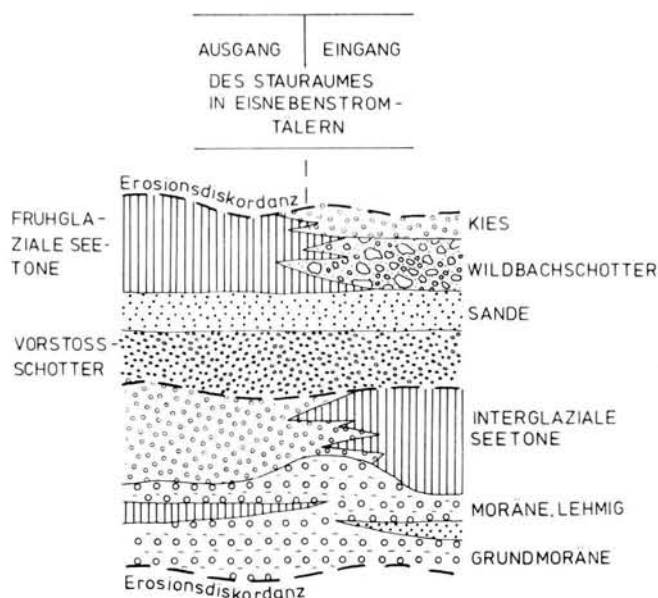


Abb. 6: Idealisierte Profilabfolge des Quartärs in Eisnebenstromtälern.
Unterbrochene Linie = Erosionsdiskordanz.

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

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

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

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

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

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

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

7. Schriftenverzeichnis

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

<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 Zerteilung in eisvorbelastete und nicht eisvorbelastete Sedimente. Es sind hierbei Geschwindigkeitserniedrigungen 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 500 m mächtigem Quartär aufgefüllt, das in eine relativ geringmächtige post- bis spätglaziale Überdeckung (10 bis 30 m) 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 in 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 fluvatile 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

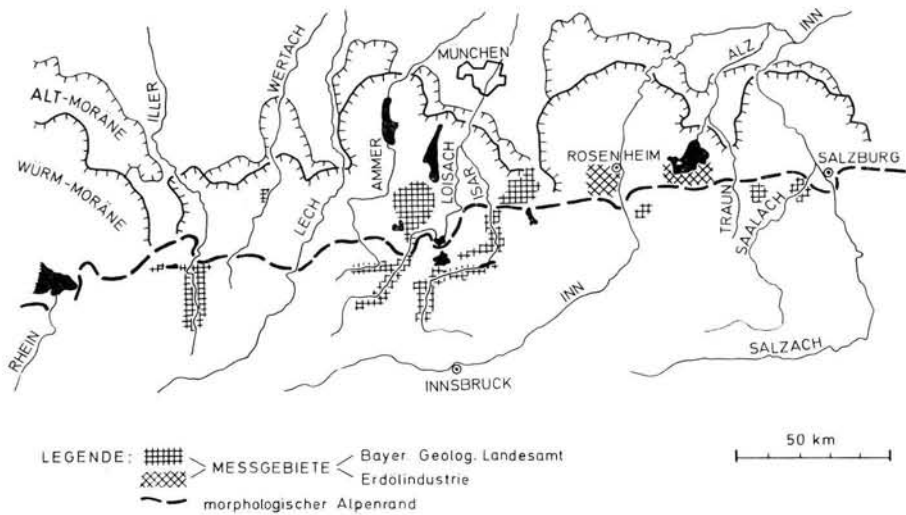


Abb. 1: Übersicht über die Meßgebiete in Südbayern, von denen aufgrund refraktionsseismischer Messungen Geschwindigkeitswerte (und Mächtigkeiten) der quartären Ablagerungen bekannt sind.

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 Trog-tälern 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.

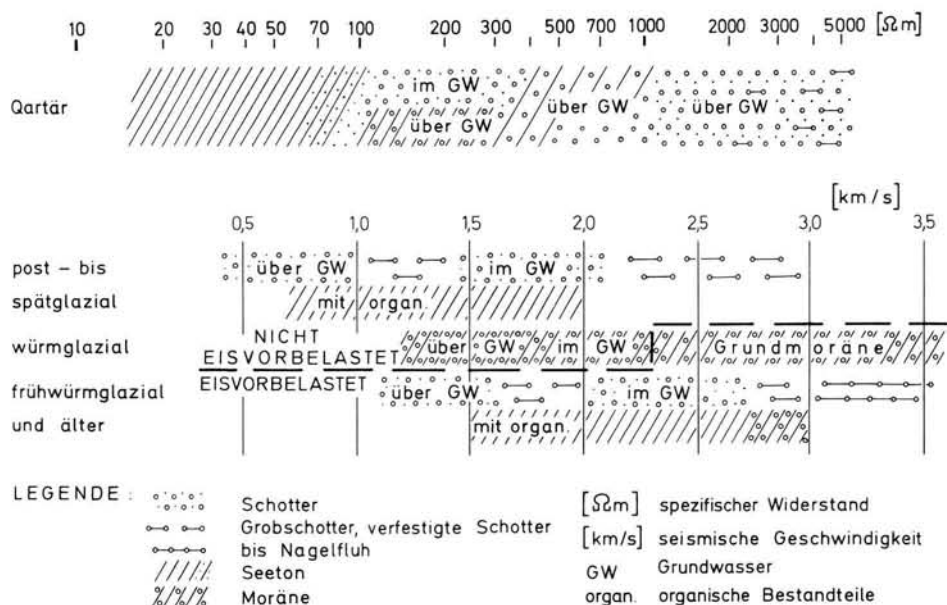


Abb. 2: Die Zuordnung von seismischer Geschwindigkeit (und spezifischem Widerstand) zur Fazies und zum Alter quartärer Ablagerungen in den alpinen Talräumen und im Moränengebiet Südbayerns. Die Vorbelastung der Lockergesteine durch die Gletscher der Würmeiszeit wird als Hauptursache für den Geschwindigkeitsunterschied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

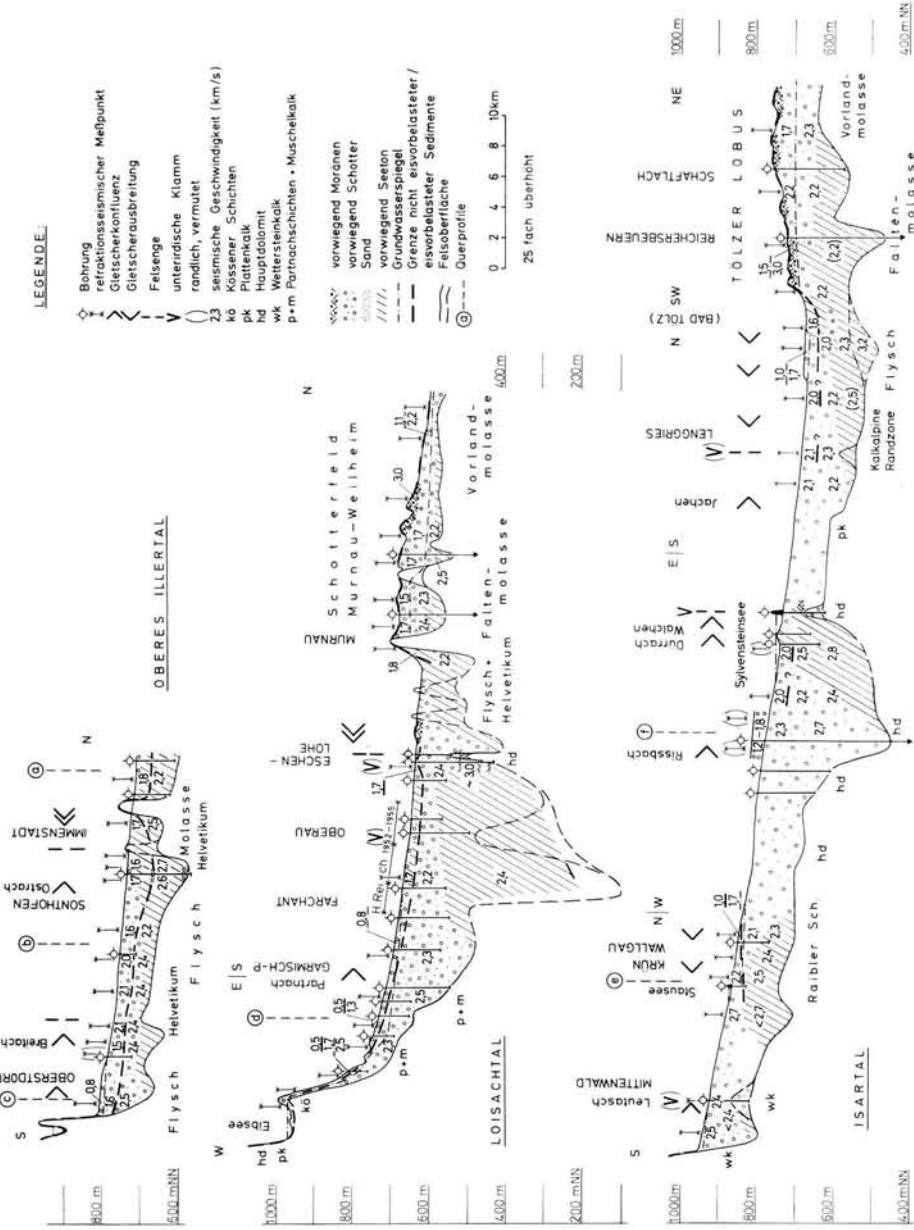


Abb. 3: Längsprofile im Bereich des Iller-, Loisach- und Isargletschers, im alpinen Bereich im post-glazialen Tal und im Alpenvorland in der Hauptfließrichtung der Gletscher über Schotter-Moränen-Felder verlaufend. Hierdurch ist ein direkter Vergleich der seismischen Geschwindigkeiten der Trogtalfüllungen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

3. Vergleich von Füllung und Trogtiefe 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 fluviale 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 fluviale Entstehung und spätere (pleistozäne), epirogenetische, relative Absenkung unter das heutige fluviale 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 Trogtiefe 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, Rißbach 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 zwischenlagerte, 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 Untergrunde der Würmmoräne teilweise noch interglaziale Bildungen (Seetone und Torfkohlen) erhalten.

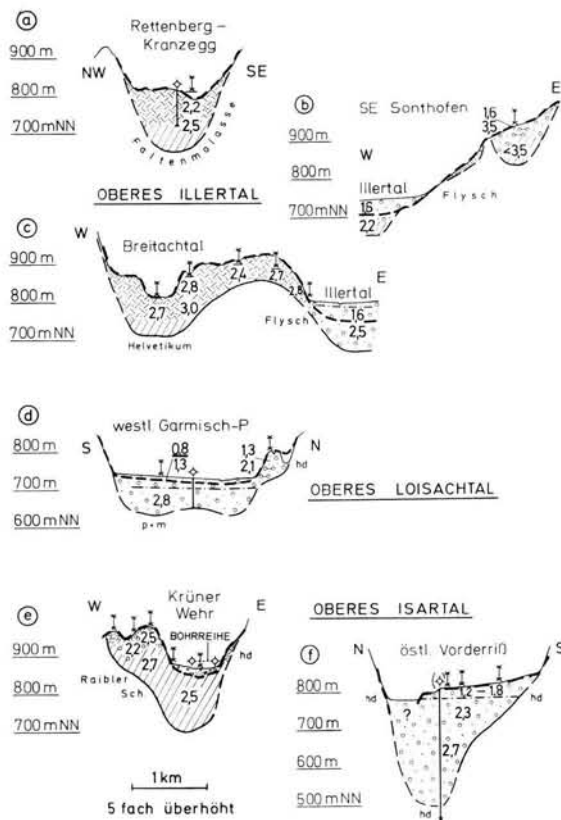


Abb. 4: Talquerprofile durch die postglazialen Haupttäler an Stellen mit randlichen Moränenhochflächen und Schotterterrassen mit größeren Quartärmächtigkeiten, die von den Talgletschern der Würmeiszeit nicht abgetragen wurden. — Lage der Profile und Legende siehe Abb. 3.

Im Loissachtal ist westlich Garmisch-Partenkirchen (nördlich Breitenau) eine 70 m hohe Schotterterrasse aufgeschlossen, in der bis etwa unter das Niveau der Loissch 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 Innthal 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 Alpseeetal, einem Nebental der Iller, wurden nur post- bis spätglaziale Sedimente bis zum Fels in 70—100 m Tiefe gefunden, soweit das begrenzte Auflösungsver-

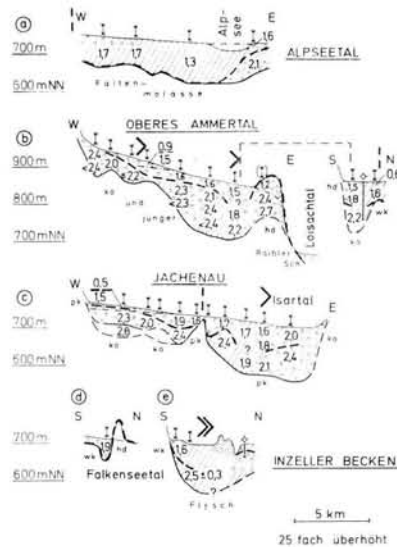


Abb. 5: Tallängsprofile durch postglaziale alpine Nebentäler mit z. T. mächtigen spät- bis postglazialen Sedimenten bis oder bis nahe zum Felsuntergrund. Als Ursache für den größeren Tiefgang des Würmglazialereises wird gesehen bei a) und e) eine (teilweise) fluviale Ausräumung eventueller älterer Sedimente vor der Ankunft des Würmeises, b), c), d) einen verstärkten Tiefenschurf auch der Würmglazialer vor Felsengen 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 Elmautales (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 spätrißeiszeitlich kaum der Fall war, wie im Rosenheimer Becken, ist auch an spätglaziale bzw. spätrißeisglaziale Toteismassen in diesen Becken zu denken, so daß ein großer Teil der spät- bzw. spätrißeisglazialen Sedimente über die Becken hinweggeführt 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 Alpseeal (Oberes Allgäu). — Geol. Jb., Reihe A; Hannover. — [Im Druck.]
DEPPERMAN, K. & HILDEBRAND, G. (1973): Prinzip und Anwendung von flachseismischen Apparaturen mit optischer Stapelung und Fallgewichtsanzregung. — 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 Radiohydrometric 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).

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	63—69 3 Abb.	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	-----------	-----------------	----------------------

Das Wolfratshausener Becken

seine glaziale Anlage und Übertiefung

HERMANN JERZ *)

Glacial erosion, Erosion cycle (overdeepening), Pleistocene (Mindel-Würm), Limnic sediment, Bavarian Plateau (Wolfratshausen)

Kurzfassung: Am Beispiel des Wolfratshausener Beckens südlich von München wird die glaziale Ausformung und Übertiefung eines Gletscherbeckens im Verlauf der drei letzten Vorlandvergletscherungen aufgezeigt. Die in den geologischen Profilen dargestellten Verhältnisse stützen sich auf zahlreiche Ergebnisse von Bohrungen der letzten Jahre.

Die Anlage des Wolfratshausener Beckens wird mit einer starken Glazialerosion in der Mindel-Eiszeit in Zusammenhang gebracht. Seit damals dürften die wesentlichen Linien der heutigen Beckenumrandung festgelegt sein. Während der Riß-Eiszeit war dann insbesondere eine Tiefenerosion wirksam. Eine kräftigere Seitenerosion wurde vermutlich durch die Deckenschotter verhindert. Die geringste Glazialerosion ist für die Würm-Eiszeit festzustellen. Denn selbst in den zentralen Bereichen des Wolfratshausener Beckens sind noch mächtige präwürmzeitliche Ablagerungen (Moränen und Setone) erhalten. Es wird vermutet, daß hierfür die kürzere Zeitdauer der letzten Vergletscherung einen maßgeblichen Grund darstellt.

[The Basin of Wolfratshausen, its Glacial Formation and Overdeepening.]

Abstract: By the example of the basin of Wolfratshausen, south of Munich, the glacial formation and overdeepening during the three last foreland-glaciations are described. The statements in the geological profiles are based on the results of numerous drill holes.

The formation of the basin of Wolfratshausen results from a strong glacial erosion in the Mindel glaciation. Since that time the essential lines of the recent borders of the basin may be determined.

During the Riß glaciation, there was a depth erosion especially. A stronger lateral erosion was probably hindered by the Deckenschotter. The least efficient glacial erosion is found for the Würm glaciation, since in the central parts of the basin pre-Würm-glacial deposits (moraines and glacial silt) still are preserved. Whether the main cause for this is the shorter time of the last glaciation, that's not at all evident.

Als ALBRECHT PENCK 1899 auf dem Internationalen Geographentag in Berlin den Begriff der „Übertiefung“ in die Glazialgeologie einführte, bezog er diesen in erster Linie auf die Ausformung der Alpentäler, denn in den ehemals vergletscherten Gebieten seien die Täler für die Flüsse zu tief, das Gefälle sei ungleichmäßig und die Talentwicklung zu einem großen Teil unabhängig von der Arbeit der Flüsse.

Wenn nun im folgenden anstelle eines Alpentales ein glaziales Becken im Alpenvorland als Beispiel für eine Übertiefung beschrieben wird, so hat dies insofern seine Berechtigung, als hier ähnliche Beobachtungen und Feststellungen gemacht werden können wie in den Alpentälern.

Das Wolfratshausener Becken wurde als Beispiel auch deshalb gewählt, weil hier neuere Kartierungen vorliegen, ferner in letzter Zeit mehrere tiefere Bohrungen durchgeführt worden sind, die teilweise nach der Tiefe noch durch geophysikalische Messungen ergänzt werden konnten.

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

Der Verfasser schuldet den Stadtwerken München, Abt. Wasserwerke, großen Dank für die Überlassung von Planunterlagen und Probenmaterial. Bestens gedankt sei auch dem Mitarbeiter der Bohrungen, Dr. R. ULRICH, sowie den Bearbeitern der geophysikalischen Messungen, Dr. K. BADER und H. BRUNOLD, alle Bayerisches Geologisches Landesamt, München, für zahlreiche Angaben und Anregungen.

Das Wolfratshausener Becken gehört dem östlichen Bereich des Isar-Loisach-Vorlandgletschers an. Es bildet, genauer gesehen, ein Zungenbecken des ehemaligen Isarvorland-

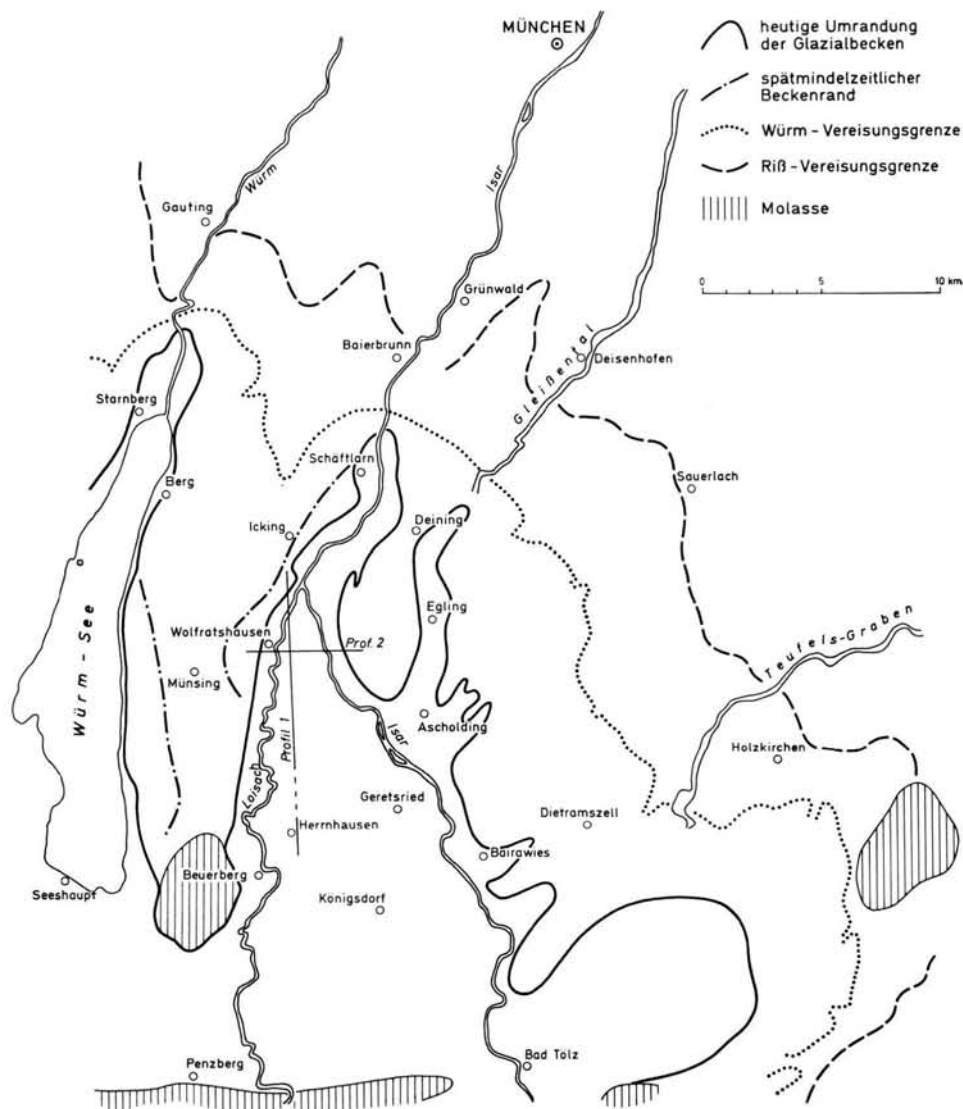


Abb. 1: Übersicht für das Gebiet des östlichen Isarvorlandgletschers (unter Verwendung der Karten von FEICHTMEIER & al. 1923, KNAUER 1931 u. SCHMIDT-THOMÉ unveröff.). Dargestellt sind die heutige morphologische Umrandung der Becken, ferner spätmindelezeitliche Beckenränder (nach Bohrungen), Vereisungsgrenzen der Würm- und der Riß-Eiszeit sowie die Lage der geologischen Profile 1 und 2 (s. Abb. 2 u. 3).

gletschers, ebenso wie das Würmsee-Becken und das kleinere Tölzer Becken, die alle in ihrer Anlage eine Abhängigkeit zu den Alpentoren zeigen.

Am kräftigsten waren der Eisstrom aus dem Loisachtal, der in den verschiedenen Glazialzeiten das Murnauer Becken und das Ammersee-Becken ausschürfte, und der Gletscherstrom aus der Richtung Walchensee, der das Kochelsee-Becken auskolkte und sich anschließend vor dem tertiären Hochgebiet des Tischberges zweiteilte. Der westliche Gletscherstrom schürfte das Würmsee-Becken, der östliche das Wolfratshausener Becken aus. Der aus dem Isartal kommende Gletscherast bildete das kleinere Tölzer Becken (vgl. Abb. 1).

Das näher untersuchte Wolfratshausener Becken schließt sich nordwärts an das Gletscher-Stammbecken von Kochel an und ist von diesem durch einen Molasseriegel bei Penzberg getrennt. Es läßt sich untergliedern in das bis Schäftlarn reichende Wolfratshausener-Weidacher Zungenbecken, in das Eglinger—Deininger Zungenbecken und in die kleineren Glazialbecken von Bairawies und Habichau bei Dietramszell. Die Zungenbecken sind durch hochaufragende Sporne aus quartärer Nagelfluh auf gleichfalls über Talniveau ausstreichenden Molasseschichten voneinander getrennt. Die Sporne erscheinen durch die aufgesetzten Endmoränen noch stärker hervorgehoben.

Die Entwässerung erfolgt im Wolfratshausener Becken durch die Isar und Loisach nach außen (zentrifugal). In den kleineren Zungenbecken ist die Entwässerung heute zur Isar hin gerichtet (zentripetal). Die eiszeitlichen Entwässerungsrinnen im Gleiß-Tal und Teufels-Graben sind heute trocken.

Über die früheste Anlage des Wolfratshausener Beckens gibt es nur wenig Anhaltspunkte. So lassen sich für das *Altpleistozän* nur ungefähre Vorstellungen entwickeln: Aus der Lage der vereinzelt Vorkommen von älterem Deckenschotter — im Sinne von A. PENCK der viertletzten Eiszeit, der Günz-Eiszeit angehörend — kann aber geschlossen werden, daß diese Schotter keineswegs auf einer fast ebenen tertiären Landoberfläche abgelagert worden sind, sondern daß sie mehr oder minder tiefe Rinnen im Tertiär auffüllten.

Eine solche in das Tertiär eingetieft Rinne ist hier beispielsweise bei Happurg auf dem Münsinger Höhenrücken nachgewiesen. Sie besitzt für die örtliche Wasserversorgung eine große Bedeutung. Eine Verknüpfung der Fluvioglazialschotter mit Moränen ist in diesem Gebiet nirgendwo mehr vorhanden. Unsicher bleibt auch die genaue Position der früheren „Glazialbecken“. Vermutlich bildeten die Gletscher breite Eisfächer, die sich noch relativ nah am Alpenrand ausgebreitet haben.

Schon häufiger sind die Vorkommen mit jüngerem Deckenschotter (i. S. von A. PENCK) in Tagesaufschlüssen und Bohrungen. Sie liegen niveaumäßig deutlich unter den älteren Deckenschottern und streichen vielfach am steilen Rand der Zungenbecken zutage aus. Es handelt sich vornehmlich um Vorstoßschotter der drittletzten Eiszeit, die mit Mindel-Moränen (in verschiedenen Bohrungen) eine glaziale Serie bilden. Die zeitliche Zuordnung der Schotter und Moränen erscheint mit Hilfe fossiler Böden gesichert¹⁾.

Die Anlage von breiten, aber auch tiefen Rinnen erfolgte mit der Mindel-Eiszeit, während der der Vorlandgletscher südlich von München nur wenig hinter dem weitesten Eisvorstoß in der Riß-Eiszeit zurückblieb (JERZ 1974). Kenntnisse und Angaben über den Verlauf solcher Rinnen sind besonders auch von wasserwirtschaftlichem Interesse.

1) Die Bohrergebnisse sind in einer in Druckvorbereitung befindlichen Profiltafel zur Geologischen Karte von Bayern, Blatt Nr. 8034 Starnberg Süd, dargestellt. Untersuchungsergebnisse werden in den zugehörigen Erläuterungen beschrieben.

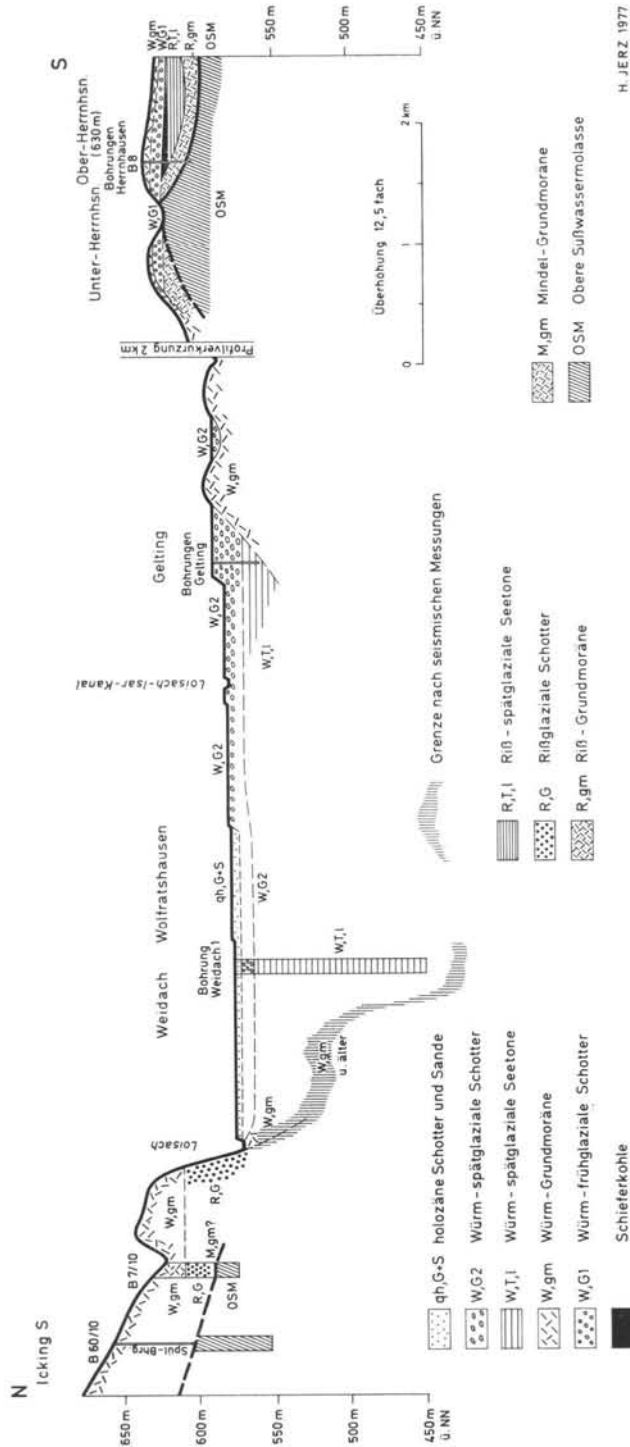


Abb. 2: N-S-Profil durch das Wolfartshäuser Becken, von südlich Icking im N bis Ober-Herrnhäuser im S.

Z. B. stehen in der über 70 m tiefen Rinne westlich Schäftlarn und Baierbrunn einige für die örtliche Wasserversorgung bedeutende Tiefbrunnen.

Die eigentliche Anlage des Wolfratshausener Beckens kann in die Zeit der mindelzeitlichen Vorlandvergletscherung gestellt werden. Durch Gletscherschurf wurden zwischen den Rinnen stehengebliebene tertiäre Riedel (Wasserscheiden) ausgeräumt. Die Tiefenerosion des Gletschers reichte bis unter 560—550 m ü. NN. (Dies entspricht etwa 20 bis 30 m unter der heutigen Geländeroberfläche in Wolfratshausen.) Weitere Anhalte über die mindelzeitliche Ausformung und die damalige (größere) Ausdehnung des Wolfratshausener Beckens nach W (vgl. Abb. 1) geben auch die großen Seetonvorkommen bei Icking und Schäftlarn, die der ausgehenden Mindel-Eiszeit zugerechnet werden.

Im Mittelpleistozän geht die Entwicklung des Wolfratshausener Beckens auf den nunmehr vorgezeichneten „Bahnen“ weiter. Die Glazialerosion äußert sich hauptsächlich als kräftiger Tiefenschurf in den tertiären Untergrund. Eine stärkere Seitenerosion war offenbar durch die „Deckenschotter“ gehemmt. Über die Übertiefung geben die das Wolfratshausener Becken ausfüllenden Moränen und Seetone Auskunft. Danach reicht die Beckensohle noch bis unter 450 m ü. NN (d. s. mehr als 130 m unter dem heutigen Talboden!).

Nach der starken Übertiefung im Verlauf der Riß-Eiszeit blieb möglicherweise während der gesamten letzten Interglazialzeit im Raum von Wolfratshausen ein Voralpensee erhalten. Sein Überlauf bei Kloster Schäftlarn ist nach der Tertiärobergrenze im Isarflusbett bei mindestens 550 m ü. NN anzusetzen. Die Isar floß damals noch ab Bad Tölz in nordnordöstlicher Richtung ab (KNAUER 1952, SCHMIDT-THOMÉ 1955 sowie unveröff. hydrogeologischer Arbeitsbericht von BADER & FRANK 1977).

Im Jungpleistozän kam der Isarvorlandgletscher mit den bestehenden räumlichen Gegebenheiten weitgehend aus. Die würmeiszeitliche Gletscherzunge blieb im Bereich des Isartales durchschnittlich 5 km hinter dem maximalen rißeiszeitlichen Gletscherstand zurück (vgl. Abb. 1). Die Glazialerosion war an den übersteilten Beckenrändern meist unbedeutend. Überraschend sind auch in den zentralen Bereichen des Beckens noch Moränen, Schotter und sogar Seetone der vorletzten Eiszeit in beträchtlicher Mächtigkeit erhalten (vgl. Abb. 2 u. 3). Eine völlige Ausräumung erfolgte praktisch nur über Härtlingen und Schwellen aus älterer quartärer Nagelfluh und aus festen Molasseschichten.

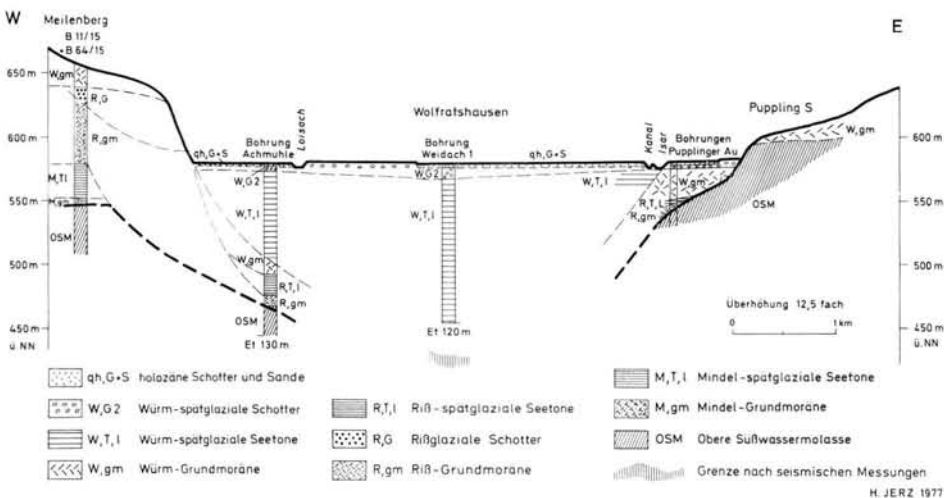


Abb. 3: W-E-Profil durch das nördliche Wolfratshausener Becken zwischen Meilenberg (Dorfen) und Puppling.

Nach dem letzten Eisrückzug war — wie schon im Spätmindel und im Spätriß — das Wolfratshausener Becken mit einem See erfüllt. Über seine Ausdehnung geben u. a. die Vorkommen mit weichplastischen Seetonen über würmzeitlicher Grundmoräne Auskunft. Der See reichte von den Endmoränen bei Schäftlarn im N bis zu dem W-E streichenden Molasseriegel bei Penzberg im S (Länge ca. 30 km). Unmittelbar südlich angrenzend erstreckte sich der spätglaziale Kochelsee bis zum Alpenrand. Seine Überlaufstelle östlich Penzberg zum spätglazialen Wolfratshausener See wird heute von der Loisach benutzt. Nach der Seetonobergrenze lag die Seespiegelhöhe bei mindestens 595 m ü. NN (vgl. JERZ 1969). Die Seetonuntergrenze ist mehrfach bei rund 500 m ü. NN nachgewiesen.

Ein genaueres Bild über die „Übertiefungsverhältnisse“ geben die N-S und E verlaufenden geologischen Profile (Abb. 2 u. 3). Aus den für verschiedene Zwecke durchgeführten Bohrungen ergibt sich für die Beckentiefe und die Beckenfüllung folgendes:

Bei Wolfratshausen, weniger als 20 km von der äußersten Vereisungsgrenze entfernt, ist das ehemalige Gletscherbecken noch tief unter dem heutigen Talboden ausgeschürft, im zentralen Bereich bis zu 150 m tief. (Dies entspricht einer Eintiefung in die Molasseschichten von mindestens 200 m.) Seit der Riß-Eiszeit sind die Flanken der Glazialbecken steil und hoch; zur Mindel-Eiszeit lag die Beckensohle noch um ca. 100 m höher.

Die Ablagerungen im Becken lassen sich folgendermaßen unterscheiden: Junge, weichplastische Seetone, die dem spätglazialen Wolfratshausener See zugerechnet werden, der unmittelbar nach der letzten Eiszeit an den Endmoränen aufgestaut wurde und noch im Spätglazial ausgelaufen ist. Die Mächtigkeit der jungen Seetone beträgt vielfach mehrere Zehnermeter, nach einer früheren Bohrung bei Weidach im zentralen Beckenbereich sogar bis über 120 m (vgl. auch ST. MÜLLER 1973). Dies haben auch die seismischen Messungen von Dr. K. BADER, München, bestätigt. Von dieser wohl tiefsten Stelle folgt nach N ein steiler Anstieg der Beckensohle (s. Abb. 2). Im Bereich des heutigen Talbodens sind die Beckensedimente von den spät- bis postglazialen Ablagerungen der Isar und Loisach überdeckt.

In der Bohrung Achmühle (s. Abb. 3) folgt unter den jungen Seetonen (75 m) zunächst eine schluffreiche Moräne (12 m) der letzten Vorlandvergletscherung, dann ältere Seetone (14 m) von steifer bis halbfester Konsistenz und eine ältere schluffärmere Grundmoräne (8 m), die der vorletzten Vergletscherung angehören dürfte. Das Liegende bilden Mergel und Sandsteine der Oberen Süßwassermolasse. Vergleichbare Profile haben auch die jüngsten Aufschlußbohrungen in der Pupplinger Au am Ostrand des Beckens ergeben (s. Abb. 3): Jüngerer Seeton (bis 15 m), Würm-Grundmoräne (max. 25 m), älterer Seeton (max. 4 m) und Riß-Grundmoräne max. 13 m.

An der gleichfalls steilen Westflanke sind gegenüber dem östlichen Beckenrand (mit Molasseschichten) abweichende geologische Verhältnisse gegeben (s. Abb. 3): Aus Tagesaufschlüssen und Bohrungen sind unter den Jungmoränen mächtige rißzeitliche Schotter (teilweise noch von Altmoräne überdeckt) bekannt. Die mehr oder minder fest verbackenen Schotter werden von Seetonen unterlagert, die dem Spätmindel zugerechnet werden können. Die Grenzschiebt zur Molasse bildet eine vermutlich mindelzeitliche Grundmoräne.

Die in diesem Gebiet ältesten, dem drittletzten Spätglazial zugeordneten und besonders stark komprimierten Seetone sind außer aus Bohrungen von verschiedenen Stellen zwischen Wolfratshausen und Schäftlarn am westlichen Isarteilhang bekannt, wo sie z. B. auch beim Bau zweier Stollen bei Icking und Kloster Schäftlarn durchfahren wurden.

Bei Herrnhäusen ist durch mehrere Bohrungen in einer höher gelegenen, glazialen Wanne eine relativ mächtige Schieferkohle (bis zu 2 m) nachgewiesen (vgl. Abb. 2). Das

Liegende bilden verdichtete, lagenweise humose Seetone (bis über 10 m), das Hangende geringmächtige Tone und Feinsande (z. T. fehlend), mächtige Vorstoßschotter (10—15 m) und zuoberst Jungmoräne (wenige Meter). Die Schieferkohle stellt eine warmzeitliche Bildung dar (frdl. schriftl. Mitt. von Dr. P. PESCHKE, Stuttgart-Hohenheim). Nach dem geologischen Profil dürften hier die Seetone und Schieferkohlen einer längeren Warmzeit resp. Interglazialzeit angehören. Vergleicht man das mindel- und das rißeiszeitliche Wolfratshausener Becken, so zeichnet sich das mindelzeitliche Becken durch seine größere Breite (bei Wolfratshausen und Schäftlarn), das rißzeitliche durch seine größere Tiefe aus. Die ist vor allem auch durch zahlreiche Bohrungen belegt (in: Profiltafel zu Blatt Nr. 8034 Starnberg Süd, in Druckvorbereitung).

Die noch offenen Fragen bezüglich der glazialen Übertiefung im Wolfratshausener Becken unterscheiden sich nur wenig von denen zum gleichen Phänomen in den inneralpinen Talabschnitten. Im Vordergrund steht dabei die Frage nach der zu verschiedenen Zeiten sehr unterschiedlichen Exaration. Welche Faktoren bedingen eine nur relativ geringe Glazialerosion während der Würm-Eiszeit (auch in den Alpentälern)? Eine wesentliche Rolle muß dabei der Zeitdauer der Vergletscherung zugesprochen werden, denn während der kürzeren würmzeitlichen Vorlandvergletscherung ist im Wolfratshausener Becken bei Eismächtigkeiten von 300—250 m eine geringere Ausräumung denkbar. Daß aber auch unter einem Gletscherstrom von rd. 800—900 m Dicke — wie im oberen Isar- und Loisach-Tal — noch mächtige präwürmzeitliche Schotter und Seetone erhalten sind, ist zumindest überraschend (vgl. auch die Arbeiten von K. BADER und H. FRANK, in diesem Band). Nach dem sehr hohen Anteil an Schluff und Ton in der Grundmoräne kann vermutet werden, daß örtlich ältere Seetone dem vorrückenden Gletschereis auch als Gleitschicht dienten. Am ehesten gesichert erscheint die Feststellung, daß dort, wo glazigene Konkavsituationen und fluviatile Eintiefungen bereits vorhanden waren, auch der weitere Gletscherschurf in verstärktem Maße ansetzte. Die kräftigste Übertiefung besteht unter dem östlichen Stadtgebiet von Wolfratshausen.

Schriftenverzeichnis

- FEICHTMEIER, O. & LEBLING, C. & WEITHOFER, K. A. (1923): Geologische Ausgabe des Blattes 651 Tölz der Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000, mit Querschnitt-Tafeln und Erläuterungen. — München (Piloty und Loehle).
- JERZ, H. (1969): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8134 Königsdorf, mit Erläuterungen. — München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- (1974): Ein Pleistozän-Profil im Isargletschergebiet bei Wangen nordöstlich von Starnberg. — Vortrag, gehalten auf der 17. Tagung der DEUQUA am 21. 9. 1974 in Hofheim a. Taunus.
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8034 Starnberg Süd. — [In Druckvorbereitung.]
- KNAUER, J. (1931): Geognostische Karte von Bayern 1 : 100 000 Teilblatt München-Starnberg, mit Erläuterungen. — München (Bayer. Oberbergamt).
- (1955): Diluviale Talverschüttung und Epigenese im südlichen Bayern. — *Geologica Bavarica*, **11**: 32 S.; München.
- MÜLLER, ST. (1973): Hydrogeologische und hydrologische Untersuchungen in der Pupplinger Au im Isartal südlich von München. — Diss. Univ. München, 112 S.; München. — [Fotodruck.]
- PENCK, A. (1899): Die Übertiefung der Alpen-Thäler. — Verh. 7. internat. Geogr.-Kongr.: 232; Berlin.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901): Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 1. — 393 S.; Leipzig (Tauchnitz).
- ROTHPLETZ, A. (1917): Karte 1 : 150 000 der Endmoränen, Drumlins, Oser und Seen aus der letzten Eiszeit. — Mitt. Geogr. Ges. München, **12**; München.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1955): Zur Frage quartärer Krustenbewegungen im Alpen- und Voralpengebiet des Isartalbereichs. — *Geol. Rdsch.*, **43**: 144—158; Stuttgart.

Eiszeitalter u. Gegenwart	29	71—76 4 Abb.	Hannover 1979
---------------------------	----	-----------------	---------------

Zur Entstehung des Bodenseebeckens

ALBERT SCHREINER

Lake, Glacial erosion, River erosion, Palaeorelief (River deviation), Subsidence,
Sedimentation rate, Miocene-Pleistocene, Lake of Constance

Kurzfassung: Das Bodenseebecken ist seit Ablagerung der Älteren Deckenschotter um 700 m eingetieft worden.

Die Entstehung des Beckens wird dem Zusammenwirken von fluvialer und glazialer Erosion zugeschrieben, wie es schon von PENCK (1909: 420) skizziert wurde. Der starke Anteil der fluvialen Erosion (350 m) wird auf die Umlenkung des Alpenrheins zum Hochrhein-Oberrhein zurückgeführt. Geringe tektonische Absenkungen im Verlauf älterer Bruchlinien werden zur Erklärung der NW-SE-Richtung der westlichen Seearme herangezogen.

[On the Excavation of the Lake of Constance Basin]

Abstract: The trough of the Lake of Constance has been hollowed out until to a depth of about 700 m after the "Older Deckenschotter" had been deposited.

As PENCK (1909: 420) has already indicated, the excavation of the hollow is considered to have been caused by both the erosion of glaciers as well as of streams.

The major portion of fluvial erosion is supposed to be due to the deviation of the Alpenrhein, which thus got a westerly way in the direction to Hochrhein-Oberrhein.

Slight tectonic subsidences are thought to have been causing the NW-SE-course of the western branches of the lake.

Der Bodensee, Deutschlands größter See, hat heute eine Länge von rund 60 km, eine Breite von 10 km, und eine größte Wassertiefe von 250 m (Wasserspiegel heute bei 395 m ü. NN). Seine größte Ausdehnung hatte der Bodensee im Spätglazial nach dem Abschmelzen des würmeiszeitlichen Rheingletschers. Er reichte, vielleicht durch Schwellen unterbrochen, weit in das Tal des Alpenrheins hinein. Die Vorstellung eines durchgehenden „Rheinsees“ bis oberhalb von Chur mit Verbindungen zum Walensee-Zürichsee (Albert HEIM 1919: 400, Georg WAGNER 1962: 4) ist nach nicht veröffentlichten Bohrergebnissen nicht mehr aufrecht zu erhalten (Diskussionsbeitrag HANTKE).

1. Längsschnitt durch das Bodenseebecken (Abb. 1)

Der Längsschnitt zeigt das Relief der Quartärbasis und die Mächtigkeit der Quartärsedimente. In der Erdölauflösungsbohrung Dornbirn 1 liegt die Quartärbasis nach HUF (1963) in 337 m Tiefe (= 77 m ü. NN). Der größte Teil des Quartärs, bis in 300 m Tiefe, besteht aus holozänen Seetonen; Moräne fehlt. Der Bohrpunkt liegt etwas randlich und es ist möglich, daß das Quartär in der tiefsten Talrinne noch tiefer reicht.

Für die Angaben zur Eintiefung in der Seemitte wurden die Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (MÜLLER & GEES 1968) herangezogen. Danach sollen unter dem Seeboden des Obersees noch 150 m Seesedimente und Moränen liegen, was eine Quartärbasis von 0 m ± NN ergibt.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. A. Schreiner, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Albertstraße 5, D-7800 Freiburg i. Br.

Die Thermalwasserbohrung Konstanz mit 200 m pleistozänen Kiesen und Moränen (BÜCHI et al. 1976) zeigt das Ansteigen der Quartärbasis vom Oberseebecken nach W an. Die von BÜCHI et al (1976: 26) gegebene Gliederung der erbohrten Quartärschichten von Rißmoräne bis Spätwürmmoräne ist möglich, aber nicht zwingend, solange gesicherte Datierungen fehlen. Deshalb können auch die Fragen, ob im Bodenseebecken rißeiszeitliche Sedimente liegen, oder ob der würmeiszeitliche Gletscher die größte Austiefung des Beckens geschaffen hat, noch nicht beantwortet werden.

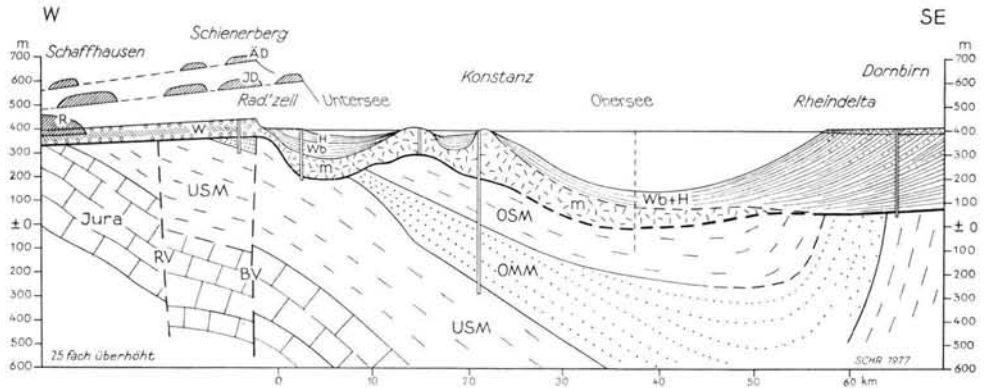


Abb. 1: Längsschnitt längs der Mittellinie durch das Bodenseebecken von Schaffhausen bis in das Rheindelta bei Dornbirn. H = holozäne Sedimente (Seetone, Sande, Kiese); Wb = würmeiszeitliche Seesedimente (Beckentone u. -sande); W = würmeiszeitliche Kiese und Moränen, an der Basis „Rinnenschotter“; m = Moränen und Kiese, würmeiszeitlich und vielleicht älter; R = rißeiszeitliche Kiese und Moränen; JD = jüngere Deckenschotter (Mindel?); AD = Ältere Deckenschotter (Günz?); OSM = Obere Süßwassermolasse; OMM = Obere Meeresmolasse; USM = Untere Süßwassermolasse; RV = Rand-Verwerfung; BV = Buchberg-Verwerfung. Weitere Erklärungen im Text.

Wasserbohrungen auf der Insel Reichenau (nicht veröffentlicht) mit 91 m Pleistozän und eine Forschungsbohrung bei Radolfzell (MÜLLER, G. et al 1967) mit 200 m Seesedimenten, Moränen und Kieslagen beleuchten die Verhältnisse am Untersee. Die Geröllzusammensetzung auch der tiefsten Kieslage in 196 m Tiefe bietet keinen sicheren Hinweis, daß hier ältere als würmeiszeitliche Quartärsedimente erbohrt wurden (STAESCHE 1972: 47).

Es ist bemerkenswert, daß die fast bis in 200 m Tiefe liegenden Kiese in den Bohrungen bei Konstanz und Radolfzell keine normale Vorflut hatten, denn die tiefste Rinnenbasis im W liegt 150 m höher. Es dürfte sich um subglazial abgelagerte Kiese handeln (SCHREINER 1968: 92).

Von Radolfzell zum Hochrhein bei Schaffhausen wurde in Abbildung 1 der Weg eingezeichnet, den die Rinnenschotter und die Schmelzwässer beim Hochstand der Würmeiszeit genommen haben. Der heutige Rheinlauf von Stein a. Rh. nach Schaffhausen wurde erst ab dem Stadium 7 (Terrasse Singen-Ramsen) von dem Schmelzwasserstrom des Rheingletschers durchflossen.

Aus der Höhenlage der Deckenschotter, die vom westlichen Bodenseegebiet nach W ziehen, ist die Eintiefung des Bodenseebeckens seit Ablagerung der Deckenschotter abzulesen: Von den Älteren Deckenschottern auf dem Schienerberg bei 700 m ü. NN bis zur tiefsten Quartärbasis im Bodenseebecken ergibt sich eine Gesamteintiefung von 700 m; im Unterseebecken sind es 500 m.

2. Fluviale Eintiefung

An der Treppe der fluvioglazialen Schotter am westlichen Bodensee von den Älteren Deckenschotter bis zu den Rinnenschottern, die als würmeiszeitliche Vorstoßschotter aufgefaßt werden (SCHREINER 1968: 83), ist eine starke, vorwiegend fluviale Erosion abzulesen. Sie beträgt rund 350 m und damit die Hälfte der Gesamteintiefung des Bodenseebeckens. Die Rinnen der Jüngeren Deckenschotter liegen schon 100 m tiefer und die Basis der Rinnenschotter bei Singen liegt 350 m tiefer als die Älteren Deckenschotter auf dem Schienerberg. Die entscheidende Ursache für die starke, fluviale Tiefenerosion ist die bekannte Umlenkung des Alpenrheins nach W zum Hochrhein-Oberrhein (Abb. 2 mit Bildtext). Die neue Erosionsbasis, die Oberrheinebene, lag 200 bis 300 m tiefer als die frühere Erosionsbasis, die Donau. Die Folge war die starke Tiefenerosion auf der Strecke Alpenrhein-Bodensee-Hochrhein. Die Erosionswirkung wurde ermöglicht durch die Hebungstendenz des Alpenvorlandes und verstärkt durch das kaltzeitliche Klima.

Die Umlenkung des Alpenrheins nach W ist auch die Ursache für die W-Richtung des Bodensees, im Gegensatz zur N-Richtung vieler Seen im Voralpenland.

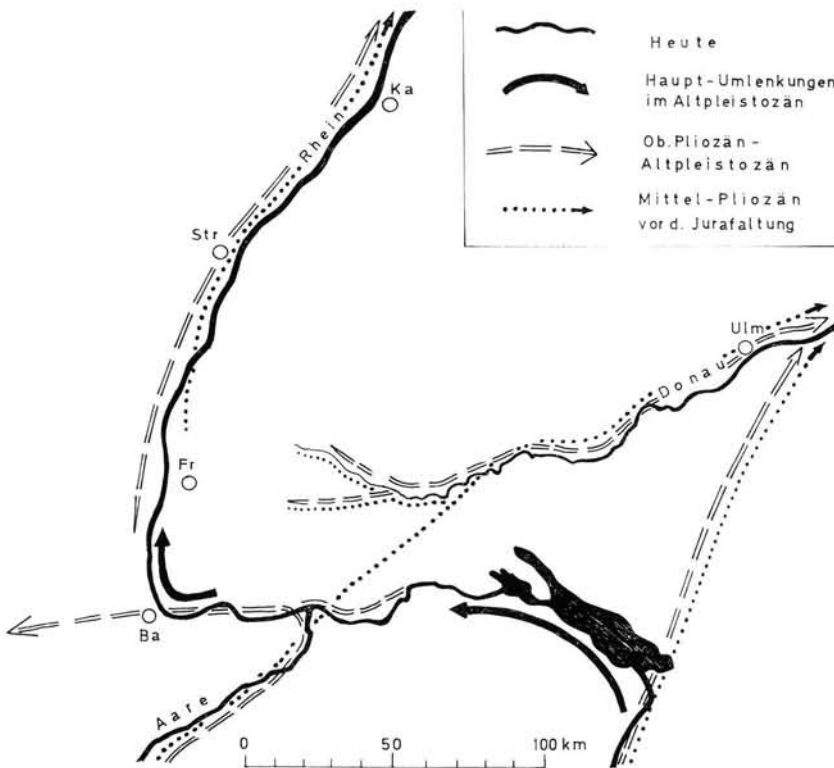


Abb. 2: Umlenkung des Alpenrheins nach W (nach LINIGER 1962, stark vereinfacht). Das pliozäne Flußnetz der Aare-Donau erfuhr wesentliche Wandlungen. Im Zug der oberpliozänen Jura-faltung und Schwarzwaldhebung wurde die Aare nach W umgelenkt (Sundgauschotter). Zu Beginn des Pleistozäns lief dann die Aare nach N in den sich senkenden Oberrheingraben über. Wahrscheinlich infolge Anzapfung durch einen östlichen Nebenfluß der Aare und durch fluvioglaziale Aufschotterungen im westlichen Bodenseegebiet bei den ersten Vereisungen brach der ursprünglich nach N zur Donau fließenden Alpenrhein nach W durch, womit der heutige Lauf Alpenrhein-Bodensee-Hochrhein-Oberrhein geschaffen wurde.

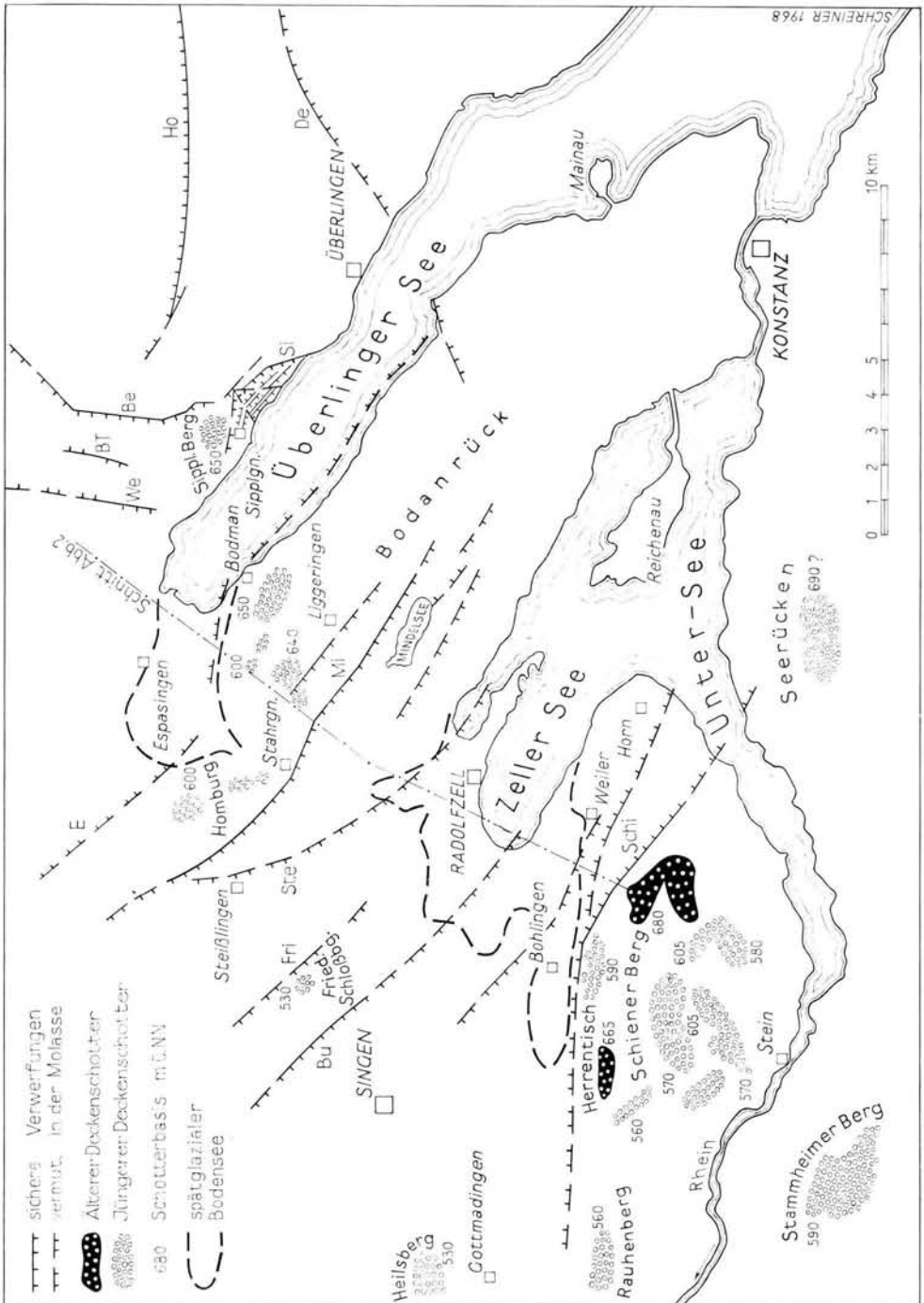


Abb. 3: Westlicher Bodensee mit Verwerfungen in den Schichten des Tertiärs; und Deckenschottervorkommen. Der Schotterzug vom Sipplinger Berg über Bodanrück-Homberg zum Heilsberg überquert die NW-SE-streichenden Verwerfungen. Bu bis De = Bezeichnung der Verwerfungen (SCHREINER 1970: 152). Neu: E. Eigeltinger Verwerfung.

3. Glaziale Erosionen

Die tiefen fluviatilen Rinnen wurden von dem in den Kaltzeiten weit ins Vorland vorstoßenden Rheingletschern ausgeweitet und übertieft. Es ist bislang nicht bekannt, wie tief das Bodenseebecken von dem Gletscher z. B. der Mindeleiszeit oder der Rißeiszeit ausgefurcht wurde (siehe auch Abschnitt 1). Wahrscheinlich ist, daß der Wasserspiegel des Bodensees nach der Rißeiszeit um ungefähr 50 m tiefer lag als heute, denn die Basis der würmeiszeitlichen Vorstoßschotter bei Radolfzell — Singen liegt bei 350 m ü. NN (SCHREINER 1968: Abb. 3).

4. Tektonik

Die Rolle der Tektonik für die Entstehung des Bodenseebeckens ist besonders wegen des grabenartig aussehenden Überlinger Sees in den Vordergrund gestellt worden (DEECKE 1916: 676). Tektonische Senkungen im Quartär, die zur Entstehung des Seebeckens geführt oder beigetragen haben, sind sehr schwer nachzuweisen. Bohrungen im Verlandungsgebiet am NW-Ende des Überlinger Sees auf die Grenze Tertiär/Jura haben gerade in diesem, für einen Graben besonders verdächtigen Gebiet, zumindest am Nordrand des Beckens das Nichtvorhandensein einer Grabenrandverwerfung erwiesen (SCHREINER 1975: 61).

Am Südrand des Überlinger Sees bei Bodman kann aus der Lagerung der Molasse-schichten eine Verwerfung von 40 bis 50 m Sprunghöhe ermittelt werden, und am Untersee ziehen NW—SE-verlaufende Bruchlinien der Lenzkirch-Bonndorfer Grabenzone in den Bodensee hinein (SCHREINER 1970: Beil. 2).

Das Wesentliche für die Entstehung des Bodenseebeckens ist aber, daß die zahlreichen Verwerfungen, die bei der geologischen Aufnahme des westlichen Bodenseegebietes festgestellt wurden (SCHREINER 1970), die Schichten des Jura und des Tertiärs versetzen. Die altpleistozänen Deckenschotter hingegen ziehen, abgesehen von einer Ausnahme, ohne Störung ihre Gefällslinie über die im älteren Unterbau festgestellten Verwerfungen hinweg. Die Verwerfungen sind demnach älter, wahrscheinlich obermiozänen bis pliozänen Alters. Die erwähnte Ausnahme ist der Jüngere Deckenschotter auf dem Friedinger Schloßberg bei Singen, der um 20 bis 30 m zu tief liegt (Abb. 4). Hier hat im Bereich eines

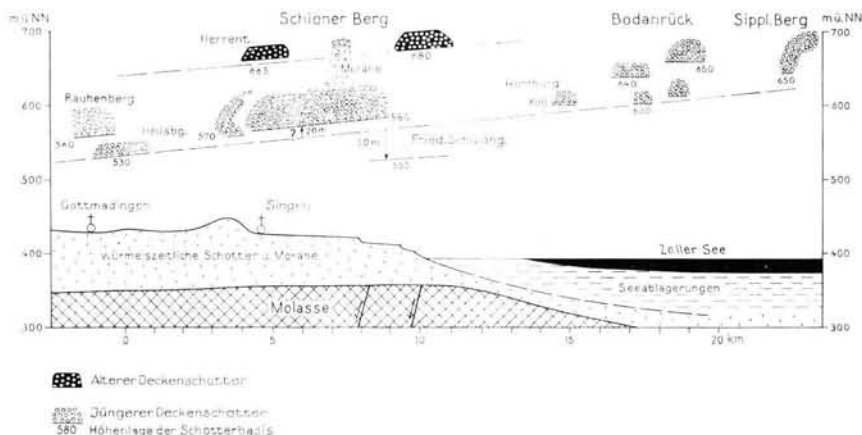


Abb. 4: Deckenschotter im westlichen Bodenseegebiet. Auf einen Schnitt von Sipplingen bis Gottmadingen projiziert. Der Jüngere Deckenschotter des Friedinger Schloßberges ist gegenüber der Schotterbasis der tieferen Schottervorkommen um 30 m abgesenkt.

im Tertiär angelegten Grabens nach Ablagerung der Deckenschotter eine Nachsenkung stattgefunden. Der Betrag von 30 m, auch wenn er weiter im SE auf 100 m ansteigen sollte, reicht bei weitem nicht aus, um die Gesamteintiefung des Bodenseebeckens von 700 m zu erklären.

Es ist jedoch offensichtlich, daß die NW-Richtung des Überlinger und des Zeller Sees tektonisch bedingt sind, in der Weise, daß die fluviale Erosion nach dem Altpleistozän den neu entstandenen tektonischen Tieflagen folgte und damit die Richtung für die nachfolgende Gletschererosion gewiesen hat.

5. Impakt im Bodenseegebiet?

Funde von Blöcken aus Malmkalk mit Shatter-Cone und von Splittern exotischer Gerölle in der Oberen Süßwassermolasse der Ostschweiz haben zu der Annahme geführt, daß zur gleichen Zeit wie im Nördlinger Ries auch im Bereich des heutigen Obersees ein großer Meteorit eingeschlagen habe (HOFMANN 1973). Es ist jedoch darauf hinzuweisen, daß aufgrund von Erdölbohrungen nördlich des Obersees am Ort des vermuteten Impakts eher Jura in helvetischer Fazies und nicht in schwäbischer Fazies (Weißjura) wie in den Blöcken zu erwarten ist.

Mit der Entstehung des Bodensees dürfte der Meteoritenkrater, falls er sich als richtig herausstellen sollte, aber nicht in Verbindung gebracht werden, denn der Krater wäre von den alpinen Schwemmfächern rasch verfüllt und mit einigen 100 m Sedimenten der höheren Oberen Süßwassermolasse (Mergel, Sandsteine und Konglomerate ähnlich wie am Pfänder) überdeckt worden. Erst danach hätte dann die plio-pleistozäne Abtragung und Ausräumung des Bodenseebeckens begonnen.

Schriftenverzeichnis

- BÜCHI, U. P., SCHLANKE, E. & MÜLLER, E. (1976): Zur Geologie der Thermalwasserbohrung Konstanz und ihre sedimentpetrographische Korrelation mit der Erdölbohrung Kreuzlingen. — Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing., **42**, 103: 25—33; Basel.
- DEECKE, W. (1916): Geologie von Baden, 1. Teil, 782 S., Berlin (Bornträger).
- HEIM, Albert (1919): Geologie der Schweiz, Bd. I, 704 S., Leipzig (Tauschnitz).
- HOFMANN, F. (1973): Horizonte fremdartiger Auswürflinge in der ostschweizerischen Oberen Süßwassermolasse und Versuch einer Deutung ihrer Entstehung als Impakthänomen. — Eclogae geol. Helv., **66/1**: 83—100; Basel.
- HUF, W. (1963): Die Schichtenfolge der Aufschlußbohrung „Dornbirn 1“ (Vorarlberg, Österreich). — Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., **29**, 77: 9—10; Basel.
- LINIGER, H. (1966): Das Plio-Altpleistozäne Flußnetz der Nordschweiz. — Regio Basiliensis, **7**: 158—177; Basel.
- MÜLLER, G. & GEES, R. A. (1968): Erste Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen des Bodensee-Untergrundes. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **6**: 364—369; Stuttgart.
- , SCHREINER, A. & STAESCHE, W. (): Kurzprofile der wissenschaftlichen Bohrungen „Bodensee DFG 1 und 2“. — Naturwiss., **54**: 87—88; Berlin, Heidelberg.
- PENCK, A. (1909): in PENCK & BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter, 2. Band, 716 S., Leipzig (Tauschnitz).
- SCHREINER, A. (1968): Eiszeitliche Rinnen und Becken und deren Füllung im Hegau und westlichen Bodenseegebiet. — Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **10**: 79—104; Freiburg i. Br.
- (1970): Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1 : 50 000. — Geol. Landesamt Baden-Württemberg: 286 S.; Freiburg i. Br.
- (1975): Zur Frage der tektonischen oder glazigen-fluviatilen Entstehung des Bodensees. — Jber. u. Mitt. oberh. geol. Ver., N. F. **57**: 61—75; Stuttgart.
- STAESCHE, W. (1972): Mineralogisch-sediment-petrographische und isotopegeochemische Untersuchungen an den Kernproben der wissenschaftlichen Bohrungen „Bodensee DFG I und II“ im Verlandungsgebiet des Untersees (Bodensee). — Diss. Univ. Heidelberg: 72 S.; Heidelberg. — [Unveröff.]
- WAGNER, Georg (1972): Zur Geschichte des Bodensees. — Jb. 1962, **27**, Ver. z. Schutz der Alpenpflanzen u. -Tiere: 17 S.; München.

<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), Linnic 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 fluvialen 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 Mindelzeit — zumindest in den Beckenzentren — am stärksten in die Tiefe gerichtet und während der Würmeiszeit ungleichmäßig und im allgemeinen wesentlich geringer als zu Riß- und Mindelzeit.

[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 übertieferter 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).

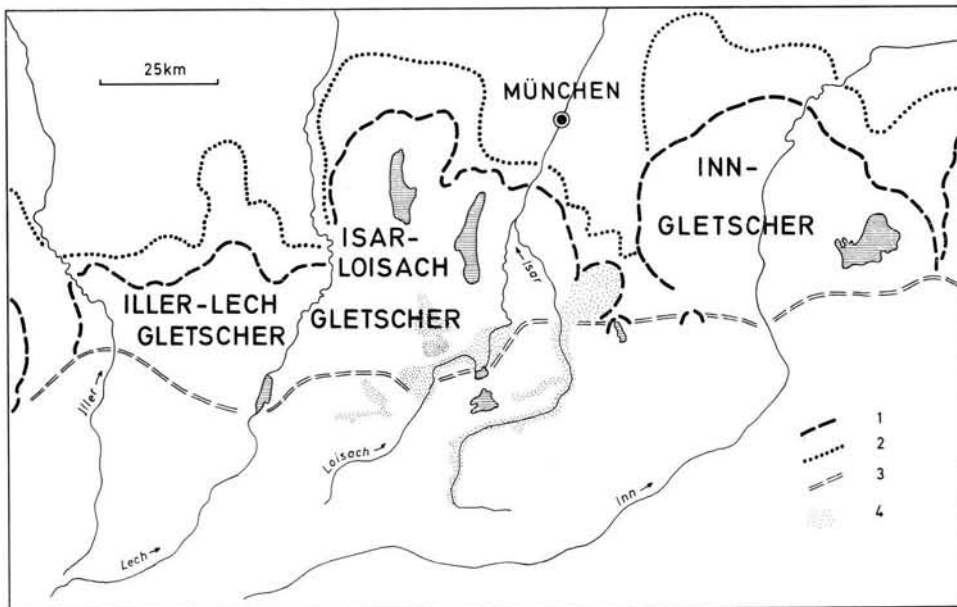


Abb. 1: Lage der untersuchten Gebiete. 1 = letzte Vergletscherung; 2 = größte Vergletscherung (jeweils nach A. PENCK); 3 = morphologischer Alpenrand; 4 = untersuchte Gebiete.

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 Talweitungen 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 Klamm 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.

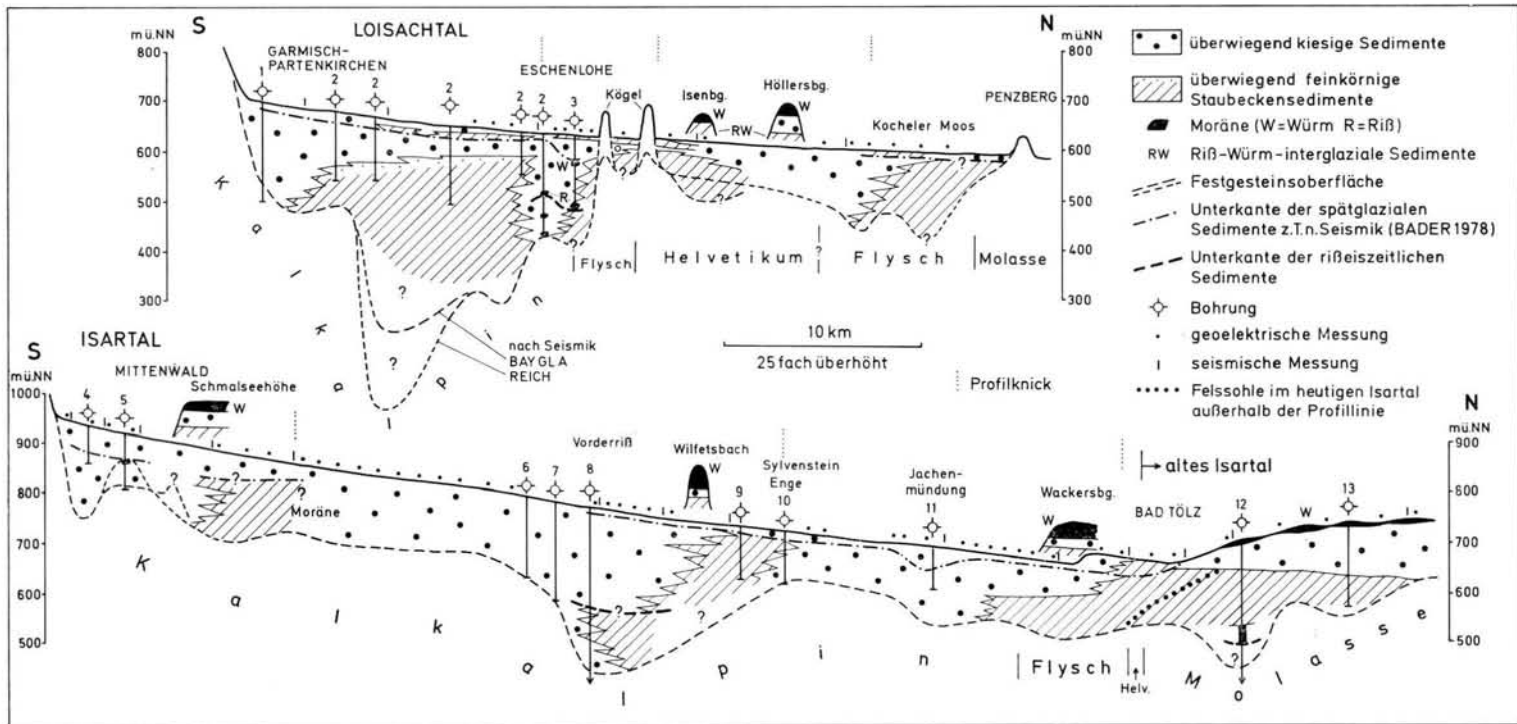


Abb. 2: Geologische Längsschnitte durch die quartären Talfüllungen des Isartales zwischen der Landesgrenze und Bad Tölz bzw. Schaftlach und des Loisachtales zwischen Garmisch-Partenkirchen und Penzberg. (Nach Geophysik und Bohrungen.)

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.

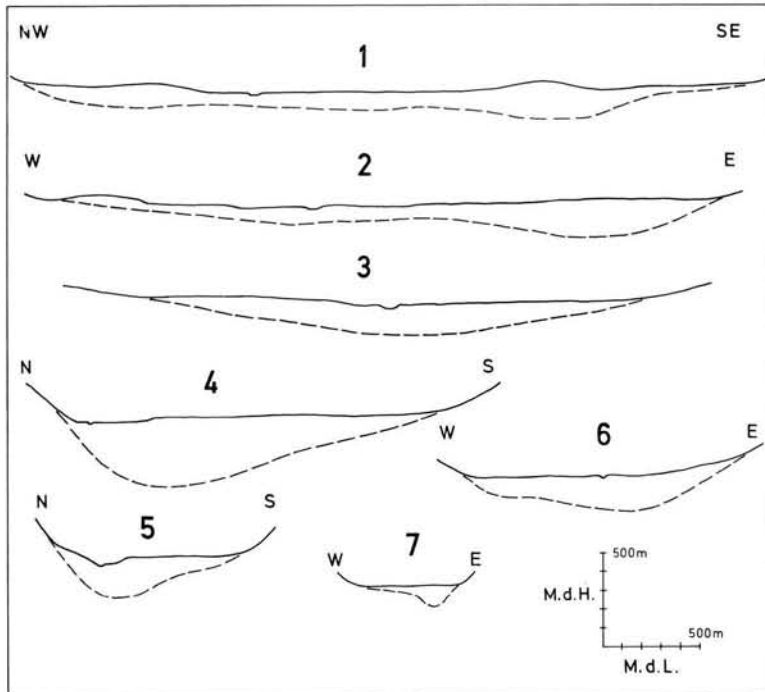


Abb. 3: Unüberhöhte Querschnitte durch verschüttete Täler im Kalkalpin und Flysch (f). Beispiele glazialer Talformen. (Nach Geophysik und Bohrungen.)

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 S 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 abschenkenden 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.

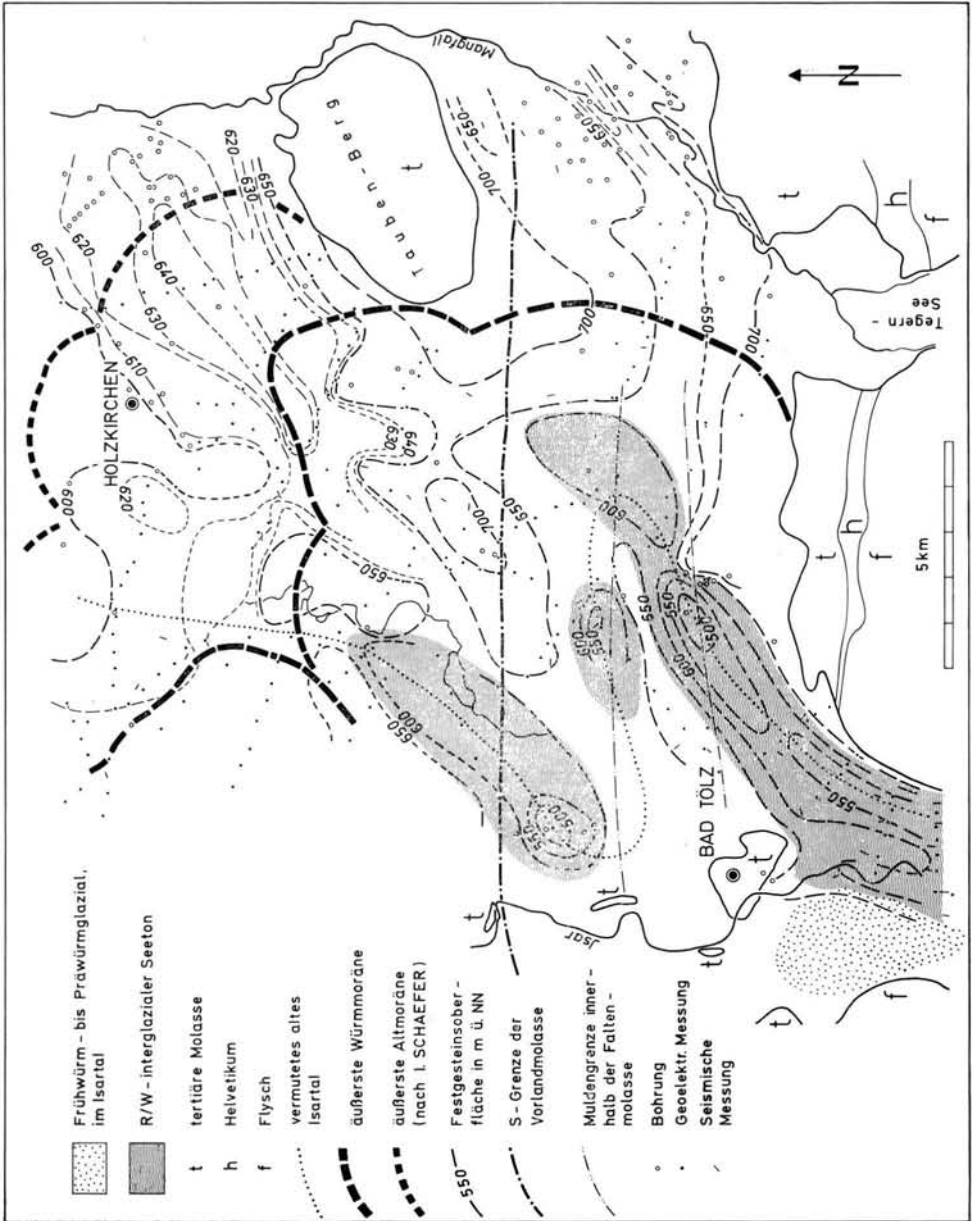


Abb. 4: Festgesteinsoberfläche im Bereich des „Tölzer Lobus“. (Nach Geophysik und Bohrungen.)

Die Talfüllung besteht im Isartal zwischen Sylvenstein-Enge und Wagscheid (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 Wagscheid 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 Zerteilung 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 Talstücke 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 Klamm 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

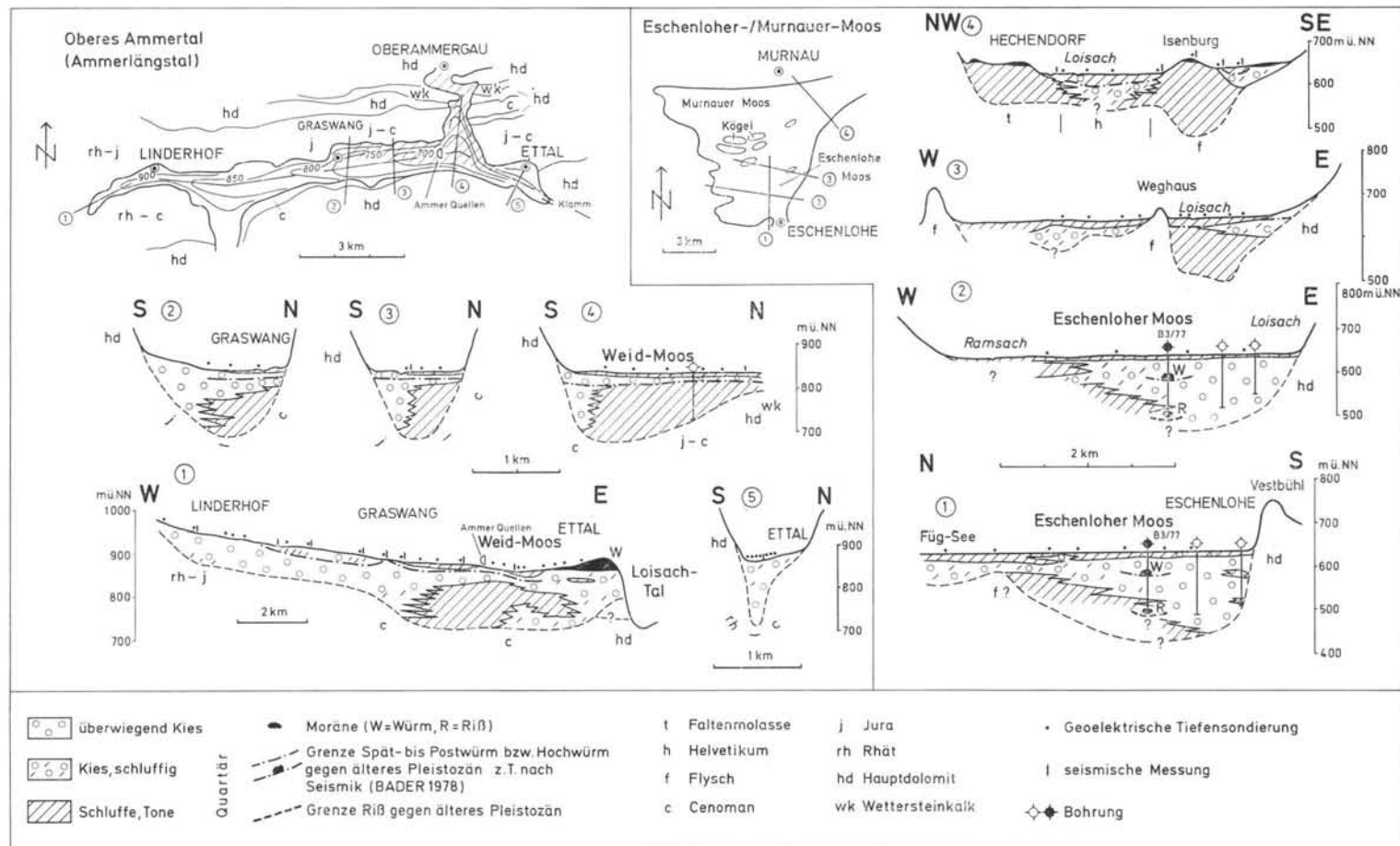
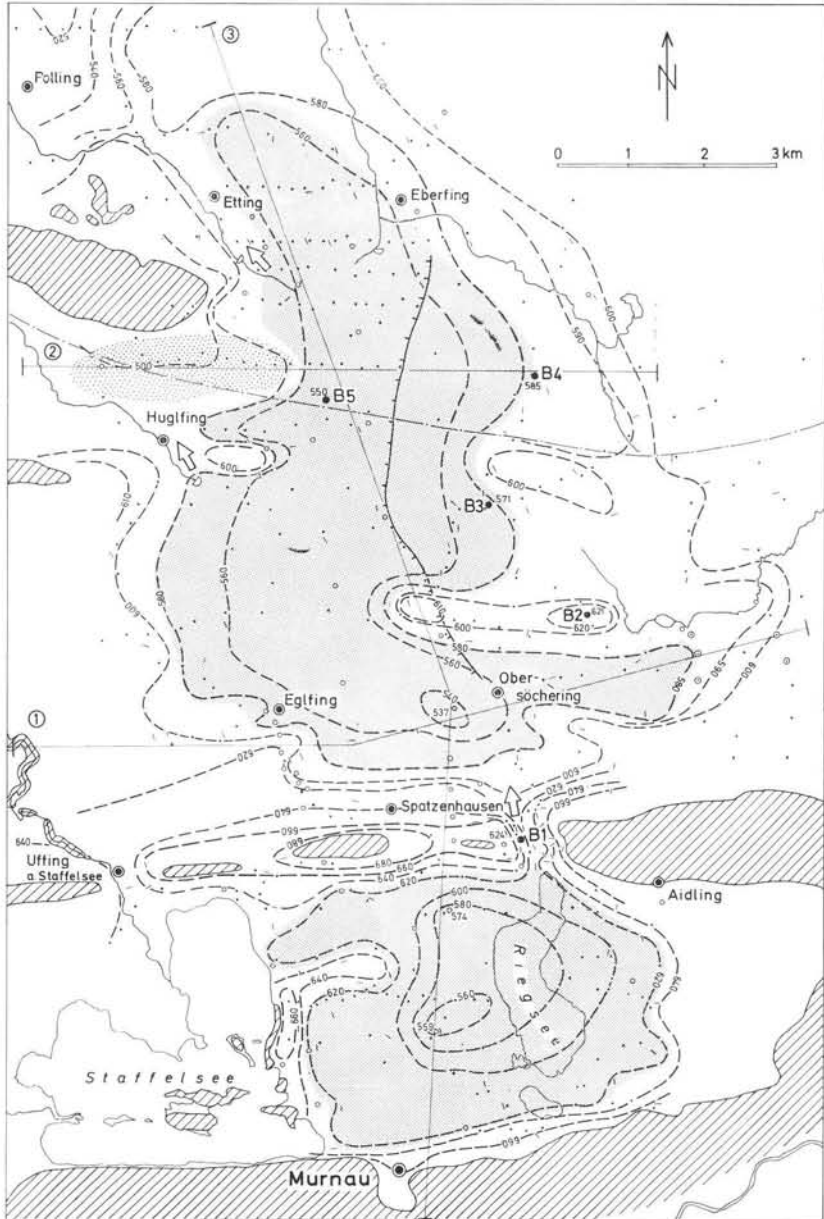


Abb. 5: Geologische Schnitte durch das Obere Ammertal (Ammerlängstal) und das Eschenloher Moos sowie Verlauf der Festgesteinsoberfläche im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers. (Nach Geophysik und Bohrungen.) (Alle Höhenangaben in m ü. NN)



▨ Tertiär, anstehend oder unter geringmächtiger Überdeckung

▨ Verbreitung prärieiszeitlicher (?) Seesedimente

▨ Verbreitung spätriß- bis frühwürmiszeitlicher Seesedimente (Tone, Schluffe)

↗ ehemaliger Seebfluß
(jünger als die Seesedimente, älter als der frühwürmiszeitliche Murnauer Vorflutschotter)

— Westrand der Grundmoränenlandschaft

○ Quelle

— mutmaßlicher Südrand der Vorlandmolasse

— Tiefenlinie der Tertiäroberfläche in m ü. NN

○₅₇₁ Bohrung, Tertiäroberfläche bei 571m ü. NN

B1 • Bohrung des Bay GLA 1976 (vergl. Abb.8)

• Bohrung mit geoelektrischer Tiefensondierung

• geoelektrische Tiefensondierung

• refraktionsseismische Messung

① Lage der Profilschnitte von Abb.7

(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 Spatzenhäusen-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 Spatzenhäusen — 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.

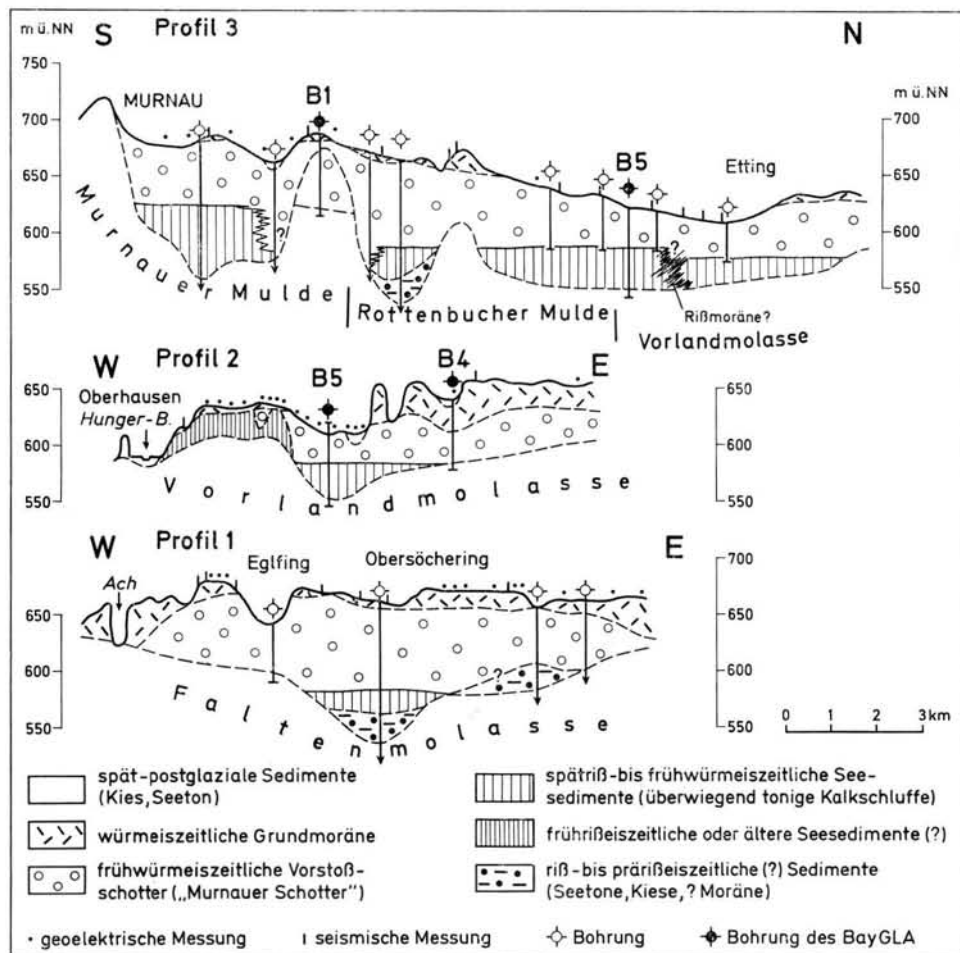


Abb. 7: Geologische Schnitte durch das Staffelsee — Riegsee Becken und das Becken von Spatzenhäusen — Eberfing. (Nach Geophysik und Bohrungen.)

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-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-

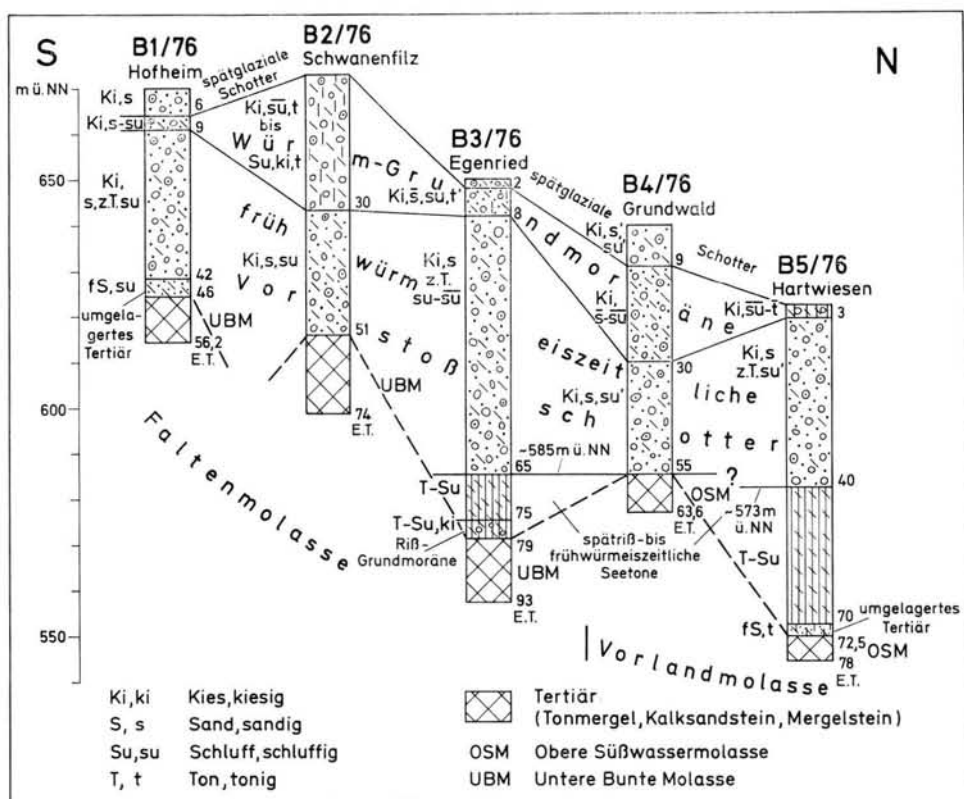


Abb. 8: Profile der Bohrungen (1976) des Bayerischen Geologischen Landesamtes im Bereich Spatzenhäuser — Eberfing.

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 Rißbachmündung 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 übertieften 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 beckenaußwärts 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 Wolftratshausener 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.

Eiszeitalter u. Gegenwart	29	101—113 4 Abb.	Hannover 1979
---------------------------	----	-------------------	---------------

Übertiefe Talabschnitte im Berner Mittelland zwischen Alpen und Jura (Schweiz)

CHRISTIAN SCHLÜCHTER *)

Valley, glacial erosion, neotectonics, basin of subsidence, channel, lacustrine sedimentation,
c-14 dating, continental quaternary Molasse Basin Switzerland.

Kurzfassung: Die übertieften Bereiche im Berner Querschnitt des Mittellandes zwischen Alpen und Jura werden, neben der Zungenbeckentheorie, vor dem Hintergrund neuer geophysikalischer Untersuchungsergebnisse aus den Schweizer Seen und den Resultaten des Landesnivellements beschrieben. Bedeutende Übertiefungen sind im Becken von Belp südlich von Bern mit ca. 270 m, im seeländischen Trog bei Worben/Busswil mit ca. 285 m und im Unteren Emmental bei Gerlafingen mit mindestens 88 m durch Bohrungen belegt. Die Existenz einer basalen Erosionsrinne in der Molasse als Verbindung zwischen dem Becken von Belp mit dem seeländischen Trog oder dem Unteren Emmental ist fraglich. Zeitlich kann die maximale Tiefenerosion als sicher prae- oder frühriß-, stellenweise als mindelzeitlich (?) nach der klassischen Eiszeitchronologie angegeben werden. Zur genetischen Erklärung der übertieften Becken werden sowohl Gletschererosion (Zungenbeckenbildung/Cirque-Bildung im Alpenvorland) als auch krustendynamische Faktoren angeführt (Landesnivellement, Nachweis von Gasaustritten in einer Bohrung auf der Linie Gurten—nördliches Becken von Belp-Grauholz).

["Overdeepened Basins" in the Molasse Foreland between the Alps and the Jura Mountains, Canton of Berne, Switzerland.]

Abstract: The occurrence of so-called "overdeepened basins" in the Swiss Plain is discussed and their sedimentary Upper Pleistocene filling described. The old theory explaining the formation of the lakes along the border of the Alps by tectonic subsidence of the Alpine Front is compared with more recent results of geophysical investigations in Swiss lakes, with the results of precise levelling by the Swiss Topographic Survey and with glacial erosion in the Alpine Foreland. Considerable "overdeepening" is proved in the Belp Basin south of Berne (appr. 270 meters), in the Swiss Plain around Lyss-Worben/Busswil (appr. 285 meters) and in the Lower Emme Valley (minimum of 88 meters). A basal connection eroded in the Molasse sediments from the Belp Basin to the basin in the Swiss Plain ("seeländischer Trog") or to the Lower Emmental is not proven to exist. The base of the deepest eroded basins has been reached during pre- or early Riss, or during Mindel (?) at some places following the classical chronostratigraphic setting.

Inhaltsverzeichnis

1. Forschungsgeschichtlicher Hintergrund
 - 1.1. Historisches
 - 1.2. Neue Forschungsergebnisse
2. Untersuchungsgebiete
 - 2.1. Das Bernische Seeland
 - 2.2. Das Untere Emmental
 - 2.3. Das Aaretal Bern—Thunersee, insbesondere das Becken von Belp
3. Zusammenfassende Bemerkungen und Ausblick
4. Verdankung
5. Schriftenverzeichnis

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Ch. Schlüchter, Institut für Grundbau und Bodenmechanik der ETH, Hönggerberg, CH-8093 Zürich, Schweiz.

1. Forschungsgeschichtlicher Hintergrund

Eine Beschreibung der übertieften Talabschnitte im Berner Mittelland erfolgt mit Vorteil vor einem doppelschichtigen Hintergrund: einerseits vor einer Darstellung der historischen, wissenschaftsgeschichtlichen Entwicklung der Vorstellungen über Wesen und Genese der übertieften Talabschnitte im Gebiet der Schweiz, andererseits vor den Resultaten zeitgemäßer Forschungsprojekte zur Erforschung der Schweizer Seen und vor den Ergebnissen des Landesnivellements.

1.1. Historisches

Ausgehend von der Frage nach dem Ursprung der alpinen Randseen hat sich um die Jahrhundertwende eine zum Teil recht lebhaft geführte Kontroverse um die Wirksamkeit der Glazialerosion im allgemeinen, während der eiszeitlichen Gletschervorstöße ins Alpenvorland im speziellen, entwickelt. Vertreter der Theorie einer „eher schwach wirksamen Glazialerosion“ (wie HEIM 1885 und 1919, GOGARTEN 1910, mit einer vortrefflichen Zusammenstellung älterer Literatur) haben die Existenz der Alpenrandseen als Produkt einer jungen randalpinen Rücksenkung der tektonischen Alpenrandelemente erklärt. Die Alpenrandseen wären demnach Talabschnitte, die im eigenen Wasser ertrunken sind. — Demgegenüber steht die Vorstellung von einer bedeutenden (Tiefen-)Erosion durch Gletscher, deren Vertreter, wie HEIM (1919: 13) schreibt, „die ungeheure Gletscherwirkung mit Schlagwörtern wie ‚Übertiefung‘, ‚Zungenbecken‘, ‚Trogform‘, ‚Stufenmündung‘ formuliert“ haben (in der Schweiz u. a. FRUEH 1906). Die Diskrepanz auf der Suche nach einer Erklärung, einerseits der Existenz der heutigen Alpenrandseen, andererseits der Ursache der primären Übertiefung, also der Auskolkung des Felsuntergrundes auf die heute feststellbare Tiefe, ist bis heute nicht restlos überwunden. Allerdings hat die moderne Frage „wie sind die Seebecken strukturiert und wie sind die Sedimente aufgebaut?“, die alte Frage nach dem „warum sind die Seen gerade dort wo sie sind?“ etwas verdrängt. Ein Meilenstein in der historischen Entwicklung dieser Fragestellungen ist sicher die Toteistheorie von STAUB (1938). — Übertiefte Talabschnitte orographisch oberhalb und unterhalb der Alpenrandseen, die mit eiszeitlichen Lockergesteinen aufgefüllt sind, waren um die Jahrhundertwende weder genau lokalisiert, geschweige denn in ihrer Ausdehnung bekannt. Zudem macht ja die Theorie der tektonischen Alpenrandrücksenkung das Vorhandensein bedeutender Übertiefungen außerhalb der Alpenrandseen praktisch unmöglich. Nach der Theorie der randalpinen Rücksenkung wären auch die außerhalb der Alpenrandseen, wenn überhaupt vorhandenen, übertieften Bereiche, entweder mit lokaler tektonischer Absenkung oder mit interglazialer Flußerosion zu erklären.

Eine sachlich ernüchternde Richtigestellung in der Diskussion um die Wirksamkeit glazialer Tiefenerosion hat die Katastrophe beim Bau des Lötschbergtunnels (Nordseite, vom 24. Juli 1908) gebracht (vgl. dazu: Schweizerische Bauzeitung, **LII**/5:66, **LII**/6: 81, **LII**/8:110, 1908). So ist auf tragische Art und Weise der Nachweis erbracht worden, daß auch in den inneralpinen Talabschnitten, orographisch oberhalb der Alpenrandseen, Felsbecken von gewaltiger Übertiefung, wohl mit Lockermaterial („eiszeitlichem Schutt“) aufgefüllt, existieren. Im Falle der Gasterntalübertiefung haben spätere Sondierungen Lockergesteinsmächtigkeiten von 200 bis 250 Meter nachgewiesen — die Füllung eines enormen Felskessels, wenn man sich die geomorphologische Situation bei der Klus (zwischen dem Gasterntal und dem Becken von Kandersteg) vergegenwärtigt! Außerhalb des Alpenkörpers und der Alpenrandseen hat eine erste Tiefensondierung auf grundwasserführende Lockergesteine im Becken von Belp den Beweis einer Mindestübertiefung von 88 Meter erbracht. Mit dem Nachweis einer Übertiefung um bedeutende Beträge auch im alpenferneren Mittelland ist die Diskussion um die Genese dieser mit Lockergesteinen aufgefüll-

ten Wannen im Molasseland wieder aufgenommen und deren Entstehung im wesentlichen mit der wiederholten Vergletscherung als glaziale Tiefenerosion gesehen worden, ohne aber tektonische Bewegungen am Alpenrand, im Mittelland und bis an den Jurasüdfuß ganz von der Hand zu weisen (BECK 1921, ANTENEN 1936 und SCHARDT im „Geographischen Lexikon der Schweiz“, zitiert in ANTENEN 1936).

1.2. Neue Forschungsergebnisse

Erweiterte Gesichtspunkte zur Geologie der Alpenrandseen haben die Resultate der Seenprojekte der Geologischen Institute der Universität Bern (MATTER, SUESSTRUNK, HINZ & STURM 1971; MATTER, DESSOLIN, STURM & SUESSTRUNK 1973; STURM & MATTER 1972; BODMER, MATTER, SCHELLER & STURM 1973), der Universität Genf (VERNET, HORN, BADOUX & SCOLARI 1974) und der ETH Zürich gebracht (FINCKH 1976; FINCKH & KELTS 1976). Dabei hat es sich gezeigt, daß die Übertiefung der Alpenrandseen im N und der insubrischen Seen im S weit bedeutender ist als ursprünglich vermutet, daß insbesondere die insubrischen Seen gewaltige Becken darstellen. Aus den Angaben in Abb. 1 geht hervor, daß die zur Diskussion stehenden Seen in drei Gruppen eingeteilt werden können: 1. die insubrischen Seen mit Rinnentiefen bis über 500 m unter NN, 2. die „internen Alpenrandseen“ (wie Genfer-, Briener-, Vierwaldstätter- und Walensee) mit Felsbeckentiefen unterhalb des Meeresspiegels bis ca. 300 m unter NN und 3. die „externen Alpenrandseen“ (wie Thuner-, Zuger-, Zürich- und Bodensee) mit einer Felskote um NN.

Weitgehend ungeklärt ist in den Seebecken die Frage des Alters der tieferen und basalen Lockergesteine. Die vorliegenden Angaben beziehen sich vor allem auf spät- und postglaziale Akkumulationen. Aus den seismischen Untersuchungen geht hervor, daß die Lockergesteinsabfolge eine komplizierte Auffüllung ist und daß generell vorbelastete, ältere, von nichtvorbelasteten, jüngeren, Sedimenten unterschieden werden können. Die Lockergesteinsmächtigkeiten in den Seebecken sind z. T. bedeutend: über 300 m im Thunersee (MATTER, SUESSTRUNK, HINZ & STURM 1971: 516), bis über 2000 m(!) in den insubrischen Seen (FINCKH 1976: 89). — Diesen Lockergesteinsmächtigkeiten in den Seebecken sind jene in den „verlandeten“, zugeschütteten Becken, wie dem Becken von Belp mit 250 m und dem seeländischen Trog mit 270 m (ohne Berücksichtigung der Wassertiefe), gegenüberzustellen.

Interessant und von Bedeutung sind die Resultate des Präzisionsnivelements der Landestopographie (Landesnivelement), welche auf dem Höhenvergleich der von 1903 bis 1925 gemessenen Punkte mit der seit 1943 bis 1975 durchgeführten Nachmessungen beruhen. Auf die Fixpunktgruppe relativer Hebungs-, bzw. Senkungstendenz von Aarburg bezogen, ergibt sich eine Senkungstendenz von Oensingen westwärts dem Jurasüdfuß entlang ins Genferseebecken und Rhonetal aufwärts bis in die Gegend von St. Maurice mit den größten Senkungsbeträgen bis 0,6 mm/Jahr im Becken von Genf (GUBLER 1976). Das heißt also, daß wir relativ auf Aarburg bezogen eine Kippbewegung des Mittellandes mit Abwärtstrend in der Westschweiz haben — eine Erscheinung, die während der Molasse-sedimentation und der obermiozänen, pliozänen und altpleistozänen Flußgeschichte des Mittellandes mehrmals mit verändertem Vorzeichen gespielt hat (LINIGER 1966, 1967; HOFMANN 1960; MADER 1977).

2. Die Untersuchungsgebiete

Geomorphologisch zeichnen sich im Gebiet des Kantons Bern zwischen Alpen und Jura drei Depressionen besonders ab: 1. das Aaretal Bern—Thunersee [gewissermaßen das nördliche Ende der Talfolge von Kander und Aare, in denen sich aus dem Gebiet der heutigen Gletscher (Kanderfirn, bzw. Ober- und Unteraar) übertiefe Becken aneinanderreihen

bis hinunter ins Becken von Belp], 2. das Bernische Seeland als Doppelrinne: Murtensee—Aarberg—Lyss—Solothurn und Neuenburger-, Bielersee—Pieterlenmoos—Solothurn, 3. das Untere Emmental—Burgdorf—Gerlafingen—Wangen an der Aare (vgl. dazu Abb. 1).

Diese drei Depressionen bilden Bereiche mit bedeutend übertieften Molasse-Felsbecken, die mit einem Komplex eiszeitlicher Lockergesteine aufgefüllt sind.

Von Bedeutung in diesem Zusammenhang, besonders bei der Diskussion der glazialen Komponente in den übertieften Talabschnitten, ist die allgemeine Gletscherkonfiguration während der Vergletscherungen: die „Richtung“ des Rhonegletschers von SW nach NE im seeländischen Trog und nahezu rechtwinklig dazu die Richtung des Aaregletschers (als vereinigte Oberländergletscher) aus dem Thunerseebecken durch das Aare-/Gürbetal nach N (zum Teil bis über Bern hinausreichend?). Das Felsbecken im Unteren Emmental läge ebenfalls im Einflußbereich des Rhonegletschers.

2.1. Das Bernische Seeland

Das Bernische Seeland ist als Niederung in seinem strukturellen Aufbau eine komplexe Abfolge von übertieften, langgezogenen Felsbecken und glazigen überformten Molassehöhen. In bezug auf die Molassestruktur stellen die aus miozänen Sedimenten aufgebauten Inselberge Synklinalstrukturen dar, währenddem die übertieften Talabschnitte in ihrer Längsausdehnung in die Molasseantiklinalen eingetieft sind. Der Längsverlauf der seeländischen Rinnen ist eindeutig durch die tektonische Struktur der Molasse gegeben: südwestlich der Linie Biel—Nidau—Jens—Lyss ist die Streichrichtung annähernd SW—NE, östlich dieser Linie erfolgt das Umbiegen auf WSW—ENE. Wichtige morphogenetische Bestimmungsgrößen sind in dieser Beziehung die Struktur des Jaissberges (zwischen dem heutigen Aarelauf bei Port und Jens-Worben gelegen) und des Bütenberges (östlich Biel, zwischen der Jurasüdfußrinne und der Haupt-Seelanddepression).

Im Auftrag des Wasser- und Energiewirtschaftsamtes (WEA) des Kantons Bern sind von 1972 bis 1976 im Bernischen Seeland durch Herrn Dr. P. Kellerhals und Herrn Dr. B. Tröhler, Geologen SIA, Bern, umfangreiche hydrogeologische Untersuchungen durchgeführt worden („Hydrogeologie Seeland“ 1976). Bereits oben wurde angeführt, daß die seeländische, übertiefte Rinne als Doppelrinne ausgebildet ist (Jurasüdfußrinne mit Bieler- und Neuenburgersee und die Rinne des Großen Moos' mit Murtensee und altem Aarelauf Aarberg—Lyss—Büren a.A.). Aus den Untersuchungen des WEA geht klar hervor, daß die großen Übertiefungsbeträge in der südlichen der beiden Rinnen nachweisbar sind; diese wird im folgenden als seeländischer Trog (im Sinne von TROEHLER 1977) bezeichnet.

Im Großen gesehen ist der Felsverlauf als Basis des seeländischen Troges recht gut bekannt: bei Avenches südwestlich des Murtensees liegt die Molasse auf ca. 200 m ü. M., bei Kallnach auf ca. 320 m ü. M., dann folgt das tiefe Felsbecken südlich des Jaissberges mit der Felskote auf ca. 150 m ü. M. (vgl. Abb. 2). Nach den heute vorliegenden Daten folgt dann ostwärts das Ansteigen der Felsunterlage bis gegen 370 m ü. M. bei Solothurn (vgl. Angaben in Abb. 1).

Die Füllung des seeländischen Troges mit eiszeitlichen Lockergesteinen ist im einzelnen äußerst komplex, kann jedoch generell folgendermaßen als Abfolge schematisiert werden (vgl. auch Abb. 2):

- spät- und postglaziale Alluvionen (Flußablagerungen und Verlandungsbildungen)
- eine obere Grundmoräne
- hart gelagerte Seeablagerungen; monotone, siltig-tonig-sandige Sedimente mit unregelmäßig auftretenden Einlagerungen von Sand und Geröllagen, nach KELLERHALS & TROEHLER (1976: 27) bis 300 m mächtig!

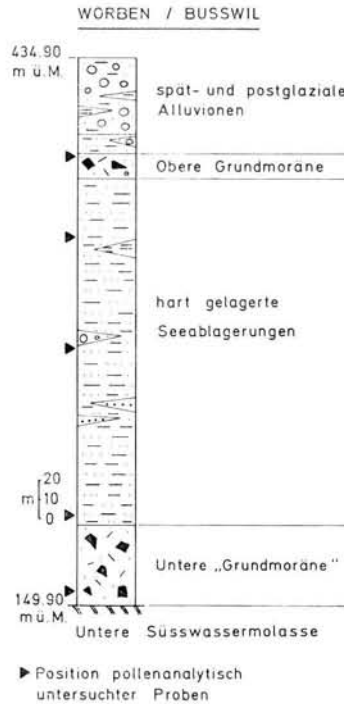


Abb. 2: Schematisches Lithologisches Profil der Bohrung Worben/Busswil nach KELLERHALS & TROEHLER (1976).

- eine untere Grundmoräne; der kaltzeitliche Charakter dieser Ablagerung ist durch pollenanalytische Untersuchungen von Herrn Prof. Welten (zitiert in KELLERHALS & TROEHLER 1976: 27) nachgewiesen, doch ist aus den Bohrprofilen die Ansprache als Grundmoräne oft weniger eindeutig.

Für ein direktes chronostratigraphisches Erfassen der Bildung der Erosionsbasis im Trog fehlen bisher die Grundlagen. Eine Alterszuweisung wird somit indirekt über die Datierung der basalen Lockergesteine angestrebt. Das kann im Seeland, abgesehen von einigen Streuproben aus der Bohrung Worben/Busswil (Abb. 2) nur indirekt über das Pollenprofil Meikirch (WELTEN 1976) geschehen (Situation in Abb. 1). Ein chronostratigraphischer Vergleich zwischen den Ablagerungen im kleinen, ebenfalls übertieften Becken von Meikirch mit der seeländischen Trogfüllung ist zumindest vernünftig, wenn auch nicht auf einer Korrelation I. Ordnung im Sinne von RUTSCH (1958: 116) beruhend, da einerseits anzunehmen ist, daß die wesentlichen Beiträge an die übertiefende Erosion im Molassehügelland und im Seeland gleichzeitig erfolgten und da andererseits ähnliche komplexe, und im Prinzip schematisch analog gliederbare Lockergesteinsabfolgen wie im seeländischen Trog auch bei Meikirch, also außerhalb der tiefsten Tröge des Seelands, im „Plateaubereiche“ vorhanden sind (vgl. Abb. 1, 2). — Da WELTEN (1976) in Meikirch das Holstein-Interglazial pollenanalytisch nachgewiesen hat (über Mindel-spätglazialen Sedimenten) ist die grobe zeitliche Einstufung der Tiefenerosion im Seeland als mindestens Riß (im klassischen Sinne), wahrscheinlich jedoch älter, sinnvoll. Die mächtigen Seetone zwischen der Unteren und Oberen Grundmoräne im Profil Worben/Busswil (Abb. 2) werden

im herkömmlichen Sinne als letztinglazial (Riß/Würm) betrachtet. Diese Einstufung ist hier nicht gesichert, sondern es handelt sich nach den vorliegenden, allerdings spärlichen pollenanalytischen Untersuchungen um jeweils spätglaziale, frühinterstadiale Bildungen, die wahrscheinlich in rascher Folge in großen Mächtigkeiten abgelagert worden sind (WELTEN, schriftl. Mitt., Vorbereitung IGCP-Exkursion 1976).

Wenn man vorläufig vom Versuch einer genauen klimastratigraphischen (bzw. chronostratigraphischen) Einstufung der seeländischen Trogfüllung absieht, so steht fest, daß sowohl die tiefsten Felsbecken (wie auch kleinere Becken im Molassehügelland, wie Meikirch?) nach der tiefsten Erosion nicht einphasig aufgefüllt worden sind, sondern daß auf eine erste glaziale/spätglaziale Akkumulation erneute Tiefenerosion erfolgt ist, welche ein System von ineinandergeschachtelten, zum Hangenden hin zunehmend jüngere (und engere) Trogfolgen ergeben hat; dies trifft insbesondere zu, wenn man in die Morphogenese der tiefsten Rinnen auch die Lockergesteinsabfolgen der Rinnen-, bzw. Trogränder einbezieht.

2.2. Das Untere Emmental

Ebenfalls im Rahmen der siedlungswasserwirtschaftlichen Planung des Kantons Bern ist das Untere Emmental hydrogeologisch erkundet worden. Im Laufe dieser Untersuchungen ist auch hier ein bedeutendes, übertieftes Becken nachgewiesen worden, dessen Form und Ausdehnung jedoch noch nicht bekannt sind, insbesondere fehlt die Kenntnis seiner rein morphologischen Beziehungen zur Emmentalrinne oberhalb Burgdorf einerseits, zur Jurasüdfußrinne (als östliche Fortsetzung des seeländischen Troges) andererseits. — Die Bohrung RB 21 „Obergerlafingen“ des Wasser- und Energiewirtschaftsamtes (WEA) des Kantons Bern (Koord. 610.490/221.440) hat bei einer Geländehöhe von 469.70 m in 88 Meter Tiefe, also auf Kote 381.70 m, den Felsuntergrund nicht erreicht. — Interessant, leider bis jetzt ohne litho- und palynostratigraphischen Bezug, ist das in der Bohrung RB 21 nachgewiesene Profil: die obersten 15.60 m werden von sandigem Kies mit Steinen, aber ohne wesentlichen Anteil an Feinanteilen (Ton und Silt) aufgebaut. Darunter folgen bis in die 88 Meter durchbohrte Tiefe Sande, vor allem Feinsande, mit reichlich bis viel Silt und wenig bis reichlich Ton. Die ganze Abfolge ist praktisch nicht weiter lithologisch gliederbar und von auffälliger braun-, gelbgrauer Farbe — im Gegensatz zu den (blau-) grauen Seeablagerungen im seeländischen Trog und im Becken von Belp. Besonders unterhalb ca. 55 m zeichnen sich die hier erbohrten feinkörnigen Sedimente durch große Lagerungsdichte aus.

Das Felsbecken im unteren Emmental muß in zwei Richtungen weiter diskutiert werden:

1. In früheren Arbeiten (NUSSBAUM 1926, GERBER zit. in BECK & RUTSCH 1958: 29) wird als Fels- und Ausflußrinne aus dem Becken von Belp eine Verbindung nach NE via Urtenenlauf zum Unteren Emmental hin postuliert. Daß diese Felsrinnenverbindung offenbar nicht besteht, wird durch relativ oberflächennah anstehende Molasse (ca. 480 m ü. M., also nur 20—24 m unter Terrain) bei Kernenried—Zauggenried belegt (nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. R. Blau, WEA). Damit wird die postulierte Verbindung zwischen dem Becken von Belp und dem Unteren Emmental „abgeriegelt“.

2. Im heutigen orographischen Sinne flußabwärts hat das Felsbecken des unteren Emmentals, östlich Solothurn in Verbindung mit der Jurasüdfußrinne, entweder als einfache Rinne oder aber als Trogfolge, eine weitere Ausdehnung dem Jurasüdfuß entlang. Bei Aarburg, also dem relativen Ruhe- und Ausgangspunkt des Landesnivelements, verläßt die Aare das Mittelland und tritt durch eine Klus durch die Born-Antiklinale in das Jura-

gebirge ein. Die Felskote der Aare an diesem Punkt, wo die Flußgeschichte von Mittelland und Jura direkt miteinander in Beziehung treten, liegt auf 361.70 m ü. M., in bezug auf die Felskote bei Solothurn nur ca. 10 m tiefer, in bezug auf die Felskote bei Gerlafingen, wo diese sicher unter 381.70 m ü. M. liegt, mindestens nur ca. 20 m tiefer, wobei nicht auszuschließen ist, daß der Fels im Becken des Unteren Emmentales noch bedeutend unter dem Schwellenwert von 361.70 m von Aarburg liegt. Das Gefälle der heutigen Aare verläuft also in deutlichem Gegensatz zum Verlauf der Felsoberfläche.

2.3. Das Aaretal Bern-Thunersee, insbesondere das Becken von Belp

Die Haupttalfolge des Berner Oberlandes, die Aarerinne vom Oberhasli, durch Brienz- und Thunersee mit den hauptsächlichsten Tributärtälern von Kander und Simme, findet im Becken von Belp, also ca. 25 km außerhalb des Alpenrandes, ihren vorläufigen, morphologischen Abschluß. Es ist in diesem Zusammenhang sinnvoller, weder von einer Aare- noch von einer Kanderrinne, sondern von einer Felsbeckenfolge in diesen zwei bedeutendsten Tälern zu sprechen. Die wichtigsten dieser übertieften Talabschnitte, welche die Felsbeckenfolge aufbauen, sind in Abb. 1 schematisch dargestellt. Nördlich des Beckens von Belp ändert dieser Felsbeckenfolge-Charakter des Aaretals grundsätzlich (oder ist noch nicht erkannt worden?).

Die primäre Anlage der Berner Oberländer Täler, wie Aare-, Kander- und Simmental, entlang tektonisch bedeutender Bewegungs- und Grenzzonen, geht aus dem Aufbau des Alpenkörpers hervor. Besonders hinzuweisen ist in diesem Zusammenhang auf die Inkongruenz in Bau und paläogeographischer Provenienz der Alpenrandelemente östlich und westlich des Thunersees. Diese Inkongruenz der tektonischen Elemente östlich und westlich des Aaretals läßt sich z. T. bis hinaus in die subalpine Molasse verfolgen. Wie weit hinaus im Molassevorland aber dieser tektonische Grundton in der Aaretalanlage sich durchpaust, muß Spekulation bleiben (vgl. dazu MATTER, SUESSTRUNK, HINZ & STURM 1971 und SCHLUECHTER 1973, 1976).

Aus den bisherigen Untersuchungen geht hervor, daß im Brienzsee die tiefste Felskote der Aaretalrinne (zwischen dem Oberhasli und Bern) nachweisbar ist = -230 m unter NN (MATTER, DESSOLIN, STURM & SUESSTRUNK 1973). „Flußabwärts“ schließt das Thunerseebecken mit einer Felskote auf ca. 0 m NN an (MATTER, SUESSTRUNK, HINZ & STURM 1971). Nach BECK (1938) folgt dann im Bereich unterer Thunersee/Schwemmfächer von Kander und Zulg der Anstieg des Felsuntergrundes um 150 bis 250 m um dann, ebenfalls nach BECK (1938), im mittleren Aaretal und im Becken von Belp konstante Gefällsverhältnisse aufzuweisen. Durch die Bohrung im Marzili des WEA wissen wir heute, daß die Molasse auf Kote ca. 230 m ü. M. ansteht, durch die Bohrung Hunziken (verbunden mit geophysikalischen Untersuchungen), daß der Fels auf ca. 250 m ü. M. zu erwarten ist, das heißt, daß die Felssohle des Beckens von Belp (zwischen diesen beiden Bohrungen) annähernd gleiche Gefällsverhältnisse aufzuweisen scheint, wie die heutige Terrainoberfläche (vgl. dazu Abb. 3).

Die folgenden Ausführungen konzentrieren sich auf das Becken von Belp, einmal weil dieser Talabschnitt als Kernstück in der Diskussion der Übertiefung des Aaretals aufzufassen ist und zweitens weil keine Tiefendaten aus dem Abschnitt Hunziken—Thunersee vorliegen.

Unsere heutige Kenntnis über das Felsbecken Hunziken—Belp—Marzili südlich von Bern und dessen Lockergesteinsfüllung beruht im Wesentlichen auf den beiden Tiefbohrungen B1 und H1a (s. Abb. 3 und 4), sowie dazwischenliegenden Zusatzbohrungen ge-

ringerer Tiefe. Bei den beiden Tiefbohrungen handelt es sich um Spühlbohrungen, so daß die eingetragenen lithologischen Gliederungen mit etwas Vorsicht weiterverwendet werden sollten (nach Bohrprofilen des WEA, die mir freundlicherweise von Herrn Dr. R. Gees zur Verfügung gestellt worden sind).

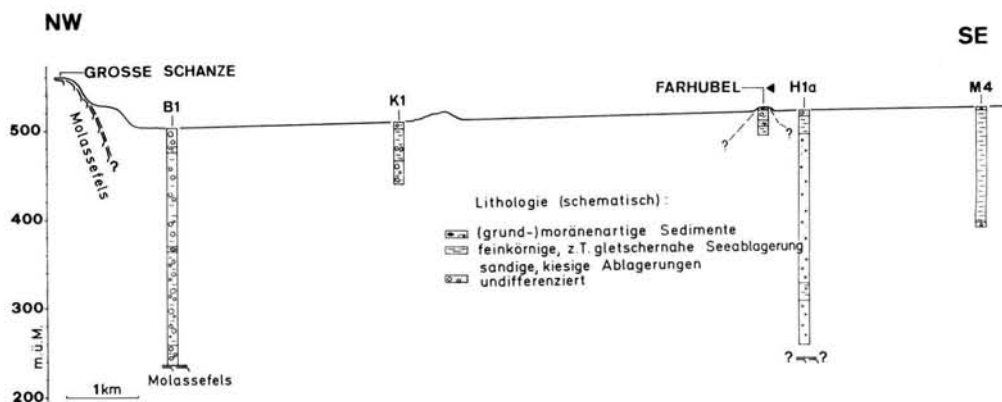


Abb. 3: Längsprofil durch das Becken von Belp von der Stadt Bern (Große Schanze, nördlich des Hauptbahnhofs) bis südlich von Hunziken (H1a = Bohrung 1a „Hunziken“). Die Lithologie der Beckenfüllung ist vereinfacht und schematisch dargestellt.

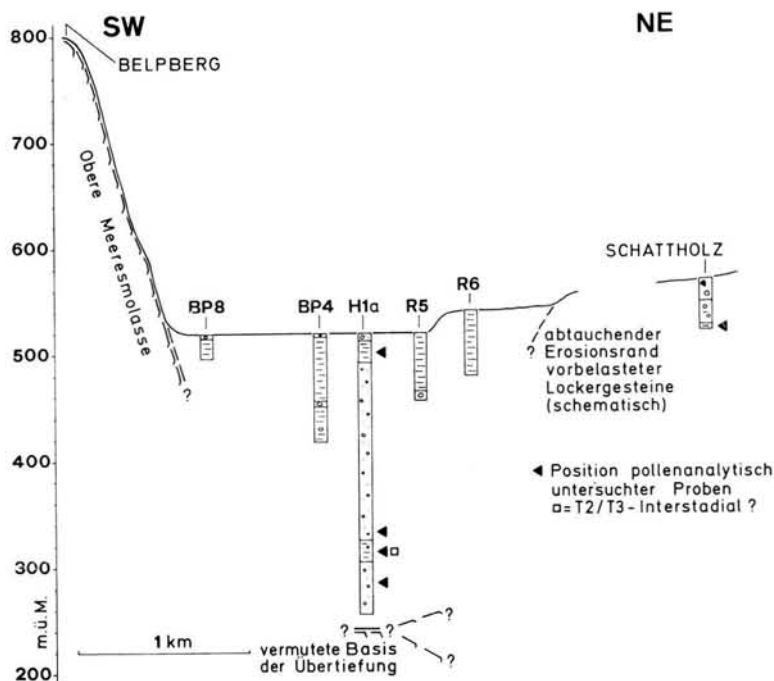


Abb. 4: Querprofil durch das südliche Becken von Belp (Belpberg-Schattholz, östlich von Rubigen). Die lithologische Darstellung der Bohrprofile ist vereinfacht und schematisch.

Auffallend ist, wie in beiden Tiefbohrungen über bedeutende Mächtigkeiten Grobsand (H1a) oder Feinkies-, bzw. Kiesablagerungen mit reichlich Feinanteilen nachgewiesen worden sind, währenddem gerade im Querschnitt von Hunziken und südlich davon (M4, Abb. 3) mächtige feinkörnige Sedimente erbohrt worden sind. Zu bemerken ist aber, daß in keiner der eingetragenen Bohrungen eine tiefliegende Grundmoräne (wie im Seeland, Abb. 2) nachgewiesen worden ist.

Für die stratigraphische Gliederung dieser Beckenfüllung können folgende drei Bohrungen herangezogen werden: H1a, Farhubel und Schattholz; erstens weil dort vorläufige palynostratigraphische Untersuchungsergebnisse von Herrn Prof. Welten vorliegen, zweitens weil Farhubel und Schattholz auch lithostratigraphisch einigermaßen mit Oberflächenaufschlüssen des Aaretalrandes verglichen werden können:

Im Farhubelprofil finden wir als oberste, eindeckende Schicht eine geringmächtige, tonige graublaue Grundmoräne, die von verbräunten Schottern mit reichlich Silt und Ton unterlagert wird. WELTEN konnte nun zeigen, daß die eindeckende Grundmoräne wohl aufgearbeitetes T2/T3 — interstadales (oder Eem —?) Material enthält, also aus einem altersgleichen Horizont aufgearbeitet worden ist, wie er in Bohrung H1a mit der zweituntersten Probeentnahmestelle bezeichnet ist. Die Frage, ob das T2/T3-Interstadial im Sinne des Thalgut-Interstadales in Wirklichkeit eine Interstadial- oder Interglazialzeit repräsentiert (vgl. WELTEN 1976) sei in diesem Zusammenhang nicht diskutiert; ebenfalls wird hier nicht auf die Frage der Position des Eem-Interglazials im klassischen Schema Günz-Mindel-Riß-Würm und auf die Frage, ob Riß = „größte Vergletscherung der Schweizeralpen“ = T2 (sensu WELTEN) eingegangen.

Wichtig für den Versuch einer chronostratigraphischen Einstufung der Belper Beckenfüllung sind die palynostratigraphischen Resultate von der Basis der Bohrung Schattholz (Abb. 4): WELTEN hat dort in Seetonen eine Pollengemeinschaft von interglazialen Charakter nachgewiesen, die er mit Fragezeichen in ein „älteres Interglazial“ (kaum ins Eem) stellen möchte. — Wenn wir bedenken, daß nordöstlich der Bohrung Schattholz (Abb. 4) erst in einem Kilometer Entfernung die Molasse wieder die Geländeoberfläche bildet und daß in den Bohrungen R6, R5, H1a, BP4 und BP8 durchschnittlich die obersten 30–40 m locker gelagert (die in H1a nach WELTEN = spätglazial) sind, so erinnern wir uns wieder an die morpho-/lithostratigraphische Situation im Seeland: nach der ursprünglichen Hauptphase der Tiefenerosion erfolgte auch im Aaretal eine Akkumulation, die noch heute randlich des Haupttroges und in großer Tiefe (?) in demselben reliktsch nachweisbar ist; zeitlich folgt darauf eine ineinandergeschachtelte Trogfolge, deren Erosionsbasis die „alte Basis“, nämlich die tiefste Felsrinne, nicht mehr (?) erreichte. So kann, ohne die Ursache der ursprünglichen Tiefenerosion zu erklären, festgehalten werden, daß mindestens seit der vorletzten Eiszeit (Riß im klassischen Sinne), wahrscheinlich aber seit einem Ereignis vor der „Riß“-Eiszeit die Übertiefung im Fels zum Stillstand gekommen ist und daß die folgenden Vergletscherungen im wesentlichen durch Akkumulationen belegt sind. Schematisch und z. T. vereinfacht gesprochen, finden wir sowohl im Aaretal (Abb. 4) als auch im seeländischen Trog vom Trogrand nach innen, wie vom Liegenden zum Hangenden, in der Trogfüllung zunehmend jüngere Ablagerungen.

3. Zusammenfassende Bemerkungen und Ausblick

1. Die primär tektonische Anlage der Berner Oberland Täler (Aare-, Kander- und Simmental) ist im Inneren des Alpenkörpers bis hinaus in die subalpine Molasse nachgewiesen. Im inneralpinen Bereich der Tal- bzw. Felsbeckenfolge ist anzunehmen, daß neben der glazialen Tiefenerosion subrezente und rezente Krustenbewegungen an der Genese übertiefer Talabschnitte wesentlich beteiligt sind, wie das ECKARDT (1957) für das Becken von Andermatt gezeigt hat.

2. Im Berner Querschnitt des schweizerischen Mittellandes lassen sich zwei nahezu senkrecht zueinander verlaufende Felsbeckenfolgen voneinander unterscheiden:

- die Beckenfolgen der Oberlandtäler mit der Konfluenz nördlich Thun und dem nördlichen Abschluß im Becken von Belp = im Bereiche der eiszeitlichen, vereinigten Oberländergletscher gelegen
- der seeländische Trog (mit der bei Grenchen tributären Jurasüdfußrinne) und dem Becken im Unteren Emmental. Dazu gehören auch kleinere übertiefte Becken im Molassehügelland nördlich von Bern = im Bereiche des eiszeitlichen Rhonegletschers gelegen.

Eine Basisverbindung (als Erosionsrinne) zwischen den beiden übertieften Bereichen ist bis jetzt nicht nachgewiesen worden. Im Gegensatz dazu steht der heutige Lauf der Aare.

3. In der Bohrung Marzili (B1, Abb. 3) ist in großer Tiefe artesisches Wasser erbohrt worden, dessen Alter am Physikalischen Institut der Universität Bern, unter der Leitung von Herrn Prof. OESCHGER (1977) mit 5000 ^{14}C -Jahren bestimmt worden ist. Der Nachweis von fossilem, gefangenem Wasser im Becken von Belp kann nicht als Beweis für das Fehlen eines basalen Ausflusses, zumindest aber als Hinweis gelten.

Damit in Übereinstimmung steht eine Angabe von KELLERHALS (1977), wonach kleinere Erosionsrinnen in der Molasse in der Umgebung von Bern ein Gefälle zum Becken von Belp hin aufweisen.

4. Die Datierung der maximalen Ausräumung hängt im wesentlichen von der chronostratigraphischen Einstufung der Lockergesteine in den betrachteten Talabschnitten ab. Wenn wir mit WELTEN annehmen, daß sowohl in der Bohrung Schattholz als auch in der Kanderschlucht (dort offenbar im Hangenden der Grundmoräne im Hani, SCHLUECHTER 1973) „ältere interglaziale Bildungen“, also prae-Eem, möglicherweise vorhanden sind, dann wird die Ausräumung der tiefsten Rinne im Aaretal Bern—Thun als sicher praeriß-eiszeitlich (im klassischen Sinne) aufzufassen sein. Was sicher feststeht, ist, daß sowohl im Aaretal als auch im Seeland die eiszeitlichen, morphogenetischen Ereignisse seit mindestens der vorletzten Eiszeit im wesentlichen akkumulativ und nicht mehr nur erosiv gewirkt haben; zudem sind die Aufschüttungen in den übertieften Becken sicher mehrphasig erfolgt.

5. Die bis heute vorliegenden palyno- und klimastratigraphischen Daten weisen darauf hin, daß die oft sehr mächtigen Seeablagerungen (Seetone sensu lato) in den übertieften Becken aus den spätglazialen Zeiten stammen und in rascher Folge geschüttet worden sind. Jedenfalls ist das oft postulierte interglaziale Alter dieser Bildungen für die weitaus mächtigsten Abschnitte nicht bewiesen worden.

6. Ein Deutungsversuch der Ursache der Übertiefung im Seeland sollte zumindest als Möglichkeit das Mitwirken von Senkungsvorgängen, wie sie mit dem Landesnivellement (GUBLER 1976) nachgewiesen worden sind, gelten lassen. — Im Laufe der Monate November-Dezember 1977 sind im Grauholz (östlich von Bern) Sondierbohrungen für ein Vorprojekt der Schweiz. Bundesbahnen abgeteuft worden. Bei einer Bohrung sind bedeutende Bodengasaustritte (CO_2 , CH_4 ?) registriert worden. Nach den Forschungen der Tübinger Geologen Prof. Ernst und Mitarbeiter sind solche Gasaustritte an junge Störungszonen in der Molasse gebunden (MADER, briefl. Mitt. vom 2.3.1971). Diese Bohrung liegt genau auf der Linie Gurten — nördliche Begrenzung des Beckens von Belp—Grauholz, welche bisher immer als Erosionskante des Rhonegletschers erklärt worden ist.

Die Versuche einer genetischen Erklärung des Beckens von Belp erhalten somit konkrete, neue Aspekte. — Die Deutung der Entstehung des Beckens im Unteren Emmental muß noch offen bleiben, bis dessen Morphologie besser bekannt ist. Seine Ansprache als

glaziales Konfluenzbecken (? Aare- und Rhonegletscher/Emmengletscher während der größten Vergletscherung) ist vorläufig eine vernünftige Annahme.

7. Aus den Resultaten des Landesnivellements geht hervor (GUBLER 1976), daß das westliche Molassebecken (westlich von Aarburg) eine Senkungstendenz aufweist. In diesem Zusammenhang sei, ohne jegliche Deutung, folgende Gegenüberstellung erwähnt: in der Ostschweiz liegen die ältesten sicher pleistozänen Lockergesteine in Form der Deckenschotterkomplexe in gehobener morphostratigraphischer Position vor. Im Aaretalquerschnitt liegen die bisher ältesten nachgewiesenen eiszeitlichen Lockergesteine an der Basis der pleistozänen Abfolge (Schotter von Bümberg, Grundmoräne im Hani, SCHLUECHTER 1973), unter den vor- und letzteiszeitlichen Akkumulationen. Sowohl für die Schotter von Bümberg als auch für die Grundmoräne im Hani ist frühes vorletzteiszeitliches Alter (Riß im klassischen Sinne) als Mindestalter sicher, wesentlich höheres Alter wahrscheinlich (SCHLUECHTER 1973).

8. Eine Nachsymposiumsdiskussion in Rosenheim mit Herrn Dr. van Husen, Wien, hat den Gedanken aufkommen lassen, daß die Felsbecken in unseren Alpentälern und im Vorland ihre Anlage einer Gletscherzungenposition verdanken; dabei wäre der Gletscher über längere Zeiten in dieser Gleichgewichtslage geblieben und so wäre es zu einer Zungenbeckenbildung durch die gewöhnliche interne Fließ- und Erosionstätigkeit des Eises gekommen. Es wäre dies, bei bestimmter Gletscherausdehnung, eine in das Alpenvorland verlagerte Cirque-Bildung.

9. Wenn wir heute unser Wissen zusammenstellen über die Ursache der Bildung über tiefter Talabschnitte, dann sehen wir, daß wir viele wertvolle Daten zusammengetragen haben, um die Diskussionen der Jahrhundertwende in einem sachlicheren Licht zu sehen. Um aber das Wesen der Übertiefung voll zu erfassen, um den letzten Schritt aus diesem Fragenkreis hinaus gehen zu können, müssen wir weiterhin der alten Goldgräberlosung folgen: „Dig a little more!“

4. Verdankung

Herrn Prof. H. J. Lang, Vorsteher IGB-ETHZ, danke ich verbindlichst für sein stetes Interesse an meiner Arbeit im Quartär. — Herrn Prof. Dr. M. Welten, Bern, danke ich herzlich für seine Bereitschaft, unsere gemeinsamen wissenschaftlichen Probleme zu diskutieren. Herrn Prof. Dr. B. Frenzel, Stuttgart, und Herrn Prof. Dr. G. Furrer, Zürich, verdanke ich manche Anregung zu weiterer Forschungstätigkeit.

Es ist mir ein aufrichtiges Anliegen, folgenden Herren für das Überlassen von Grundlagenmaterial für die siedlungswasserwirtschaftliche Planung des Kantons Bern und für gemeinsame Diskussionen im Büro und im Feld zu danken: Herrn Dr. V. Blau, WEA, Bern; Herrn Dr. R. Gees, WEA, Bern; Herrn Dr. P. Kellerhals, Bern und Herrn Dr. B. Tröhler, Bern.

Herrn Dr. M. Sturm, EAWAG-ETHZ, danke ich für seine mannigfachen guten (Literatur-)Hinweise und Herrn Dr. D. van Husen, Wien, für seine anregenden Diskussionsbeiträge.

5. Schriftenverzeichnis

- ANTENEN, F. (1936): Geologie des Seelandes. — Biel (Heimatkundekommission).
- BECK, P. (1921): Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. — *Eclogae geol. Helv.*, **16/2**: 139–176; Basel.
- (1938): Bericht über die außerordentliche Frühjahrsversammlung der Schweiz. Geol. Ges. in Thun. — *Eclogae geol. Helv.*, **31/1**: 173–198; Basel.
- & RUTSCH, R. F. (1958): Geologischer Atlas der Schweiz, Erläuterungen zu Atlasblatt 21. — Bern (Kümmerly & Frey).

- BODMER, R., MATTER, A., SCHELLER, E. & STURM, M. (1973): Geologische, seismische und pollenanalytische Untersuchungen im Böödeli bei Interlaken. — Mitt. naturforsch. Ges. Bern, N.F., **30**: 51—62; Bern.
- ECKARDT, P. M. (1957): Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen. — Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, **C/73**, 96 S., Zürich.
- FINCKH, P. (1976): Wärmeflussmessungen in Randalpenseen. — Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F., 216 (ETH-Diss. Nr. 5787), 104 S.; Zürich.
- & KELTS, K. (1976): Geophysical investigation into the nature of preholocene sediments of Lake Zurich. — *Eclogae geol. Helv.*, **69/1**: 139—148; Basel.
- FRUEH, J. (1906): Über Form und GröÖe der Glazialerosion (L'érosion glaciaire et la topographie actuelle). — *Eclogae geol. Helv.*, **9**: 732—733; Basel.
- GOGARTEN, E. (1910): Über alpine Randseen und Erosionsterrassen, im besonderen des Linthtales. — *Peterm. geogr. Mitt., Erg.-heft No. 165*, 80 S.; Gotha.
- GUBLER, E. (1976): Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56**: 675—678; Zürich.
- HEIM, A. (1885): Handbuch der Gletscherkunde. Bibliothek Geographischer Handbücher. — Stuttgart (Engelhorn).
- (1919): Geologie der Schweiz; Band 1, Molasseland und Juragebirge. — Leipzig (Tauchnitz).
- HOFMANN, F. (1960): Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken. — *Ber. ü. d. Tätigkeit d. St. Gall. naturwiss. Ges.*, Bd. **76**, 1956/58: 49—76; St. Gallen.
- KELLERHALS, P. (1977): Einige Hinweise auf das Molasserelief nördlich und westlich von Bern. — *Schweiz. natf. Ges.*, Vortrag an der 157. Jahresversammlung in Bern, 6.—9. Oktober 1977.
- & TROEHLER, B. (1976): Grundlagen für die siedlungswasserwirtschaftliche Planung des Kantons Bern. Hydrogeologie Seeland, 149 S. — Bern (Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, WEA).
- LINIGER, H. (1966): Das plio-altpleistozäne Flußnetz der Nordschweiz. — *Regio Basiliensis*, **VII/2**: 158—177; Basel (Helbing & Lichtenhahn).
- (1967): Pliozän und Tektonik des Juragebirges. — *Eclogae geol. Helv.*, **60/2**: 407—490; Basel.
- MATTER, A., SUESSTRUNK, A. E., HINZ, K. & STURM, M. (1971): Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen im Thunersee. — *Eclogae geol. Helv.*, **64/3**: 505—520; Basel.
- , DESSOLIN, D., STURM, M. & SUESSTRUNK, A. E. (1973): Reflexionsseismische Untersuchungen im Brienzersee. — *Eclogae geol. Helv.*, **66/1**: 71—82; Basel.
- NUSSBAUM, F. (1927): Das Moosseetal, ein diluviales Fluß- und Gletschertal. — *Mitt. naturforsch. Ges. Bern a. d. Jahre 1926*: 122—169; Bern.
- OESCHGER, H. (1977): Isotopische Methoden der Quartärforschung. — *Schweiz. natf. Ges.*, Vortrag an der 157. Jahresversammlung in Bern, 6.—9. Oktober 1977.
- RUTSCH, R. F. (1958): Das Typusprofil des Helvétien. — *Eclogae geol. Helv.*, **51/1**: 107—118; Basel.
- SCHARDT, H.: Geographisches Lexikon der Schweiz. — Zitiert in ANTENEN, F. (1936).
- SCHLUECHTER, Ch. (1973): Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern (Stratigraphie, Paläontologie, Sedimentologie). — Diss. Univ. Bern, 307 S.; Bern. [Unveröff.].
- (1976): Die lithostratigraphische Gliederung der letzteiszeitlichen Ablagerungen zwischen Bern und dem Thunersee. In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“ vom 5.—13. 9. 1976 in den Südvogesen, im nördlichen Alpenvorland und in Tirol. — Stuttgart, Hohenheim.
- SCHWEIZERISCHE BAUZEITUNG (1908): Monatsausweise und Berichte über die Arbeiten am Lötschberg-tunnel. — **LII/5**: 66, **LII/6**: 81, **LII/8**: 110; Zürich.
- STAUB, R. (1938): Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. — *Eclogae geol. Helv.*, **31/2**: 239—258; Basel.
- STURM, M. & MATTER, A. (1972): Geologisch-sedimentologische Untersuchungen im Thuner- und Brienzersee. — *Jb. Thuner- u. Brienzersee*, 1972: 3—23; Interlaken.
- TROEHLER, B. (1977): Der seeländische Trog und seine quartäre Füllung. — *Schweiz. natf. Ges.*, Vortrag an der 157. Jahresversammlung in Bern, 6.—9. Oktober 1977.
- VERNET, J.-P., HORN, R., BADOUX, H. & SCOLARI, G. (1974): Etude structurale du Léman par sismique réflexion continue. — *Eclogae geol. Helv.*, **67/3**: 515—529; Basel.
- WELTEN, M. (1976): Das jüngere Quartär im nördlichen Alpenvorland der Schweiz auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen. In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“ vom 5.—13. 9. 1976 in den Südvogesen, im nördlichen Alpenvorland und in Tirol. — Stuttgart, Hohenheim.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	115—121 3 Abb.	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	-----------	-------------------	----------------------

Glaziale Übertiefung und postglaziale Talverschüttung im Etschtal im Raum von Trient (Italien)

GIULIO ANTONIO VENZO *)

Glacial erosion (overdeepening), valley, isobathe (quaternary basis), eustasy, upper pleistocene, borehole section, Trentino Alto Adige (Adige Valley).

Kurzfassung: Aus der Schichtfolge von vier Brunnenbohrungen, die im Etschtal im Raum von Trient zur Ausführung gelangten, geht hervor, daß hier nach Rückzug der Würmglazierscher im Stau der Schuttkegel von Seitentälern ein postglaziales Seebecken bestand.

Die Ergebnisse von geoelektrischen, an den Bohrungen geeichten Tiefensondierungen gestatten, zumindest in großen Zügen, die Rekonstruktion der Morphologie des Grundgebirges im Liegenden der postglazialen Talfüllung sowie die Ermittlung des Höchstbetrages der Taleintiefung; die Felssohle liegt in 267 m unter der jetzigen Talsohle (193 m ü. NN) d. h. 74 m unter dem gegenwärtigen Meeresspiegel.

Aus den stratigraphischen, sedimentologischen und geophysikalischen Befunden geht hervor, daß im Quartär, zumindest im Würm und im Postglazial, kausale Beziehungen zwischen den Meeresspiegelschwankungen und der geomorphologischen Entwicklung des Etschtales, auch im inneralpinen Bereich nördlich von Trient, bestanden.

[Sovraescavazione glaciale e riempimento postglaciale nella valle dell'Adige presso Trento (Italia)]

Riassunto: Le stratigrafie di quattro pozzi per acqua perforati meccanicamente nella valle dell'Adige nei dintorni di Trento, indicano l'esistenza, successiva al ritiro dei ghiacciai würmiani, di un bacino lacustre post glaciale determinato dagli sbarramenti di conoidi torrentizi di valli laterali.

Prospezioni geoelettriche, tarate sui sondaggi meccanici, hanno consentito di ricostruire, almeno nelle grandi linee, la morfologia del bed rock sotto i depositi postglaciali di fondovalle; e di accertare la profondità massima dell'incisione valliva a 267 m sotto la superficie topografica del talweg attuale (q. m 193), vale a dire 74 m al di sotto del livello attuale del mare.

I dati stratigrafici, sedimentologici e geofisici emersi dalle indagini suddette indicano che nel Quaternario, almeno nel Würm e nel post Würm vi furono relazioni di causa ed effetto tra oscillazioni del livello marino ed evoluzione geomorfologica della valle dell'Adige anche nel tratto alpino a nord di Trento.

[Glacial Overdeepening and Postglacial Uppilling in the Adige Valley in the Surroundings of Trento (Italy)]

Abstract: The stratigraphic series of four water wells drilled in the Adige River valley on the outskirts of Trento, show the existence, immediately subsequent to the drawing back of the würmian glaciation, of a post-glacial lacustrine basin, determined by the barrings caused by lateral alluvial cones.

Geoelectrical surveys, previously set on the borings, have made it possible to outline the morphology of the bed-rock under the post-würmian Pleistocene deposits; and to ascertain the maximum depth of the glacial channel found at 267 m under the topographic surface (h. 193), which means 74 m below the present sea level.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dott. G. A. Venzo, Ordinario di Geologia nell'Università degli Studi di Trieste, Piazza Europa, I 34127 Trieste.

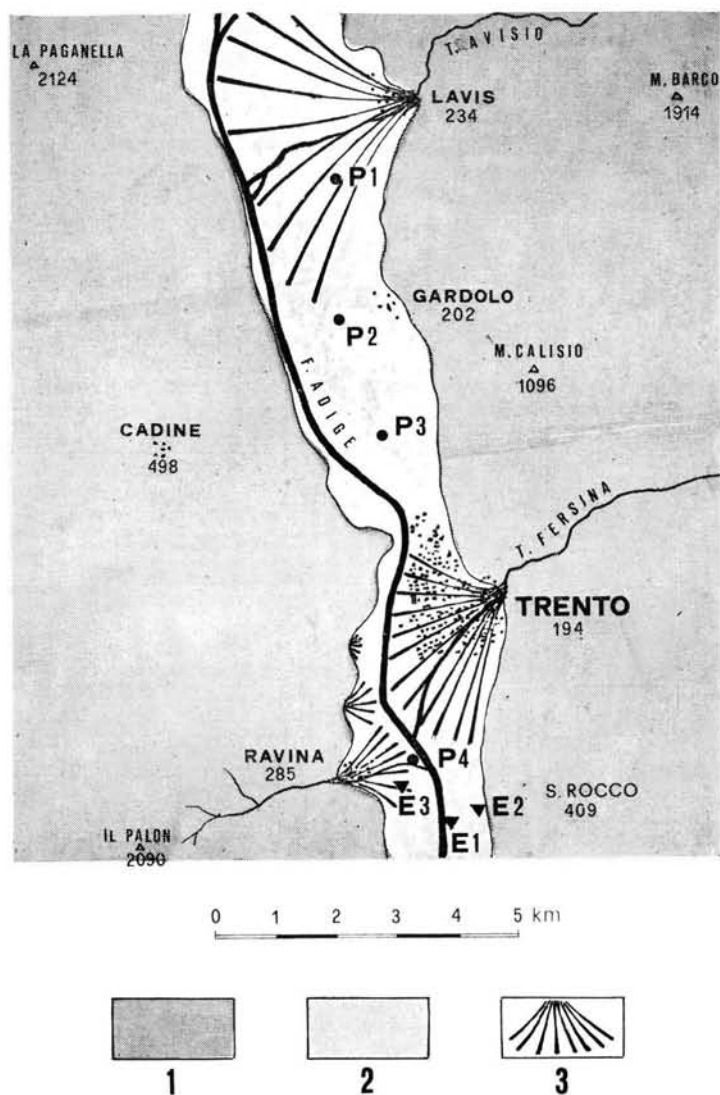


Abb. 1: Das Etschtal im Raum von Trient (1 = Präquartäre Ablagerungen; 2 = Postglaziale Talverschüttung; 3 = Schwemmkegel; P = Bohrbrunnen; E = Geoelektrische Meßpunkte).

The sedimentologic, stratigraphic and geophysical data arising from the aforesaid investigations, show that in the Pleistocene, at least in the Würm and in post-Würm, there have been relations of cause and effect between oscillations in sea level and geomorphological evolution of the Adige River valley, also in the north of Trento.

1. Einleitung

Mit vorliegendem Beitrag erhebt der Autor keineswegs den Anspruch, die zahlreichen Fragen zu klären, die mit der geomorphologischen Entwicklung des Etschtales im Quartär in Zusammenhang stehen und noch einer befriedigenden Antwort harren. Er beschränkt sich darauf, die Ergebnisse neuer Untersuchungen mitzuteilen und daran einige Deutungsversuche zu knüpfen, in der Absicht, einen, wenn auch nur bescheidenen Beitrag zur Kenntnis des bedeutendsten übertieften Tales der Alpensüdseite zu liefern.

2. Die postglaziale Talverschüttung

Im Jahre 1957 wurden in der Industriezone am nördlichen Stadtrand von Trient einige Brunnenbohrungen niedergebracht. Die tiefste (P3 der Abb. 1 und 2) mit Ansatzpunkt in 190 m ü. NN erreichte eine Teufe von 193 m, ohne auf die Felssohle des Tales zu stoßen. Ich hatte Gelegenheit, die Abteufung dieser bisher mit Abstand tiefsten Bohrung des gesamten Etschtales zu verfolgen, verfüge über Kerne und Schichtverzeichnis und habe die erschlossene Schichtfolge bereits vor Jahren einer vorwiegend sedimentpetrographischen Untersuchung unterzogen (G. A. VENZO 1957).

Zeitlich sowohl vor wie nach der erwähnten Tiefbohrung wurden im Etschtal zahlreiche weitere Brunnenbohrungen niedergebracht. Es handelt sich vorwiegend um Flachbohrungen oder um Bohrungen von beschränkter Teufe, über die meist keine oder nur unzuverlässige Unterlagen verfügbar sind. Nur einige dieser Bohrungen, wie P1, P2, P3 und P4 (vgl. Abb. 2) erwiesen sich immerhin auf Grund der verhältnismäßig bedeutenden Länge und der durchteuften Schichtserie als ausreichend aufschlußreich, so daß ihre Ergebnisse zur Rekonstruktion der Schlußphasen der Talverschüttung mit herangezogen werden konnten.

Die vier vorliegend berücksichtigten Bohrungen haben nachstehende Schichtfolgen erschlossen:

Bohrung P1 (Höhenlage des Ansatzpunktes 200 m ü. NN)

0,00—55,00 m (größte erreichte Teufe): sehr grobkörnige steinig-kiesige, schwach sandige, vorwiegend aus Porphyrykomponenten bestehende Alluvionen mit vereinzelt schwächtigen Sandlagen.

Bohrung P2 (Höhenlage des Ansatzpunktes 195 m ü. NN)

0,00—7,30 m: schluffiger Sand mit Torf; 7,30—13,30 m: sandiger Kies mit spärlichen Einlagerungen von Fein- und Mittelsand; 13,30—23,80 m: schluffiger Ton mit Torf; 23,80—37,00 m (größte Teufe): sandiger Kies.

Bohrung P3 (Höhenlage des Ansatzpunktes 190 m ü. NN)

0,00—7,30 m: sandiger, quarz- und glimmerhaltiger Schluff; 7,30—13,40 m: polymiktischer sandiger Kies (Porphyry-, Kristallin-, Kalk- und Dolomitgerölle); 13,40—15,40 m: toniger, stark glimmerhaltiger Schluff; 15,40—50,00 m: Sand mit Torflagen; 50,00 bis 99,00 m: toniger Schluff; 99,00—103,00 m: gleichförmiger Feinschotter aus schwach gerundeten, vorwiegenden Kristallingeröllen; 103,00—193,00 m (größte Teufe): toniger Schluff, entsprechend jenem in 50,00—99,00 m Tiefe.

Bohrung P4 (Höhenlage des Ansatzpunktes 190 m ü.b. NN)

0,00—31,00 m: grobkörnige steinig-kiesige Alluvionen; 31,00—35,00 m: sandiger Kies mit spärlichen sandig-schluffigen Lagen; 35,00—50,00 m (größte Teufe): sandiger Kies.

Die Bohrungen P1 und P4 liegen auf Schwemmkegeln, die Bohrung P2 am Rande des durch die Bohrung P1 erschlossenen Kegels, die Bohrung P3 zwischen dem großen, vom Wildbach Avisio aufgeschütteten Kegel von Lavis im Norden und den Kegeln des Wildbaches Fersina bzw. von Ravina im Süden, auf denen sich die Stadt Trient erhebt (vgl. Abb. 1).

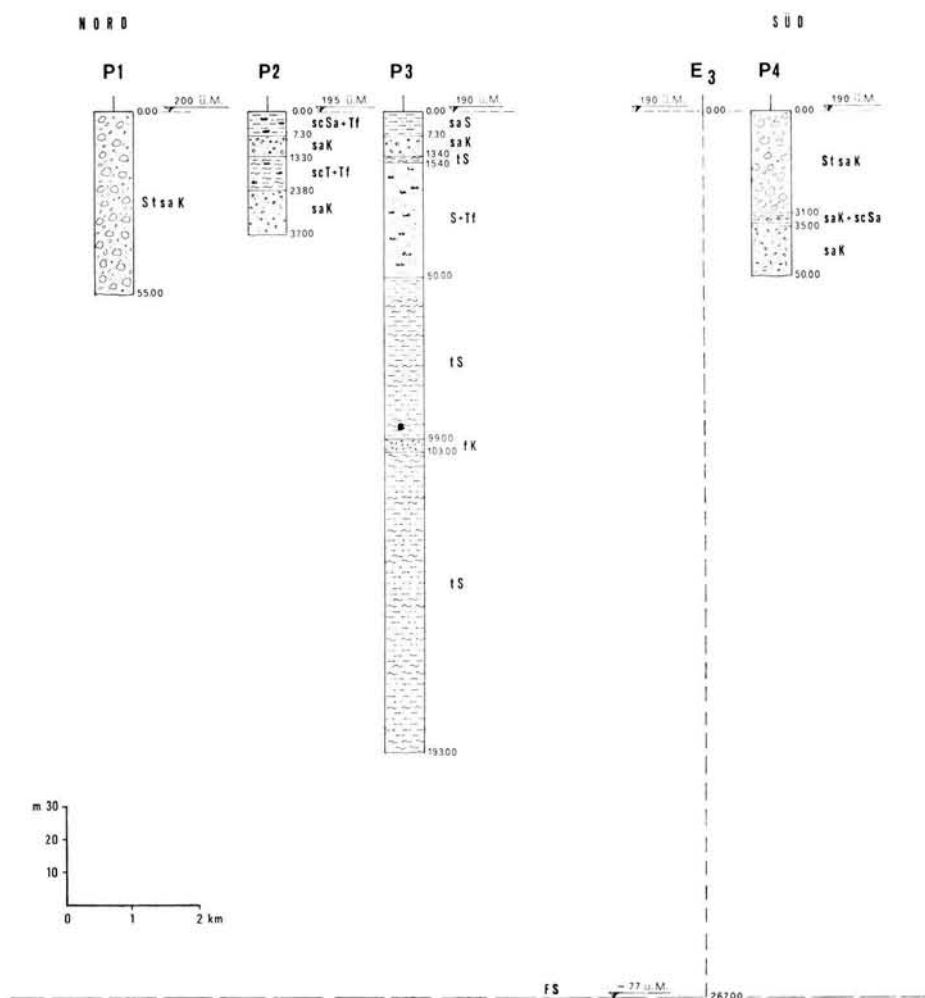


Abb. 2: Schichtfolge und Lage der vier Brunnenbohrungen P₁, P₂, P₃, P₄ und des E₃ geoelektrischen Meßpunktes im Raum von Trient (StsaK = Steine und sandiger Kies; saK = sandiger Kies; fK = Feinkies; Sa = Sand; scSa = schluffiger Sand; saS = sandiger Schluff; tS = toniger Schluff; scT = schluffiger Ton; Tf = Torf; FS = Felssohle).

Die Bohrungen P1 und P4 haben Schichtfolgen erschlossen, die sich in sedimentpetrographischer Hinsicht und auf Grund der Körnung als Wildbachablagerungen erweisen (Steine, Grobkies, untergeordnet Sand). Es folgt daraus, daß die Aufschüttung des Tales abschnittsweise Schwemmkegeln von Wildbächen zuzuschreiben ist. Dies trifft mit Sicherheit für die der erbohrten Schichtmächtigkeit entsprechenden Schlußphase der Talentwicklung zu; doch ist anzunehmen, daß Kegelbildungen bereits zu Beginn der letzten Nach-eiszeit einsetzten.

Die Bohrung P2 hat, in Übereinstimmung mit ihrer Lage am Südrand des Kegels von Lavis, eine mehrfach verzahnte Folge von Schwemmkegel- (sandiger Kies) und Seeablagerungen (schluffiger Ton mit Torf) erschlossen.

Wesentlich aufschlußreicher, auch wegen der bedeutenderen Teufe, ist die Bohrung P3.

Die Schichtfolge besteht in tieferen Anteilen aus typischen See-Ablagerungen (toniger Schluff), in höheren aus Flußablagerungen (sandiger Kies). Den allmählichen Übergang bildet Feinsand mit Torflagen. Der 143 m mächtigen einförmigen tonigen Schluff-Folge ist nur in 99 bis 103 m Tiefe kantiger Feinkies eingelagert²⁾.

Da weder Moränen noch andere Ablagerungen durchteuft wurden, die auf eine Unterbrechung des fluviatil-limnischen Sedimentationszyklus hinweisen würden, darf angenommen werden, daß die gesamte erschlossene Schichtfolge dem Postglazial angehört.

Auch die Bohrung P3 hat die felsige Talsohle nicht erreicht; es ist daher nicht bekannt, ob die Seesedimente unmittelbar dem Grundgebirge auflagern oder ob, was näherliegend erscheint, auf der Felssohle, d. h. zwischen ihr und der erbohrten fluviatil-limnischen Folge, Moränenabsätze erhalten sind.

3. Die Übertiefung des Tales

Mit finanzieller Unterstützung des Consiglio Nazionale delle Ricerche veranlaßte ich im Jahre 1976 die Durchführung geophysikalischer Untersuchungen, und zwar geoelektrischer Messungen, im Raum unmittelbar nördlich und südlich von Trient. Zweck der Sondierungen war die Ermittlung des Verlaufes der durch Lockergesteine verschütteten Felssohle sowie des Betrages der Übertiefung des Tales. Diese muß nach den Ergebnissen einer Bohrung, der P3, die das Grundgebirge nicht erreicht hat, sicherlich unter den gegenwärtigen Meeresspiegel hinabreichen (vgl. Abb. 2).

Nur im Süden der Stadt gelang im Bereich der Meßstellen E1, E2 und E3 (vgl. Abb. 1) der Nachweis des Felsuntergrundes. Er unterscheidet sich durch wesentlich höheren Widerstand von der quartären Überlagerung, deren Mächtigkeit sich daher mit befriedigender Genauigkeit wie folgt feststellen ließ: E1 = 198 m, E2 = 105 m, E3 = 267 m.

Die geophysikalischen Untersuchungen haben weiterhin aber auch die Rekonstruktion der Felssohle ermöglicht (vgl. Abb. 3). Wenngleich die Lage derselben nur annäherungsweise ermittelt werden konnte, kommt der Rekonstruktion doch beachtliches Interesse zu, da ihr zu entnehmen ist, daß die Übertiefung sicherlich den Betrag von 74 m gegenüber dem heutigen Spiegel des Adriatischen Meeres erreicht hat¹⁾.

²⁾ Dieser Feinkies zeichnet sich durch hohe Gleichförmigkeit aus ($U = 2,2$) und besteht aus kaum gerundeten Komponenten unter denen kristalline Gesteine weitaus vorwiegen. Meiner Meinung nach entstammt der Feinkies nahegelegenen Moränenablagerungen und gelangte durch subaquatische Rutschungen in das Seebecken (VENZO 1957).

¹⁾ Abb. 2 gibt die Lage der Felssohle nur angenähert wieder, da die im Bereich des Meßpunktes E 3 ermittelte Tiefe nicht unbedingt die absolut größte ist.

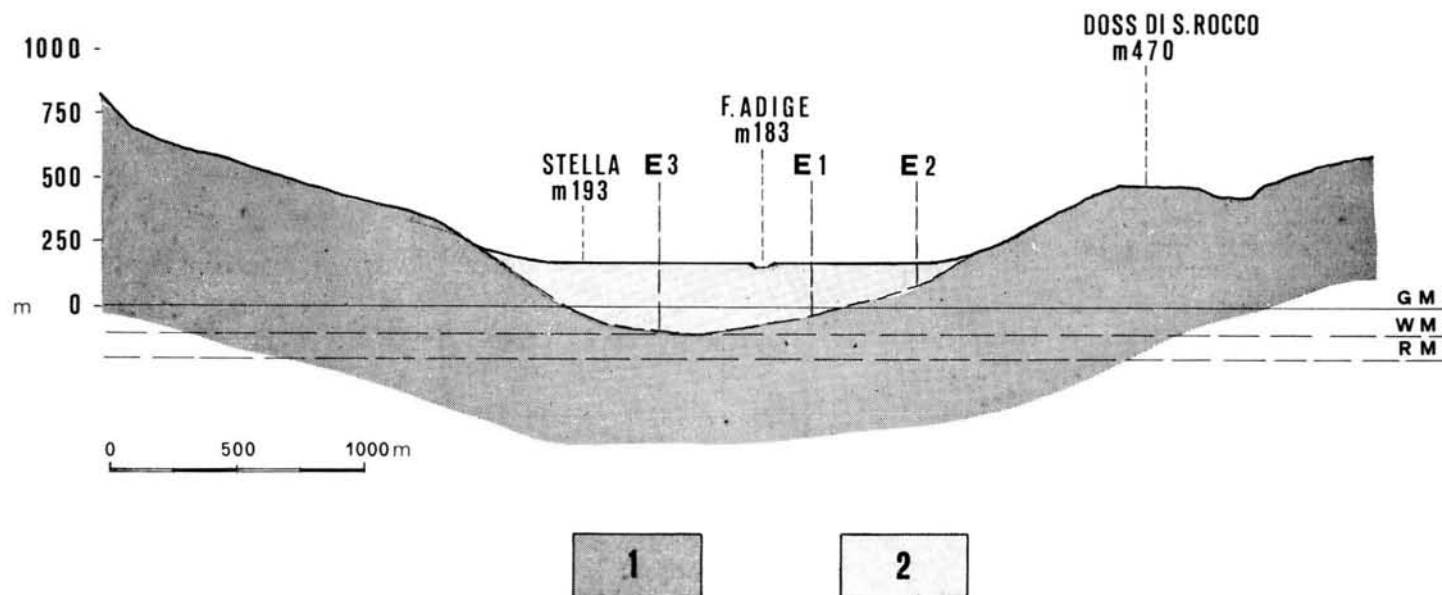


Abb. 3: Rekonstruktion des Verlaufes der Felssohle des Etschtales bei Trient nach den Ergebnissen der geoelektrischen Sondierungen (1 = Präquartäre Ablagerungen; 2 = Postglaziale Talverschüttung; E = Geoelektrische Meßpunkte; GM = Gegenwärtiger Meeresspiegel; WM = Würm-Kataglazialer Meeresspiegel; RM = Riß-Kataglazialer Meeresspiegel).

4. Die postglaziale geomorphologische Entwicklung

An die in den vorhergehenden Abschnitten dargelegten Ergebnisse der Brunnenbohrungen und der geophysikalischen Untersuchungen lassen sich einige Deutungsversuche und Hypothesen betreffend die morphologische Entwicklung des Tales zur Zeit der postglazialen Verschüttung knüpfen³⁾.

Außer der Tektonik ist meiner Meinung nach die morphologische Entwicklung im wesentlichen das Ergebnis zweier zusammenwirkender Faktoren, nämlich der intensiven Erosion der Wildbäche in den Seitentälern und des gleichzeitigen allmählichen Anstieges des Meeresspiegels.

Sicherlich mündeten beim Rückzug der Würmgletscher die von den Wildbächen Avisio und Fersina durchflossenen Seitentäler sowie der Graben von Ravina als Hängetäler hoch über der stark übertieften, eben erst eisfrei gewordenen Furche des Etschtales aus. Es ist anzunehmen, daß damals die Zuflüsse der Etsch eine intensive erosive Tätigkeit zu entfalten begannen, mit dem Bestreben, daß Gefälle zwischen den Mündungsstufen und ihrer Erosionsbasis, nämlich des Etschtales, auszugleichen. So gelangten an der Mündung der Seitentäler Wildbachkegel zur Ablagerung, die durch ihre Stauwirkung zur Bildung zwischengeschalteter Seebecken Anlaß gaben. Diese müssen langen Bestand gehabt haben, wie die bedeutende Mächtigkeit der schluffig-tonigen Sedimentfolge bezeugt, die die Bohrung P3 erschlossen hat.

Die starke glaziale Übertiefung des Etschtales steht meiner Meinung nach mit der Absenkung des Spiegels des Adriatischen Meeres in ursächlichem Zusammenhang, das seit jeher dessen Erosionsbasis darstellt. Die Spiegelsenkung betrug am Höhepunkt des Würm-Anaglazials, vor 17.000 bis 18.000 Jahren (FAIRBRIDGE 1960), maximal etwa 100 m (nach einigen Autoren sogar 130 m) gegenüber dem heutigen Stand⁴⁾.

Daher ist anzunehmen, daß die nacheiszeitliche Talverschüttung, neben der Stauwirkung der Schwemmkegel der Seitenbäche, auch dem gleichzeitigen Spiegelanstieg des Adriatischen Meeres zuzuschreiben ist. Der Spiegelanstieg erfolgte allmählich und verhältnismäßig rasch, obschon nicht gleichmäßig, so daß die gegenwärtige Küstenlinie bereits vor etwa 6.000 Jahren erreicht war⁵⁾.

Man darf demnach wohl behaupten, daß die quartären Meeresspiegelschwankungen, zumindest im Würm- und im Postglazial, unmittelbar die morphologische Entwicklung des Etschtales, auch im inneralpinen Anteil nördlich von Trient, beeinflußt haben.

5. Schriftenverzeichnis

- FAIRBRIDGE, R. W. (1960): The Changing Level of the Sea. — Scientific American, **202**, 5: 70—79; San Francisco.
- VENZO, G. A. (1957): Ricerche sulla serie lacustre e fluviale attraversata da pozzi trivellati nella zona di Trento. — Giornale di Geologia, **26**: 1—16; Bologna.

3) Die Mächtigkeit der Talverschüttung betrüge im Raume von Trient 267 m unter der allerdings wenig wahrscheinlichen Annahme des Fehlens jeglicher Grundmoränenablagerung.

4) Eine noch bedeutendere Absenkung des Meeresspiegels als im Würm war im Riß-Glazial mit —200 m gegenüber dem heutigen Stand zu verzeichnen.

5) Trotz nicht unbedeutender positiver wie negativer Schwankungen behielt das Meer seither im großen seine Spiegellage bei.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	123—133 7 fig.	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	-----------	-------------------	----------------------

Les ressources en eau liées aux surcreusements glaciaires dans les Alpes Françaises

JEAN-CLAUDE FOURNEAUX *)

Water resources, glacial erosion (overdeepening), channel, valley, Isère (Drac plain),
Savoie (lower Arve).

Résumé : Dans toutes les grandes vallées des Alpes françaises l'existence de surcreusements a été mise en évidence depuis longtemps. L'érosion glaciaire a façonné des ombilics surcreusés et a imprimé dans les formations sur lesquelles elle a agi, des sillons plus ou moins profonds.

Le remplissage des ombilics surcreusés est constitué, en grande partie, par des sédiments lacustres fins, mais aussi par des formations plus grossières qui peuvent constituer des aquifères importants.

L'ampleur du phénomène de surcreusement est considérable et, dans certaines vallées, l'épaisseur du remplissage alluvial dépasse 400 m.

Les exemples de la plaine du Drac, au Sud de Grenoble, et de la basse vallée de l'Arve, en Haute-Savoie, illustrent l'intérêt offert par les aquifères que l'on peut rencontrer dans les vallées surcreusées. Les conditions d'alimentation sont, le plus souvent, très favorables mais les zones exploitables ne sont pas facilement détectées par une simple étude géologique.

[Wasservorräte im Zusammenhang mit den glazialen Übertiefungen in den französischen Alpen]

Kurzfassung : In allen großen Tälern der französischen Alpen ist die Existenz von Übertiefungen schon seit langem bewiesen worden. Die Glazialerosion hat übertiefte Ombilics gebildet und in den Schichtungen, auf die sie eingewirkt hat, mehr oder weniger tiefe Rinnen geprägt.

Die Anfüllung der übertiefen Ombilics besteht größtenteils aus feinen Seesedimenten aber auch aus gröberen Schichtungen, welche wichtige Wasserlager darstellen können.

Das Ausmaß der Vertiefungserscheinung ist bedeutend, und in manchen Tälern überschreitet die Stärke der alluvialen Anfüllung 400 m.

Die Beispiele der Dracebene im Süden von Grenoble und des unteren Arvetals in Hoch-Savoyen unterstreichen die Wichtigkeit der wasserhaltigen Schichten, die man in den übertiefen Tälern antreffen kann. Die Versorgungsbedingungen sind meistens sehr günstig; die nutzbaren Gebiete können jedoch durch eine einfache geologische Untersuchung nicht immer ausfindig gemacht werden.

[Water Resources in Connection with Glacial Overdeepening in the French Alps]

Abstract : Since a long time, the glacial valleys geology is known, in the french Alps. The morphology of these excavated valleys is characterised by the presence of furrows and ridges aligned parallel to the axe of the valley.

The excavated valleys are often filled up by fine lacustral deposits, but at times they may have thick alluvial deposits in which one can possibly find important water resources.

Under-cutting of the valleys is so important that the infillings can have at times 400 m of thickness.

The Drac plain, in the South of Grenoble, and the lower Arve valley are the good examples of this type of aquifer.

The alimentation conditions are quite favorable, but the workable areas are often difficult to find by a simple geological study.

*) Adress de l'auteur: Dr. J.-C. Fourniaux, Maître-Assistant à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble — Institut Dolomieu — Géologie et Minéralogie, Rue Maurice Gignoux, 38031 - Grenoble - Cedex.

Dans toutes les vallées importantes des Alpes françaises, l'analyse du remplissage alluvial montre l'existence de sédiments très épais traduisant des comblements après d'importants surcreusements. Ceux-ci sont l'oeuvre des glaciers, qui, à plusieurs reprises au cours du Quaternaire, sont descendus des massifs et se sont avancés très loin dans les vallées.

Le surcreusement est une manifestation peut-être peu spectaculaire mais très importante de l'érosion glaciaire. En effet, l'épaisseur des sédiments récents peut dépasser plusieurs centaines de mètres dans certaines vallées.

Lorsque la nature de ces sédiments s'y prête, il peut y avoir là des aquifères très intéressants dont l'alimentation est en général bien assurée.

Mais le surcreusement d'une vallée n'est ni régulier ni continu; il varie de façon plus ou moins brusque tant selon un profil transversal que selon un profil longitudinal.

Morphologie du surcreusement

Les formes et l'importance du surcreusement ne sont pas connues dans toutes les vallées des Alpes françaises. Mais dans la vallée de l'Isère des sondages mécaniques et des prospections géophysiques en grand nombre permettent une analyse assez complète de la nature et de la géométrie du remplissage alluvial, ainsi que de la morphologie du surcreusement.

Le remplissage est constitué, à la base, par des moraines relativement minces et discontinues attribuées au Riss, puis par un épais niveau d'argiles lacustres représentant l'Eémien, un nouveau niveau morainique lui aussi peu épais et discontinu, daté du Würm II puis une séquence sableuse lacustre déposée à l'inter-stade Würm II/III et enfin des alluvions modernes. Sur les flancs de la vallée un troisième niveau morainique existe au-dessus des sables lacustres. La coupe de la figure montre la forme des surfaces qui séparent ces différentes séquences. Trois surfaces d'érosion glaciaire sont bien individualisées et elles présentent toutes les trois des ondulations dont les amplitudes peuvent dépasser 30 et même 50 m. De telles ondulations se retrouvent dans toute la vallée de l'Isère et pratiquement partout où l'influence de l'érosion glaciaire a pu être mise en évidence aussi bien dans les grandes vallées où l'épaisseur de la glace dépassait 1000 m que dans les hautes vallées et même sous les glaciers actuels.

Il s'agit, vu en coupe transversale, de sillons s'allongeant parallèlement à l'axe de la vallée. Certains sont entièrement fossilisés sous les dépôts plus récents d'autres sont visibles sur les flancs des vallées (fig. 1).

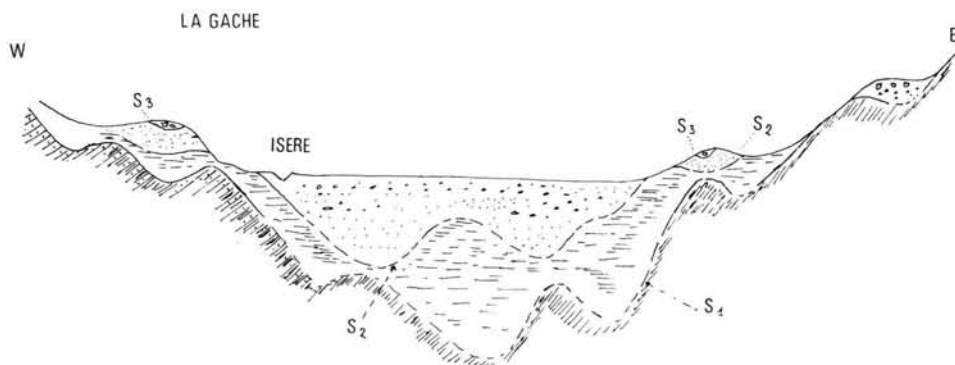


Fig. 1: Coupe transversale de la vallée de l'Isère au niveau de La Gache. S_1 = surface d'érosion du Riss; S_2 = surface d'érosion du Würm II; S_3 = surface d'érosion du Würm III.

Selon un profil longitudinal des ondulations existent aussi. Une vallée glaciaire est une succession d'ombilics et de verrous. Ceux-ci peuvent être visibles ou fossilisés.

Cette morphologie des vallées glaciaires est connue depuis plus longtemps mais ce qu'il l'est moins, c'est la forme de ces ombilics. Dans la plupart des cas, la valeur du surcreusement augmente lentement de l'amont vers l'aval pour diminuer brutalement au niveau du verrou.

Le grand ombilic de Grenoble qui s'étend depuis Cevins en amont d'Albertville jusqu'à Rovon à l'aval de Tullins soit sur plus de 150 km de long, en recoupant ou longeant plusieurs unités structurales des Alpes, peut se subdiviser en 7 ombilics élémentaires séparés par des verrous peu ou pas visibles (fig. 2).

La genèse des ombilics est plus facile à saisir que celle des sillons. En effet, un obstacle résistant à l'érosion entraîne une augmentation de l'épaisseur de la glace en amont et donc un approfondissement. Vers l'aval, au contraire, la glace a tendance à décoller et son épaisseur est moindre, donc la force érosive est moins forte.

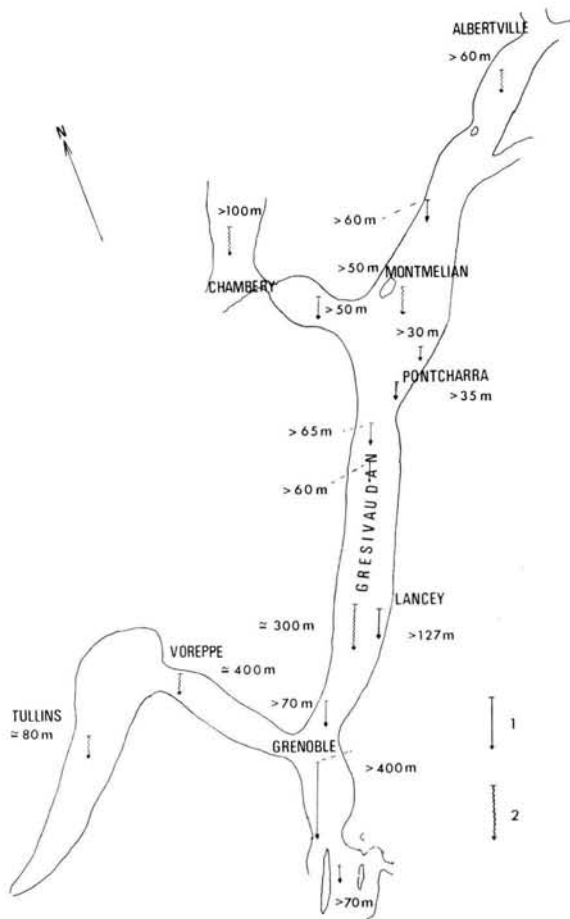


Figure 2: Le surcreusement de la vallée de l'Isère. 1 = sondage mécanique; 2 = sondage électrique.

La genèse des sillons est liée à l'existence des torrents sous-glaciaires. L'eau qui s'écoule sous le glacier se concentre dans les points bas et creuse un chenal. Mais par suite des mouvements du glacier, ce chenal peut se boucher et l'eau doit trouver un nouveau cheminement. Le glacier occupe alors le chenal abandonné par l'eau, l'élargit et l'approfondit.

De plus, à partir du moment où les chenaux existent, la dynamique du glacier va tendre à les conserver. Au contact d'une crête la glace a plus tendance à décoller et sa force érosive est plus faible, alors qu'elle augmente dans le chenal.

Il ne faut pas, non plus, négliger le rôle des versants. Plus celui-ci sera résistant, plus le sillon sera profond, et inversement lorsque la vallée s'élargit les crêtes s'abaissent.

L'importance de cette morphologie imprimée par l'érosion glaciaire qu'elle soit fossilisée ou non, est très grande lors de l'évaluation des ressources en eau. Deux sondages voisins peuvent atteindre la base de la formation aquifère, c'est-à-dire la surface d'érosion glaciaire à des cotes très différentes sur un même profil transversal.

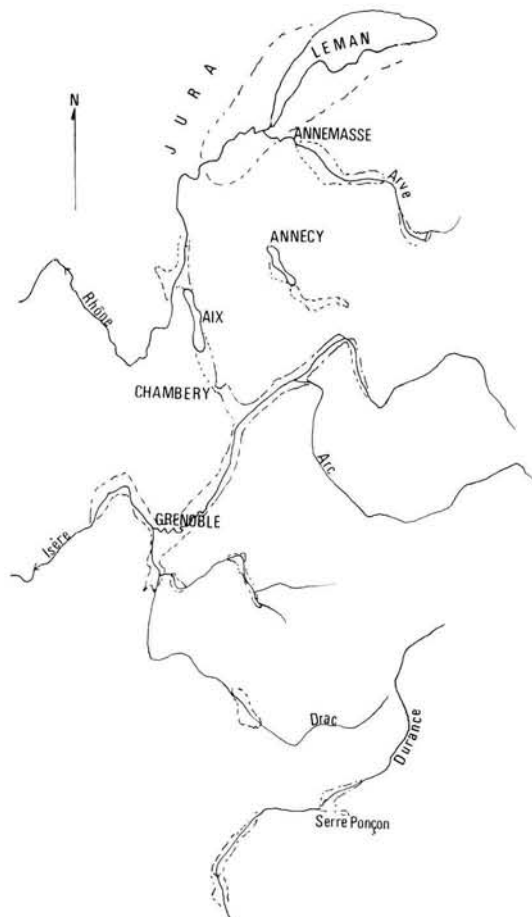


Figure 3: Les zones surcreusées des principales vallées des Alpes françaises.

Cette image des vallées façonnées par l'érosion glaciaire est assez éloignée de la vallée en U décrite comme preuve du passage des glaciers; la vallée à fond plat, à partir de laquelle a été définie la notion de vallée en U n'est que le résultat du remblaiement des ombilics surcreusés par des apports fluviaux ou lacustres. Ce remplissage masque évidemment la surface d'érosion glaciaire et, de ce fait, les ondulations qui sont la vraie marque de ce type d'érosion.

L'importance du surcreusement

L'importance d'un surcreusement se mesure par rapport à la surface topographique actuelle; elle correspond donc à l'épaisseur du remplissage alluvial. Pas plus que la forme exacte, elle ne peut être connue avec précision. Elle a pu varier au cours des différentes glaciations. Dans les Alpes françaises, le maximum de surcreusement est l'oeuvre des glaciers rissiens (FOURNEAUX 1976).

Les éléments connus concernant les surcreusements des différentes vallées ne sont pas nombreux sauf dans certaines zones qui, pour une raison ou une autre, ont fait l'objet de recherches plus poussées.

Du Nord vers le Sud, la première vallée qui offre des exemples de surcreusements conséquents est celle de l'Arve. L'épaisseur du remplissage alluvial dépasse cent mètres en aval de Bonneville. La remontée du substratum se fait un peu au Sud d'Annemasse où de très beaux sillons ont été mis en évidence au travers d'un verrou fossil. Nous verrons plus loin que des volumes d'eau considérables sont pompés dans ces sillons.

En amont de Bonneville plusieurs ombilics contiennent eux aussi des remplissages alluviaux dont l'épaisseur dépasse cent mètres mais les informations précises sont absentes.

Le lac d'Annecy et la Cluse qui le prolonge vers le Sud-Est constituent aussi un très bel exemple de vallée surcreusée par le passage des glaciers. Le surcreusement maximum correspond à la zone du petit lac mais le comblement est déjà très avancé. Il n'est pas possible de fixer une valeur même approximative de la valeur atteinte par le surcreusement dans les différents ombilics élémentaires qui constituent la Cluse d'Annecy. Mais il s'agit ici d'une zone d'affrontement entre une langue glaciaire issue du glacier de l'Arve et les glaciers du Beaufortin. Dans un tel cas le surcreusement est toujours moins marqué.

Il en est de même dans la cluse de Chambéry. Les valeurs maximales de surcreusement se trouve au niveau du lac du Bourget alors qu'à Chambéry, même le substratum affleure car c'est là que se faisait la rencontre entre les langues des glaciers du Rhône et de l'Isère. Vers le lac du Bourget, le substratum s'enfonce rapidement et le remplissage alluvial atteint probablement 200 m d'épaisseur. Dans la cluse, la couche de sédiments récents dépasse 70 m sans qu'il soit possible d'en dire plus.

Dans la vallée de l'Isère le surcreusement maximum dû aux glaciers rissiens est mal connu; mais il atteint des valeurs très élevées. Il est de l'ordre de 400 m à Voreppe selon une prospection géophysique. Sous la ville de Grenoble un sondage a traversé 400 m d'alluvions récentes sans atteindre le substratum (GIGNOUX & MORET 1952). Toujours d'après la géophysique, il serait vers 350 m à Lancey dans le Grésivaudan. Il est encore de plus de 100 m dans la plaine de Montmélian et en aval d'Albertville.

Plus au Sud, dans la vallée de la Durance, des surcreusements importants ont été découverts lors des travaux de reconnaissance du barrage de Serre-Ponçon. L'épaisseur des alluvions sous le site du barrage atteint 120 m dont 50 dans un canyon très étroit (BARBIER & GIGNOUX 1955).

Il existe aussi un ombilic très développé au Nord de Sisteron mais l'importance du remplissage alluvial n'est pas connue avec précision. L'exploitation des eaux souterraines

se fait uniquement dans la tranche supérieure où l'on rencontre de très fortes perméabilités au sein des alluvions modernes et il n'a jamais été réalisés de travaux pour reconnaître l'importance exacte des aquifères.

Si la surface d'érosion imprimée par les glaciers rissiens est mal connue, il n'en est pas de même de celle des glaciers du Würm. Elle a, dans toute la vallée de l'Isère, était creusée dans des argiles lacustres.

De ce fait, elle s'identifie aisément aussi bien en sondage qu'en géophysique. Les valeurs du surcreusement sont beaucoup plus faibles qu'au Riss. L'épaisseur des dépôts récents dépasse rarement 60 m au-dessus du toit des argiles lacustres. Les sillons évoqués plus haut se retrouvent partout avec des profondeurs de 10 à 30 m et des largeurs de 150 à 200 m.

On peut se demander pourquoi les glaciers du Würm II ont beaucoup moins approfondi les vallées, et en particulier celle de l'Isère, que ceux du Riss. Cela ne tient pas à la moindre épaisseur des glaces qui ont dépassé 1200 m à Grenoble mais très probablement au rôle des argiles lacustres qui ont constitué un tapis très lubrifiant. Elles représentent une masse beaucoup plus homogène que les autres formations géologiques de la région et ne se délitent pas lorsqu'elles sont humides. Il n'y a ni fissuration ni point de faiblesse. La structure même des argiles s'oppose à l'érosion par arrachement. Seules les eaux des torrents sous-glaciaires entaillent les argiles mais les gorges qu'elles peuvent y creuser se referment rapidement lorsque les torrents changent de lit.

Les glaciers du Würm III se sont avancés beaucoup moins loin que leur prédécesseur. Il n'est pas possible de mettre en évidence des surcreusements dont ils seraient responsables, bien que la surface d'érosion liée cet épisode glaciaire soit bien visible en certains points (FOURNEAUX 1976).

Le remplissage des surcreusements

L'analyse du remplissage alluvial montre la superposition de sédiments liés, pour la plupart aux épisodes interglaciaires, en raison justement du phénomène de surcreusement. Après le retrait des glaces, les vallées très approfondies sont occupées par des lacs. De tels lacs subsistent d'ailleurs en plusieurs endroits dans les Alpes.

Les phases glaciaires correspondent à des périodes d'érosion alors que les phases interglaciaires ou interstadias correspondent à des périodes de sédimentation.

Les sédiments les plus anciens connus dans le remplissage des grandes vallées des Alpes françaises ont des moraines attribuées au Riss. Elles sont toujours peu épaisses, discontinues et souvent très indurées. Elles ne peuvent pas constituer des aquifères intéressants car elles sont très difficiles à localiser depuis la surface.

Après le retrait des glaciers du Riss, de vastes lacs ont occupés les principales vallées et y sont restés pendant une période de plus de 70 000 ans (FOURNEAUX 1976). La sédimentation pendant toute cette période, est essentiellement argileuse. Ce sont ces argiles qui ont résisté à l'érosion lors du retour des glaces au Würm II.

Ces formations n'offrent pas de possibilités pour l'exploitation des eaux souterraines sauf là où existaient des cônes de déjection. La sédimentation argileuse fait alors place à des dépôts grossiers mais ceux-ci sont très difficile à séparer des formations identiques plus récentes.

Le stade glaciaire du Würm I ne s'est traduit, dans les Alpes françaises que par un net refroidissement et un changement de sédimentation mais les glaces ne semblent pas avoir envahi les grandes vallées. Les dépôts attribués à cette période sont très rares et ne présentent aucun intérêt pour l'exploitation des eaux souterraines.

Lors de l'avancée des glaces, au Würm II, un nouvel épisode de surcreusement intervient. Les moraines laissées par ces glaciers, comme celles du Riss ne sont jamais continues. Il s'agit, le plus souvent, d'argiles à galets qui sont difficiles à différencier des argiles lacustres sous-jacentes en prospection géophysique.

Le remplissage de surcreusement au cours de l'interstade Würm II/III est lui beaucoup plus intéressant; il s'agit le plus souvent d'alluvions grossières ou de sables. Il est ainsi possible de trouver des aquifères de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur car le plus souvent ce remplissage passe en continuité vers le haut aux alluvions récentes déposées par les rivières actuelles.

Nous allons voir sur deux exemples les possibilités offertes par de tels aquifères.

La plaine du Drac

La plaine du Drac au Sud de Grenoble est une ancienne dépression d'origine glaciaire comblée par les alluvions du Drac déposées soit directement soit par l'intermédiaire d'un delta lacustre.

Les études géophysiques ont montré l'existence de plusieurs sillons parallèles séparés par des crêtes dont certaines sont entièrement masquées sous les dépôts plus récents (fig. 4). Ces crêtes sont elles-mêmes affectées d'ondulations longitudinales.

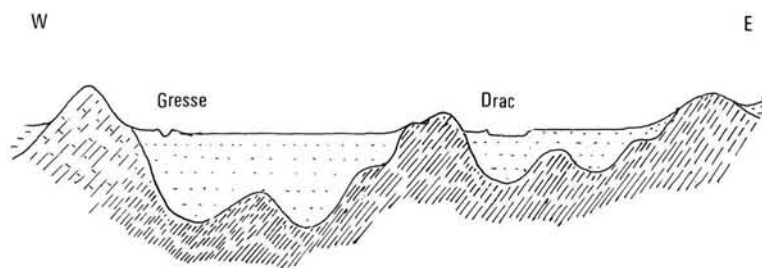


Figure 4: Coupe transversale de la plaine du Drac, au Sud de Grenoble.

Le remplissage alluvial des sillons est grossier pour certains, alors qu'il est beaucoup plus fin ailleurs. D'une manière générale, les apports grossiers sont le fait du Drac alors que la Gresse et le Lavanchon déposent surtout des éléments fins.

L'épaisseur maximum du remplissage alluvial est estimée à plus de 100 m mais aucun sondage mécanique n'a atteint le substratum dans les zones les plus surcreusées.

Le Drac actuel serpente au-dessus de deux sillons distincts séparés par une crête entièrement fossilisée.

L'écoulement des eaux superficielles et souterraines se fait obliquement par rapport aux directions structurales alors que l'érosion glaciaire s'est moulée sur ces structures. Les crêtes qui séparent les sillons sont aujourd'hui des obstacles à l'écoulement particulièrement pour les eaux souterraines. D'autant plus que les argiles lacustres émiennes font un barrage vers le Nord. Il est très probable qu'elles étaient beaucoup moins homogènes au niveau de la plaine du Drac ce qui explique qu'elles aient été beaucoup plus surcreusées par les glaciers du Würm II.

La nappe qui existe dans les alluvions grossières est barrée vers le Nord par les argiles lacustres (Eémien), vers le Nord-Ouest par des sédiments fins (lacustres post Würm III ?) et vers l'Ouest par la crête de Rochefort (fig. 5) formé par les calcaires du Jurassique Supérieur.

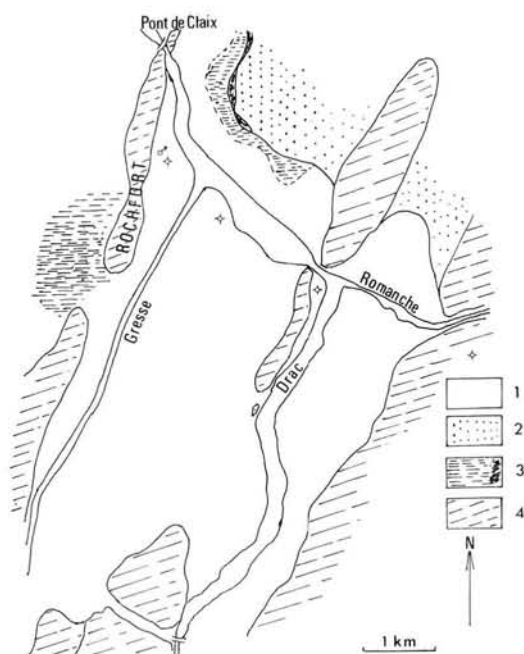


Figure 5: Carte géologique schématique de la plaine du Drac. 1 = alluvions modernes; 2 = alluvions anciennes et moraines; 3 = argiles lacustres; 4 = substratum secondaire.

Il existait une vaste zone marécageuse où serpentait le Drac au Sud-Est du village de Pont de Claix. Après canalisation du Drac et drainage (au XIV^e siècle) des sources importantes sont apparues vers les rochers de Rochefort: c'était l'exutoire de la nappe. Ces sources ont constitué la première alimentation en eau potable de la ville de Grenoble au siècle dernier. Mais rapidement leur débit a baissé, en raison surtout de l'enfoncement du lit du Drac qui servait alors de drain à la nappe. Il a fallu remplacer les captages gravitaires par des puits.

Les cartes isopièzes montrent que l'alimentation de la nappe se fait à partir des infiltrations du Drac par la trouée entre le rocher du Petit Brion au Sud et celui des Momots au Nord. Il existe une relation directe entre les variations du débit du Drac et celles des hauteurs piézométriques. Tout cela confirme qu'il y a continuité entre les alluvions récentes du Drac et le remplissage du surcreusement. La base de celui-ci étant beaucoup plus basse que le seuil actuel (à Rovon) de l'ombilic de Grenoble, il ne peut être question d'envisager une sédimentation uniquement fluviale pour expliquer ce remplissage.

Par contre, la Gresse dont les alluvions récentes sont très argileuses ne concourt pas à l'alimentation de la nappe.

Les débits pompés pour l'alimentation en eau potable de la ville de Grenoble dépassent 2m³/seconde. Plusieurs usines ont des stations de pompage réparties à l'Est et au Nord de la plaine; les débits pompés atteignent près d'un mètre-cube par seconde. Ces chiffres montrent l'intérêt de cet aquifère. De tels débits ne peuvent être obtenus qu'en raison de l'épaisseur des formations perméables, c'est-à-dire de la pré-existence d'un surcreusement.

La basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie)

Entre Bonneville et Annemasse, l'Arve coule dans une vaste dépression de près de 20 km de long sur 5 à 6 m de large. Toute la partie amont de cette dépression forme une vaste plaine alluviale alors que la partie aval est entaillée par les cours actuels de l'Arve, de la Menoge et de leurs affluents. Il s'agit d'un vaste ombilic fermé au Sud d'Annemasse par un verrou (Salève, colline de Monthoux, Voiron).

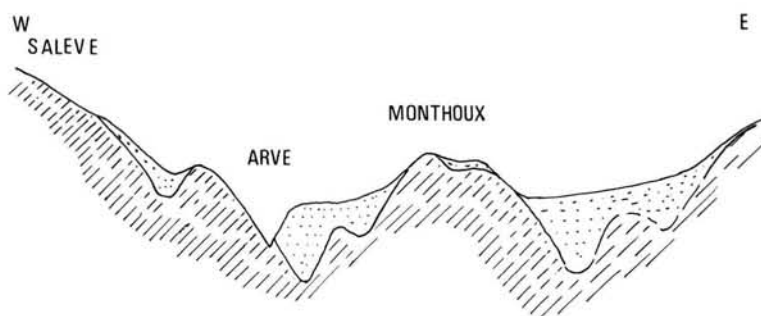


Figure 6: Coupe transversale de la basse vallée de l'Arve.

Cet ombilic est profondément surcreusé mais la forme et la position de substratum ne sont connues que dans la partie Nord, là où des travaux de recherche d'eau ont été menés. Ils ont mis en évidence la présence de sillons profonds comportant un remplissage grossier. Ces sillons sont recoupés par les cours de l'Arve et de la Menoge.

Ici, comme dans la vallée de l'Isère, le surcreusement maximum est daté du Riss (ARMAND & FOURNEAUX 1977). Mais dans la partie amont de l'ombilic, les sédiments émiens ont été érodés par les glaciers du Würm car il s'agit là d'une zone où le substratum remonte assez rapidement et donc une zone d'érosion intense. Par ailleurs, l'existence de verrous durs (le Salève et les Voiron) provoquait un resserrement des sillons et leur approfondissement relatif.

Il est très probable qu'une partie importante du remplissage de ces sillons est constituée par des moraines de fond qui ont été «lavées» par des circulations d'eau sous-glaciaire sous pression. En effet, les sondages ont montré l'existence de sédiments grossiers très propres mais à granulométrie très hétérogène.

La carte de la figure donne une représentation schématique du tracé des différents sillons ainsi que la position de la principale exploitation qui fournit de l'eau potable à la ville d'Annemasse. Les débits pompés dans ce sillon dépassent 200 l/seconde et sont loin de représenter toutes les ressources exploitables d'un seul sillon.

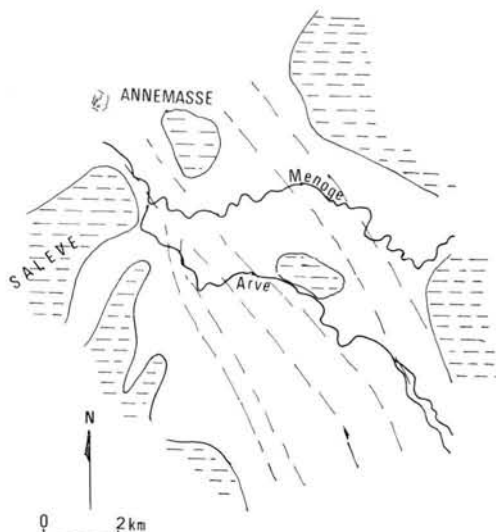


Figure 7: Carte schématique des sillons de la basse vallée de l'Arve.

Il n'existe pas ici d'émergence de la nappe visible même avant la mise en place des pompages; l'Arve qui recoupe le tracé des sillons sert de drain à ces eaux souterraines et les venues d'eau se font de façon occulte au sein des alluvions grossières du lit de la rivière.

L'alimentation de la nappe se fait par les infiltrations de l'Arve, mais surtout de ses affluents dans la partie Sud de l'ombilic et sur ses bordures ainsi que par les précipitations qui tombent sur la plaine. Il existe presque partout de petites nappes superficielles alimentées exclusivement par les précipitations d'où l'eau gagne la nappe profonde des sillons par percolation au travers de sédiments plus fins.

Des travaux actuellement en cours doivent permettre de mieux connaître le mécanisme de la circulation des eaux souterraines dans cette zone d'ici peu.

Conclusions

L'importance de surcreusements n'est pas toujours connue avec une grande précision, car les travaux profonds sont rares; elle est souvent mésestimée, voir même méconnue. De plus, les ressources en eau souterraine qui y sont puisées sont beaucoup moins grandes que celles qui sont tirées des alluvions modernes.

En effet, le remplissage des surcreusements comporte toujours une phase lacustre et une grande partie au moins des sédiments est constituée par des argiles ou des sables très fins. Seules les zones de cônes de déjection ou de delta lacustres présentent des perméabilités suffisantes pour que l'exploitation des eaux souterraines puisse être envisagée. C'est le cas de la plaine du Drac.

L'exemple de la basse vallée de l'Arve montre que les zones de remontée et de resserrement du substratum peuvent aussi comporter des aquifères intéressants mais elles sont souvent plus difficiles à déterminer car les sillons étroits ne se détectent pas en prospection géophysique.

D'une manière plus générale, la recherche des ressources liées aux surcreusements implique d'abord des études paléogéographiques ainsi que la mise en oeuvre de moyens conséquents. La prospection géophysique par sondage électrique permet ensuite de localiser les zones les plus favorables mais seuls les sondages mécaniques peuvent apporter la confirmation des hypothèses émises à partir des premières phases de travaux.

Partout où existent des formations offrant une bonne perméabilité, les ressources peuvent être dégagées car les possibilités d'alimentation de ces nappes profondes sont considérables.

Cette alimentation peut se faire soit à partir des aquifères superficiels et en particulier ceux liés aux alluvions modernes, soit à partir des infiltrations qui se produisent sur les cônes de déjection car ceux-ci sont souvent superposés à des structures identiques plus anciennes.

Le phénomène de surcreusement n'est pas localisé dans les grandes vallées. Les travaux de reconnaissance pour la construction de barrage ont montré l'existence de surcreusements importants dans des vallées à très haute altitude ainsi que sous des glaciers actuels avec là aussi des sillons très marqués qui ne manquent pas de poser des problèmes lors de la réalisation de captages sous-glaciaires.

Bibliographie

- ARMAND, C. & FOURNEAUX, J.-C. (1977): Les formations quaternaires de la basse vallée de l'Arve. — Arch. Sciences Genève, **30**, 3: 399—413, 9 fig.; Genève.
- BARBIER, R. & GIGNOUX, M. (1955): Géologie des barrages. — 333 p., 174 fig.; Paris (Masson).
- DEBELMAS, J. & MORET, L. (1959): Structure géologique et hydrogéologie du bassin de Vif et Pont-de-Claix (vallée du Drac) — Trav. Lab. Géol. Grenoble, **35**: 137—160, 7 fig.; Grenoble.
- FOURNEAUX, J.-C. (1976): Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. — Géologie Alpine, **52**: 31—72, 1 tab., 29 fig.; Grenoble.
- GIGNOUX, M. & MORET, L. (1952): Géologie dauphinoise. — 2ème éd., 391 p., 91 fig., 3 pl.; Paris (Masson).

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	135—156 5 Abb., 3 Tab., 1 Kt.	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	-----------	-------------------------------------	----------------------

Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen

HANS KUSTER & KLAUS-DIETER MEYER *)

Stratigraphic map (Base of Quaternary, 1 : 500 000), Pleistocene, paleorelief, channel, fluvioglacial, lacustrine sediment, clay, marine sediment, gravel, petrographic analysis, fluvial erosion;
NW-German Lowlands, Lower Saxony

Kurzfassung: Vorgelegt wird eine Quartärbasiskarte im Maßstab 1 : 500 000, die etwa 25 000 km² des mittleren und nördlichen Niedersachsens umfaßt.

Die Quartärbasis erscheint als stark gegliedertes Relief, bedingt durch bis über 400 m unter NN in das Präquartär eingeschnittene Rinnen, in denen das Quartär maximal etwa 500 m mächtig werden kann. Einige Rinnen lassen sich über 100 km weit verfolgen. Verlauf und Form der Rinnen werden durch den Untergrund modifiziert.

Die Rinnenfüllung besteht überwiegend aus Schmelzwassersedimenten sowie vor allem im Unterelbe-Unterweserbereich aus glazilimnischen Schluffen und Tonen, wovon der hangende Teil dem spätelsterzeitlichen Lauenburger Ton zuzuordnen ist. Die Überlagerung durch marine und limnische holsteinzeitliche Sedimente (die holsteinzeitliche Kieselgur der Lüneburger Heide ist in auffälliger Weise an die Rinnen gebunden) gibt eine eindeutige stratigraphische Hangendgrenze.

Grundmoräne kommt in den Rinnen relativ selten vor. Das elsterzeitliche Alter der Rinnen kann durch Geschiebezählungen nachgewiesen werden. Die aus nordischem Material bestehende Rinnenfüllung schließt eine Entstehung durch südliche Flußläufe aus. Dafür spricht auch, daß die Rinnen den Fuß der Mittelgebirge nicht erreichen. Form und Verlauf der Rinnen (Übertiefungen, steiles Gefälle und Flankenneigungen bis max. 70°) sprechen für subglazial ausgetiefte Strukturen, wobei wegen des starken Zurücktretens von Grundmoräne in tieferen Rinnenabschnitten dem Gletscherschurf nur eine untergeordnete, der subglazialen Schmelzwassertätigkeit dagegen eine dominierende Rolle zubemessen wird.

[Glacial Channels in Middle and Northeastern Lower Saxony]

Abstract: A Quaternary base map, 1 : 500 000, is presented, covering about 25 000 km² of central and northeastern Lower Saxony.

The base of the Quaternary has a markedly differentiated relief due to glacial erosion channels (down to 400 m below present mean sea level) cut into the pre-Quaternary surface. The Quaternary sediments reach a thickness of about 500 m at the most. Some channels can be traced for more than 100 km. Their course and form are affected by the conditions of the subsurface.

The channel fill consists predominantly of outwash, and mainly in the area between the lower Elbe / lower Weser of glaciolacustrine silts and clays, the overlying strata of which are to be assigned to the Late Elsterian Lauenburg Clay. The stratigraphical upper boundary is clearly marked by the overlying marine and limnic sediments of the Holsteinian (the Holsteinian kieselgur of the Lüneburg Heath is found only in the channels).

The occurrence of till is relatively rare in the channels. The Elsterian age can be ascertained by boulder counting. As the channel fill is composed of northern material, it must be excluded that the incision of channels was caused by rivers from the south. This is supported by the fact that the channels do not reach the edge of the low mountains of Northwest Germany. Shape and course of the channels (overdeepening, steep gradient and flanks up to a max. of 70°) point to subglacial deepened structures. Because of the rare occurrence of till in deeper channel sections, only little importance can be attached to the activity of glacier ploughing, whereas a major role can be ascribed to the activities of the subglacial melt water.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. H. Kuster und Dr. K.-D. Meyer, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Verbreitung und Morphologie der Rinnen
3. Füllung und Alter der Rinnen
4. Entstehung der Rinnen
5. Bemerkungen zur Karte der Quartärbasis
6. Schriftenverzeichnis

1. Einleitung

Seit WOLFF (1907, 1909, 1917) sind im Unterelbe- und Unterweser-Gebiet pleistozäne Rinnen bekannt. Zwar waren schon vorher, namentlich in der Hamburger Gegend, große Quartärmächtigkeiten erbohrt worden, die jedoch auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden (GOTTSCHKE 1897, 1901). WOLFF dagegen erkannte deren erosive Entstehung; obgleich er an fluviatile Erosion dachte, betonte er, daß die Füllung der Rinnen rein nördischer Herkunft sei, eine Beobachtung, die manche späteren Autoren ignorierten.

Im Vergleich zu den Nachbargebieten ließ eine systematische Bearbeitung der Rinnen in Niedersachsen hauptsächlich wegen zu geringer Bohrungsdichte und nicht ausreichender Endteufe der meisten Bohrungen länger auf sich warten (vgl. u. a. W. v. BÜLOW 1967; CEPEK 1967, 1968; EISSMANN 1967, 1975; HANNEMANN 1964; HANNEMANN & RADTKE 1961; HECK 1939, 1963; HINSCH 1977; JOHANNSEN 1964; JOHANNSEN & LÖHNERT 1971; JOHANNSEN & NACHTIGALL 1972; KOCH 1924; LÖHNERT 1966; A. MÜLLER 1973; WORTMANN 1978). Eine von K.-D. MEYER vor knapp 20 Jahren im Rahmen hydrogeologischer Bestandsaufnahme östlich der Linie Hamburg—Soltau—Celle auf Karten im Maßstab 1 : 50 000 erarbeitete Übersicht der Quartärbasis konnte deshalb nicht mehr als eine Arbeitsgrundlage sein.

Erst die Erkenntnisse aus etwa 800 — geophysikalisch vermessenen — Aufschlußbohrungen der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung des Landes Niedersachsen erlauben eine überregionale Betrachtung auch des tieferen Quartär. Mit Hilfe dieser neueren Bohrungen wurden viele ältere Bohrungen über die überwiegend flächendeckend durchgeführte Geoelektrik interpretierbar. Die geologische Betreuung der Rahmenplanbohrungen und die Auswertung der Bohrerergebnisse erfolgte vor allem durch Mitarbeiter der Abteilung Hydrogeologie des NLFb. Das erste durch die wasserwirtschaftliche Rahmenplanung erkundete Gebiet war der Planungsraum „Obere-Elbe“, S und SE von Hamburg. GROBA hat hier erstmals Rinnen systematisch verfolgt und über die Ergebnisse in mehreren Vorträgen berichtet (vgl. GROBA, ORTLAM & VIERHUFF 1970). DECHEND, GRIMME, GROBA & VIERHUFF haben 1972 eine unveröffentlichte Karte der Tiefenlage der Quartärbasis vom nördlichen Teil Niedersachsens im Maßstab 1 : 500 000 zusammengestellt. ORTLAM¹⁾ hat in einigen unveröffentlichten Berichten die Quartärbasis vor allem des nordöstlichsten Teilgebietes dargestellt. Neuere Aufschlüsse erforderten jedoch bereits eine Überarbeitung bzw. Ergänzung. Hervorzuheben sind die Beiträge von paläontologischer Seite, die vor allem SPIEGLER, VON DANIELS, GRAMANN und H.-J. MEYER lieferten. Auf VON DANIELS (1977) geht z. B. auch eine „abgedeckte“ Karte des Tertiär zurück, in die Rinnen — vorwiegend aufgrund von Bohrerergebnissen der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung — eingetragen sind.

KUSTER, der die meisten Bohrungen der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung zwischen Elbe und Weser betreute und weiter bearbeitet, hat 1973 eine unveröffentlichte de-

¹⁾ Die Veröffentlichung von ORTLAM & VIERHUFF (1978): Aspekte zur Geologie des höheren Känozoikums zwischen Elbe und Weser-Aller. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1978 (7): 408—426, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart. — erschien erst nach Abschluß des Manuskripts vorliegender Arbeit.

taillierte Quartärbasiskarte des Raumes Stade—Zeven—Bremervörde zusammengestellt, die laufend erweitert und auf den neuesten Stand gebracht wurde. Hieran war neben den Diplom-Geologen HULTQUIST, SCHWERDTFEGER und WAFAI auch Herr Ing.-grad. GRIMME beteiligt, dem die Autoren darüber hinaus manche andere wertvolle Unterstützung verdanken.

Für die beiliegende Quartärbasiskarte standen folgende als Beikarten zur GK 25 erarbeiteten Quartärbasiskarten zur Verfügung: 3320 Liebenau, 3420 Stolzenau, 3421 Huisum, 3422 Neustadt am Rübenberge, 3521 Rehburg, 3522 Wunstorf und 3523 Stöcken. Diese Blätter ergaben zusammen mit den bereits publizierten Blättern der GK 25 3424 Mellendorf, 3524 Isernhagen und 3524 Großburgwedel ein sehr detailliertes Bild der Quartärbasis des Raumes nördlich von Hannover. Ergänzende Daten für die nordrhein-westfälischen Gebiete im SW der Karte lieferte freundlicherweise Herr Dr. DAHM, Geologisches Landesamt Krefeld.

Allen, die zum Gelingen vorliegender Arbeit beigetragen haben, sagen wir herzlichen Dank. Wir denken dabei auch an alle nicht namentlich genannten Kollegen und Mitarbeiter sowie die beteiligten Vertreter der einzelnen Wasserwirtschaftsämter und Bohrsowie Geomeßfirmen.

2. Verbreitung und Morphologie der Rinnen

Für die relativ schmalen, länglichen Formen hat sich seit WOLFF (1907) die Bezeichnung „Rinnen“ eingebürgert, womit im N des Gebietes Eintiefungen etwa ab -100 m NN verstanden werden (VON BÜLOW 1967: 407), während im Bergvorland auch von wenig mehr als 10 m Tiefe bei einer Höhenlage teilweise über NN als Rinnen bezeichnet werden (WORTMANN 1968).

Einen Überblick über Anzahl, Verlauf, Breite und Tiefe der Rinnen vermittelt die beiliegende Karte (Kt. 1).

Südlich einer Linie Gifhorn—Celle—Hoya—Delmenhorst liegt die Quartärbasis meist nicht tiefer als 25 m unter NN. Entsprechend der Morphologie steigt die Quartärbasis großflächig nach S an. Hier verlaufen Linien gleicher Tiefenlage bis max. 25 m unter NN indifferent oder sind ost-westlich ausgerichtet. Bei den selten erreichten Tiefen von mehr als 50 m unter NN ist aber die N—S-Richtung angedeutet, die nördlich der genannten Linie dominiert. Einige der markantesten N—S-verlaufenden Rinnen lassen sich über 100 km bis zur Elbe verfolgen. Sie sind z. T. über 400 m tief in den tertiären Untergrund eingeschnitten.

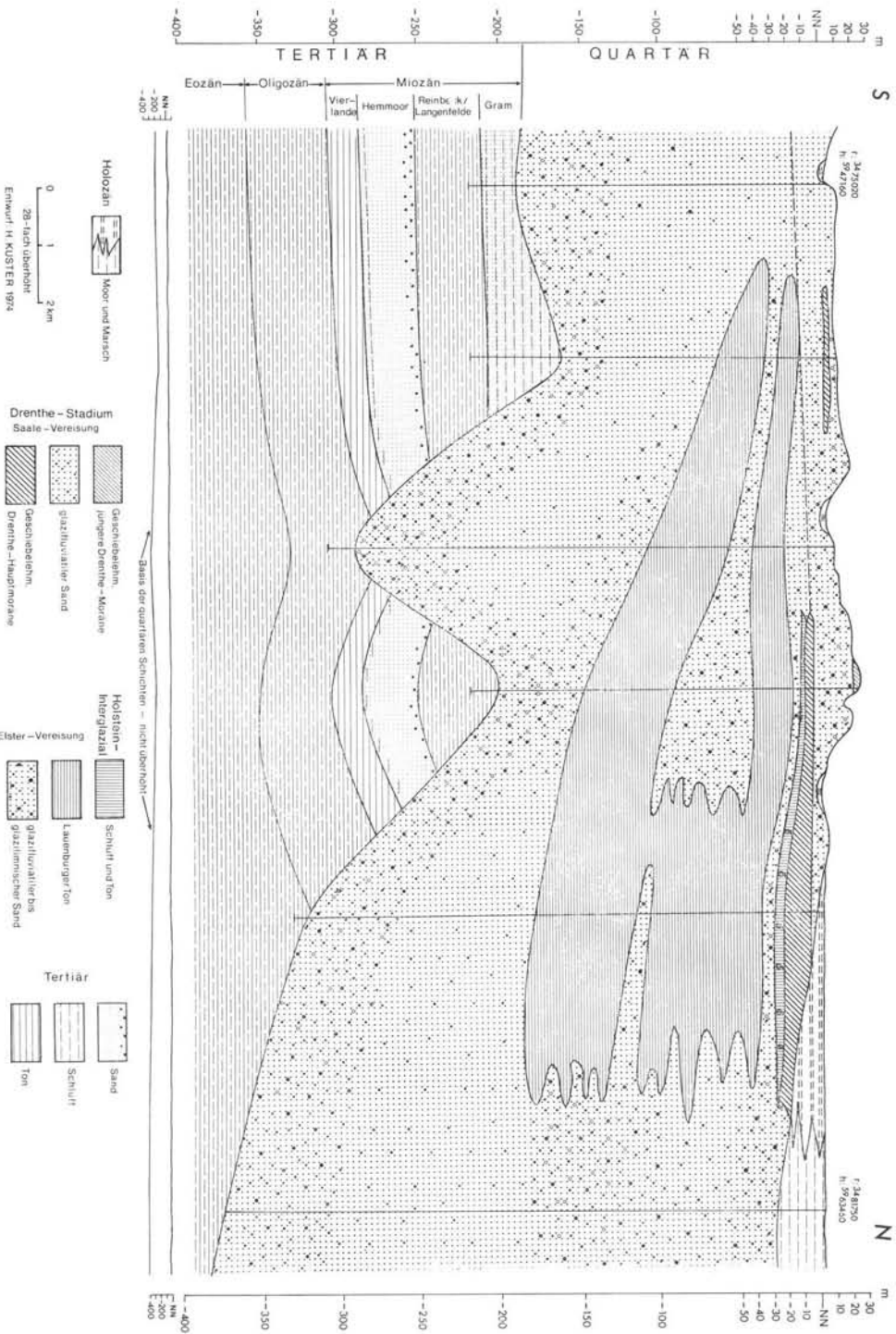
Die größte bis heute erbohrte Quartär-Mächtigkeit südlich der Elbe ist aus der „Reeßelner Rinne“ mit 502 m (= 434 m unter NN; vgl. LÜTTIG 1972: Abb. 4) bekannt, die im Bereich der Karte NW—SE verläuft.

Den markantesten, meist deutlich linearen Vertiefungen sind Flächen extremer Hochlage oft unmittelbar benachbart (z. B. bei Uelzen, in der Nordheide).

Die Rinnen erinnern nach ihrer Form an verschiedene glaziäre Ausräumungsstrukturen im mitteleuropäischen Vereisungsgebiet, wie sie EISSMANN (1967) darstellte. Es kommen bei vergleichbarer Eintiefung extrem schmale (< 500 m; Nord- und Südheide) bis beckenförmige Gebilde vor (> 4000 m; Bremervörde, Hoya, Syke).

Anhand eines Querprofils durch die dicht abgebohrte „Wintermoorer Rinne“ in der Nordheide (BÜCHNER 1971) läßt sich ein Neigungswinkel einer Rinnenflanke von 55° ermitteln. In derselben Rinne ergab sich nördlich Buxtehude bei nur 10 m entfernten Bohrungen eine Differenz der Tiefenlage der Quartärbasis von rund 30 m. Dies bedeutet ein

Abb. 1: Längsprofil durch die Cuxhaven-Bremerhavener Rinne.



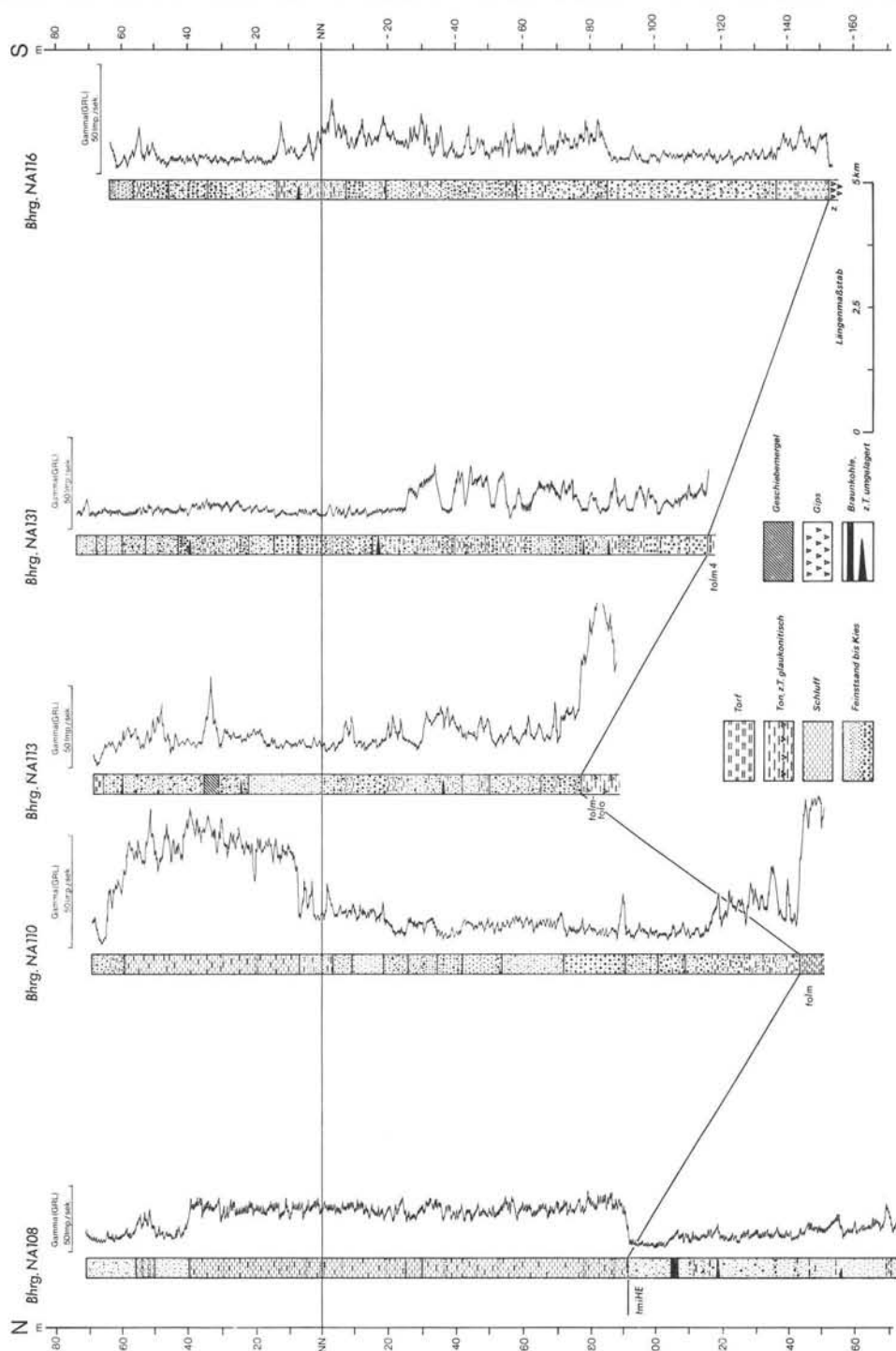


Abb. 2: Bohrungen in der Wietzendorf-Bonstorf Rinne (Gamma-Ray-Logs nach den Bohrlochmeßdiagrammen der Tegtmeier-Geophysik GmbH. Präquartär: z = Zechstein, tol = Oligozän, tmiHE = Miozän, Hemmoor-Stufe.

Gefälle von etwa 70°. Normalerweise dürften die Rinnenflanken, wie man z. B. an geoelektrischen Querprofilen erkennen kann, jedoch flacher sein. Der Rinnenboden ist gewellt. Zumindest in der Längsrichtung zeichnen sich deutliche Höhenunterschiede ab (s. Abb. 1 und 2).

Interessant sind die Beziehungen zum heutigen Flußnetz, welches stellenweise durch die Rinnen beeinflußt erscheint. Die bevorzugte Richtung der Hauptvorfluter Elbe und Weser-Aller, NW—SE, ist bei den Rinnen nordwestlich Celle und im NE des Arbeitsgebietes, nahe der Elbe, erkennbar. Sichtlich ohne Beeinflussung quert andererseits die Weser einige größere Rinnen.

Einen weitgehend von den tieferen Strukturen im Gebiet des Steinhuder Meeres unabhängigen Verlauf zeigt auch die Leine (JORDAN & VOSS 1978). Dagegen scheinen die untergeordneten Vorfluter Teilstrecken von Rinnen zu folgen (z. B. Oste, Wümme, Schwinge, Este, Seeve-Hanstedter Aue).

Verbreitung, Verlauf und evtl. die Form der Rinnen sind vermutlich durch den Untergrund modifiziert. Es ist auffällig, daß gerade dort Rinnen nur spärlich auftreten bzw. meist nur relativ flach sind, wo heute unmittelbar unter dem Quartär mächtiger obermiozäner Glimmertone verbreitet ist (mittlerer Teil des Arbeitsgebietes; im NE = Braunkohlensande, im NW = obermiozäne-pliozäne Fein-/Feinstsande).

Daneben drängt sich die Vorstellung auf, daß im S das auftauchende tonig-schluffige Untermiozän und Oligozän als Barriere fungiert hat.

Salzstöcke und Salzmauern üben ihren Einfluß direkt sowie indirekt über ihre Randsenken und/oder ihre angehobene Bedeckung aus. Tatsächlich verlaufen tiefe Rinnen durch sämtliche Randsenken, die noch im Jungtertiär besonders mobil waren (Stader, Zevener, Soltauer, Dethlinger, Lüneburger, Dannenberger Becken). Salzstöcke in Niveaus zwischen 50 bis 250 m unter NN scheinen besondere „Anziehungspunkte“ für Rinnen gewesen zu sein. So wurden z. B. die Strukturen Bramel, Hamwiede, Soltau, Dethlingen, Sülze, Lutterloh und Bokel von Rinnen durchquert, die jeweils bis in den Gipshut eingetieft sind.

Eine besondere Rolle spielen offenbar die drei letztgenannten Strukturen. Auf diesen enden Rinnen ziemlich abrupt, nachdem sie kurz vorher noch tief eingeschnitten sind. Auf dem Salzstock Sülze erreicht die betreffende Rinne (Abb. 2 und 3) ihre maximale Tiefe überhaupt. Es ist wohl kein Zufall, daß diese Salzstöcke alle am Nordrand der oben genannten Barriere liegen.

Andere Salzstöcke extremer Hochlage sind wohl durch die schützende Hülle aus aufgestauchtem Deckgebirge von Rinnen verschont geblieben (Stade, Lüneburg). Vorstellbar wäre, daß die N—S verlaufenden Salzmauern im NW zumindest da, wo sie hartes Material (z. B. Kreidekalkstein bei Hemmoor) in Oberflächennähe gehoben haben, die Richtung der Rinnen beeinflußt haben oder daß sie eventuell für die breite Form der Rinnen in diesem Bereich mitverantwortlich sind.

3. Füllung und Alter der Rinnen

Die Rinnen sind mit Sedimenten der unterschiedlichsten Korngrößen gefüllt. Neben über 200 m mächtigen Grob-/Mittel-Sanden und Kiesen, z. T. ohne jede Zwischenlage von feiner-körnigem Material, finden sich z. B. in relativ kurzem horizontalen Abstand ausschließlich Feinstsande, Schluffe oder Wechsellagerungen aller genannten Sedimente. Eini-germaßen typisch sind sehr schlecht sortierte Korngemische. Fast charakteristisch ist speziell für tiefere Rinnen eine Geschiebelage an der Basis. Als Beispiel sei auf die Cuxhaven-Bremerhavener Rinne verwiesen mit einer bis zu mehr als 50 m mächtigen Geröllpackung, die örtlich fast ausschließlich aus hellgrünlich-grauem Eozän-Gestein besteht (Abb. 1).

Die größeren Basispartien spielen für die Wasserversorgung in verschiedenen Gebieten eine große Rolle. Diesem Umstand verdanken wir z. B. auch die Kiesproben aus Bohrungen für den Brunnen III des Wasserwerkes Adendorf bei Lüneburg (Tab. 1).

Die Art der Füllung scheint nicht unabhängig von der äußeren Form einer Rinne zu sein. Rinnen zeigen dort den grobkörnigsten Inhalt, wo sie am engsten und gleichzeitig oft auch am tiefsten eingeschnitten sind. Andererseits scheint sich auch ähnlich wie bei fluviatilen Verhältnissen die Krümmung auf die Sedimentation auszuwirken. So gibt es manchen Hinweis für gröbere Ablagerungen am „Prall“- und umgekehrt feinere am „Gleit“-Hang.

Probe-Nummer:	1	2	3	4	5
Teufe [m]:	265-285	304-307	276-278	290-293	301-302
Nordische Komponente:					
Kristallin (K)	360	1859	359	1340	809
Sediment (S)	184	1150	182	881	385
Kalk, grau } (PK)	74	105	38	124	74
Kalk, schwarz }	1	6			3
Kalk, rot }	6	17	12	20	7
Kreidekalk (KK)		6			
Flint (F)	518	2288	318	1354	557
Quarz (Q)	5	26	10	51	12
Lokale Komponente: (meist tertiär)					
Sandstein	25	288	40	145	225
Tonstein		20	15	12	17
Braunkohle	37	26	6		4
Kieselholz		1			3
Pyrit	6	37	5	38	14
Faserkalk	1	3	2	4	1
Kieselgestein				1	
Schill	56	43		27	1
Südliche Komponente:					
Lydit		1			
Summe:	1273	3876	987	3997	2113
TGZ	λ 14,86 ρ 58,23	14,30 58,88	14,80 58,07	14,82 58,71	14,73 58,46
Q : K	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02
F : K	1,43	1,23	0,89	1,01	0,69
S : K	0,51	0,62	0,51	0,66	0,48
PK : K	0,23	0,07	0,14	0,11	0,10
PK : S	0,44	0,11	0,27	0,16	0,22
F : PK	6,40	17,88	6,36	9,40	6,63

Tab. 1: Geschiebezählungen elsterzeitlicher Kiese Brunnen III Adendorf. Fraktion 15—60 mm, TK 25 Lüneburg (2728) R: 35 98 14, H: 59 06 75; Geländeoberfläche 28,5 m, Pr. 1—2 alte Bohrung, Pr. 3—5 neue Bohrung; Bohrzeit 1968, Analyse: K.-D. MEYER.

Die Rinnen differieren nach ihrer Füllung nicht nur in sich selbst, sondern unterscheiden sich auch untereinander. So ist z. B. die Anhäufung des Eozän-Gesteins in der Cuxhaven-Bremerhavener Rinne aus keiner anderen Erosionsform, auch nicht aus der benachbarten ähnlich tiefen Oxstedter Rinne, bis jetzt bekannt geworden.

Sehr unterschiedlich gefüllt sind zwei über 40 km parallel verlaufende, nur etwa 5 km voneinander entfernte Rinnen. Während Teilstrecken der östlichen, der Rotenburger Rinne, die als Grundwasserlieferant besonders geschätzt wird, schon länger bekannt sind, blieb die westlich benachbarte, die lokal noch tiefer eingeschnitten ist, wegen ihrer vorwiegend schluffig/feinsandigen Füllung bis vor kurzem unentdeckt. Erst im gemeinsamen Bett südlich Verden herrschen gröberkörnige Sedimente vor, ähnlich denen in der nördlichen Rotenburger Rinne.

Ähnlich wie auf Abb. 1, 2 und 4 dargestellt, finden sich in tieferen Rinnen meistens im mittleren bis höheren Teil mächtigere Pakete aus vorwiegend feinsandigem, olivgrauen bis grauschwarzen Schluff bis Ton, dem Lauenburger Ton. Bei homogener sandarmer Ausbildung kann er — makroskopisch — eine frappierende Ähnlichkeit mit dem obermiozänen Glimmerton haben. Meist ist jedoch der Kalkgehalt des Lauenburger Tons beträchtlich höher. Für letzteren ist eine „Mischfauna“ typisch. So hat z. B. SPIEGLER in Proben aus dem Lauenburger Ton in der Bohrung NA 108 Meinholz (Abb. 2) neben Kreide-Bryozoen, Foraminiferen aus der Kreide sowie vorwiegend aus dem Neochatt nachgewiesen. In Proben eines etwa 90 m mächtigen „quartären“ tonigen Schluffs aus der Bohrung UWO 54 Ostervesede wurden — ebenfalls nach SPIEGLER — Foraminiferen der Kreide und vieler im Nordwestdeutschen Becken verbreiteten Tertiärstufen gefunden.

Die größte Mächtigkeit von „kompaktem“ Lauenburger Ton wurde bisher mit mehr als 160 m in der Bohrung UWO 149 Neuenkirchen nachgewiesen. In der Reeßelner Rinne (Bohrung HWW 91 Reeßeln) erreicht er 150 m. Mit sandigen Zwischenlagen wird der Lauenburger Ton in der UWO 6 Wedehof 170 m mächtig. Auch in weniger tiefen Rinnen wird der Lauenburger Ton in vorwiegend tonig-schluffiger Fazies dicker als 100 m. So repräsentiert er in der Wietzendorf-Bonstorf Rinne mit rund 130 m lokal fast die komplette Füllung (Abb. 2). Diese relativ homogene Ausbildung des Lauenburger Tons ist jedoch nur eine seiner Erscheinungsarten. Wegen des raschen lateralen und vertikalen Fazieswechsels zwischen Ton, Schluff und Sand — wie in der Typregion (MEYER 1965) — sollte man denn auch besser von dem „Komplex des Lauenburger Tons“ sprechen. Wahrscheinlich spielte Toteis in den Rinnen eine große Rolle, so daß es nicht zu einer gleichmäßigen Tonsedimentation kam, d. h. es blieben große Abschnitte während der Abschmelzphase von der wahrscheinlich rasch erfolgenden Grobsedimentation verschont.

Noch während des Holstein-Interglazials müssen Rinnen partiell als Hohlformen existiert haben. So konnte in Küstennähe das Holsteinmeer ingredieren (Abb. 1), während sich in der Lüneburger Heide im Bereich verschiedener Rinnen Kieselgur bildete (Abb. 3). Die großen bekannten Lagerstätten aus dieser Zeit (Hetendorf-Bonstorf, Breloh-Munster und Oberohe-Wiechel) sind eindeutig an die Flanken von Rinnen gebunden. Diese Erkenntnis half z. B. beim Verfolgen der sehr schmalen Rinne zwischen Bonstorf und Hermannsburg. Auch ein paar Vorkommen fraglichen Alters liegen in ähnlicher Position.

Spätestens während des Drenthe-Stadiums der Saale-Eiszeit jedoch wurde z. B. die Rinne, die bei Bispingen von der heutigen Luhe gequert wird, völlig verfüllt. Denn die eemzeitliche Kieselgur hält sich an das Luhetal, das nicht durch die genannte Rinne vorgezeichnet erscheint.

Mit dem spätelsterzeitlichen Lauenburger Ton und der darüber folgenden marinen Ingression des Holstein-Interglazials ist also eine zeitliche obere Fixierung gegeben. Wo diese Sedimente fehlen, wäre theoretisch auch ein jüngerer Alter möglich; bis jetzt aber

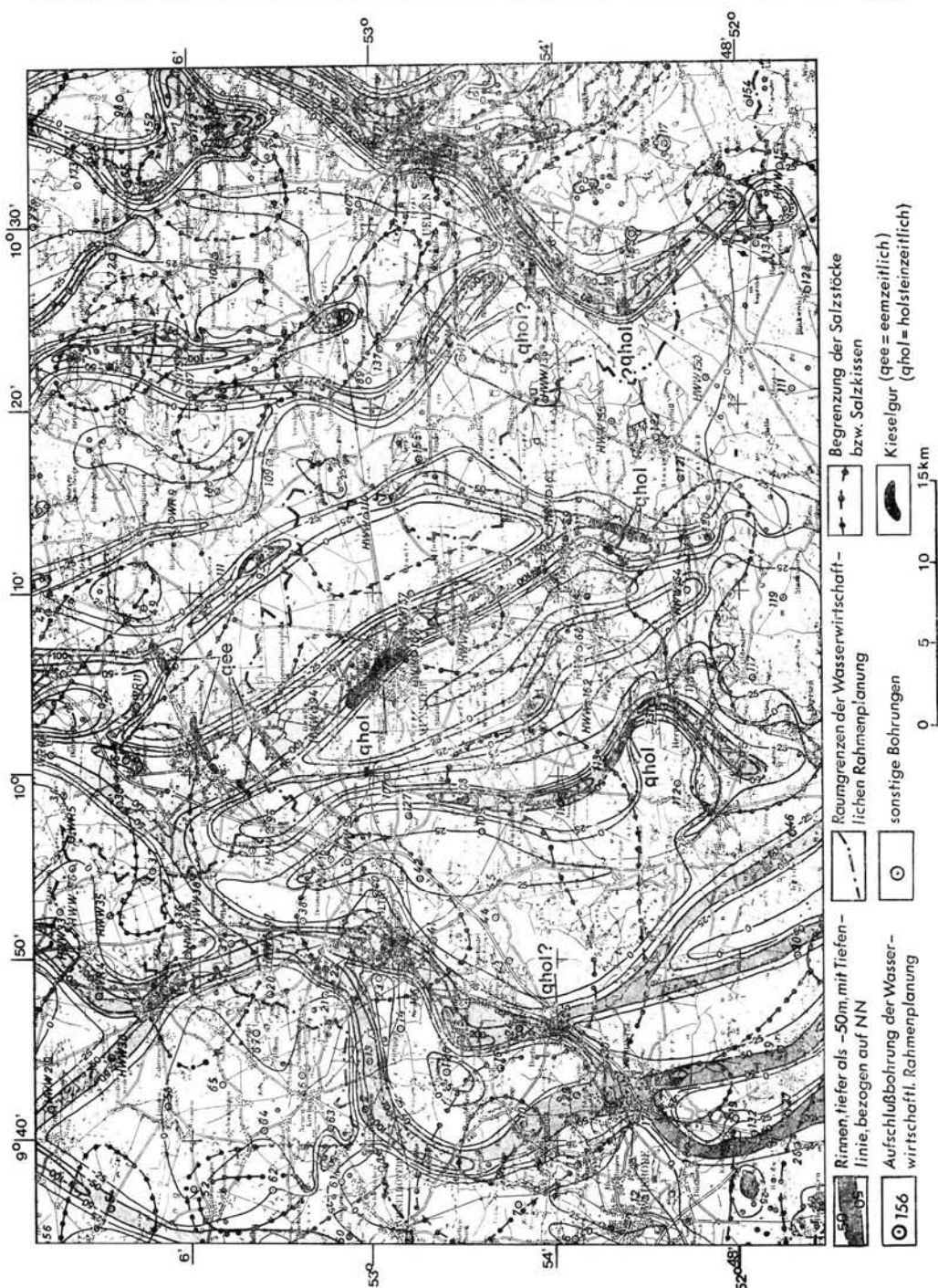
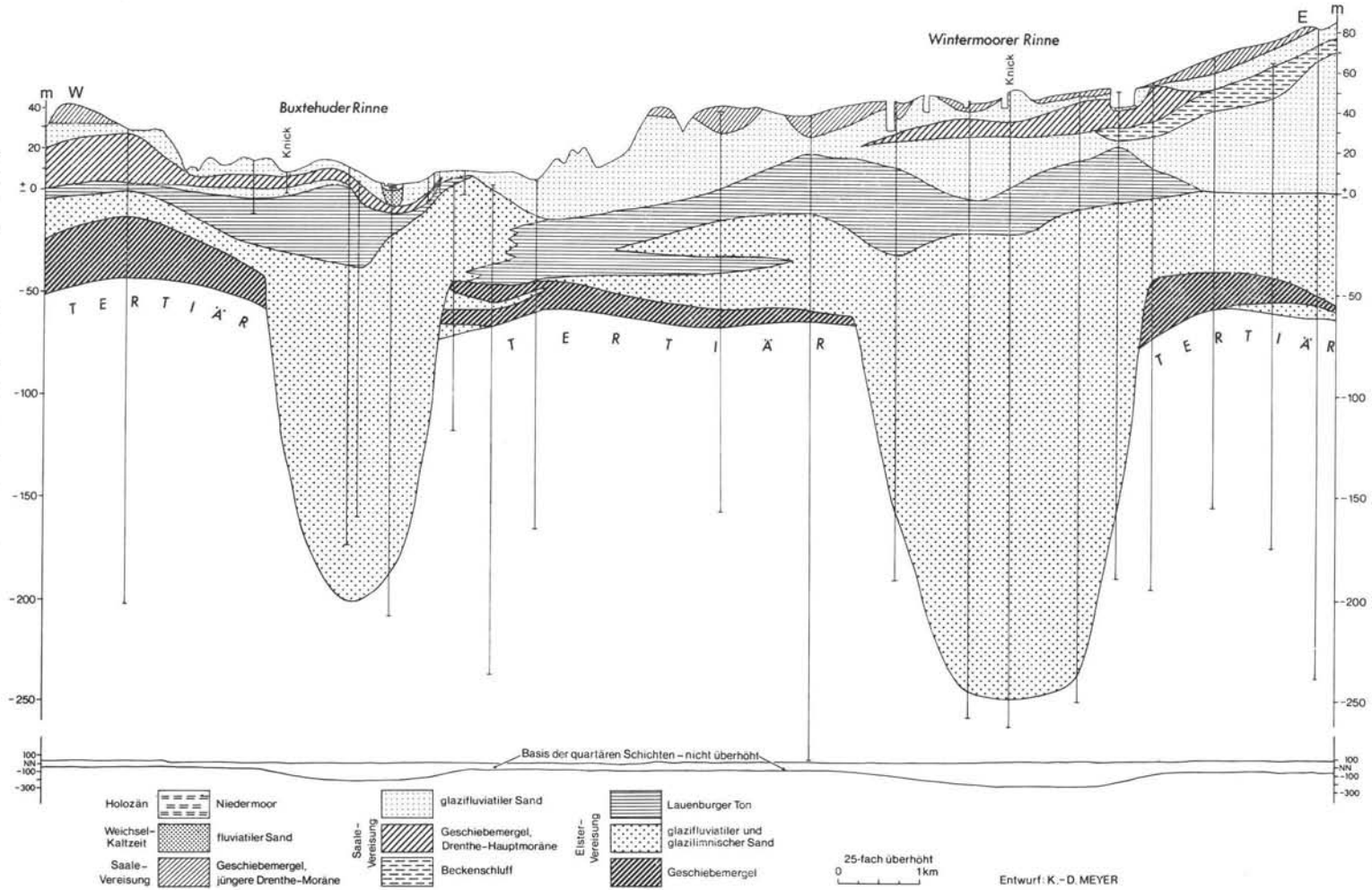


Abb. 3: Quartärbasis und Kieselgurvorkommen im Gebiet Soltau-Münster-Uelzen. (Kieselgurvorkommen nach BENDA & BRANDES 1974).

Abb. 4: Querprofil durch die Buxtehuder und Wintermoorer Rinne.



gibt es aus Niedersachsen und Hamburg (GRUBE & EHLERS 1975) keine Beweise für saalezeitliche Rinnen derartigen Ausmaßes.

Auffallend ist, daß Geschiebemergel in den Rinnen eine untergeordnete Rolle spielt, wobei er in tieferen Abschnitten der Rinnen-Bohrungen meist völlig fehlt. Letzteres ist z. B. der Fall in dem auf Abb. 4 dargestellten Querschnitt. Die sehr gleichmäßig ausgebildete Elster-Moräne (z. T. in 2 Bänke aufgespalten) geht hier nicht in die Rinnen hinein, sondern wird abrupt von diesen abgeschnitten. In anderen Fällen zieht sich die Moräne zwar etwas auf die „Rinnenschulter“ herab, fehlt im zentralen Teil jedoch wieder (z. B. UE 45, UWO 85; UE 48, UE 49). Andererseits ist von GRUBE & EHLERS (1975) ein Profil aus Hamburg veröffentlicht worden, in dem die Elster-Moräne — leicht durchhängend — die gesamte Rinne durchzieht. Wie weitere Beispiele aus dem Hamburger Raum bezeugen, scheint das aber eher die Ausnahme zu sein. Dies zeigen bereits die Profile auf den Blättern Nr. 2424 Wedel und 2425 Hamburg der GK 25 (WOLFF 1913, 1914).

Wenn die Grundmoräne in die Rinnen hineinzieht, dann beschränkt sie sich häufig nur auf die obere Hälfte; nicht selten ist sie dann in mehrere, nicht korrelierbare Bänke aufgespalten. Besonders bei tieferen Geschiebemergelvorkommen ist deren Grundmoränencharakter nicht immer zweifelsfrei. Es könnte sich z. B. auch um mit Kies durchsetzte Beckensedimente, subaquatische Moränen oder Versturzbildungen handeln (GRIPP 1956), die u. a. zu Schichtverdoppelungen führten. Ferner können mit dem tonig-schluffigen Untergrund verunreinigte kiesige Basispartien eine basale Grundmoräne vortäuschen. Man kann außerdem feststellen, daß selbst dort, wo Grundmoräne verhältnismäßig tief (200 bis 300 m) liegt, diese meist nicht direkt dem Präquartär auflagert, sondern von diesem noch durch mehrere m bis zehner-m sandig-kiesigen Materials getrennt ist. Dabei scheinen die Fälle mit Grundmoräne an oder nahe der Basis auf die breiteren Strukturen beschränkt, die eher Übergänge zu Zungenbecken vermuten lassen.

Wie im Geschiebemergel und im Lauenburger Ton spiegelt sich innerhalb einer Rinne das Substrat auch in den Sanden wider. Unschwer lassen sich z. B. im NE umgelagerte miozäne Braunkohlensande anhand der gut gerundeten, z. T. bläulichen Quarze erkennen. Makrofossilien aus dem marinen Hemmoor sind vielfach so unversehrt, daß sie eigentlich nur aus dem unmittelbar benachbarten Rinnenufer stammen können. Daneben läßt sich in den basalen Grobserien häufig schluffig/toniges Material des Untergrundes identifizieren. Im Bereich zwischen Delmenhorst und Hoya bestehen die tieferen Teile der Rinnenfüllung örtlich fast ausschließlich aus umgelagerten tertiären Sedimenten (z. B. Glaukonitsande). Weiterhin sind noch Schollen tertiärer vorwiegend tonig/schluffiger Serien zu erwähnen.

Soweit möglich, wurde die petrographische Zusammensetzung der Kiese namentlich aus den tieferen Rinnenabschnitten untersucht, wobei meist nur die Feinkiesfraktion zur Verfügung stand, seltener auch ausreichendes Material der Mittel- und Grobkiesfraktion.

Es zeigte sich (Tab. 1 und 2), daß die Kiese, abgesehen von wechselnden Anteilen lokalen Materials aus den Rinnenflanken und dem Untergrund (in erster Linie Tertiär-Sandstein, Tonstein, Pyrit, Lignit, Schill; seltener Oberkreide) praktisch ausschließlich nordischer Herkunft sind. Diese zuerst von WOLFF im Bremer und Hamburger Raum gemachte Beobachtung kann also verallgemeinert werden. Das Material (hauptsächlich die nordischen paläozoischen und kretazischen Kalksteine) ist meistens frisch und unverwittert. Ein pliozänes oder auch ältestpleistozänes („präglaziales“) Alter der Rinnen ist damit ausgeschlossen, denn eine totale spätere Ausräumung ist unwahrscheinlich. Ist somit die Rinnenfüllung eindeutig glazigenen Ursprungs und sind deren höhere Abschnitte als elsterzeitlich gesichert, so geht ein elsterzeitliches Alter auch für die tieferen Abschnitte daraus nicht einfach hervor. CEPEK (1967) nimmt an, daß die tieferen Grundmoränen in

Bohrung	TK 25	R		H	GO	q-NN	Teufe in m	Material	K	S	F	PK	Q	Q:K	F:K	S:K	PK:K	PK:S	F:PK	Summe	Lokal- Geschiebe
UE 97	2420	35 00	240	59 30 450	19	-112	99-102	qe//gf	50 21	11	13	5	0,11	0,22	0,42	0,25	0,60	0,86	333	1	
"	"	"	"	"	"	"	102-105	"	43 26	11	11	9	0,20	0,27	0,62	0,26	0,42	1,0	380	1	
"	"	"	"	"	"	"	105-108	"	43 22	9	15	11	0,27	0,21	0,52	0,37	0,69	0,58	436	3	
"	"	"	"	"	"	"	108-111	"	43 22	9	16	10	0,23	0,20	0,51	0,37	0,72	0,53	508	2	
"	"	"	"	"	"	"	111-114	"	41 20	7	24	8	0,20	0,18	0,50	0,58	1,17	0,32	415	-	
"	"	"	"	"	"	"	114-117	"	36 28	8	19	10	0,28	0,22	0,78	0,53	0,68	0,41	477	4	
"	"	"	"	"	"	"	117-120	"	40 26	9	18	7	0,17	0,22	0,64	0,47	0,73	0,47	578	1	
UE 111	2118	34 81	750	59 63 460	1	-374	366-369	"	30 31	25	12	2	0,07	0,81	1,03	0,4	0,39	2,03	497	-	
UE 133	2422	35 26	080	59 34 200	6	-127	129-135	"	45 14	14	21	4	0,09	0,31	0,32	0,45	1,51	0,65	403	3x)	
UE 136	2423	35 35	700	59 35 960	25	-195	81- 84	"	45 18	15	20	2	0,05	0,32	0,39	0,44	1,14	0,73	444	-	
A 15	2422	35 23	950	59 30 490	25	-165	189-190	"	30 21	49	-	-	-	1,64	0,68	-	-	-	146	-	
C III	2920	35 05	445	58 76 715	20	<-132	8- 18	qD//gf	46 17	12	18	5	0,11	0,26	0,38	0,39	1,02	0,68	246	-	
"	"	"	"	"	"	"	101-106	qe//gf	47 20	15	8	10	0,22	0,32	0,43	0,18	0,42	1,81	373	-	
"	"	"	"	"	"	"	148-150	"	51 21	17	6	5	0,10	0,33	0,40	0,11	0,29	2,88	136	-	
UWO 12	2922	35 23	550	58 78 100	30	-206	162-165	"	36 19	30	2	13	0,35	0,83	0,52	0,07	0,13	13,67	127	255	
UWO 34	2921	35 11	290	58 74 090	25	-154	108-114	"	46 17	20	9	8	0,18	0,45	0,36	0,19	0,53	2,33	306	8	
"	"	"	"	"	"	"	114-120	"	49 17	18	6	11	0,21	0,37	0,34	0,12	0,35	3,17	400	10	
UWO 37	"	35 18	860	58 80 360	23	-228	249-252	"	41 20	16	16	8	0,19	0,40	0,48	0,38	0,80	1,05	528	7	
UWO 47	2822	35 25	360	58 95 900	32	-237	249-252	"	34 26	30	9	1	0,04	0,86	0,74	0,26	0,36	1,17	406	5	
UWO 57	2823	35 43	900	58 95 670	39	-153	144-147	"	35 25	18	12	10	0,29	0,50	0,71	0,35	0,50	1,42	485	200	
"	"	"	"	"	"	"	192-195	"	45 23	20	12	2	0,04	0,42	0,51	0,27	0,53	1,58	402	86	
UWO 76	2820	35 01	560	58 90 210	51	-189	181-186	"	39 28	23	7	5	0,12	0,58	0,71	0,18	0,25	3,21	400	138	
UWO 88	2620	35 03	480	59 17 850	10	-198	156-160	"	23 16	39	22	-	-	1,51	0,70	0,96	1,35	1,04	105	-	
UWO 92	2519	34 89	260	59 27 250	13	-217	77- 80	?qe//gf	47 16	14	22	1	0,03	0,31	0,35	0,46	1,32	0,67	413	-	
"	"	"	"	"	"	"	173-180	qe//Mg	23 13	40	7	18	0,77	1,72	0,55	0,30	0,55	5,67	601	2	
UWO 115	2418	34 82	530	59 36 980	1	-151?	97-104	qe//gf	51 28	12	1	9	0,17	0,24	0,55	0,01	0,01	41	328	-	
Br. I	3022	35 26	760	58 67 200	31	- 81	16- 18	qD//gf	52 24	16	-	8	0,15	0,30	0,47	-	-	-	529	20	
"	"	"	"	"	"	"	111-112	qe//gf	45 29	8	9	9	0,20	0,18	0,64	0,19	0,19	0,97	457	19	
NA 99	"	35 31	490	58 66 870	44	- 76	72- 78	"	47 23	25	-	5	0,10	0,53	0,48	-	-	-	211	-	
"	"	"	"	"	"	"	114-120	"	48 37	10	1	4	0,08	0,2	0,75	0,02	0,02	10	389	2	
NA 115	3126	35 73	740	58 55 445	49	+ 0	48- 51	"	40 21	19	12	8	0,20	0,48	0,53	0,30	0,30	1,59	352	-	
NA 120	3127	35 81	840	58 54 480	79	- 86	132	"	32 8	37	23	-	-	1,14	0,26	0,71	0,71	1,60	109	-	
NA 131	3126	35 71	720	58 57 760	74	-116	177-183	"	43 18	29	8	2	0,04	0,68	0,41	0,19	0,19	3,48	364	13	
NA 144	3330	44 12	820	58 33 825	86	- 72	54- 57	?qe//gf	47 11	16	14	13	0,26	0,33	0,23	0,30	0,30	1,11	64	2	
"	"	"	"	"	"	"	156-158	qe//gf	33 22	17	15	13	0,39	0,53	0,67	0,46	0,46	1,15	447	8	

Tabelle 2: Kiesanalysen der Fraktion 4—6,3 mm aus Bohrungen im nordöstlichen Niedersachsen in ‰; dazu Lokalgeschiebe (zumeist Tertiär) in Stückzahlen, in Ue 133 3 Lydite*). K = nordisches Kristallin; S = nord. Sediment (Quarzit, Sandstein, Tonstein); PK = nord. paläoz. Kalkstein; F = Flint; Q = Quarz; GO = Geländeoberfläche; Q-NN = Quartärbasis in m zu NN. Analysen: K.-D. MEYER u. Abdel MOITZ; NA 144: H. H. VOSS.

den Rinnen einen älteren elsterzeitlichen Vorstoß repräsentieren, den er mit der Helme-Kaltzeit parallelisieren möchte. Nach W. RICHTER et al. (1968) ist die „... Sandfolge unterhalb des Lauenburger Tons ausgangs der älteren Elster oder einer präelsterzeitlichen Vereisung (Neetze-Eiszeit) entstanden“, wobei die Schüttung der präsaalezeitlichen Sedimente in den Rinnen von S nach N erfolgt sein soll. Läßt sich anhand der Kiesuntersuchungen jeglicher Materialtransport von S verneinen, so liegt für eine „Neetze“-Eiszeit kein einziger Hinweis vor. Unterhalb der holsteinzeitlichen Serie lassen sich weder interglaziale noch interstadiale Bildungen nachweisen. Das gilt auch für die „Billbrook“-Interstadiale K. RICHTER's (1962). Bei den kalkfreien Sedimenten, mit denen interstadiale Entkalkungsphasen bezeugt werden sollen, dürfte es sich um schon primär kalkarme bis kalkfreie umgelagerte tertiäre Sande handeln, die durch saure Tiefenwässer ihren Karbonatgehalt völlig verloren haben. Eine subaerische interstadiale Entkalkung wäre weiterhin nur möglich gewesen, wenn die in den Rinnen in mehreren 100 m Tiefe liegenden Sedimente längere Zeit canonartig zutage gelegen hätten, was morphologisch wie hydrographisch auszuschließen ist. Alles spricht hingegen dafür, daß der Zeitraum zwischen dem Abschmelzen des Elster-Eises (mit Ausnahme des versenkten Toteises) und der Sedimentation des Lauenburger Tones relativ gering war. Selbst in den Regionen, in denen eine Aufspaltung der Elster in 2 Phasen nachgewiesen ist wie im Leipziger Raum, finden sich zwischen den beiden elsterzeitlichen Grundmoränen keinerlei Hinweise für interstadiale Bodenbildungen oder Entkalkungsphasen, so daß von EISSMANN (1975) lediglich ein kurzes („Miltitzer“) Intervall angenommen wird. U. a. aus diesem Grunde ist eine Parallelisierung der älteren Elster-Moräne mit den Schottern der prä-cromerzeitlichen Helme-Kaltzeit nicht möglich.

Gibt es somit keinerlei Beweise für ein älteres als elsterzeitliches Alter auch der tiefen Rinnen-Sedimente, so läßt sich das elsterzeitliche Alter durch Geschiebezählungen wahrscheinlich machen. Proben aus Bohrungen zeigten das gleiche Geschiebespektrum wie aus oberflächennahen elsterzeitlichen Sedimenten entnommene Proben (MEYER 1970). Diese Geschiebespektren zeichnen sich gegenüber den saalezeitlichen durch einen merklich höheren Anteil norwegischer Leitgeschiebe aus (hauptsächlich Rhombenporphyre), wogegen die ostbaltischen Geschiebe (Åland-Gesteine, Ostsee-Porphyre) stark zurücktreten oder sogar fehlen können. Nach E zu schwächt sich diese Tendenz ab, aber auch noch die Proben im Lüneburger Raum zeigen diesen starken Gehalt an Oslo-Geschieben, z. B. in Bohrungen des WW Adendorf. Die auf Tab. 1 wiedergegebenen Zählungen entstammen unmittelbar benachbarten Bohrungen. Die TGZ dieser 5 Proben weisen einheitlich die geschilderte Tendenz auf. Bemerkenswert ist, daß unter den 12 246 Geschieben nur ein einziger Lydit südlicher Herkunft ist; auch unter dem feineren Material befand sich nur einer. Solche vereinzelt Kieselschiefer dürften in erster Linie mehrfach umgelagertem „präglazialen“ Material entstammen (MEYER in DUPHORN et al. 1975); im östlichen Niedersachsen kommen dafür auch die Loosener Kiese infrage. Im Raum Lüchow—Dannenberg sind Kieselschiefer nach neueren Untersuchungen bereits in elsterzeitlichen Schmelzwassersedimenten verbreitet. Wie bereits früher dargelegt (LÜTTIG & MEYER 1974), haben die Kieselschiefer mit den Rinnen nichts zu tun.

4. Entstehung der Rinnen

Für die Entstehung der Rinnen werden heute von den verschiedenen Autoren im wesentlichen 5 Ursachen, teils allein, teils in Kombination, herangezogen:

- Subrosion oder/und Halokinese
- Tektonik
- Fluviatile Erosion
- Glaziale Erosion
- Glazifluviatile (subglaziale) Erosion.

In mehreren Arbeiten haben JOHANNSEN (1960, 1964, 1971), JOHANNSEN & LÖHNERT (1971, 1974), JOHANNSEN & NACHTIGALL (1972), ferner LÖHNERT (1966) die schleswig-holsteinischen Rinnen mit salinartektonischen Einflüssen in Zusammenhang gebracht. Nach W. SCHULZ (1967) sind in SW-Mecklenburg lokale Mächtigkeiten des Quartär von 300 bis 400 m z. T. in den Randsenken, z. T. auch auf dem Top halokinetischer Strukturen erböhrt. RUPPERT & SCHNEIDER (1975) deuten die Becken, in denen der Lauenburger Ton abgesetzt wurde, salinartektonisch, diejenigen über den Salzstrukturen als durch Suberosion entstanden. Auf unsere eigenen Beobachtungen im Zusammenhang mit Salzstrukturen haben wir bereits hingewiesen. Wenn auch deren Einfluß auf die Rinnen kaum zu leugnen ist, kann jedoch von einer generellen Abhängigkeit der Rinnen von ihnen nicht die Rede sein.

Daß die großen Quartärmächtigkeiten im Hamburger Raum nicht tektonisch bedingt sind, hatte bereits WOLFF erkannt. Auch an anderen Stellen fanden sich dafür keine Beweise. Dies sei deshalb betont, weil neuerdings (PALUSKA, Vortrag Symposium Rosenheim) wieder derartige Ansichten vorgetragen werden und auch im Deutschen Planungsatlas Band Hamburg (1978) kartenmäßig dargestellt sind. Dabei werden auch jungquartäre kräftige tektonische Bewegungen angenommen. PALUSKA (1976) gibt dabei z. B. an: „Die Sedimente des Lauenburger-Holstein-Seesystems sind jedoch örtlich durch nacheemzeitliche tektonische Vorgänge bis auf + 40 m NN (Lauenburg) hochgehoben worden.“ Nun ist seit langem bekannt und auch im Gelände jederzeit nachprüfbar, daß bei Lauenburg eindeutig Eisstauchungen vorliegen, wobei die Stauchungen teilweise einzelnen Phasen zugeordnet werden können (durch diskordante Überlagerungen der Moränen über dem jeweiligen gestauchten Untergrund; MEYER 1965). Auch müßte der heute durchschnittlich bei 20 m über NN liegende Eem-Torf bei —20 m NN entstanden sein. Die Umdeutung (ohne jeden Beweis!) dieser eindeutigen Befunde zugunsten tektonischer Hypothesen kann daher nur als Spekulation bezeichnet werden, zumal wenn auch so hervorragend bekannte Gebiete wie dasjenige zwischen Saale und Elbe, welches sich nach EISSMANN (1975) während des gesamten Känozoikums als relativ stabil erwiesen hat, entgegen den Tatsachen in die „Beweisführung“ einbezogen wird. Jedenfalls haben die anderenorts nachgewiesenen quartären Bewegungen offenkundlich mit der Genese der Rinnen nichts zu tun.

Die Entstehung der Rinnen durch fluviatile Erosion ist in den letzten Jahren erneut diskutiert worden. Das setzt jedoch eine Hebung des norddeutschen Flachlandes (und angrenzender Gebiete) um ca. 400 m voraus, was u. a. von CEPEK (1967, 1968) auch angenommen wird.

Nun wäre eine post-pliozäne Hebung und präelsterzeitliche Senkung um diesen Betrag für unser Gebiet von einer im Vergleich zu den epirogenetischen Vorgängen des Neogens geradezu gewaltigen Größenordnung, für die es keine Beweise gibt. Bei einem derartigen mittelgebirgsähnlichen Relief (in diesen Lockersedimenten ohnehin nicht möglich) müßten große Mengen fluviatiler Schotter in den Tälern weit nach N transportiert worden sein, zumindest in den präelsterzeitlichen Kaltzeiten. Wie geschildert, kennt man keine derartigen tiefliegenden Sedimente. Auch die Annahme einer späteren totalen Ausräumung ist wenig wahrscheinlich, zumal man dann wenigstens die umgelagerten Kiese finden müßte.

Statt in den Rinnen finden sich jedoch die „präglazialen“ Schotter sowohl in den südlichen Randgebieten (EISSMANN 1967, 1975) wie in SW-Mecklenburg (VON BÜLOW 1967) auf den Hochflächen, die ihrerseits von den jüngeren Rinnen zerschnitten werden. (Gleiches ist offensichtlich in S-Polen der Fall; für die dort postulierten „cromerzeitlichen fluviatilen Rinnen“ ist das cromerzeitliche Alter sowie die fluviatile Genese zumindest fraglich.

Auch im Allergebiet zwischen Celle und Gifhorn ist aus Teufen wenig unter NN in Bohrungen ein das Tertiär überlagernder altquartärer Schotterkörper bekannt, der überwiegend aus Quarz und einheimischen Gesteinen aufgebaut ist und anscheinend kein oder nur Spuren nordischen Materials enthält. Eine Kiesprobe (Tab. 3) aus der Bohrung NA 141 Oerreler Heide, entnommen bei 84—87 m u. Gelände (—7 bis —10 m NN) enthielt kaum Flint; letzterer dürfte ebenso wie der geringe nordische Kristallin-Anteil Nachfall aus den hangenden rein nordischen Sedimenten sein. Die große Menge von Quarzit und Restquarz könnte umgelagerten tertiären Sedimenten entstammen. Die übrigen Komponenten, vor allem Gangquarz, Lydit und südliche Porphyre, beweisen einen Transport aus südlichen Richtungen. Um welches Flußsystem es sich handelt, könnte eine genauere Analyse der Porphyre ergeben. Dies setzt jedoch ein reicheres Material voraus. Ob Beziehungen zu den von GENIESER (1970) erwähnten Kiesen von Gr. Hehlen bei Celle bestehen, ist noch offen. Da die Schotter von der Elster-Moräne überlagert werden, können sie einer früh-elsterzeitlichen Oberterrasse entsprechen. Jedenfalls würde man bei prä-cromerzeitlichen Kiesen eine stärkere Verwitterung namentlich der Porphyre erwarten dürfen.

Wichtiger als die genaue Einstufung ist die Tatsache, daß auch in diesem Raum Rinnen existieren, die den Schotterkörper durchschneiden und die wiederum praktisch ausschließlich nordisches Material führen (als Beispiel sei auf die Bohrung NA 144, Malloh, 20 km NE Gifhorn, Tab. 2, verwiesen). Letzteres gilt auch für alle Rinnen nördlich der „Maarleveld'schen Linie“, der Verbreitungsgrenze der alten Weserkiese (MAAR-

Stückzahlen in %	4 - 6,3 mm	6,3 - 12,5 mm
<u>Nordische Komponente</u>		
Kristallin	2	4
Flint	1	-
<u>Tertiäre (?) Komponente</u>		
Quarzit	20	27
<u>Einheimisch-mesozoische Komponente</u>		
Sandstein	6	7
Hornstein	1	3
<u>Einheim.-paläozoische Komponente</u>		
Lydit	1	3
Porphyre	3	7
Sediment	3	5
<u>Quarz</u>		
Restquarz	31	7
Milchquarz (Gangqu.)	34	37
Anzahl der Gerölle	612	137

Tab. 3: Kiesanalysen einer vermutlich frühelsterzeitlichen Oberterrasse aus 84—86,5 m Tiefe. Bohrung NA 141 17 km N Gifhorn, TK 25 Wahrenholz Nr. 3329, R 43 02 630 H 58 34 730, Ansatzpunkt 77,5 m + NN. Analyse: K.-D. MEYER.

LEVELD 1954). Die Aussage von ORTLAM & VIERHUFF (Manuskript 1978), daß sich das Mittelgebirgsmaterial überwiegend in den südlichen Abschnitten der Rinnensysteme abgelagert, ist nicht belegt. Auch die alte, von GRIMMEL (1973) wieder aufgegriffene Ansicht, Schmelzwässer und Mittelgebirgsflüsse seien subglazial nach NW bis N geflossen, läßt sich durch keinen Beweis stützen. Zu Recht hat WOLDSTEDT diese „erweiterten Perspektiven“ (GRIMMEL 1973: 81) nicht in die „herrschende Lehrmeinung“ übernommen. Während sich die alten Weserkiese bekanntlich sehr gut nach W bis in die Niederlande verfolgen lassen, fehlen Weserspuren N der „Maarleveld'schen Linie“ gänzlich. Der Durchbruch der Weser durch die Nienburger Geest erfolgte erst nach der Hamelner Phase des Drenthe-Stadiums. Vorher ging der Abfluß immer nach W. Ein Abdrängen durch die Gletscher ist nicht nachweisbar. Selbst nach Ende der Elster-Vereisung gelang es der Weser nicht, über Nienburg in die wenig weiter N einsetzende tiefe Verdener Rinne auf Blatt 3221 Eystrup „überzulaufen“, die sicherlich im Holstein-Interglazial noch morphologisch

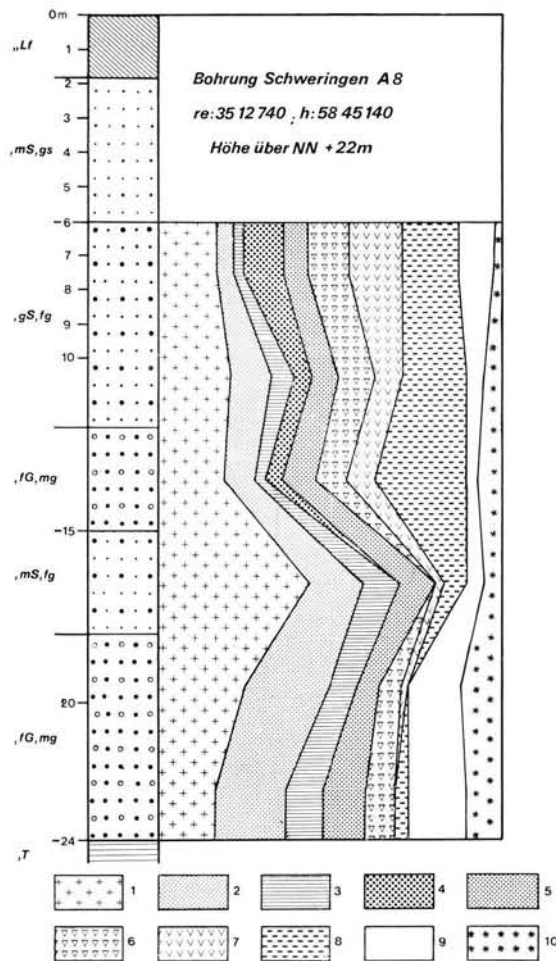


Abb. 5: Feinkiesanalysen aus der Bohrung Schweringen A 8, Fraktion 4—6,3 mm. TK 25 Eystrup Nr. 3221. 1 = Nordisches Kristallin; 2 = Nordisches Sediment; 3 = Flint; 4 = Buntsandstein; 5 = übriges einheimisch-mesozoisches Sediment; 6 = Lydit; 7 = Thüringer Wald-Porphyr; 8 = übriges einheimisch-paläozoisches Sediment; 9 = Restquarz; 10 = Mildquarz.

wirksam war. Dies geht u. a. aus Bohrungen bei Schweringen (Bl. Eystrup) hervor, in denen unter dem Kieskörper der Niederterrasse nur noch nordisches Material existiert, obgleich die Quartärbasis bis —113 m NN abfällt. Abb. 5 zeigt die Zusammensetzung der groben Feinkiesfraktion (4—6,3 mm) des Teufenbereichs 6—24 m der Bohrung A 8. Deutlich wird dabei eine petrographische Zweiteilung in eine obere Einheit (6—15 m) mit niedrigen, sowie eine untere Einheit (15—24 m) mit doppelt so hohen Anteilen nordischen Materials. Diese auch von PLISCHKE (1976) auf Blatt 3420 Stolzenau sowie in Kartierbohrungen auf Blatt 3320 Liebenau von K.-D. MEYER 1977 gefundene untere Einheit entspricht wahrscheinlich einer spätsaalezeitlichen (Jüngere Drenthe bis Warthe) Weser-Terrasse. Die Quartärfolge weiter unterhalb enthielt in dieser sowie in drei weiteren Bohrungen kein südliches Material mehr, obgleich das nächstgelegene Vorkommen von Mittelterrassenkiesen nur 5 km weiter SW liegt.

Daß die späteren Flüsse den alten Rinnen im allgemeinen nicht folgen können, liegt neben den lokalen Untergrundsverhältnissen (sperrende Präquartär-Riegel) in erster Linie wohl daran, daß die meisten Rinnen nach unserer heutigen Kenntnis mehr oder weniger abrupt enden, ohne den Fuß der Mittelgebirge zu erreichen. Sie haben offenkundlich mit einem fluviatilen Entwässerungsnetz nichts zu tun (fluviale Einschnidungen im Bergland bleiben davon unberührt). Daß Verlauf, Anzahl, Querschnitt etc. der Rinnen einem fossilen Flußnetz ohnehin wenig ähneln, sei nur am Rande vermerkt; WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) haben auch darauf hingewiesen.

Nach den vorliegenden Fakten verbleiben damit für die Entstehung der Rinnen die Möglichkeiten der glazialen bzw. glazifluvialen Erosion. Für beide Ansichten finden sich Vertreter. In Hamburg hat KOCH (1924) die „Becken“ als durch Gletscherzungen entstanden erklärt. GRIPP (1964) modifizierte diese Vorstellung. Er nimmt an, ... „daß Inlandeis und Großgletscher kleine Eisungen aussandten, die teils infolge stärkeren Gefälles, teils durch längere Dauer tief exarierten. Dies geschah zu verschiedenen Zeiten. Entsprechend konnten Schurfinnen neben- und übereinander entstehen. Scheinbar zusammengehörige Hohlformen können also ohne jeden zeitlichen Zusammenhang sein“.

Sicherlich gibt dieses Modell eine Erklärung für spezielle Fälle, es entspricht jedoch nicht dem in Niedersachsen entwickelten Normaltyp. Das bei GRIPP auf S. 201 abgebildete Rinnenschema mit mächtiger Grundmoräne an der Basis ist äußerst selten entwickelt. Auch in Hamburg (GRUBE & EHLERS 1975) „... überwiegt bei den tieferen elsterzeitlichen Sedimenten das Glazifluvium und bezeugt die subglaziale Tätigkeit der Schmelzwässer“. Nach LÖHNERT (1966) gehen blind endende Abzweigungen auf Schmelzwassererosion zurück.

Da bei der überwiegenden Zahl der niedersächsischen Rinnen Grundmoräne fehlt oder nur in den oberen Abschnitten auftritt, kann Gletschererosion nicht die Hauptursache gewesen sein. Auch kann ehemals vorhandener mächtiger Geschiebemergel nicht in großem Stil zerstört worden sein, denn wie in den Zungenbecken wäre er in den tiefen Rinnen gut geschützt; zudem hätte eine Auswaschung viel mehr grobes Material hinterlassen. Es wird daher angenommen, daß unsere Rinnen in erster Linie durch die Tätigkeit subglazialer Schmelzwässer ausgekolkelt wurden, wobei das Ausmaß vorhergehender oder in Teilbereichen gleichzeitiger Gletschererosion schwer abzuschätzen ist. Letzteres scheint bei flacheren, aber breiteren Rinnen stärker der Fall zu sein. Aber auch hier liegt die Grundmoräne häufig nicht direkt dem Untergrund auf.

Die Theorie der Entstehung durch subglaziale Schmelzwasser-Erosion wirft einige Fragen auf. Schwer abschätzbar sind die hydraulischen Bedingungen des angenommenen „Eis-Karstsystems“. Eine andere, häufig gestellte Frage nach dem Verbleib des „ausgespülten“ Materials ist beantwortbar: Es wurde in die normalen Verschüttssande eingearbei-

tet. Große Mengen des Quarzes derselben entstammen tertiären Sedimenten. Auch der Glaukonit, der namentlich im SW des Gebietes einen höheren Prozentsatz der Schmelzwassersande bildet, ist gleicher Herkunft. Da hier — etwa W der Hunte — normalerweise die glaziären Sedimente vom glaukonitführenden Tertiär durch mächtige glaukonitfreie pliozäne Quarzsande getrennt sind, kann der Glaukonit im Quartär nur aus Zonen tieferer Erosion stammen; die wenigen tertiären Aufragungen sind dafür allein nicht ausreichend. Schließlich ist im weiteren Verlauf der Vereisung ein Teil des ausgespülten Materials vom Gletscher verfrachtet und inkorporiert worden. Regionale Untersuchungen der Leichtminerale, u. a. des Glaukonits, könnten hier interessante Hinweise geben.

Es ist allerdings schwierig zu erklären, warum offenbar nur während der Elster-Eiszeit derartig tiefe Rinnen entstanden. Dies könnte mit der Art der Gletscherbewegung (LOUIS 1952; PILLEWITZER 1969) oder auch mit der elsterzeitlichen Eisbewegungsrichtung zusammenhängen (in Niedersachsen N—S). Möglich sind auch klimatische Ursachen; vielleicht war der Schmelzwasseranfall während der Elster besonders hoch — ein Gedanke, den wohl zuerst EISSMANN geäußert hat. Das von EISSMANN (1967, 1975) gegebene Modell der „glazihydromechanischen Strukturen“ ist auch für die niedersächsischen Verhältnisse gut anwendbar. Mit den von VON BÜLOW (1967) aus Mecklenburg beschriebenen Rinnen und deren Deutung durch subglaziäre Erosion besteht ebenfalls weitgehende Übereinstimmung.

Ohne damit verallgemeinern zu wollen, stellt sich die Frage, ob ein Teil der mit mächtigem Lauenburger Ton gefüllten Depressionen in den Niederlanden (ZONNEVELD 1958; TER WEE 1952; DE JONG 1965) nicht ebenfalls durch subglaziale Erosion gebildet wurde. Bisher sind jedoch in den Niederlanden wie auch in Niedersachsen westlich der Ems keine Elster-Grundmoränen, sondern nur elsterzeitliche Schmelzwassersedimente bekannt.

5. Bemerkungen zur Karte der Quartärbasis

Die vorliegende „Karte der Quartärbasis von Mittel- und Nordost-Niedersachsen“ wurde, teilweise von Arbeitskarten 1 : 25 000 ausgehend, im Maßstab 1 : 200 000 erarbeitet. Sie konnte aus drucktechnischen und finanziellen Gründen leider nur in stark verkleinertem Maßstab veröffentlicht werden. Dies ist um so bedauerlicher, als inzwischen für Schleswig-Holstein eine von HINSCH (1977) veröffentlichte farbige Karte im Maßstab 1 : 250 000 vorliegt und ein direkter Anschluß wünschenswert gewesen wäre. Der Kartenausschnitt wurde so gewählt, um einerseits das durch die Bohrungen der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung bis jetzt besonders gut erkundete Unterelbe-Unterweser-Gebiet einzubeziehen, andererseits aber auch den Anschluß an den Rand des niedersächsischen Berglandes mit dem Austritt der Flüsse zu erreichen, um mögliche Beziehungen derselben zu den Rinnen zu untersuchen.

Insgesamt sind für die Karte einige 10 000 Bohrprofile durchgesehen worden. Die Qualität der Bohrprofile schwankt jedoch sehr. So erreichen manche neuere Beschreibungen häufig nicht die Qualität älterer Aufnahmen, was keineswegs allein an dem heute allgemein verwendeten Druckspülbohrverfahren liegt. Auch Bohrlochmessungen können gute petrographische und genetische Angaben nicht ersetzen. Besonders schwierig ist es, pleistozäne von darunterliegenden tertiären Sanden zu trennen (VON BÜLOW 1967: 406). Erdölbohrungen, bei denen in der Regel wenig Wert auf die Beschreibung des Quartärs gelegt wird, sind dennoch besonders im S, wo pleistozäne Sedimente unmittelbar auf alttertiären oder noch älteren liegen, häufig eine wichtige Hilfe. Obwohl einige der dargestellten Bohrungen die Quartärbasis nicht erreicht haben, waren sie trotzdem wichtig für die Ermittlung der Mindestteufen von Rinnen.

Auswertbar für die Konstruktion der Quartärbasis erschienen rund 15 000 Bohrprofile. Von diesen ist wieder nur ein geringerer Teil in die Karte übernommen worden, da sich die Bohrungen stellenweise zu sehr häufen. In dem bearbeiteten Bereich ist der Kenntnisstand jedoch nicht einheitlich. Die Zahl der auswertbaren Bohrungen schwankt zwischen 20 und über 200 pro Blatt der TK 25. So ist auf manchen Blättern eine Konstruktion der Quartärbasis im 10-m-Abstand möglich, wovon bei der Generalisierung auf 1 : 200 000 schon viele Details verloren gingen. Besonders in Gebieten, die nur durch relativ wenige Bohrungen erschlossen sind, war die Geoelektrik z. T. sehr hilfreich. Dagegen sind z. B. im Küstenbereich, wo Grundwasser oberflächennah versalzt ist — und daher von der Geoelektrik keine brauchbaren Ergebnisse zu erwarten sind —, bei einem Bohrungsabstand von einigen km z. T. bei der Rinnenkonstruktion mehrere Varianten denkbar. Bei jeder Darstellung sind aber solche Unsicherheiten in Kauf zu nehmen; schließlich ist die Karte auch als Arbeitskarte gedacht, um die einzelnen Strukturen zu verfolgen und mit Hilfe neuerer Bohrungen ein verbessertes Bild geben zu können. Eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Rinnen setzt weitere Bohrungen voraus, desgl. weitere lithologische Untersuchungen.

Auch eine morphogenetische Differenzierung der Quartärbasis, wie sie WORTMANN (1968) im Wiehengebirgsvorland gelang, erfordert ein erheblich dichteres Netz an lithologisch bearbeiteten Bohrungen.

6. Schriftenverzeichnis

- BANKWITZ, P. (1971): Bemerkungen zur Karte der Tiefenlage der Quartärbasis in der DDR. — *Petermanns Geogr. Mitt.*, **115** (2): 141—143, 1 Kt.; Gotha/Leipzig.
- BENDA, L. & BRANDES, H. (1974): Die Kieselgur-Lagerstätten Niedersachsens. I. Verbreitung, Alter und Genese. — *Geol. Jb.*, **A 21**: 3—85, 9 Abb., 3 Tab., 7 Taf.; Hannover.
- BÜLOW, W. v. (1967): Zur Quartärbasis in Mecklenburg. — *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A. Geol. Paläont.*, **12** (3/4): 405—413, 3 Abb.; Berlin.
- (1969): Altpleistozäne Schotter (Loosener Kiese) in Südwestmecklenburg mit nordischen und südlichen Geröllen. — *Geologie*, **18** (5): 563—589, 7 Abb., 4 Taf., 3 Tab.; Berlin.
- CEFEK, A. G. (1967): Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. — *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A. Geol. Paläont.*, **12** (3/4): 375—404, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- (1968): Quartär. — in: *Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik*: 385—425, 2 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- DUPHORN, K., GRUBE, F., MEYER, K.-D., STREIF, H. & VINKEN, R. (1973): State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. A. Area of Scandinavian Glaciation. — 1. Pleistocene and Holocene. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 220—250, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
- EISSMANN, L. (1967): Glaziäre Destruktionszonen (Rinnen, Becken) im Altmoränengebiet des Norddeutschen Tieflandes. — *Geologie*, **16**: 804—833, 19 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. — *Schriftenr. f. geol. Wiss.*, **2**: 228 S., 58 Abb., 23 Tab., 17 Taf.; Berlin.
- GENIESER, K. (1970): Über Quarze, Amethyste und verkieselte Fossilien. — *Grundboor en hamer*, 1970 (2): 35—64, 4 Abb., 3 Tab.; Enschede.
- GOTTSCHE, C. (1897): Die tiefsten Glacialablagerungen der Gegend von Hamburg. — *Vorläufige Mitteilung*. — *Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg*, **13**: 131—140; Hamburg.
- (1901): Der Untergrund Hamburgs. — 15 S., 2 Abb., 1 Tab.; Hamburg.
- GRAHMANN, R. (1937): Form und Entwässerung des nordeuropäischen Inlandeises. — *Mitt. Ges. Erdkunde Leipzig*, **54**: 48—70, 3 Abb.; Leipzig.
- GRIPP, K. (1956): Mindel-Vereisung und stürzeitlicher Meeresspiegel. — *Meyniana*, **5**: 3—6; Kiel.
- (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. — 411 S., 57 Taf., 3 Kt.; Neumünster.
- GROBA, E., ORTLAM, D. & VIERHUFF, H. (1970): Pleistozäne Rinnen in der Lüneburger Heide. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **21**: 185—186; Öhringen/Württ.
- GRUBE, F. & EHLERS, J. (1975): Pleistozäne Flußsedimente im Hamburger Raum. — *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, **44**: 353—382, 1 Taf., 6 Abb.; Hamburg.

- HANNEMANN, M. & RADTKE, H. (1961): Frühglaziale Ausräumungszonen in Südostbrandenburg. Neue Ergebnisse zur Paläogeographie und Stratigraphie des Quartärs. — Z. angew. Geol., **7** (2): 69—74, 2 Abb.; Berlin.
- HANNEMANN, M. (1964): Quartärbasis und älteres Quartär in Ostbrandenburg. — Z. angew. Geol., **10** (7): 370—376, 1 Abb.; Berlin.
- HECK, H. L. (1939): Die prädiluviale Grundfläche in Schleswig-Holstein. — Jb. preuß. geol. L.-Anst., **59**: 83—99, 4 Abb.; Berlin.
- (1963): Zur Unterfläche des Quartärs in Mecklenburg. — Berichte der geol. Ges. DDR, **8** (5/6): 501—515, 1 Kt.; Berlin.
- HINSCH, W. (1975): Präquartärer Untergrund und glaziäre Rinnen in Südostholstein. — Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 383—402, 4 Abb., 2 Taf., 2 Tab.; Hamburg.
- (1977): Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein. — Kt. 1:250 000, Hrsg.: Geol. L.-Amt Kiel.
- JARITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. — Geol. Jb., **A 10**: 77 S., 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- JOHANNSEN, A. (1960): Ur-Anlagen pleistozäner Förden und Rinnen in Schleswig-Holstein. — Geol. Jb., **77**: 271—308, 11 Abb.; Hannover.
- (1964): Zur Geologie tertiärer und pleistozäner Wasserleiter in Schleswig-Holstein. — Geol. Jb., **81**: 739—770, 17 Abb.; Hannover.
- (1971): Salinartektonische Einflüsse auf Ausbildung und Verbreitung tertiärer und quartärer Sedimente in Ost-Holstein. — Meyniana, **21**: 33—39, 6 Abb.; Kiel.
- JOHANNSEN, A. & LÖHNERT, E. (1971): Geologie und Grundwasservorkommen im schleswig-holsteinischen Unterelbe-Gebiet. — Meyniana, **21**: 41—66, 18 Abb.; Kiel.
- (1974): Geologie und Grundwasservorkommen im schleswig-holsteinischen Randgebiet östlich von Hamburg. — Meyniana, **25**: 31—53, 14 Abb., 4 Tab.; Kiel.
- & NACHTIGALL, K. H. (1972): Geologisch-hydrogeologische Untersuchungen im Südteil des Kreises Herzogtum Lauenburg/Schleswig-Holstein. — Meyniana, **22**: 71—84, 12 Abb., 1 Tab.; Kiel.
- JONG, J. DE (1965): Quaternary sedimentation in the Netherlands. — Geol. Soc. Amer. Inc. Spec. Pap., **84**, VII. Congr. INQUA, Colorado. in: Int. stud. on Quat.: 95—123; New York.
- JORDAN, H. & VOSS, H.-H. (1978): Geröllanalytische Gliederung der pleistozänen Kiessande nordwestlich von Hannover. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 10—38, 8 Abb., 3 Tab.; Öhringen/Württ.
- KOCH, E. (1924): Die prädiluviale Auflagerungsfläche unter Hamburg und Umgebung. — Mitt. Min.-Geol. Inst. Hbg., **6**: 31—95, 2 Kt., 5 Prof.; Hamburg.
- (1954): Vom Untergrund Hamburgs. — Mitt. Geol. Staatsinst., **23**: 10—17, 8 Abb.; Hamburg.
- LÖHNERT, E. (1966): Glaziäre Rinnen im Raum Hamburg und ihre Beziehungen zum präquartären Untergrund. — Abh. u. Verh. Nat. Verein in Hamburg, N. F., **10**: 47—51; Hamburg.
- LOUIS, H. (1952): Zur Theorie der Gletschererosion in Tälern. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**: 12—24, 3 Abb.; Öhringen/Württ.
- LÜTTIG, G. (1958): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. — Geol. Jb., **75**: 361—418, 17 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- (1972): Die Bodenschätze des Nordsee-Küstenraumes und ihre Bedeutung für Landesplanung und Raumordnung. — N. Arch. f. Nds., **21**: 13—25, 6 Abb.; Göttingen.
- & MEYER, K.-D. (1974): Geological History of the River Elbe, mainly of its lower course. — Cent. soc. géol. Belgique, 1974, 19 S., 1 Abb., 1 Tab.; Brüssel.
- MAARLEVELD, G. L. (1954): Über fluviatile Kiese in Nordwestdeutschland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **4/5**: 10—17, 2 Abb.; Öhringen/Württ.
- MEYER, K.-D. (1965): Das Quartärprofil am Steilufer der Elbe bei Lauenburg. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**: 47—60, 3 Abb., 1 Taf.; Öhringen/Württ.
- (1970): Zur Geschiebeführung des Ostfriesisch-Oldenburgischen Geestrückens. — Abh. naturw. Verein Bremen, **37**: 227—246, 4 Abb., 1 Tab.; Bremen.
- MÜLLER, A. (1973): Beitrag zum Quartär des Elbegebietes zwischen Riesa und Wittenberg unter besonderer Berücksichtigung der Elbtalwanne. — Z. geol. Wiss., **1** (9): 1105—1122, 7 Abb., 2 Tab.; Berlin.

- NIEDERMAYER, J. (1965): Gliederung und Ausbildung des Quartärs im Niederelbegebiet. — Max-Richter-Festschr.: 73—82, 1 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- PALUSKA, A. (1976): Entwässerung des norddeutschen Flachlandes im Pleistozän und ihre Folgen für mutmaßliche Schwankungen des Meeresspiegels. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **27**: 205; Öhringen/Württ.
- PILLEWITZER, W. (1969): Die Bewegung der Gletscher und ihre Wirkung auf den Untergrund. — *Z. Geomorph., Suppl.-Bd.*, **8**: 1—10, 3 Fig., 3 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- PLISCHKE, J. (1976): Untersuchungen zur Geröll- und Schwermineralführung fluviatiler und glazi-fluviatiler Pleistozänkiese im Raum Nienburg/Weser. — Unveröff. Dipl.-Arbeit TU Hannover, 43 S., 17 Abb., 184 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- RICHTER, K. (1962): Geschiebekundliche Gliederung der Elster-Eiszeit in Niedersachsen. — *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*, **31**: 309—343, 2 Tab., 4 Abb.; Hamburg.
- RICHTER, W., PREUL, F., DECHEND, W., DÜRBAUM, H.-J., GROBA, E. & HERRMANN, R. (1968): Ein Rückblick auf 20 Jahre hydrogeologischer Arbeiten des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung. — *Geol. Jb.*, **85**: 817—840, 4 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- RUPPERT, F.-R. & SCHNEIDER, W. (1975): Hinweise auf Zusammenhänge zwischen der Genese des Lauenburger Tons (Elster-Glazial) und den Salzstrukturen Norddeutschlands aufgrund ton-mineralogischer Untersuchungen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1975 (10): 606—627, 12 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- SCHULZ, W. (1967): Abriß der Quartärstratigraphie Mecklenburgs. — *Arch. Freunde Naturgesch. Mecklenb.*, **13**: 99—119, 1 Abb.; Rostock.
- TER WEE, M. W. (1962): The Saalian glaciation in the Netherlands. — *Meded. Geol. Sticht.*, **15**: 57—74, 16 Fig., 1 Kt.; Maastricht.
- WOLFF, W. (1907): Der geologische Bau der Bremer Gegend. — *Abh. Naturw. Ver. Bremen* 1907, **19**: 207—216; Bremen.
- (1909): Der Untergrund von Bremen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **61**, Mbr.: 348—365; Berlin.
- (1913): Erläuterungen zu Bl. Wedel d. Geol. Kt. Preußen 1 : 25 000, 43 S., 1 Kt., 1 Abb.; Berlin.
- (1914): Erläuterungen zu Bl. Hamburg d. Geol. Kt. Preußen 1 : 25 000, 58 S.; Berlin.
- (1917): Das Diluvium der Gegend von Hamburg. — *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **36** (T. II): 227—324, 1 Abb., 5 Taf.; Berlin.
- WORTMANN, H. (1968): Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in Nordwestdeutschland. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 227—239, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Öhringen/Württ.
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — 3. Auflage, 500 S., 91 Abb., 26 Tab.; Stuttgart.
- ZONNEVELD, J. I. S. (1958): Litho-stratigraphische eenheden in het Nederlandse Pleistoceen. — *Meded. Geol. Sticht.*, **12**: 31—64; Maastricht.

Unveröffentlichte Berichte im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover:

- ANRICH, H. & HOFMANN, W. (1974): Tätigkeitsbericht über Teile des Raumes „Nördlich der Aller“ der Wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung.
- BÜCHNER, K.-H. (1971): Bericht über die geologischen Gegebenheiten im Bereich des geplanten Wasserwerks Nordheide der Hamburger Wasserwerke GmbH. — 8 S., 13 Anlagen.
- DANIELS VON, C. H. (1977): Abschlußbericht über das Forschungsvorhaben DFG-BE 518/14 „Korrelierung stratigraphischer Einheiten im Nordwestdeutschen Tertiärbecken“. — 50 S., 65 Anl.
- DECHEND, W., GRIMME, K.-H., GROBA, E. & VIERHUFF, H. (1972): Karte 1 : 500 000 „Tiefenlage der Quartärbasis“ von Nordniedersachsen.
- GROBA, E. (1967): Stand der Arbeiten über die Erschließung von Grundwasser im nördlichen Teil der Lüneburger Heide. — 4 Anlagen.
- , ORTLAM, D. & VIERHUFF, H. (1969): Hydrogeologischer Bericht über die Erschließung von Grundwasser in der Lüneburger Heide. Raum I. — 10 Anlagen.

- KUSTER, H. (1973—1976): Wasserwirtschaftliche Rahmenplanung Räume „Untere Elbe“ und „Unterweser-Ost“. — Tätigkeitsbericht für 1974/75, 2 Karten, 6 Tabellen. (Tätigkeits-)Berichte über die Räume „Nördlich der Aller“, „Untere Elbe“ und „Unterweser-Ost“ mit Quartärbasiskarten 1 : 200 000.
- (1975): Zwischenbericht über die Grundwassererkundung im Raum „Untere Elbe“ und „Unterweser-Ost“ der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung — Teilgebiet „Hohe Lieth“ zwischen Cuxhaven und Bremerhaven. — 15 S., 9 Anl.
- MEYER, K.-J. (1974): Sicherung der Stratigraphie des Jungtertiärs im Nordseebecken mittels palynologischer Untersuchungen. — DFG-Abschlußbericht, 39 S., 7 Anlagen.
- ORTLAM, D. (1972): Bericht über Ergebnisse der Grundwasserexplorationsarbeiten im wasserwirtschaftlichen Rahmenplanungsraum „Obere Elbe“ — Zeitabschnitt 1969—1971, 26 S., 134 Anl.
- (1973—1975): Arbeitsberichte über das Forschungsvorhaben „Korrelierung stratigraphischer Einheiten im Nordwestdeutschen Tertiärbecken“ — mit Quartärbasiskarten 1 : 200 000.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	157—172 11 Abb.	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	-----------	--------------------	----------------------

Übertiefte Täler im Hamburger Raum*)

FRIEDRICH GRUBE **)

Pleistocene, channel, fluvial erosion, glacial erosion, fluvioglacial, lacustrine sediment, moraine, stratigraphic map (base Elster glaciation)
NW-German Lowlands (Hamburg)

Kurzfassung: Das Phänomen der übertieften Täler begleitet die Quartärforschung im Hamburger Raum seit dem Beginn der Untersuchungen eiszeitlicher Sedimente. Die Dichte der das Pleistozän durchteufenden Bohrungen ist in zahlreichen Bereichen so groß, daß Quartärbasis-karten im Maßstab 1 : 1000 bis 1 : 10 000 ein anschauliches Bild von den Auswirkungen der glazi-genen Exaration und Erosion wiedergeben. Einzelne bis über —400 m NN reichende übertiefte Täler schneiden sich in drumlinsierte Jungtertiärflächen ein. In den tieferen Tälern dominieren glazifluviale und -limnische Sedimente, während in den bis —80 m NN tiefen Hohlformen Gletscherablagerungen überwiegen. Alle bekannten geomorphologischen und geologischen Fakten lassen sich zwanglos in das Modell kombinierter subglazialer Schmelzwasser-Erosion und Exara-tion des elsterzeitlichen Inlandeises einfügen.

Aus der Saale- und Weichsel-Kaltzeit wurden im Hamburger Raum nur Tunneltäler mit Über-tiefungen von 5—15 m bekannt, jedoch keine den Rinnen der Elster-Kaltzeit vergleichbaren Hohl-formen. Östlich von Oldesloe/Holstein wurden 2 subglaziale Täler entdeckt, in denen spät-glaziale-holozäne Mudde unmittelbar auf weichselzeitlicher Moräne liegt. Diese Hohlformen zwischen Drumlin-Rücken entsprechen dem subglazialen Typ der Glazielle im Sinne von GRIPP (1975). Nach der Intensität der Erosionsleistung kann folgende Entwicklungsreihe der subglazialen über-tieften Täler aufgestellt werden: Tunneltal — Glazielle — Rinne — Fjord.

[Glacigenic Overdeepened Valleys in the Area of Hamburg]

Abstract: Geomorphological and geological studies of overdeepened valleys were focused in the western, northern and central parts of the Hamburg area. During the Elster glacia-tion valleys up to —400 m NN were eroded by subglacial processes in the tertiary basal plane. They contain coarse glazifluvial sands and glacialacustrine silt and clay. These valleys, therefore, were protected during the ingress of the Holstein sea. Several shallower valleys up to —60 m NN were filled with tills and other glacigenic materials; the genesis of these valleys may be due to exaration.

Only tunnel valleys from the saalian and weichselian formations with overdeepened parts of 5—15 m have been discovered in the Hamburg area. However, no geomorphological formations resembling those of the Elster period were found. Two small subglacial valleys are located in the east of Oldesloe, Holstein, where late glacial-holocene mud covers a weichselian till. These depressions, positioned between drumlins, correspond to the subglacial type of the "glazielle", described by GRIPP (1975). Depending on the intensity of previous erosion the following developmental stages of sub-glacial valleys can be envisioned: tunnel valley, "glazielle", overdeepened valley, fjord.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Entdeckung und Erforschung der elsterzeitlichen übertieften Täler
 - 2.1. Zur Geologie und Geomorphologie der elsterzeitlichen übertieften Täler
 - 2.2. Subglaziale Täler der Saale-Kaltzeit
 - 2.3. Tunneltäler der Weichsel-Kaltzeit
3. Schriftenverzeichnis

*) Zugleich Mitteilung Nr. 104 aus dem Geologischen Landesamt Hamburg.

**) Anschrift des Autors: Dr. F. Grube, Oberstraße 88, 2000 Hamburg 13.

1. Einleitung

Das geomorphologische Phänomen der übertieften Hohlformen blieb den ersten Bearbeitern von Aufschlußbohrungen nicht verborgen. Einerseits wurde das Tertiär flächenhaft unter einer geringmächtigen Quartärdecke von 10—40 m angetroffen, andererseits durchteuften Bohrungen die eiszeitlichen Lockergesteine bei 200 m oder 300 m noch nicht. Morphologisch sind die übertieften Täler in Norddeutschland durch jüngere Vergletscherungen und fluviale Prozesse so gründlich überprägt, daß Oberflächenkartierungen nur wenig über den Aufbau des tieferen Quartär-Untergrundes aussagen. Daher können diese tiefgründigen Rinnen im Gegensatz zu den Tunnel- und Fördertälern nicht zu den landschaftsbildenden Faktoren gerechnet werden. Diese in das Tertiär eingeschnittenen Quartärtäler sind überwiegend mit gemischtkörnigen Sanden aufgefüllt, die zu den ergiebigsten Grundwasserleitern Nordwestdeutschlands zählen. Das wirtschaftliche Bedürfnis zur Erschließung dieser Grundwasser-Lagerstätte war und bleibt erheblich, so daß zahlreiche Brunnen in diesem Grundwasserstockwerk abgeteuft werden. Mit Hilfe des relativ dichten Bohrnetzes (s. a. Abb. 1 und 2) kann daher eine geomorphologische Rekonstruktion der pleistozänen Basisfläche durchgeführt werden.

Vor allem die Füllungen der Rinnen, die im Hangenden der elsterkaltzeitlichen Gesteine und im Liegenden der Saalemoränen eine vollständige Abfolge der Holstein-Warmzeit mit limnischen und marinen Schichten aufweisen (Abb. 3) sind von besonderer Bedeutung für die Quartärstratigraphie. In einem von der Deutschen Forschungsgemeinschaft

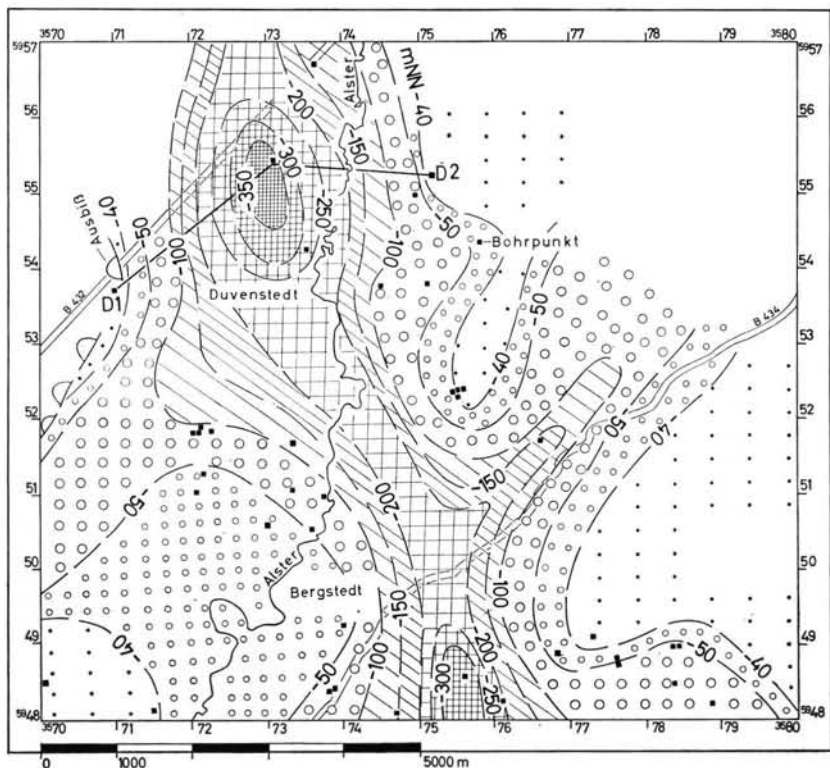


Abb. 1: Darstellung der Basisfläche der Elster-Kaltzeit in Meter NN, Kartenblätter 1 : 10 000 Duvenstedt, Bergstedt und Ochsenzoll (z. T.), D 1—D 2 Profilinie s. a. Abb. 3, Konstruktion C. Reimann, Zeichnung Strecker.

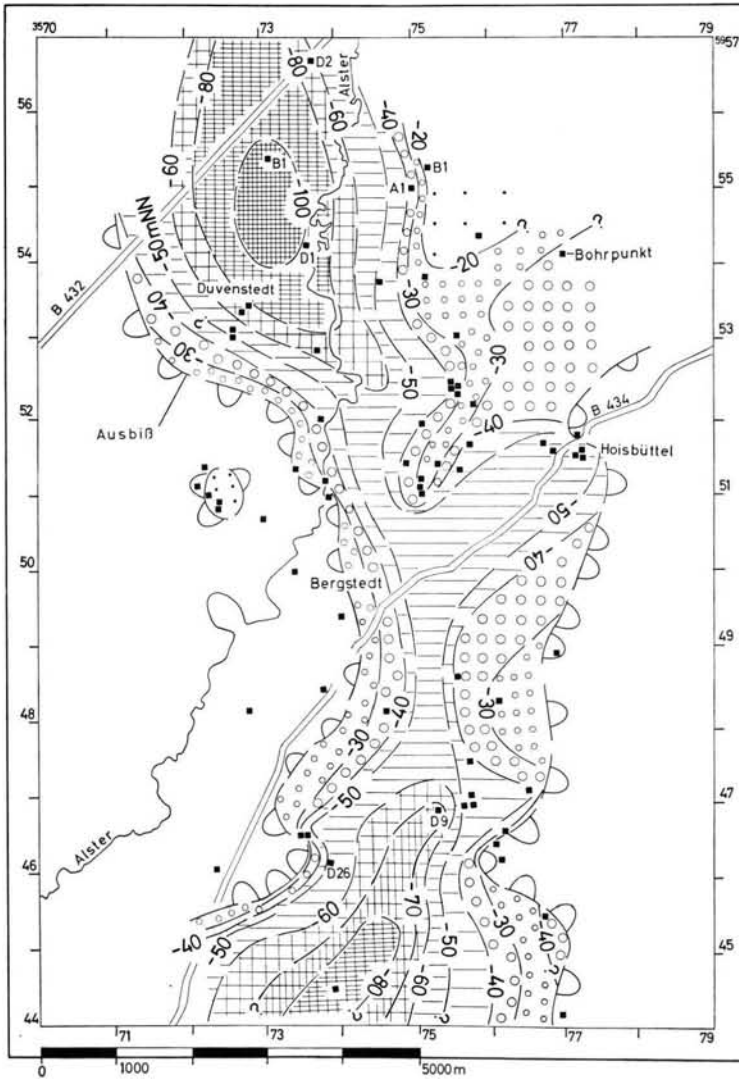


Abb. 2: Darstellung der Meeresablagerungen des Holstein-Interglazials in Meter NN, Kartenblätter 1 : 10 000 Duvenstedt, Bergstedt, Volksdorf und Ohsenzoll (z. T.), Konstruktion C. Reimann, Zeichnung H. Strecker.

unterstützten Forschungsprogramm werden alle vorhandenen Erkenntnisse über das Holstein-Interglazial im Hamburger Raum zusammengetragen, in Bohrsäulen dokumentiert und in Karten dargestellt.

2. Entdeckung und Erforschung der elsterzeitlichen übertieften Täler

Grundlegende Erkenntnisse wurden zum Phänomen der übertieften Täler im Hamburger Raum erarbeitet, da bereits frühzeitig die Grundfläche des Pleistozäns als wichtiger wirtschaftlicher, d. h. hydrogeologischer Horizont erkannt wurde. Die Rekonstruktion

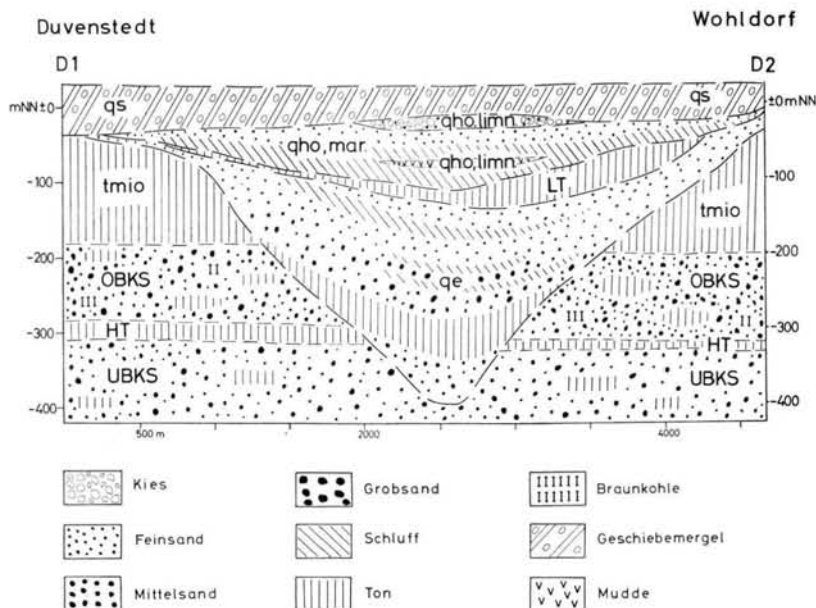


Abb. 3: Geologischer Schnitt durch ein übertieftes Tal der Elster-Kaltzeit (qe) mit marinen (mar) und limnischen (lim) Schichten der Holstein-Warmzeit (qho), im Liegenden der Saale- und Weichsel-Moränen (qs), vor allem der Drenthe-Moräne (D); die Rinne schnitt sich in den obermiozänen Glimmertons (tmio), die oberen Braunkohlensande (OBKS), den Hamburger Ton (HT) und die Unteren Braunkohlensande (UBKS) ein. Konstruktion C. Reimann, Zeichnung H. Streckner.

der Basisfläche des Quartärs bzw. der Tertiär-Oberfläche ist nicht nur abhängig von der Anzahl der Bohrpunkte, sondern auch von der geomorphologisch-geologischen genetischen Konzeption des Bearbeiters (subaerische oder subglaziale Erosion, Exaration, Tektonik). ZIMMERMANN (1838) nahm eine weitflächig horizontale Lagerung der Meeressediment-Oberfläche („blauer Ton“ = Miozäner Glimmertons) an, die nur im Bereich des Süllbergs bei Blankenese und in der Hamburger Neustadt durch örtliche Hebungen gestört sei. WIBEL & GOTTSCHKE (1876) und WIBEL (1879) zeigten die petrographischen und paläontologischen Möglichkeiten auf, um die quartären von den miozänen Schichten in den Bohrprofilen zu unterscheiden. Sie erkannten die komplizierte Lagerung vor allem der quartären Sedimente, deren Basis nach WIBEL & GOTTSCHKE (1876: 36) auf kleinem Raum von -10,5 m NN bis -120 m absinken kann. GOTTSCHKE (1901) nahm auf Grund einiger örtlicher Bohrergebnisse mit hoher Quartärmächtigkeit am und im Elbtal eine Begrenzung des Elbtales durch Verwerfungen an und führte damit die Tektonik als Hauptursache der Mächtigkeitsunterschiede im Quartär ein. WOLFF (1909) entdeckte beim Vergleich der Geologie von Bremen mit der von Hamburg große Ähnlichkeiten. Wegen der nicht niveaubeständigen Unterkante des Glimmertons schloß er eine postmiozäne Tektonik in Nordwestdeutschland nicht aus. 1917 erkannte er jedoch, daß die tief eingeschnittenen Rinnen reine Erosionsformen sein müssen: „Je tiefer nämlich in ihnen das Diluvium hinabreicht, eine um so tiefere Stufe des Tertiärs erscheint als Liegendes“. 1917 veröffentlichte W. WOLFF eine Dokumentation aller Beobachtungspunkte der erbohrten Tertiäroberfläche und machte auf die erheblichen geomorphologischen Unterschiede zwischen der gegenwärtigen relativ ebenen Landoberfläche und der Quartärbasis aufmerksam. Er legte die Bildungszeit der „Diluvialtäler“ vor die Geschiebemergel-Sedimentation der 1. Inlandvergletsche-

rung Norddeutschlands (Elster-Kaltzeit) und in das Postmiozän, da die obermiozänen Glimmertone tiefgründig erodiert wurden. Gegen eine Genese durch pliozäne Talbildung spricht die große Übertiefung der Rinnen. Ohne eine pliozäne Hebung von über 300 m und nachfolgende Senkung um denselben Betrag ist eine subaerische Talbildung schwer vorstellbar.

Seit 1911 sammelte E. KOCH systematisch alle Daten über den präquartären Untergrund im Hamburger Raum. Er arbeitete sehr eng sowohl mit den Bohrunternehmern als auch mit den staatlichen und privaten Auftraggebern für Grundwasser-Erschließungsbohrungen zusammen, so daß seine Konstruktionen der Wasserleiter nicht nur auf älteren Angaben der Literatur und Archive, sondern auch auf eigenen Bohrproben-Bearbeitungen basieren. Bereits 1913 veröffentlichte E. KOCH eine Karte mit der Quartärbasis aus einem Teilbereich der Elbmarsch und promovierte 1923 mit der Dissertation „Die prädiluviale Auflagerungsfläche unter Hamburg und Umgebung“. Mit Hilfe von ca. 560 direkten und indirekten Beobachtungspunkten wurde eine Karte entworfen, in der durch die Konstruktion der —50 m und —100 m NN Tiefen-Linie der Tertiäroberfläche die „Auftragungen“ von den „Tälern“ bzw. von den „Becken“ unterschieden wurden. Unter den „Auftragungen“ versteht E. KOCH alle Gebiete, in denen das Präpleistozän über —50 m NN ansteht. Größere Flächen als die Auftragungen nehmen die Sockel ein, auf denen das Quartär bis —100 m NN hinabreicht. In diese Flächen haben sich nach KOCH sog. „Täler“ eingeschnitten, die mit einer charakteristischen Bändertonmergelfazies aufgefüllt worden sind und der Saale-Kaltzeit zugeordnet werden. KOCH unterschied von den „Tälern“ die sog. „Becken“. Zu den „Becken“ gehören alle Bereiche, in denen das Pleistozän bis —100 m NN noch nicht durchteuft wurde. Zu dem typischen Sedimentaufbau dieser „Becken“ rechnen die glazigenen und glazifluvialen bzw. -limnischen Ablagerungen der Elster-Kaltzeit im Liegenden der Meeresbildungen der Holstein-Warmzeit und der hangenden Saale-Moränen. Die Arbeiten E. KOCHS (1923, 1924, 1927) zeichnen sich durch die Dokumentation wertvoller geowissenschaftlicher Daten von zahlreichen Schichtenverzeichnissen aus, die ohne diese Veröffentlichungen mit der kriegsbedingten Vernichtung des Hamburger Bohrchivs verloren gegangen wären. Geomorphologisch konnte E. KOCH die steilen Flanken der Rinnen sowie das Auslaufen einiger „Becken“ nachweisen, und erklärte die Entstehung dieser quartären Hohlformen durch Gletscherabtrag mit gleichzeitiger Erosion gespannter subglazialer Schmelzwässer. Tektonische Bewegungen innerhalb der „Becken“ und präglazial vorgeformten Täler wurden nicht grundsätzlich ausgeschlossen.

Die grundlegenden Erkenntnisse W. WOLFFS und E. KOCHS wurden in späteren Arbeiten ergänzt und verbessert: insbesondere LÖHNERT (1966, 1967) widmete intensive Studien dem Aufbau und der Hydrogeologie der Rinnen. Die Hydraulik der tieferen Grundwasserleiter wurde von KADNER (1970) erarbeitet. Arbeiten über die Beschaffenheit der Grundwässer und die hydrogeologischen Beziehungen der Rinnen zu den benachbarten Grundwasser-Stockwerken der miozänen Braunkohlensande sind noch nicht abgeschlossen. PALUSKA (1977) legte auf einem DEUQUA-Symposium eine neuere Isohypsen-Darstellung der Pleistozänbasis vor. In Vorbereitung befindet sich ebenfalls eine Karte der Quartärbasis mit der tertiären Sohlsschicht (LINKE 1980). Auf einer hydrogeologischen Übersichtskarte 1 : 50 000 wurde die Oberfläche des Jungtertiärs mit der —50 m NN und —100 m NN Linie entworfen (KADNER, in Vorbereitung). Teilbereiche der Quartärbasis wurden von dicht abgebohrten Gebieten, z. B. Altona-Othmarschen (GRUBE 1970, 1972), Hammerbrook (GRUBE & EHLERS 1975) und unteres Alstertal (GRUBE, VLADI & VOLLMER 1976) einschließlich geologischer Schnitte veröffentlicht.

Die wegweisenden Arbeiten von W. WOLFF und E. KOCH blieben ein Torso, bis auch in benachbarten Bundesländern entsprechende hydro- und quartärgeologische Arbeiten durchgeführt wurden. In Schleswig-Holstein sind z. B. die Arbeiten von JOHANNSEN

(1960), JOHANNSEN & LÖHNERT (1974, 1971), HINSCH (1975) sowie in Niedersachsen W. RICHTER (1968), ORTLAM & VIERHUFF 1978) zu nennen. HINSCH (1977a) veröffentlichte für Schleswig-Holstein eine Darstellung der Pleistozänbasis im Maßstab 1 : 250 000. Die umfangreichen hydro- und quartärgeologischen Arbeiten in Niedersachsen werden von KUSTER & MEYER (1977) zusammengefaßt. Erst die Gesamtschau dieser Einzelarbeiten ermöglicht ein besseres Verständnis für die genetischen Probleme der übertieften Täler.

2.1. Zur Geologie und Geomorphologie der elsterzeitlichen übertieften Hohlformen

Koch (1923, 1924) unterschied quartäre Hohlformen unter und über —100 m NN in „Becken“ und „Täler“. Beide Begriffe haben sich im späteren Schrifttum nicht durchsetzen können. Der Begriff Becken wird im allgemeinen für schüsselförmige Vertiefungen ehemaliger Gletscherloben benutzt, nicht für Hohlformen mit deutlichem Überwiegen der Längserstreckung. Die Begrenzung des Wortes Tal auf Hohlformen mit einer Quartärbasis oberhalb —100 m NN erscheint willkürlich. WOLFF (1909, 1917) verwendete die Begriffe „Diluvialtal“, „Rinne“ und „Erosionsrinne“. Der neutrale Begriff „übertiefte Hohlform“ sollte den Vorzug genießen. Aber auch der Terminus „übertieftes Tal“ würde den genetischen Vorstellungen prae-, pro- oder subglazialer Entstehung mit oder ohne tektonische Beeinflussung gerecht werden.

Die hochaufragende Glimmerton-Oberfläche ist als bautechnisches Grundgebirge von großer Bedeutung für die Wahl der Bauverfahren. Andererseits ist die räumliche Lage und Mächtigkeit des Lauenburger Tones für die Beurteilung von Tiefgründungen sehr wichtig, so daß Einzelbereiche im W, N und Zentrum von Hamburg mit einem dichten Bohrnetz aufgeschlossen worden sind. Die Ergebnisse der Bohrungen sind geologisch ausgewertet worden. Die Darstellung der Quartär-Basisfläche erfolgte im Maßstab 1 : 1 000 bis 1 : 10 000 (Archivierung im Geol. Landesamt Hamburg).

Die von Farmsen über Jenfeld nach Horn streichende und nach Hamm—Hohenfelde—Uhlenhorst abbiegende Rinne gehört zu den klassischen „Becken“ im Sinne von KOCH (1924). Das Teilgebiet von Hohenfelde bis Hamm wurde in der Zwischenzeit so dicht abgebohrt, daß eine Darstellung der Pleistozänbasis von —25 m NN bis tiefer —350 m NN konstruiert werden konnte (Grube & EHLERS 1975: 361—362). Die Füllung dieser elsterzeitlichen Rinne besteht überwiegend aus glazifluvialen und glazilimnischen Sedimenten, die zum Hangenden in die Lauenburger-Ton-Fazies übergehen und von den bunten Meerestonen des Holstein-Interglazials überlagert werden. Während über den Sohlbereich der übertieften Hohlformen wegen des Abbruchs der tiefsten Bohrung im Quartär noch keine lückenlose Klarheit herrscht, wurde die westliche Flanke durch kleinere Quertälchen untergliedert, von denen eines den späteren Unterlauf der Alster aufgenommen hat. In das Obermiozän hat sich dieses Tälchen von der übertieften Hohenfelder Rinne bei ca. —60 m NN nach SW in Richtung zum heutigen Elbtal eingekerbt (GRUBE, VLADI & VOLLMEYER 1976: Abb. 2 und 3). Begleitet wird dieses Tälchen von drumlinartigen Glimmerton-Aufragungen an den Flanken. Im Gegensatz zu den übertieften Rinnen ist die Alster-Hohlform überwiegend durch Moränen der Elster- und Saale-Kaltzeit ausgefüllt, die voneinander durch Schmelzwassersande und lokal durch limnische Sedimente der Holstein-Warmzeit getrennt sind.

Auch bei Baugrund-Untersuchungen für den Elbtunnel wurde ein übertieftes Tal am Rande des Salzstockes Othmarschen abgebohrt (GRUBE 1970: 133, Bild 12; 1972: 34). Es ist anzunehmen, daß diese Hohlform dem „Tal“ von KOCH (1924: 53) entspricht, das sich vom Rothenbaum nach Altona und Ottensen (Övelgönne) hinzieht. Auch dieses Tal ist überwiegend mit glazifluvialen und -lakustrinen Sedimenten gefüllt, die im Hangenden

von limnischen Ablagerungen der Holstein-Warmzeit bedeckt sind. Die Einstufung ins Holstein-Interglazial wurde durch pollenanalytische Untersuchungen von HALLIK und KOLUMBE (Archiv Geologisches Landesamt Hamburg) bestätigt, außerdem enthalten einzelne Schluffbänke massenhaft Süßwasser-Ostracoden. Im Hangenden folgen als durchgehende Horizonte die Drenthe- und Niendorfer Moräne der Saale-Kaltzeit. Im Gegensatz zu KOCH dürften die „Täler“ in Othmarschen und im unteren Alstertal nicht einer jüngeren Kaltzeit zuzuordnen sein, denn diese Rinnen waren bereits in der frühen Holstein-Warmzeit soweit verfüllt, daß die Holstein-See nicht mehr eindringen konnte. In den Niederungen bildeten sich Süßwassertümpel und -seen mit den entsprechenden organogenen Ablagerungen.

Nach den bisherigen Untersuchungen lassen sich im Hamburger Raum zwei Typen von Rinnen unterscheiden. Während die kartierte, etwa 200 m tiefe Rinne (GRUBE 1970: Bild 12) eine V-Form aufweist, scheint in den flacheren bis maximal —100 m NN reichenden Rinnen eine U-Form ausgebildet zu sein. In den flachen Hohlformen überwiegen die glazigenen Sedimente, insbesondere der Geschiebemergel, während in den tieferen Rinnen Schmelzwassersande und Beckensande vorherrschen. Aber auch in tieferen Rinnen wurde Geschiebemergel, seltener Geschiebelehm unter —100 m NN gefunden (Abb. 4), z. B. in der Bohrung 7446 D 9 wurde Moräne (Till) bis —324,8 m NN erbohrt. Häufiger als an der Talsohle ist die elsterzeitliche Moräne an den Flanken und in der Schulterregion der Täler erhalten.

In Hamburg-Harburg ist die Quartärbasis nicht nur durch Brunnenbohrungen, sondern auch durch zahlreiche Baugrundbohrungen aufgeschlossen worden. Die Oberfläche des Glimmertones ist durch über —15 m tiefe Erosionsfurchen eingekerbt (Abb. 5). Im Streichen einer dieser Rinnen sind durch einzelne tiefere Bohrungen Übertiefungen bis tiefer als —40 m NN bekannt geworden, in denen fast die Basis des Glimmertones angeschnitten wurde. Auf den Glimmertonkuppen wurden die elsterzeitlichen Sedimente zum erheblichen Teil in der Saale-Kaltzeit wieder abgetragen. Der Aufbau des Quartärs ergibt

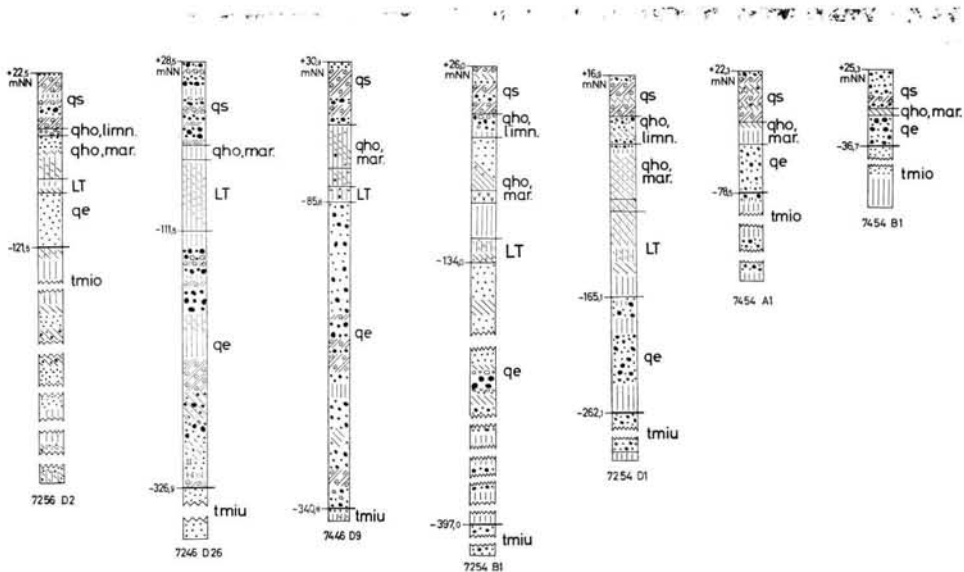


Abb. 4: Säulendiagramm wichtiger Quartär-Bohrungen aus Hamburg-Duvenstedt-Volksdorf, Lage Abb. 1 und 2, Legende Abb. 3, Zeichnung H. Strecker.

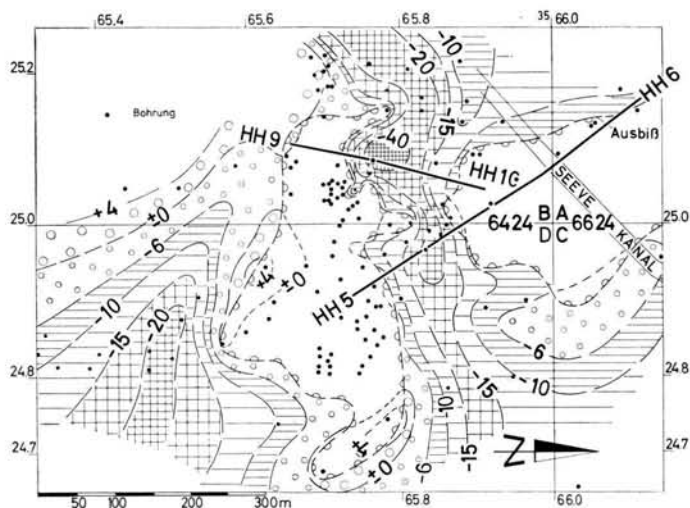


Abb. 5: Aufragungen des obermiozänen Glimmertones in Hamburg-Harburg mit dem Ausblß der elsterzeitlichen Sedimente, mit Profilinien s. a. Abb. 6 + 7, Konstruktion T. Vollmer und W. Kosasih, Zeichnung H. Mewes.

sich aus den geologischen Profilen (Abb. 6 und 7). Das geringmächtige Quartär besteht überwiegend aus kiesigen Schmelzwassersanden, feinkörnigen Sanden und glazilimnischen Schluffbänken. Über 10 m mächtige Moränen der Elster-Kaltzeit sind aus der südlichen Hohlform nachgewiesen. Als Deckschichten treten Fließerden, verschwemmte Sandlößböden, niveofluviale Sande, holozäne Torfe und die aufgefüllten Bodenarten auf.

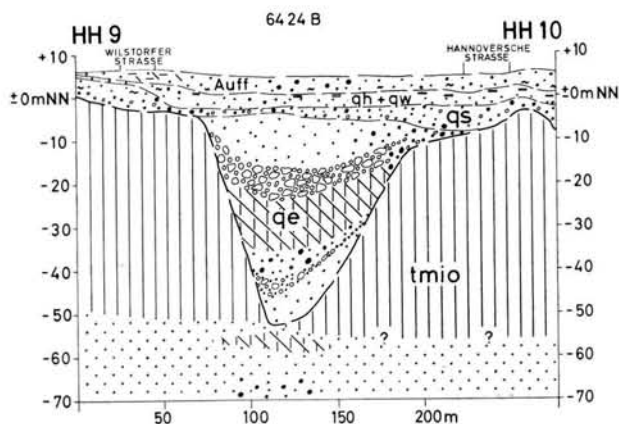


Abb. 6: Geologisches Profil durch ein übertieftes Tälchen mit glazifluvialen und -lakustrinen Sedimenten der Elster-Kaltzeit, Legende s. a. Abb. 3 und 7, Lage s. a. Abb. 5; Konstruktion C. Reimann, Zeichnung H. Mewes.

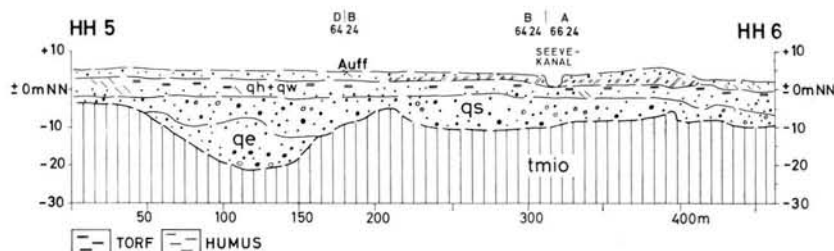


Abb. 7: Geologischer Schnitt durch das Obermiozän und Pleistozän von Hamburg-Harburg, Legende s. a. Abb. 3, Lage s. a. Abb. 5, Konstruktion C. Reimann, Zeichnung H. Mewes.

In Duvenstedt wurde die Morphologie der übertieften Täler mit Hilfe zahlreicher bis zu 400 m tiefen Grundwasser-Förderbrunnen erschlossen (Abb. 1). Wenn auch die Bohrungen von verschiedenen Unternehmern mit im Laufe der Jahrzehnte veränderten Verfahren abgeteuft und von wechselnden Geologen bearbeitet wurden, so können durch Vergleich dieser Ergebnisse im Raum Duvenstedt—Bergstedt—Hoisbüttel Basiskarten der hydrogeologischen Haupthorizonte konstruiert werden. Schwierigkeiten bereiten Randbereiche ohne Aufschlüsse. Die östlich von Bergstedt über Duvenstedt nach Norden verlaufende Rinne ist seit KOCH (1923, 1924) bekannt. Die ca. —200 m tiefe Talsohle ist durch Übertiefungen bis —300 m NN bzw. —350 m NN gegliedert. Ein Seitental läßt sich östlich von Bergstedt parallel zur Landstraße nach Hoisbüttel (B 434) vermuten. Als hydrogeologisch und stratigraphisch wichtige Horizonte können der Lauenburger Ton, die marinen Sedimente der Holstein-Warmzeit, die überwiegend sandigen Schichten des ausgehenden Holstein-Interglazials und der frühen Saale-Kaltzeit sowie die Drenthe-Moränen ausgeschieden werden. Die Meeresschichten der Holstein-See sind durch die petrographische Ausbildung (z. B. Rotfärbung) und vor allem durch die Fossilführung in den meisten Bohrverzeichnissen erkennbar. Die Verbreitung dieses Interglazials ist weitgehend an die übertieften Rinnen gebunden (Abb. 2), wobei die Basisfläche am Rinnenrand höher als —20 m NN liegen kann. Im Bereich der Übertiefungen des Elster-Tales reichen die Meeresschichten mit ihrer Unterkante bis —100 m NN hinunter. Diese erheblichen Reliefunterschiede in der Oberfläche und Basis der marinen Sedimente dürften auf das Tiefertauen von Toteis hinweisen.

In einem Querschnitt durch die Rinne von Duvenstedt wird der geologische Aufbau dieser Rinne demonstriert (Abb. 3). Die Grundlagen für die Karten und Profile bilden die Schichtverzeichnisse von tieferen Grundwasserbohrungen, von denen eine Auswahl als Säulendiagramm gezeichnet wurde (Abb. 4). Hierbei ergibt sich folgendes Bild: An der Sohle der übertieften Täler finden sich nicht selten Tertiärschollen, oder das Quartär ist reich an umgelagertem Miozän-Material. Es überwiegen gemischtkörnige glazifluviale Sande mit Schluff- und Kiesbänken, zum Hangenden mehrten sich die glazilakustrinen Sedimente. Eine Besonderheit stellen einzelne Linsen und Schollen von Moränenmaterial (Till) im Lauenburger Ton dar. Diese Geschiebemergel sind wahrscheinlich in genetischer Sicht keine echten Moränen, sondern durch Eisschollen oder als Hangrutsch vielleicht in unmittelbarer Nähe des abtauenden Gletschers abgelagertes Moränenmaterial. Die „Bänder-tonmergel“ E. KOCHS und die Feinsande mit und ohne Schluffbänke dürften dem Lauenburger Ton altersgleich oder geringfügig älter sein.

Das Meer der Holstein-Warmzeit brach in die tiefliegenden Täler ein und lagerte bunte Schluffe und Tone ab, die durch eine artenarme Foraminiferen- und Molluskenfauna gekennzeichnet sind (WOSZIDLO 1962; KNUDSEN 1976). Die Meeresablagerungen

im Sinne von GRAHLE (1936) werden über 40 m mächtig und sind wie der Lauenburger Ton und die bunten Tone des Frühinterglazials flächenhaft in den tiefen Rinnen ausgebildet. Die marinen Sedimente sind jedoch nicht auf die Rinnen beschränkt, sondern lassen sich in seltenen Fällen auch auf hochliegendem Tertiär nachweisen, z. B. in der Bohrung 7454 B 1, in der fossilführendes marines Interglazial von —5,7 m NN bis —11,7 m NN angetroffen wurde. Die limnischen Sedimente der ausgehenden Holstein-Warmzeit sind im allgemeinen über den ästuarine Sanden im Bereich der Rinnen verbreitet. Sie fielen jedoch wegen der geringeren Mächtigkeit und der Oberflächennähe den erodierenden Gletschern und Schmelzwässern der Saale-Kaltzeit eher zum Opfer als die bindigen Meeres-tone.

Die Häufigkeit von Moränenmaterial in den flacheren Rinnen und ihre Morphologie sprechen für einen erheblichen Anteil der Exaration bei ihrer Genese. In den tieferen Hohlformen überwog vermutlich die Erosion durch gespannte subglaziale Schmelzwässer, denn in diesen Rinnen dominieren die glazifluvialen Sedimente. Die unruhige Glimmertonoberfläche unterscheidet sich erheblich von der dem Mittelmiozän konkordant auflagernden Basisfläche des Obermiozäns, d. h. beide Flächen sind durch verschiedene geologische Prozesse geformt. Tektonische Bewegungen, wie sie neuerdings PALUSKA fordert (in: PALUSKA, LÖHNERT & SCHLICHTING 1978), sind schwer nachweisbar. Mehrfach wurde obermiozäner Glimmerton an der Basis einer Rinne erbohrt, z. B. in einer Brunnenbohrung in Hamburg-Sasel (7246 D 26), in der von 219,5 bis 242,5 m u. Gel. Glimmerton über Beckenschluff und Geschiebemergel von 245,0 bis 272,5 m u. Gel. angetroffen wurde. Dieser Aufbau ist jedoch zwanglos durch Hangrutschungen erklärbar. Tektonische Bewegungen wären nur durch ein langfristiges Nivellement erkennbar. Dagegen konnten Verwerfungen, Klüfte und Spalten auch in quartären Schichten häufig in den Tagesaufschlüssen auf den Strukturen von Othmarschen, Elmshorn, Lägerdorf, Hemmoor und Lüneburg beobachtet werden. — Hinweise auf eine bis ins jüngste Quartär reichende Salzstock-Tektonik. Die Existenz präglazialer (= cromerzeitlicher) Täler ist bisher im Hamburger Raum — etwa durch das Auffinden von altpleistozänen Sedimenten — nicht bewiesen worden, wenn man von der Karstgraben-Füllung in Lieth auf dem Salzstock Elmshorn absieht (GRUBE 1968; MENKE 1975). Da die übertieften Täler auf die quartären Vergletscherungsgebiete beschränkt sind, spricht einiges für eine enge Beziehung zwischen dieser speziellen geomorphologischen Talform und den Inlandgletschern. Die Rinnen sind aus der DDR (z. B. EISSMANN 1975), Nordwestdeutschland, dem Bereich der Nordsee (HOLMES 1977), in Andeutungen aus Südschweden, Dänemark und den Niederlanden bekannt. In Jütland ist nach HOLGER LYKKEN ANDERSEN (mündl. Mitt.) ein 150 m tiefes Quartärtal bei Aarhus erbohrt; tektonische Bewegungen konnten im Horsens-Fjord (Graben) nachgewiesen werden. Inwieweit die Fjorde Norwegens (H. HOLTEDAL 1975) und die übertieften Hohlformen im alpinen Bereich (z. B. Züricher See mit bis zu 400 m mächtigen Lockergesteinen und Felsquerrippen, mündl. Mitt. SCHLÜCHTER 1978) mit den subglazialen Quartärtälern und Tunneltälern geomorphologisch vergleichbar sind, muß zur Diskussion gestellt werden.

Das quantitative Problem der Erosionsleistung bleibt ungelöst. Wenn die Mehrzahl der übertieften Täler in der Elster-Kaltzeit aufgerissen wurde, müßten große Mengen an glazifluvialen und -lakustrinem Material im Vorfeld der Gletscher nachzuweisen sein. Die Berechnung dieser Mengen wäre jedoch auch dann schwer durchführbar, wenn die Abmessungen der Rinnen in Schleswig-Holstein und Niedersachsen besser erforscht sind. Auffallend ist zum Beispiel, daß die Rinnen in den Gebieten mit größerer Bohrdichte schmaler dargestellt werden als in Bereichen mit Einzelbohrungen. Das Mengenproblem der erodierten Massen wird durch die Annahme einer differenzierten subglazialen Erosion gemildert. Während eine neue Rinne aufgerissen wurde, konnte eine ältere bereits sub-

glazial wieder verfüllt werden. Der Reichtum an umgelagertem Tertiärmaterial in den Rinnen spricht für diese Hypothese.

Die Genese der übertiefen Täler wurde in den Skizzen Abb. 8—11 dargestellt. Die Inlandgletscher der Elster-Kaltzeit fanden eine ausgeglichene Landschaft vor, in der nach der Regression des Obermiozän-Meeres sich ein plio-altpleistozänes Flußnetz ausbildete (Abb. 8). Durch Exaration wurden flachere Hohlformen bis tiefer als —60 m NN in den

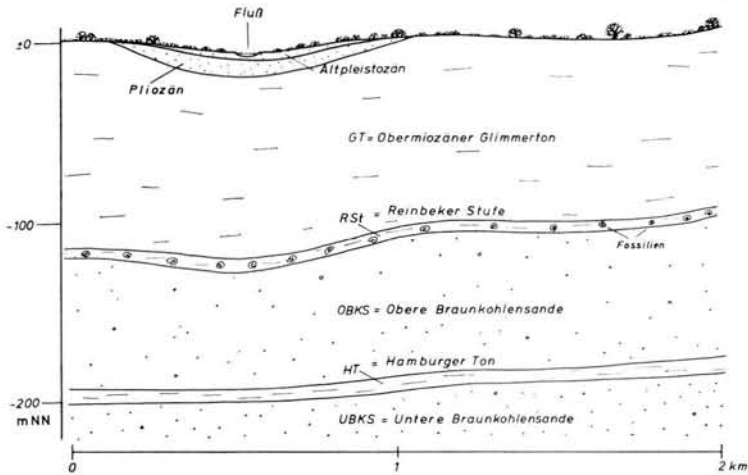


Abb. 8: Plio- und altpleistozäne Landoberfläche.

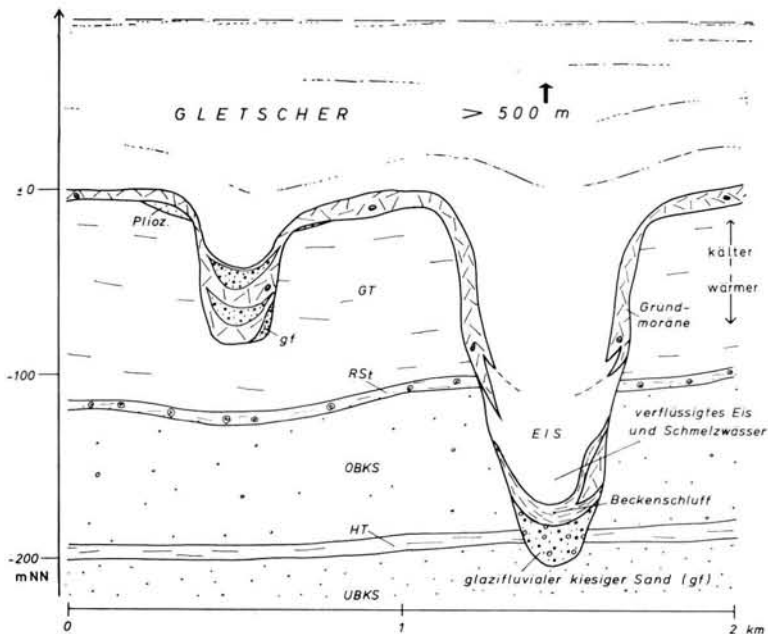


Abb. 9: Inlandvergletscherung der Elster-Kaltzeit mit der Bildung subglazialer übertiefer Täler, Exaration in den flacheren Hohlformen, Schmelzwassererosion und „melt out till“ in den tieferen Rinnen, Zeichnung Tiedke.

In der Abschmelzphase des Gletschereises entstanden auf den tieferen Rinnen supra-glaziale Sedimente, die überwiegend aus glazilimnischen schluffigen Feinsanden mit eingeschalteten Schluffbänken bestehen. Seltener werden Wechsellagerungen mit kiesigen Grobsanden beobachtet, die durch Schmelzwasserflüsse sedimentiert wurden. Die im Lauenburger Ton eingelagerten Bänke aus Moränenmaterial lassen sich durch Rutschungen, durch Eisschollentransport und als subaquatischer Till erklären (Abb. 10). In der nachfolgenden Holstein-Warmzeit drang das Meer in Förden auf den von den Rinnen vorgezeichneten Bahnen tief in die damalige Jungmoränen-Landschaft Nordwestdeutschlands vor (Abb. 11).

Subglaziale Täler der Saale-Kaltzeit

Die Basisfläche der Hauptsaa-Moräne, dem Drenthe-Stadium, wurde vom Bereich der Hamburger Innenstadt konstruiert (GRUBE, VLADI & VOLLMER 1976: Abb. 4). Der Drenthe-Gletscher schnitt sich lokal im unteren Alstertal bis tiefer —50 m NN in die elsterzeitlichen Sedimente ein. Rinnen, die mit den übertieften Tälern der Elster-Kaltzeit vergleichbar wären, konnten jedoch bisher nicht nachgewiesen werden. Ähnliches gilt ebenfalls für das mittlere und jüngere Stadium der Saale-Kaltzeit (Niendorfer bzw. Fuhlsbüttler Stadium). Aber tunneltalähnliche Übertiefungen sind mehrfach beobachtet. So wurde das untere Alstertal am Jungfernstieg, Hamburg, durch die Gletscher und Schmelzwässer des Niendorfer Stadiums so überprägt, daß sich Sedimentfallen für fluviale und organogene Ablagerungen der folgenden Eem-Warmzeit bildeten (GRUBE, VLADI & VOLLMER 1976: Abb. 2 und 5). Die Basis der Niendorfer Moräne wurde in geschlossenen Hohlformen bis —30 m NN nachgewiesen, während die durch jungsaalezeitliche Schmelzwässer geformte Moränenoberfläche unter —15 m NN abtauchen kann.

Auch in anderen Gebieten der Altmoräne wurden übertiefe Täler mit organogenen Sedimenten der Eem-Warmzeit gefunden. Quer über den Straßenzug Reeperbahn—Königsstraße zieht das Tal der Pepermolkenbek, ein unregelmäßig gestaltetes Tälchen, mit Übertiefungen von über 5 m. Im Liegenden der eeminterglazialen Sedimente (Torfe, Mudde, humose Sande) folgen nur lokal geringmächtige Schmelzwassersande über der jungsaalezeitlichen Moräne (HOMCI 1974: Abb. 7 u. 8). Diese übertieften Hohlformen dürften überwiegend durch Exaration entstanden und primär durch Toteis konserviert worden sein.

Ein weiteres Vorkommen von übertieften Hohlformen in der Fuhlsbüttler Moräne wurde von WOSZIDLO (1978) in Hamburg-Harvestehude nachgewiesen, wo Übertiefungen in der Talachse von etwa 10 m vorhanden sind.

Dagegen treten in der Sohle subglazialer Schmelzwasserrinnen des Fuhlsbüttler Stadiums in Hamburg-Billstedt (GRUBE & EHLERS 1975: 356—357) keine Übertiefungen auf. Die organogenen Schichten der Eem-Warmzeit sind offensichtlich über Toteissenken entstanden, denn die Basisfläche dieser Interglazial-Sedimente weist in der Talachse Differenzen über 5 m auf.

2.3. Tunneltäler der Weichsel-Kaltzeit

Die Tunneltäler gehören zu den bekanntesten Formenelementen der Jungmoräne. Die auf kleinem Raum wechselnde Talbreite und vor allem die Übertiefungen in der Talsohle sind die charakteristischen Merkmale eines Tunneltales. Die ursprüngliche Morphologie ist durch glazifluviale Überschotterung sowie postglaziale Erosion mit wechselnder Intensität und Bildung holozäner Deckschichten überprägt.

In Hamburg-Volksdorf wurden in den „Teichwiesen“ im Liegenden von holozänen Torfen Mudden erbohrt, die in übertieften Hohlformen erhalten geblieben sind. Das durch prähistorische Grabungen (RUST 1943) bekannte Stellmoorer Tunneltal wurde morphologisch durch GRUBE (1969) untersucht. HOMCI (1974) entdeckte Übertiefungen der weichselzeitlichen Sedimente bzw. „Aufragungen“ der saalezeitlichen Moränen quer zur Fließrichtung der Schmelzwässer. Wenn auch die Übertiefungen nur 5 bis 10 m betragen, so lassen sich doch geomorphologische Vergleiche der saale- und weichselzeitlichen Tunneltäler mit den elsterzeitlichen Rinnen ziehen. Alle geologischen und geomorphologischen Daten lassen sich zwanglos in die Vorstellung subglazialer Schmelzwasser-Erosion mit wechselnder Beteiligung der Exaration einfügen. Wieweit diese Erosion subglazial oder proglazial im Sinne von SJÖRRING (1977) erfolgte, bedarf einer intensiven Untersuchung. Denkbar wäre auch das Lösen der Gesteine durch hydraulischen Überdruck in der Gletscherrandzone durch natürliche hydraulische Grundbrüche.

Ein Hinweis auf die Genese eines subglazialen Tales durch das Gletschereis im Sinne von GRIPP (1975) wurde im Drumlinfeld östlich Oldesloe entdeckt (Grundkarte Blatt 3592 R 5962 H Rethwischhof). Das Nebeneinander von Drumlins (RANGE 1933) und „Glaziellen“ erscheint nicht verwunderlich. In diesen Hohlformen erbohrten Studenten in einem Geländepraktikum Torfe und Mudden des Holozäns bzw. Spätglazials, die ohne Zwischenschaltung von fluvialen oder glazifluvialen Sanden direkt auf der Weichsel-Moräne lagerten. Diese subglazialen Hohlformen werden als „Glazielle“ im Sinne von GRIPP (1975) gedeutet.

3. Schriftenverzeichnis

- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe, Modell einer Landschaftsentwicklung am Rand der europäischen Kontinentalvereisung. — Schriftenreihe f. Geol. Wissenschaften, **2**: 228 S.; Berlin.
- GOTTSCHKE, C. (1901): Der Untergrund Hamburgs. — Hamburg in naturwissenschaftlicher und medizinischer Beziehung, **73**, Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte: 14—28; Hamburg.
- (1897a): Die tiefsten Glacialablagerungen der Gegend von Hamburg. — Mitt. Geograph. Ges. in Hamburg, **13**: 10 S.; Hamburg.
- (1897b): Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holstein's. — Mitt. Geograph. Ges. in Hamburg, **13**: 74 S.; Hamburg.
- GRAHLE, H. O. (1936): Die Ablagerungen der Holstein-See (Mar. Interglaz. I), ihre Verbreitung, Fossilführung und Schichtenfolge in Schleswig-Holstein. — Abh. Geol. L.-Amt, N. F. **172**: 110 S.; Berlin.
- GRIPP, K. (1975): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **26**: 31—73; Öhringen.
- GRUBE, F. (1968): Die Pliozän-Pleistozän-Grenze und das ältere Pleistozän im Hamburger Raum. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **37**: 121—126; Hamburg.
- (1969): Zur Geologie der weichselzeitlichen Gletscherrandzone von Rahlstedt-Meiendorf. Ein Beitrag zur regionalen Geologie von Hamburg. — Abh. u. Verh. Naturw. Ver. Hamburg, N. F. **13**: 141—194; Hamburg.
- (1970): Baugeologie der Lockergesteine im weiteren Hamburger Raum. — Grundbau Taschenbuch, **1**, Ergänzungsband: 109—160; Berlin.
- (1972): Urban and Environmental Geology of Hamburg (Germany). — 24th Geol. Cong. Montreal, Sect. **13**: 30—36; Montreal.
- GRUBE, F. & EHLERS, J. (1975): Pleistozäne Flußsedimente im Hamburger Raum. — Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ., **44**: 353—382; Hamburg.
- & VLADI, F. & VOLLMER, T. (1976): Erdgeschichtliche Entwicklung des unteren Alstertales. — Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ., **46**: 43—56; Hamburg.

- HINSCH, W. (1975): Präquartärer Untergrund und glaziäre Rinnen in Südostholstein. — Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ., **44**: 383—402; Hamburg.
- (1977a): Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein bzw. Oberkante des Präquartärs. — Geol. L.-Amt Schleswig-Holstein, Maßstab 1 : 250 000; Kiel.
- (1977b): Rinnen an der Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein. — DEUQUA-Symposium Rosenheim, Eiszeitalter u. Gegenwart. (Im Druck.)
- HOLMES, R. (1977): Quaternary deposits of the central North Sea, 5. The Quaternary geology of the UK sector of the North Sea between 56° and 58° N. — Natural Environment Research Council Report, **77/14**: 50; London.
- HOLTEDAHL, H. (1975): The Geology of the Hardangerfjord, West Norway. — NGU 323, Bulletin **36**: 87; Trondheim.
- HOMCI, H. (1974): Jungpleistozäne Tunneltäler im Nordosten von Hamburg (Rahlstedt-Meendorf). — Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ., **43**: 99—126; Hamburg.
- JOHANNSEN, A. (1960): Ur-Anlagen pleistozäner Förden und Rinnen in Schleswig-Holstein. — Geol. Jb., **77**: 271—308; Hannover.
- JOHANNSEN, A. & LÖHNERT, E. (1971): Geologie und Grundwasservorkommen im schleswig-holsteinischen Untereibe-Gebiet. — Meyniana, **21**: 42—66; Kiel.
- (1974): Geologie und Grundwasservorkommen im schleswig-holsteinischen Randgebiet östlich von Hamburg. — Meyniana, **25**: 31—53; Kiel.
- KADNER, M. R. (1970): Untersuchung der geohydrologischen Eigenschaften von Aquifers im Raum Hamburg unter Anwendung nichtstationärer Verfahren. — Diss., 112 S.; Hamburg. — Mitteilung Nr. 78 aus dem Geol. Landesamt Hamburg.
- Tertiäre Grundwasserleiter im Hamburger Raum. — Geol. Jb., Hannover. — [In Vorbereitung.]
- KNUDSEN, K. L. (1976): Die holsteininterglaziale Foraminiferenfauna von Wacken (West-Holstein) und Hamburg-Hummelsbüttel. — Vortrag DEUQUA, Geomatikum 2. 9. 76, Hamburg.
- KOCH, E. (1913): Der Untergrund der rechtselbischen Marsch oberhalb Hamburgs. — Jb. hamburgischen wiss. Anst., **30**; Hamburg.
- (1923): Die prädiluviale Auflagerungsfläche unter Hamburg und Umgebung. — Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Universität Hamburg 28. 7. 1923, A. Friedrichsen, Hamburg.
- (1924): Die prädiluviale Auflagerungsfläche unter Hamburg und Umgebung. Mitt. Mineral.-Geol. Staatsinst., **6**: 96 S.; Hamburg.
- (1927): Beiträge zur Geologie des Untergrundes von Hamburg und Umgebung. — Mitt. Mineral.-Geol. Staatsinst., **9**: 110 S.; Hamburg.
- KUSTER, J. & MEYER, K. D. (1977): Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 135—156; Hannover.
- LÖHNERT, E. (1966a): Die Beschaffenheit des tieferen Grundwassers und die Grenze Salzwasser/Süßwasser im Staatsgebiet von Hamburg. — Geol. Mitt., **6**: 29—36; Aachen.
- (1966b): Glaziäre Rinnen im Raum Hamburg und ihre Beziehungen zum präquartären Untergrund. — Abh. u. Verh. Naturw. Ver. Hamburg, N. F. **10**: 47—51; Hamburg.
- (1967): Grundwasserversalzen im Bereich des Salzstockes von Altona-Langenhof. — Abh. u. Verh. Naturw. Ver. Hamburg, N. F. **11**: 20—46; Hamburg.
- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. — Geol. Jb., **A 26**: 151 S.; Hannover.
- ORTLAM, D. & VIERHUFF, H. (1978): Aspekte zur Geologie des höheren Känozoikums zwischen Weser und Elbe-Aller. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978**: 408—426; Stuttgart.
- PALUSKA, A. (1977): Auswirkungen der quartären Tektonik auf die Genese und Morphologie der Rinnen. — Vortrag Edith-Ebers-Symposium Rosenheim, 21. 10. 1977.
- PALUSKA, A., LÖHNERT, E. & SCHLICHTING, K. (1978): Überblick über geologische Strukturen und Grundwasser des tieferen Untergrundes. — Deutscher Planungsatlas, Band 8, Hamburg; Akademie für Raumforschung und Landesplanung; 80 Karten, H. Wawrosch; München/Alsfeld.
- RANGE, P. (1933): Die Drumlin-Landschaft bei Oldesloe in Holstein. — Jb. preußischen Geol. L.-Anst., **54**: 348—353; Berlin.

- RICHTER, W., PREUL, F., DECHEND, W., DÜRBAUM, H.-J., GROBA, E. & HERRMANN, R. (1968): Ein Rückblick auf 20 Jahre hydrogeologischer Arbeiten des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung. — *Geol. Jb.*, **85**: 817—840; Hannover.
- RUST, A. (1943): Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor. — 242 S., 10 Taf.; Neumünster (Wachholtz).
- SJÖRRING, S. (1977): Die Tunneltäler in Dänemark. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **29**: 179-188; Hannover 1979.
- Wibel, F. (1879): Die geognostischen Ergebnisse einiger neuerer Tiefbohrungen auf Hamburgischem Gebiet und Umgebung. — *Verh. naturw. Ver. Hamburg*: 160—174.
- WIBEL, F. & GOTTSCHKE, C. (1876): Skizzen und Beiträge zur Geognosie Hamburgs und seiner Umgebung. Festschrift 49. Versamml. Deutsch. Naturf. Ärzte: 38 S.; Hamburg.
- WOLFF, W. (1909): Der Untergrund von Bremen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **61**: Mber., 348—365; Berlin.
- (1913): Erläuterung zur Geologischen Karte von Preußen, Blätter Pinneberg, Bergstedt, Wedel, Glinde, Wandsbek. — 1 : 25 000, 39; Preuß., Geol. Landesanst. Berlin.
- (1914): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Hamburg. — 1 : 25 000, 49; Preuß. Geol. Landesanst. Berlin.
- (1917): Das Diluvium der Gegend von Hamburg. — *Jb. preußischen Geol. L.-Amt*, **36**: 227—324; Berlin.
- (1922): Erdgeschichte und Bodenaufbau Schleswig-Holsteins. — 163 S., Hamburg (Friedrichsen).
- WOSZIDLO, H. (1962): Foraminiferen und Ostrakoden aus dem marinen Elster-Saale-Interglazial in Schleswig-Holstein. — *Meyniana*, **12**: 65—96; Kiel.
- (1978): Das Quartär von Harvestehude. — *Diplarbeit, Geofachbereich Univ. Hamburg*, 67 S., Hamburg. — [Unveröff.]
- ZIMMERMANN, K. G. (1838): Über die geognostischen Verhältnisse Hamburgs und der nächsten Umgebung desselben. — *Neues Jb. f. Mineral., Geognosie, Geol. und Petrefaktenkunde*: 371—380; Stuttgart.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	173—178 1 Kt.	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	-----------	------------------	----------------------

Rinnen an der Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein

WINFRIED HINSCH *)

Tertiary, Pleistocene, paleorelief, channel, glacial erosion, fluvioglacial, salinary structures
NW-German Lowlands, Schleswig-Holstein

Kurzfassung: Nach Bohrungsauswertung wird der präquartäre Untergrund und die Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein dargestellt. Die Basis des Pleistozäns zeigt Hochgebiete und Rinnensysteme, deren Verlauf weitgehend unabhängig ist von den halokinetisch bedingten Trögen und Salinarstrukturen des Untergrundes. Rinnen in verschiedenen Richtungen sind relativ rasch durch exarative Glazialtektonik und subglaziäre Erosion entstanden. Für viele Rinnen läßt sich ein elstereiszeitliches Alter nachweisen.

[Channels at the Base of Glacial Pleistocene in Schleswig-Holstein]

Abstract: Using well data the prequarternary subcrop and the base of glacial pleistocene is mapped. There are elevations of subcrop and channel systems at the base of pleistocene. Their configuration is rather independent of halokinetically induced troughs and salinary structures of the subcrop. Channels in diverse directions were formed rather quickly by exaration, glacial tectonic and subglacial erosion. For many channels an Elster age can be proved.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Präquartärer Untergrund
3. Schollen an der Quartärbasis
4. Basis des glaziären Pleistozäns
5. Verlauf der quartären Rinnensysteme
6. Entstehung der Rinnen
7. Alter der Rinnen
8. Schriftenverzeichnis

1. Einleitung

Im Rahmen des DFG-Programms „Nordwestdeutsches Tertiärbecken“ wurden in Tiefenlinien- und Isopachenplänen die Abschnitte des Tertiärs dargestellt. Die beiden das Quartär betreffenden Karten „Basis des glaziären Pleistozäns“ (HINSCH 1977b) und „Karte des präquartären Untergrundes in Schleswig-Holstein“ (HINSCH 1997a) sind der Abschluß dieses Kartenwerkes über das Tertiär im Untergrund von Schleswig-Holstein zum Hangenden hin.

Grundlage für diese Karten ist die bio- und lithostratigraphische Auswertung der Bohrungen, deren Schichtenverzeichnisse im Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes gespeichert sind. Es wurden alle Bohrungen ausgewertet, die das Quartär durchteuft oder

*) Anschrift des Verfassers: Dr. W. H i n s c h, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Mercatorstraße 7, D-2300 Kiel-Wik.

mehr als 50 m Teufe erreicht haben. Neben den Erdölbohrungen sind dies vor allem hydrogeologische Aufschlußbohrungen. An dieser Stelle sei allen Bohrungsbearbeitern gedankt, deren Ergebnisse viel zu dem Kartenwerk beigetragen haben. Auf top. Karten 1 : 25 000 wurden die Bohrungen eingetragen und die Basis des glaziären Pleistozäns auf NN bezogene Werte umgerechnet. Die sich hieraus ergebenden Tiefenlinien und Ausbisse wurden auf Übersichtskarten im Maßstab 1 : 250 000 übertragen.

Der vorliegenden Arbeit ist eine Karte (Kt. 1) im Maßstab 1 : 500 000 beigegeben, auf der in einer durch den Maßstab gebotenen vereinfachten Form Salinarstrukturen, Tertiärtröge und glaziäre Rinnen in Schleswig-Holstein dargestellt sind. Die Position der Salzstrukturen ist der Arbeit von JARITZ (1973) über die Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands entnommen.

2. Präquartärer Untergrund

Als präquartärer Untergrund wurden folgende Ausbisse auskartiert: Perm, Oberkreide, Untereozän, Mitteleozän bis Oligozän, Unterer Glimmerton, marines Hemmorium, Braunkohlensande, Oberer Glimmerton und Kaolinsande. Die Ausstriche zeigen eine starke Abhängigkeit vom salinartektonischen Bau des Untergrundes, während Anomalien dieser Ausbisse meist durch glaziäre Rinnen bedingt sind.

In einer zentralen Region alter Diapire bei Rendsburg sind die Tertiärtröge nur noch mäßig eingesenkt. Ausgehend vom flachen und breiten Rendsburger Trog nimmt beidseitig sowohl nach W zum westholsteinischen Troggebiet als auch nach E zum „Hamburger Loch“ (Pagensander bis Oldesloer Trog) der Tiefgang und die Tertiärmächtigkeit der Tröge zu. Dabei schwellen die Mächtigkeiten des Alttertiärs bis zum Friedrichstädter und Kaltenkirchener Trog an, die des Jungtertiärs noch distaler zur zentralen Schwelle bis zum Gardinger und Oldesloer Trog hin an.

In den Senkungsgebieten mit besonders mächtigen Tertiärtrögen sind die Diapire von Oldenswort, Elmshorn, Quickborn, Sievershütten, Sülfeld und Segeberg bis an die Quartärbasis hochgedrungen, während bei den alten Diapiren in Mittelholstein die quartäre Erosion nur bis an die Oberkreide hinabreicht. Die Verbreitung der jüngsten lithostratigraphischen Einheit des Tertiärs, des Kaolinsandes, ist auf folgende jüngere Senkungsgebiete (Kt. 1) beschränkt:

- a) Westholstein-Loch Gardinger Trog (Absenkung der Kaolinsandbasis bis 1200 m)
Friedrichstädter Trog
Trischener Trog
- b) Hamburger Loch Wahlstedter Trog
Oldesloer Trog (Absenkung des Kaolinsandes tiefer als 500 m)
Nordteil des Ahrensburger Trogs
Kaltenkirchener Trog
Pinneberger Trog
Horster Trog
Pagensander Trog
- c) Westteil der Westschleswig Scholle (Sylt, Amrum, Föhr)
- d) Tarper Trog zwischen Westschleswig-Scholle und Angelner Schwelle.

Die fluviatilen pliozänen bis ältestpleistozänen Kaolinsande sind ursprünglich flächenhaft abgelagert worden, jedoch nur in den Gebieten mit starken Senkungstendenzen im jüngeren Tertiär erhalten geblieben. In diesem Sinne gab es keine pliozänen Täler, die als Vorläufer der glaziären Rinnen in Betracht kommen.

3. Schollen an der Quartärbasis

Ein schwieriges Problem sind die glazialtektonisch gestauchten oder verschleppten Schollen und Schuppen an der Basis des glaziären Pleistozäns. Hier soll zwischen parautochthonen (fast anstehenden) Schollen, scheinbaren oder Pseudoschollen und allochthonen (offensichtlichen) Schollen unterschieden werden, von denen die ersten beiden dem präquartären Untergrund, die letzteren dem glaziären Pleistozän zugerechnet werden.

Zu den parautochthonen Schollen gehören zunächst Stauchendmoränen, wo das Anstehende nur in sich verschuppt ist (Beispiel Morsum-Kliff/Sylt). Ferner gehören hierher durch Pleistozänkeile nur unvollständig vom Anstehenden gelöste Schollen. Ein gutes Beispiel hierfür ist in der Bohrung Schönberg (am Westrand des Salzkissens von Nusse) eine 50 m mächtige Glimmertonscholle, die nach Biostratigraphie und Höhenlage noch als Fortsetzung des Anstehenden zu erkennen ist, obwohl sie durch einen 9 m mächtigen Pleistozänkeil (oben Geschiebemergel, unten Geschiebekies und Harnische) vom Liegenden getrennt ist (HINSCH 1975).

Bei nicht gekernten Bohrungen sind parautochthone Schollen schwer zu unterscheiden von Pseudoschollen. Diese werden vorgetäuscht durch erneut auftretenden Spätnachfall, meist auffallend gleichkörniger Feinkies, aus jüngeren Schichten lange nach Abklingen des normalen Nachfalls. Hierfür besonders prädestiniert sind feste Bänke oder Konkretionslagen wie Reinbeker Gestein und Holsteiner Gestein, bei denen das Bohrgestänge plötzlich stark gegen die Bohrlochwandung schlägt. Auch innerhalb des anstehenden Miozäns läßt sich solcher Spätnachfall nachweisen. Allochthone Schollen sind beispielsweise Eozän-schollen in Gebieten mit präquartär anstehendem Miozän. Hierher gehören auch Miozän-schollen in den glaziären Rinnen, wenn deren Teufenlage vom Anstehenden beträchtlich abweicht. Ein Beispiel hierfür ist in der Bohrung Meilsdorf (westlich Siek) eine Scholle von Tostedter Schichten, die ca. 60 m tiefer als das Anstehende im Niveau des Hamburger Tons angetroffen wird (HINSCH 1975).

Aus praktischen Gründen, die sich aus Nachfallmöglichkeiten während des Bohrvorganges ergeben, bleibt nichts anderes übrig, als die meist nicht unterscheidbaren parautochthonen Schollen und Pseudoschollen dem präquartären Untergrund zuzurechnen, während die eindeutig allochthonen Schollen dem Pleistozän zugeordnet werden. Die tatsächliche Eindringtiefe der Glazialtektonik in den Untergrund muß bei den gegenwärtig vorwiegenden Spülbohrverfahren als weitgehend hypothetisch gelten. Man kann jedoch annehmen, daß mit zunehmender Tiefe die Sprungbeträge bald unbedeutend werden.

4. Basis des glaziären Pleistozäns

Nach den Grundsätzen des vorigen Kapitels wird auf der 1977 im Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein erschienenen Karte die Basis des glaziären Quartärs in folgenden Tiefenstufen dargestellt: höher als NN, 0—25 m, 25—50 m, 50—100 m, 100—200 m und tiefer als 200 m. Die Karte der Quartärbasis konnte im N an die Abbildung der Quartärbasis durch RASMUSSEN (1966) angeschlossen werden. Im S war eine Konnektierung mit den Rinnen in Nordniedersachsen (KUSTER & MEYER 1979, in diesem Band) möglich, während für Südostholstein die von JOHANNSEN & NACHTIGALL (1972) beschriebenen Rinnen bestätigt werden konnten. Der Rinnenverlauf im Hamburger Raum konnte den Arbeiten von KOCH (1924) und LÖHNERT (1966) entnommen werden.

Ein wesentlicher Teil meiner Arbeit ist die Darstellung in Tiefenstufen. Aus drucktechnischen Gründen konnten in Kt. 1 nur die Rinnen mit Tiefen unter —100 m NN dargestellt werden. Jedoch ist auch hieran zu erkennen, daß die im ganzen Tertiär vorhandene starke Abhängigkeit der Tiefenlage und Mächtigkeit der Schichtglieder von der

Salinartektonik, die sich in breiten Trögen und Mulden zwischen den Salinaren und verstärkter Salzabwanderung zu den jungen Diapiren zeigt, an der Basis des glaziären Pleistozäns nicht mehr vorhanden ist. Die sich abzeichnenden Rinnen sind wesentlich schmaler und kleinräumiger als die Mulden und Tröge des Tertiärs und zeigen meist auch andere Richtungen als diese.

Die tiefsten Stellen der Quartärbasis wurden bei Hamburg in der Ellerbeker Rinne westlich von Schnelsen mit 322 m unter NN und bei Tönning an der Eidermündung mit 350 m unter NN angetroffen. Eine gewisse Häufung von besonders tiefen Rinnenbildungen mit Tiefen von mehr als 200 m zeigen die tiefen Tröge im Hamburger und Westholsteiner Raum. Eine Ausnahme von dieser Regel ist die von Lauenburg in Richtung Lübeck verlaufende Rinne, die in einem Gebiet schwacher tertiärer Absenkung liegt. Östlich von Segeberg ist die Einmuldung im Pliozän besonders stark und trotzdem läßt sich keine glaziäre Rinne nachweisen.

Größere Gebiete mit Hochlagen des Präquartärs über NN finden sich im NW bei Sylt und im SE zwischen den Rinnen im Gebiet der Trittauer Mulde und südöstlich der Ahrensburger Mulde.

5. Verlauf der glaziären Rinnensysteme

Aus dem Vergleich der Tiefenlinien der Tertiärhorizonte (Muldentyp) mit dem grundsätzlich anderen Verlauf der Basis des glaziären Pleistozäns (Rinnentyp) läßt sich schließen, daß die glaziären Rinnen in erster Linie durch exogene Glazialtektonik, Exaration und subglaziäre Erosion unter dem Inlandeis entstanden sind und allenfalls untergeordnet durch den Bau des Untergrundes in Verlauf und Tiefe modifiziert wurden.

Die Unabhängigkeit der glaziären Rinnen von den Salinarstrukturen des Untergrundes zeigt sich darin, daß auch im halokinetisch ruhigen Gebiet der Westschleswig-Scholle südlich von Föhr und an der deutsch-dänischen Grenze solche Rinnen vorhanden sind. Relativ isoliert erscheinen die Rinne in der Flensburger Innenförde und im Tarper Trog (Frörup), während die Rinnen im S der Angelner Schwelle (Böklund und Süderbrarup) mit einer Rinne an der Schlei bei Schleswig im Zusammenhang stehen könnten. Rinnen mit vorwiegender W—E-Richtung finden sich bevorzugt im Eidergebiet, wo rheinisch streichende Strukturen an der Linie Husum—Kiel enden. So verlaufen Rinnen von Husum über Schleswig-Eckernförde zur Kieler Förde, vom Friedrichstädter Trog nach Rendsburg und von der Eidermündung zum Delver Trog. Weiter im S finden sich Rinnen mit dieser Richtung bei Bramstedt und Eisendorf.

Bei der Angabe der Rinnenrichtung ist zu berücksichtigen, daß sie nicht geradlinig, sondern leicht geschlängelt sind. Die Rinnen sind manchmal nur 1 km breit, was sich besonders in dicht abgebohrten Gebieten nachweisen läßt. Generell sind auf der vorliegenden Karte (Kt. 1) die meisten Rinnen wegen Mangel an Bohrungen eher zu breit als zu schmal dargestellt.

Etwa rheinisch streichende Rinnen folgen manchmal mit wechselndem Abstand den Salzstrukturen von Heide-Hennstedt oder Muldenachsen des Preetzer Trogs, der Hemmelsdorfer Mulde und des Oldesloer Trogs (dort eine senkrecht dazu gerichtete Abzweigung am Südende). Die Meilsdorfer Rinne biegt vom Nordteil der Sieker Struktur in rheinische Richtung um. Die auffällige rheinisch streichende Rinne von Lauenburg—Mölln liegt überwiegend im Salzkissengebiet von Nüsse—Gudow.

Sehr auffällig sind NNW—SSE verlaufende, d. h. etwa eggisch streichende, glaziäre Rinnen. Diese Richtung kommt bei den Salinarstrukturen in Schleswig-Holstein sehr selten vor, so daß Ursachen, die im glaziären Pleistozän selbst liegen, zur Deutung heran-

gezogen werden müssen. Diese Rinnen liegen am ehesten in der Richtung des Vorfluters in der nördlichen Nordsee. Allerdings haben die Rinnen kein durchgehendes Gefälle, was z. T. durch eine spätere Übertiefung im Gebiet der tiefen Tröge des Hamburger Lochs und Westholstein-Lochs verursacht sein kann. Hierzu gehört eine Rinne vom Pinneberger Trog zur Wilsterer Mulde und nach Oldenbüttel, die Ellerbeker Rinne von Hamburg nach Rendsburg und die Duvenstedter Rinne vom Ahrensburger Trog in Richtung Bramstedt. Besonders im Südtail sind diese Rinnen gut durch Bohrungen belegt. Die Ellerbeker Rinne überquert zweimal eine Salinarstruktur, nämlich den Salzstock Schnelsen und die Struktur Peissen—Gnutz. Relativ schmale glaziäre Rinnen mit vorwiegender SW—NE-Richtung sind die Etzer Rinne im Pinneberger Trog, die Elmsborner Rinne, die Rinne bei Hohenhorn und die Bille-Rinne von Hamburg über Witzhave zur Trittau Mulde.

6. Entstehung der Rinnen

Vergleicht man die Basis des glaziären Pleistozäns mit den Tiefenlinienplänen von Tertiärhorizonten, fällt die wesentlich geringere Abhängigkeit von der Salinartektonik auf. Da die Salinare sich auch im Pleistozän weiter bewegt haben, können hierfür zwei Erklärungen angeboten werden.

1. Die glaziären Rinnen haben sich in wesentlich kürzerer Zeit gebildet als für die Ablagerung einer Tertiärstufe erforderlich ist. Während ein Zeitraum von 10^6 – 7 Jahren für die Ablagerung eines abgrenzbaren Tertiärabschnittes zur Verfügung steht, haben sich die glaziären Rinnen in einem Zeitraum von nur 10^3 – 4 Jahren gebildet. Bei gleicher Aktivität der Salinare ist daher der Einfluß auf die Rinnenbildung zu gering, um ihren Verlauf entscheidend zu bestimmen.
2. Die glaziären Sedimente entfalten durch Exaration und subglaziäre Erosion eine wesentlich stärkere Eigendynamik als die Sedimentation des marinen und fluviatilen Tertiärs und auch des marinen Quartärs im Nordseebecken, das sich in seiner Mächtigkeitsentwicklung und mit transgressiven Schichtausfällen sehr viel mehr und eher passiv den salinartektonisch verursachten Strukturen anpaßte.

Im einzelnen könnten die glaziären Rinnen durch Salzstockbewegungen beeinflusst werden. Sehr viel häufiger ist jedoch, daß Anomalien im Ausbiß durch glaziäre Rinnen verursacht werden. Zum Beispiel haben sich die Duvenstedter und Ellerbeker Rinne im Hamburger Raum durch den oberen Glimmertone in die Braunkohlensande eingeschnitten. Andere Rinnen haben sich durch die Braunkohlensande hindurch in das Vierlandium oder Oligozän eingetieft. Auf den Strukturen Sülfeld und Oldenswort fallen relativ breite Depressionen des glaziären Pleistozäns auf. Obwohl der Aufstieg und die Randsenkenbildung bis ins Pliozän sehr intensiv ist, geht die Tieflage des glaziären Pleistozäns über den Strukturtop, den Scheitelgraben und die sekundäre Randsenke hinweg. Vielleicht wurde der normale Aufstieg des Diapirs wegen zu großer Auflast für einige Zeit unterbrochen.

7. Alter der Rinnen

Für die Rinnen im Raum zwischen Elbmündung—Heide—Rendsburg—Preetz—Lauenburg—Wedel können durch die teilweise Füllung mit Lauenburger Ton und Holstein- (bzw. Stör-)Interglazial eine elster- bzw. mindeleiszeitliche Entstehungszeit angenommen werden. Die Verbreitung des Lauenburger Tons scheint weitgehend durch das Vorhandensein glaziärer Rinnen als fjord-artige Talungen begünstigt oder verursacht zu sein. Rinnen mit Vorkommen von Lauenburger Ton lassen sich zu einem verbundenen System vereinigen. Durch spätere Vereisungen ist die ursprüngliche Rinnenfüllung z. T. wieder aus-

geräumt worden, Rinnen sind erweitert oder neu gebildet worden. Hierdurch kommt es zu sehr starken Unterschieden in der Rinnenfüllung (Kiese, Sande, Geschiebemergel, Bekkensedimente, Lauenburger Ton, Holstein-Interglazial, dieses z. T. auch neben den Rinnen).

Wegen des ungeschützt ohne Moränen frei zu Tage liegenden Präglazials beim ersten Inlandeisvorstoß in der Elster-Vereisung wird während dieser ersten großen Vereisung die Rinnenbildung am intensivsten gewesen sein. Lediglich für die Rinnen an der Flensburger Innenförde, hinteren Schlei, inneren Eckernförder Bucht, inneren Kieler Förde und an der Oldenburger Mulde erscheint ein weichseleiszeitliches Alter wahrscheinlicher, weil die Innenteile, wenn auch nicht die äußeren Abschnitte, der Förden durch glaziäre Rinnen vorgezeichnet sind.

8. Schriftenverzeichnis

- HINSCH, W. (1975): Präquartärer Untergrund und glaziäre Rinnen in Südostholstein. — Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 383—402; Hamburg.
- JOHANNSEN, A. & NACHTIGALL, K. H. (1972): Geologisch-hydrogeologische Untersuchungen im Südteil des Kreises Herzogtum Lauenburg. — Meyniana, **22**: 71—84; Kiel.
- JARITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. — Geol. Jb., A 10: 77 S.; Hannover.
- KOCH, E. (1924): Die prädiluviale Auflagerungsfläche unter Hamburg und Umgebung. — Mitt. min.-geol. Staatsinst. Hamburg, **6**: 29—96; Hamburg.
- KUSTER, H. & MEYER, K.-D. (1979): Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 135—156; Hannover.
- LÖHNERT, E. (1966): Glaziäre Rinnen im Raum Hamburg und ihre Beziehungen zum präquartären Untergrund. — Abh. naturwiss. Ver. Hamburg, N. F., **10**, 47—51; Hamburg.
- RASMUSSEN, L. B. (1966): Molluscan Faunas and Biostratigraphy of the Marine Younger Miocene Formations in Denmark. — Danmarks Geol. Unders., II, **88**: 358 S., København.

Karten

- HINSCH, W. (1977a): Karte des präquartären Untergrundes in Schleswig-Holstein 1 : 250 000. — Geol. LA. Schleswig-Holstein, Kiel.
- (1977b): Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein 1 : 250 000. — Geol. LA. Schleswig-Holstein, Kiel.

Eiszeitalter u. Gegenwart	29	179—188 6 Abb.	Hannover 1979
---------------------------	----	-------------------	---------------

Tunneltäler in Dänemark

STEEN SJÖRRING *)

Upper Pleistocene (Saale and Weichsel glaciation), "tunnel valley", channel, fluvial erosion, glacial erosion, geomorphologic sketch map
Denmark

Kurzfassung: Der Begriff „Tunneltal“ umfaßt mehrere verschiedene morphologische Elemente. Neue Ergebnisse weisen darauf hin, daß die klassische Tunneltalhypothese aufgegeben werden muß. Einige der Tunneltäler sind wahrscheinlich als präglaziale oder proglaziale Wasserläufe angelegt und sind später durch selektive Glazialerosion überprägt worden.

[Tunnel Valleys in Denmark]

Abstract. The term "tunnel valley" comprises more different geomorphological elements. Based on new investigations it appears that the hypothesis for formations of tunnel valleys cannot longer be maintained. Some of the tunnel valleys may have an origin as preglacial or proglacial streams, which later on has been deepened by selective glacial erosion.

In einem größtenteils aus Lockersedimenten aufgebauten Flachland wie Dänemark ist die Ausformung der Oberfläche vor allem auf die Wirkung des Inlandeises und seiner Schmelzwässer zurückzuführen.

Auf Abb. 1 sind einige geomorphologische und quartärgeologische Grenzlinien eingezeichnet. Die westliche Linie muß im Wesentlichen als Grenze der Eisbedeckung der letzten Glazialzeit (Weichsel/Würm) betrachtet werden.

Es besteht ein sehr deutlicher geomorphologischer Unterschied zwischen den Gebieten beiderseits dieser Grenzlinie, die die Weichsel-Hauptstillstandslinie (oder USSINGS Eisrandlinie) genannt wird. Auf der westlichen Seite liegen die großen westjütländischen Sander, die nur von den saale-(riß-)zeitlichen „bakkeøer“, die man in direkter Übersetzung aus dem Dänischen als „Hügelsinseln“ bezeichnen könnte, unterbrochen werden. Auf der östlichen Seite der Grenzlinie sind die Glazialformen in ihrem Jugendstadium — mit Moränenflächen, Hügellandschaften und Tunneltälern — gut erhalten.

Die östlichste Grenzlinie, auch als die HARDER'sche Eisrandlage bekannt, kann als Ausbreitungsgrenze des letzten jungbaltischen Eisstromes betrachtet werden.

Auf der Abb. 1 sind auch die wichtigsten Tunneltäler in großen Zügen eingezeichnet. Die Tunneltäler sind von USSING (1903, 1904 und 1907) als „fjorddale“ (direkt übersetzt: Fjord- oder Fördentäler) bezeichnet worden. In seinen Arbeiten über die Sandermorphologie Westjütlands entdeckte USSING, daß die Sander flache Halbkegel bilden, deren höchster Punkt dort liegt, wo die Fördentäler enden. Deshalb schien eine genetische Verknüpfung der Sander mit den Fördentälern nahezu liegen. USSING ließ jedoch die Frage offen, ob die Fördentäler von subglazialen oder supraglazialen Schmelzwässern geschaffen worden waren. Später aber hat MADSEN (1921), übereinstimmend mit WOLDSTEDT (1913), eine subglaziale Entstehung der Fördentäler festgestellt. Um alle Zweifel auszuräumen, hat MADSEN gleichzeitig den Namen „Tunneltal“ (dänisch: „tunneldal“) eingeführt.

*) Anschrift des Verfassers: Univ. lektor S. Sjørring, Institut for almen Geologi, Københavns Universitet Østervoldgade 10, DK-1350 København K, Dänemark.

Der Begriff „Tunneltal“ umfaßt mehrere verschiedene morphologische Elemente, die wahrscheinlich unterschiedlicher Entstehung sind. Die dänischen Tunneltäler haben Längen von 5 bis 70 km. Ähnlich wie die Tunneltäler in Norddeutschland zeigen sie ein unregelmäßiges Bodenrelief. Stellenweise sind sie durch Schwellen unterbrochen und/oder



Abb. 1: Vereinfachte geomorphologische Karte (frei nach K. MILTHERS 1942). Zeichenerklärung: 1. Saale-(Riß-)zeitliche Landschaft, 2. Sander der Weichsel-(Würm)-eiszeit, 3. Weichsel-(Würm)-zeitliche Landschaft, 4. Die USSING'sche Eisrandlinie, 5. Die HARDER'sche Eisrandlinie, 6. Tunneltäler, 7. Das Odder-Elbo-Tal.

mit Seen- oder Beckenablagerungen gefüllt. Im allgemeinen weisen sie heute ein Gefälle zum Zentrum des ehemaligen Eises hin auf. Die Tunneltäler sind durchschnittlich $\frac{1}{2}$ bis 3 km, die ostjütischen Außenförden jedoch bis zu 5–10 km breit. Die Hauptrichtung der großen jütländischen Tunneltäler ist in Nordjütland NE–SW, im übrigen Jütland im Wesentlichen E–W.

Mit Ausnahme einiger — bezüglich ihrer Genese unsicherer — Täler ist die Hauptrichtung überall parallel zur regionalen Bewegungsrichtung des Inlandeises (und wahrscheinlich auch parallel zur Richtung des Eisabbaues). Wie es scheint, sind die Tunneltäler nördlich Djursland (Abb. 1) schmäler als die Täler weiter südlich, wo sie, wie bereits vermerkt, hauptsächlich E–W gerichtet sind. Die Ursache hierzu ist wahrscheinlich im letzten Eisvorstoß bis zur HARDER'schen Eisrandlinie zu suchen, da eine Übereinstimmung zwischen der Ausbreitung dieses Eises und der Verteilung der breiten Tunneltäler besteht.

Die glazialstratigraphischen Untersuchungen der letzten Jahre in Dänemark haben in Übereinstimmung mit HARDER (1908) bewiesen, daß die HARDER'sche Eisrandlinie (oder Ostjütländische Eisrandlinie) einem selbständigen Eisvorstoß zuzuordnen ist (BERTHELSEN 1973; SJÖRRING 1974, 1977). Zu diesen Untersuchungsergebnissen stehen allerdings die Auffassungen anderer Verfasser im Widerspruch (z. B. K. MILTHERS 1942; S. HANSEN 1965; NIELSEN 1967 und MARCUSSEN 1977), die der Meinung sind, daß die HARDER'sche Linie nur eine Abschmelzlinie repräsentiert.

Aufgrund der erwähnten glazialstratigraphischen Untersuchungen konnten wir feststellen, daß die Tunneltäler östlich der HARDER'schen Eisrandlinie zumindest zum Teil älter sind als der der genannten Eisrandlage zugeschriebene letzte Eisvorstoß. Diese älteren Tunneltäler, die im W weit über die HARDER'sche Linie hinausreichen, wurden östlich dieser Linie vom erwähnten letzten Eisvorstoß überprägt. Auch NORDMANN (1959) hat auf diese Zusammenhänge hingewiesen.

Von den klassischen Auffassungen über die Entstehung von Tunneltälern abgesehen, wurden in den letzten Jahren in Dänemark eine Reihe weiterer Gesichtspunkte diskutiert. NORDMANN (1959) teilte mit, daß sich die subglazialen Schmelzwasserströme seitlich verschoben haben (vielleicht aufgrund der dämmenden Wirkung herabfallender Eisblöcke).

In einer Abhandlung über die Tunneltäler in Dänemark und Norddeutschland hat K. HANSEN (1971) frühere Auffassungen besprochen. Er macht darauf aufmerksam, daß die höchsten Punkte der Sanderkegel und die Enden der Tunneltäler sich nicht immer in übereinstimmender Lage zueinander befinden. Die Ergebnisse von WEISS (1958) und JASPERSEN (1953) zeigen, daß bei Berücksichtigung der Korngrößenverteilungen in den Sandern und der hydrologischen Verhältnisse im Eis ein genetischer Zusammenhang zwischen subglazialen Flüssen und Sandern nicht mehr gefolgert werden kann. Von hydrologischen Gesichtspunkten ausgehend, scheint man die klassische Tunnelalthypothese aufgeben zu müssen. Aufgrund seiner Studien schließt K. HANSEN (1971), daß mehrere der Täler bereits saale-(riß-)zeitlich angelegt und später durch selektive Erosion übertieft wurden. Ähnliche Auffassungen bezüglich der selektiven Erosion äußerten auch WOLDSTEDT (1961) und GRIPP (1964, 1975).

Eine neue Hypothese über die Entstehung einiger Tunneltäler hat BERTHELSEN (1972) dargelegt. Aufgrund der Eisbelastung (Abb. 2) wird der Untergrund unter dem Eis herabgedrückt (Abb. 2 B). Der dabei auftretende isostatische Druck in der Erdkruste unter dem Eis könnte einen Materialtransport aus dem Bereich unter dem Eis zum Eisrand erzwingen. Falls dies geschieht, müßte dies zur Bildung eines eisrandparallelen Wulstes führen (Abb. 2 C). Wenn dann der weitere Eisvorstoß rascher vonstatten geht als der beschriebene isostatisch bedingte Materialtransport, könnte das Eis auf den von ihm geschaffenen eisrandparallelen Wulst gelangen (Abb. 2 D). Schmelzwasser, die an dieser Phase

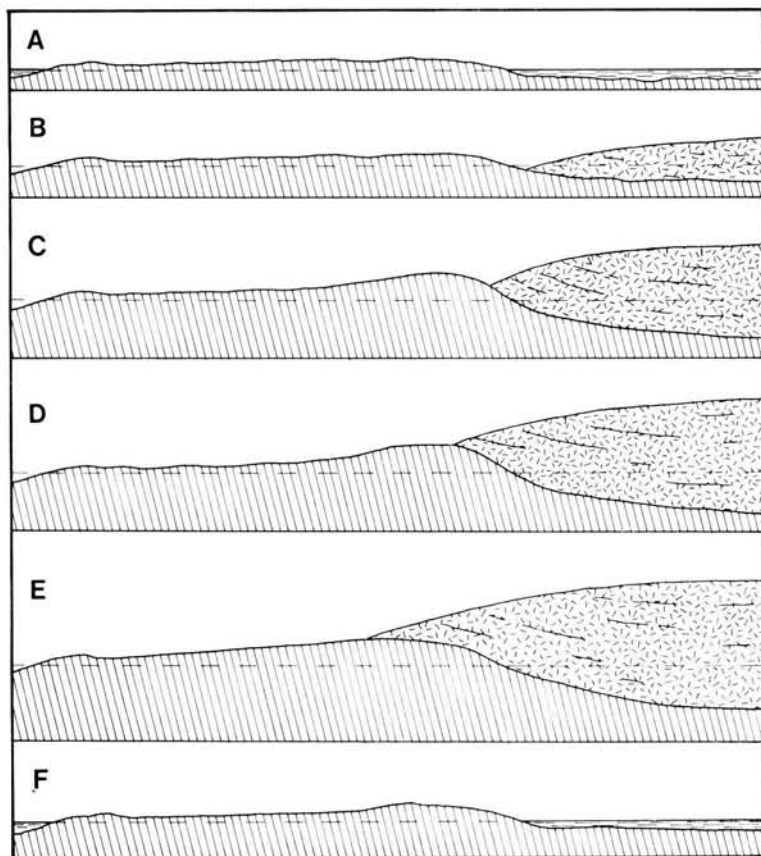


Abb. 2: Darstellung der hypothetischen Genese der Tunneltäler. Jütland im Querschnitt (140 km). Die Profile sind in fünfzigfacher Überhöhung gezeichnet. Erläuterung: siehe Text.

den Eisrand verlassen, fänden nun eine vom Eisrand weg gerichtete Oberflächenneigung vor und hätten in Richtung der Neigung subaerisch Täler erodieren können. Später waren die Täler bei Überschreitung durch das Eis durch selektive Erosion überprägt worden (Abb. 2 E).

Diese selektive Erosion könnte vielleicht mit Permafrost im Zusammenhang stehen, da dessen Tiefe unter Schmelzwasserflüssen geringer als in der Umgebung gewesen sein dürfte. Beim Vordringen des Eises könnte das unter der Permafrostzone einem entsprechend erhöhten Druck ausgesetzte Porenwasser unter Umständen im Bereich der Flußläufe nach oben dringen und dadurch die selektive Erosion begünstigen. Wenn diese Hypothese zutrifft, sollte es möglich sein, die alten Flußläufe unter den Sandern zu finden. Bisher hat nur HELLER (1961) unter Sandern begrabene Täler in Westjütland beschrieben. Diese Täler könnten weichselzeitliche Bildungen oder aber auch älter sein.

Über das Alter der Tunneltäler liegen mehrere Informationen vor. ANDERSEN (1973, 1974) und SCHRÖDER (1974) konnten nach Tiefbohrungen und geophysikalischen Untersuchungen in der Umgebung von Aarhus beweisen, daß unter einigen von ihnen über-

prüften Tunneltälern und spätglazialen Entwässerungstälern ältere Täler vorkommen, die stellenweise Tiefen von mehr als 100 m unter dem Meeresspiegel aufweisen.

In mehreren dieser begrabenen Tunneltäler treten glaziale und interglaziale Sedimente auf. Dies bedeutet, daß die Täler nicht nur weichselzeitlich entstanden sind, sondern zum Teil nur weichselzeitlich überprägt wurden. ANDERSEN (1972) hat erwähnt, daß die tertiären Ablagerungen Jütlands im großen und ganzen nach SW einfallen. Er deutet an, daß alte Täler bereits im Tertiär gebildet wurden.

MARCUSSEN (1977) vermutet, daß einige der Tunneltäler weichselzeitlichen Alters sind, da man an mehreren Stellen anerodierte Eemablagerungen in den Talhängen finden kann. Dazu ist zu bemerken, daß sich einige seiner Lokalitäten nicht in Tunneltälern, sondern in spätglazialen Entwässerungstälern befinden. MARCUSSEN schließt jedoch nicht aus, daß einige der Tunneltäler älter sein könnten. Die alternative „Tunneltal“-hypothese (Niedertal-tälern) von MARCUSSEN (1977) scheint übrigens der Hypothese von HORMANN (1967), die von GRIPP (1974) besprochen wurde, zum Verwechseln ähnlich zu sein.

In Dänemark hat das Odder-Elbo-Tal (Abb. 1 u. 3) eine Sonderstellung als „Tunneltal“ gewonnen. Dieses Tal weist eine ganz abweichende Richtung von den übrigen Tunneltälern im selben Raum auf. K. MILTHERS (1942) meinte, daß das Odder-Elbo-Tal längere Zeit mit Toteis gefüllt war, da es einen späteren kreuzenden Eisvorstoß überleben konnte.

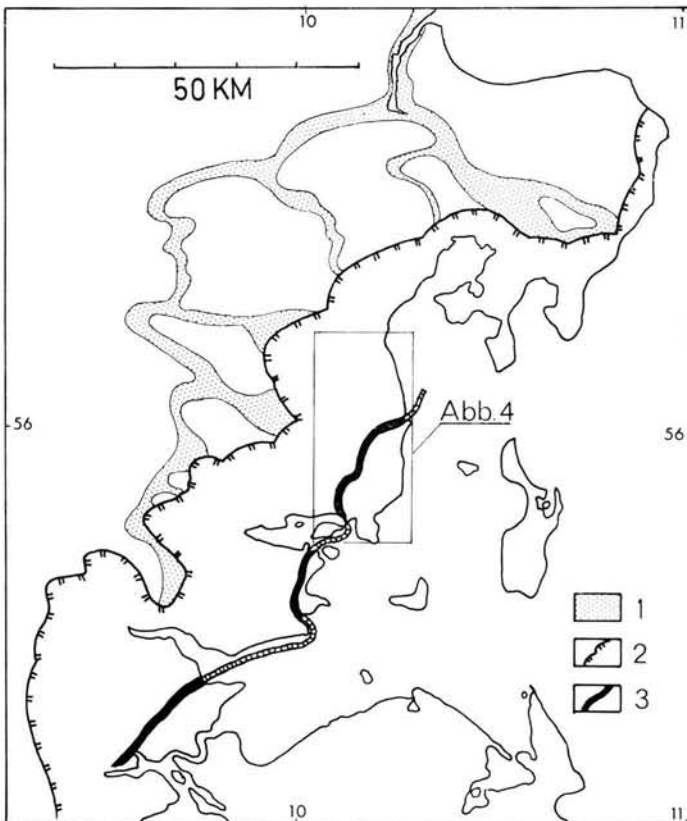


Abb. 3: Das Odder-Elbo-Talsystem (frei nach S. HANSEN, NIELSEN 1960 und BERTHELSEN 1972). Zeichenerklärung: 1. Sander und Entwässerungstäler des jungbaltischen Eisvorstoßes, 2. Die HARDER'sche Eisrandlinie, 3. Das Odder-Elbo-Tal.



Abb. 4: Höhenliniekarte im Raum südlich von Aarhus (Ausschnitt nach HARDER 1908). Lokalisierung s. Abb. 3. Höhenlinieabstand: 30 Fuss = 9,4 Meter. Ausgezogene und gestrichelte Linien sind Hauptwege und Eisenbahnstrecken; Kreuze darstellen Kirchen.

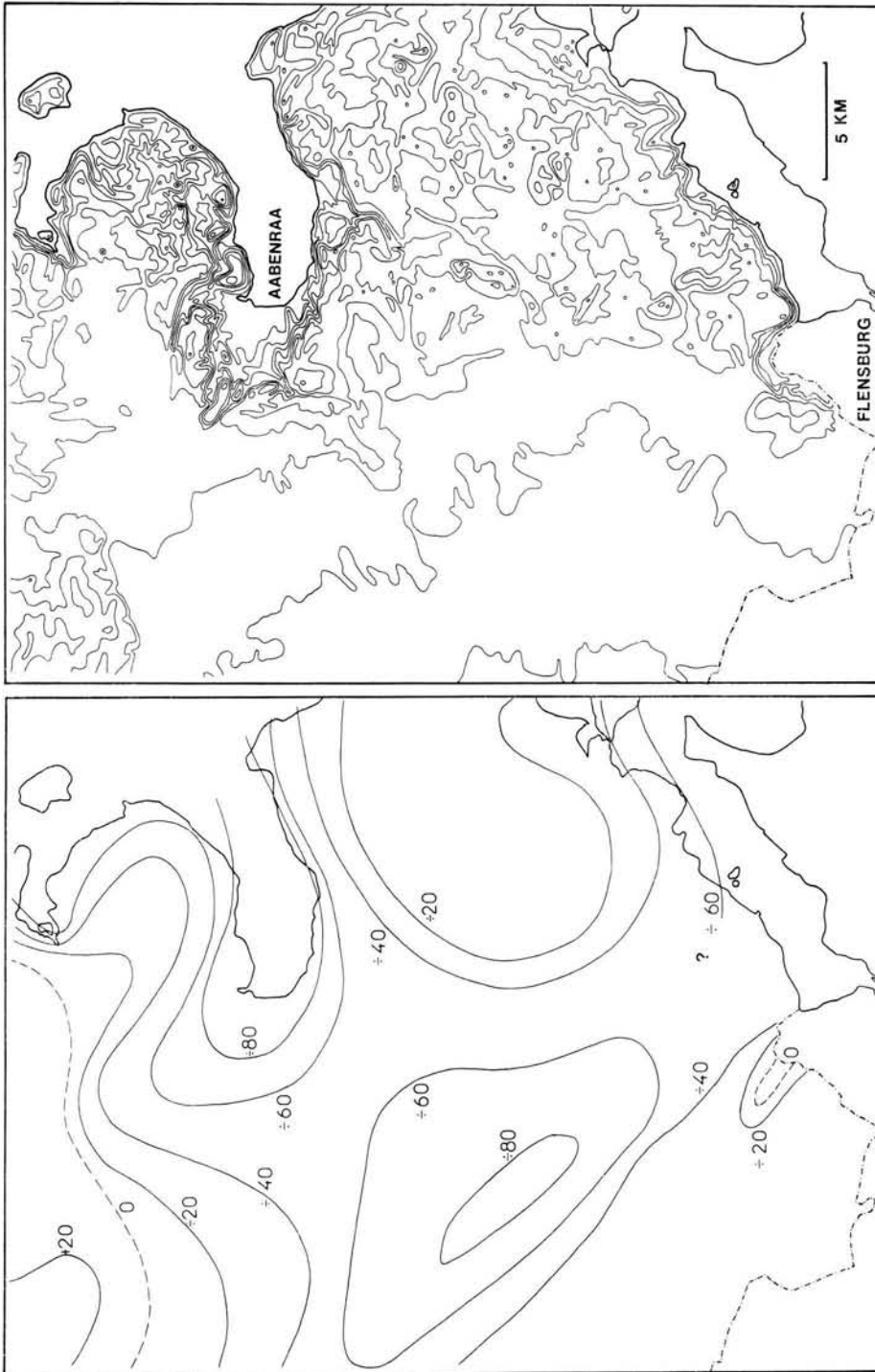


Abb. 5: Rechts: Höhenliniekarte in der Umgebung von Aabenraa (nach JESSEN 1945), Höhenlinienabstand: 10 Meter. Links: Höhenliniekarte des präquartären Untergrundes (nach RASMUSSEN 1960) in demselben Gebiet.

BERTHELTSEN (1972) nimmt an, daß es sich um ein Urstromtal handeln könnte. Er folgert dies aus dem Umstand, daß es genau parallel mit dem Gudena-Talsystem verläuft, das als spätglaziales Entwässerungssystem der HARDER'schen Eisrandlage gedeutet wird. Auch die Morphologie weist darauf hin (Abb. 4), daß das Odder-Elbo-Tal eher ein extra-marginales Tal ist als ein Tunneltal.

Die breiten Tunneltäler in Jütland, innerhalb der HARDER'schen Eisrandlage, sind ohne Zweifel von dem dieser Eisrandlage zugehörigen Eisvorstoß glazial übertieft worden (Abb. 5). Wahrscheinlich wurden die Tunneltäler außerhalb dieses Eisvorstoßes (Abb. 1 u. 5) ebenfalls durch selektive Erosion (in diesem Fall durch einen älteren Eisvorstoß bis zur USSING'schen Eisrandlinie) überprägt. Sie sind aber ursprünglich durch aquatische Erosion proglazial (oder präglazial) angelegt worden und wahrscheinlich prä-weichselzeitlichen Ursprungs.

Die Tunneltäler auf Nordseeland haben ein anderes Aussehen (Abb. 6). Sie können auch über begrabenem Talern liegen, ähneln aber mehr einem Flußnetz im Toteis. Oft findet man in ihnen kleine Oser, von denen angenommen wird, daß sie in Spalten eines abschmelzenden Toteises gebildet wurden.

Für eine genaue Deutung dieser verschiedenen Täler benötigen wir neue Untersuchungen, die Glazialstratigraphie und isostatische Bewegungen besonders berücksichtigen.

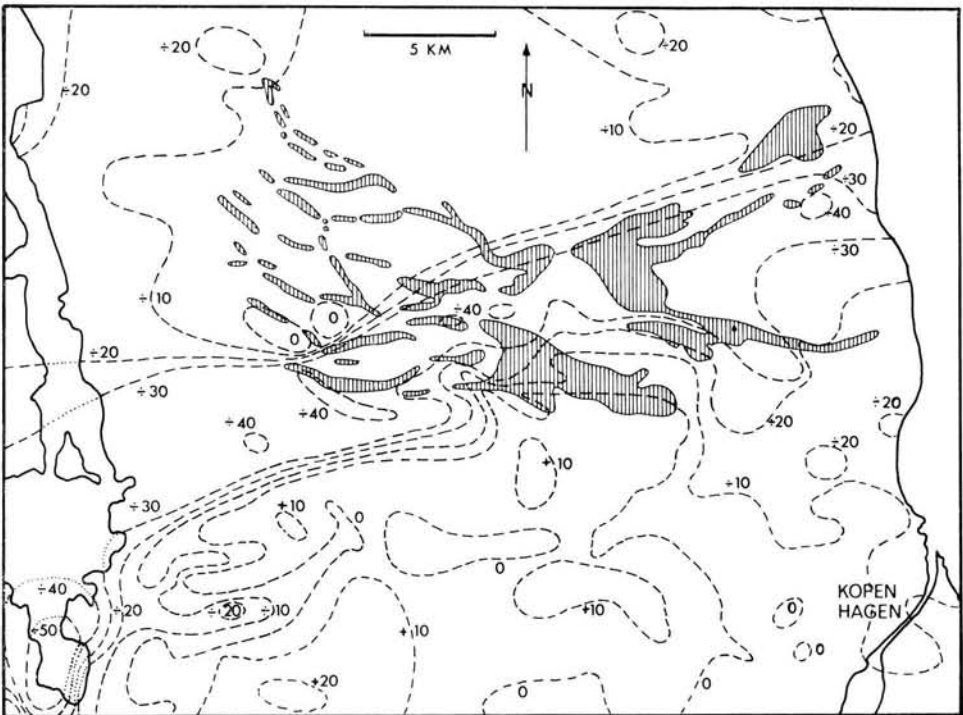


Abb. 6: Kartenausschnitt von Nordseeland (frei nach V. MILTHERS 1935). Gestrichelte Kurven sind Höhenlinien des präquartären Untergrundes (Abstand in Meter). Schraffierte Flächen darstellen Tunneltäler.

Abschließend kann gesagt werden, daß wir in Zukunft den Ausdruck „Tunneltal“ nur mit größter Vorsicht gebrauchen sollten.

Dank. Für kritische Diskussionen und für Hilfe bei der Übersetzung möchte ich Dr. Walter Vortisch (Marburg) herzlich danken.

Schriftenverzeichnis

- ANDERSEN, H. LYKKE (1972): Viborgegnens tunneldale. — *Museerne i Viborg Amt* 2: 10—15; Viborg.
- (1973): En begravet dal i præ-Kvartæret ved Aarhus. *Dansk geol. Foren., Aarsskrift for 1972*: 111—118; København (Reitzel).
- (1974): Kortlægningen af undergrunden i omegnen syd og vest for Aarhus. — In: *Laboratoriet for Geofysik (Hrsg.): Undersøgelser af Aarhusegnens undergrund*, 57—101; Aarhus (Universitetet).
- BERTHELSEN, A. (1972): Flod-, fjord- og tunneldale. — *Dansk geol. Foren., Aarsskrift for 1971*: 101—104; København.
- (1973): Weichselian Ice Advances and Drift Successions in Denmark. — *Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S.*, 5: 21—29; Stockholm.
- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. — 411 S.; Neumünster (Wachholz).
- (1974): Über die Schwierigkeiten, Vorgänge am Rand des quartären Inlandeises ohne entsprechende Kenntnis des heutigen Geschehens zu deuten. — *Z. Geomorph. N.F.*, 18, 2: 224—229; Stuttgart.
- (1975): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 26: 31—73; Öhringen.
- HANSEN, K. (1971): Tunnel valleys in Denmark and Northern Germany. — *Bull. geol. Soc. Denmark*, 20: 295—306; København.
- HANSEN, S. (1965): The Quaternary of Denmark. — In: RANKAMA, K. (Hrsg.): *The Quaternary*, 1: 90 S.; New York, London (Interscience Publishers).
- & NIELSEN, A. V. (1960): Glacial Geology of Southern Denmark. — In: SORGENFRIE, T. (Hrsg.): *International Geological Congress XXI Session in Norden; Guide to Excursions A 44 and C 39*: 36 S.; Kopenhagen.
- HARDER, P. (1908): En østjysk israndslinie og dens indflydelse paa vandløbene. — *Danm. geol. Unders. Rk II*, 19: 259 S., und mit Atlas; Kopenhagen. [Summary in English: An ice-edge line in East Jutland and its influence on the water-courses].
- HELLER, E. (1961): Iagttagelser over tertiære og kvartære forhold i Tarm-Brande-Grindsted-området. — *Meddr. dansk geol. Foren.*, 14: 374—385; Kopenhagen. [Summary in English: Tertiary and Quaternary Observations in the Tarm-Brande-Grindsted Area].
- HORMANN, K. (1969): Gibt es Tunneltäler in Schleswig-Holstein? — *Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst.*, 39: 5—11; Kiel.
- JASPERSEN, P. (1953): Sanderbildung durch subglaziäre, aufsteigende Schmelzwasserströme? — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 3: 129—135; Öhringen.
- JESSEN, A. (1945): Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark, Kortbladet Sønderborg. — *Danm. geol. Unders. Rh. I*, 20: 91 S.; Kopenhagen. [Résumé en français: Notice explicative de la feuille de Sønderborg].
- MADSEN, V. (1921): Terrainformerne på Skovbjerg Bakkeø. — *Danm. geol. Unders. Rk. IV*, 1 (12): 24 S.; Kopenhagen. [Résumé en français: Les formes du terrain de la Colline Insulaire de Skovbjerg (en danois: Skovbjerg Bakkeø)].
- MARCUSSEN, I. (1977): Deglaciation landscapes formed during the wasting of the late Middle Weichselian ice sheet in Denmark. — *Danm. geol. Unders. Rk. II*, 110: 72 S.; Kopenhagen. [Dansk sammendrag: Deglaciations landskaber dannet under smeltningen af isskjoldet i sen mellem weichsel i Danmark].
- MILTHERS, K. (1942): Ledeblokke og landskabsformer i Danmark. — *Danm. geol. Unders. Rk. II*, 69: 137 S.; Kopenhagen. [Summary in English: Indicator Boulders and Morphology of the Landscape in Denmark].

- MILTHERS, V. (1935): Nordøstsjællands Geologi. — Danm. geol. Unders. Rk. V, **3**: 192 S.; København.
- NIELSEN, A. V. (1967): Landskabets tilblivelse. — In: NØRREVANG, A. & MEYER, T. J.: Danmarks Natur, **1**: 251—344; København.
- NORDMANN, V. (1959): Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark, Kortbladet Fredericia. — Danm. geol. Unders. Rk. I, **22-A**: 125 S.; København. [Summary in English: Explanation of sheet Fredericia].
- RASMUSSEN, L. B. (1960): Molluscan Faunas and Biostratigraphy of the Marine Younger Miocene Formations in Denmark, Part I: Geology and Biostratigraphy. — Danm. geol. Unders. Rk. II, **88**: 358 S.; København. [Dansk sammendrag: De danske marine yngre miocæne formationers molluskfaunaer og biostratigrafi, Del I: Geologi og biostratigrafi].
- SCHRÖDER, N. (1974): De geofysiske-geologiske undersøgelser af omraadet nord for Aarhus. — In: Laboratoriet for Geofysik (Hrsg.): Undersøgelser af Aarhusegnens undergrund, 15—55; Aarhus (Universitetet).
- SJÖRRING, S. (1974): Über spätpleistozäne Glazialdynamik und -stratigraphie in Ost-Dänemark. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 208—209; Öhringen.
- (1977): The glacial stratigraphy of the island of Als, southern Denmark. — Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd., **27**: 1—11; Stuttgart.
- USSING, N. V. (1903): Om Jyllands Hedesletter og Teorierne for deres Dannelse. — Overs. K. danske Vidensk. Selsk. Forh., 1903, **2**: 99—165; København. [Résumé en français].
- (1904): Danmarks Geologi i almenfatteligt Omrids. — Danm. geol. Unders. Rk. III, **2**: 358 S.; København.
- (1907): Om floddale og randmoræner i Jylland. — Overs. K. danske Vidensk. Selsk. Forh., 1907, **4**: 161—213; København. [Résumé en français: Sur les Alluvions Glaciaires et les Moraines Terminales en Jutland].
- WEISS, E. N. (1958): Bau und Entstehung der Sander vor der Grenze der Würmvereisung im Norden Schleswig-Holstein. — Meyniana, **7**: 5—60; Kiel.
- WOLDSTEDT, P. (1913): Beiträge zur Morphologie von Nordschleswig. — Mitt. Geogr. Ges. u. d. Naturh. Mus. in Lübeck, **2** (26): 41—109; Lübeck.
- WOLDSTEDT, P. (1961): Das Eiszeitalter. **I**: 374 S.; Stuttgart (Enke).

Nachtrag

Während der Drucklegung erschien die Arbeit KRONBORG, C., BENDER, H. & LARSEN, G. (1978) Tektonik som en mulig medvirkende årsag til daldannelser i Midtjylland. — Danm. Geol. Unders., Årborg 1977: 63—76; København, in die die Entstehung von Tunneltälern in Zusammenhang mit Tektonik im Untergrund vorgeschlagen worden sind.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	189—200 7 fig.	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	----	-------------------	----------------------

Remarks on the Genesis of Subglacial Channels in Northern Poland

Upper Pleistocene, channel, fluvial erosion, glacial erosion, glacier, glacial lake
NW-Polish Lowlands

MICHAŁ PASIERBSKI *)

Abstract: The origin of the majority of subglacial channels and similar valleys in Northern Poland, taking in account their character and differentiated shape (narrow, deep, long and curved) is connected with erosional activity of subglacial waters.

But the author based on several examples shows, that some of these channels have a more combined genesis, when the main factor has been the inland ice (narrow, small ice tongues).

[Zur Genese subglaziärer Rinnentäler im nördlichen Polen]

Kurzfassung: Die Entstehung der meisten subglaziären Rinnentäler sowie ähnlicher Talformen in Nordpolen wird ihrer Eigenschaften wegen (eng, tief, lang und gewunden) allgemein mit der Erosionstätigkeit der subglazialen Wässer in Verbindung gebracht.

Der Verfasser zeigt an ausgewählten Beispielen, daß ein Teil dieser Rinnentäler eine mehrfach kombinierte Entstehung aufweist, wobei als Hauptagens schmale und kleine erodierende Eisloben infrage kommen.

Streszczenie: Geneza większości rynien subglacjalnych oraz dolin o podobnym charakterze w Polsce Północnej, biorąc pod uwagę ich zróżnicowany kształt (wąskie, głębokie, długie i kręte) uważana jest powszechnie jako wynik erozyjnej działalności wód subglacjalnych.

Autor w oparciu o wybrane przykłady wykazuje, że niektóre z tych rynien mają bardziej złożoną genezę, gdzie głównym czynnikiem w ich formowaniu ostatecznego kształtu był lądolód (wąskie, małe loby lodowcowe).

P r e f a c e

Subglacial channels are landforms characteristic of a glacial environment, they occur in areas of ground moraines and outwashes as well as of end moraines, and they cut across pradolinas and fluvial valleys. Also characteristic is that as rule they run parallel to each other. Where they meet an obstruction they either end their run, or they keep going merely changing their direction. Sometimes they appear in a fan-like pattern, showing differences in widths and changes in depths, it also happens that such channels cross each other at various angles. The floor relief of the subglacial channels is ragged and uneven, their long profiles show numerous steps and overdeepenings, these latter filled with lake water. Near the inland ice margin the subglacial channels break off, ending their run, this feature GALON (1965) considers evidence of the farthest extent of the Last Glaciation.

After MAJDANOWSKI (1950) the subglacial channels occur in highest concentration in the end moraine zone, next come moraine plateaus while outwash sheets reveal differences in channel density. Whereas all characteristic features of subglacial channels are

Address of the author: Dr. M. Pasierbski, Dep. of Geogr. Nicholas Copernicus University, ul. Fredry 8. 87-100 Toruń, Poland.

known for a long time, the problem of their origin continues to be one of the moot points lacking a satisfactory explanation in glacial environment, and therefore is often the object of controversies.

Evolution of opinions about the origin of subglacial channels

The oldest concept of how such channels may have developed was what was called the "tectonic concept" at that time put forward by BERENDT (1863). Several years later BERENDT (1879) took it for granted that these channels had originated in ice crevasses as the effect of meltwater action. Next it was JENTZSCH (1884) in whose belief these channels were of subglacial origin, and in his opinion the direction of subglacial streams might often have been independent of the direction in which the ice was moving.

In KOZARSKI's (1966/7) opinion JENTZSCH came very near to introducing hydrostatic pressure into the process of channel formation, but finally it was USSING (1903), and after him WERTH (1907), who took this stand. In this matter uncommonly important were the observations made by USSING. On Jutland this scientist observed a close interrelation between subglacial channels and the starting points of outwash sheets issuing from channel outlets in the shape of widespread cones. USSING's discovery of this recurrence became an important element in controversies about the erosive character of subglacial channels. The problematics introduced by USSING were later considerably expanded and documented by WERTH (1908/9).

A separate page in investigations of subglacial channels refers to research work by WOLDSTEDT (1923, 1926, 1952, 1954). Initially he was in full accord with USSING's (1903) and WERTH's (1908/9) opinions, trying to supplement them by his own field work in the northern parts of Germany and Poland. However, gradually WOLDSTEDT came to prefer a different concept: he assumed that part of the subglacial channels those of considerable width, may have originated from the erosive action of glacier lobes. This explains why in 1929 he maintained that any sort of channels formation is connected with glacial erosion, this belief he kept up until 1952, with the definite assertion that in the area of the Last Glaciation the subglacial channels have resulted from an erosive action of the inland ice, while not disputing some co-action of meltwater streams in this process, he emphasized that their part used to be limited to the initial stage of dissection of the substratum which, subsequently, was sculptured by the inland ice. In his field examinations WOLDSTEDT used to scrutinize the widely radiating end depressions known from the Alpine foreland. In his attempt of discerning resembling examples in lowland areas he discovered similarities in the Odra lobe where he believed the channels of the Prenzlau and the Randow rivers as well as the valleys of the lower Odra and of Lake Miedwie to have been sculptured by the action of narrow glacial lobes. In addition WOLDSTEDT indicated examples from North America (Lake Michigan), from the Baltic basin and from Fennoscandia where he also believed the channels to have developed due to glacial erosion. However, some vacillation in what he used to believe can later be observed in WOLDSTEDT's book "Das Eiszeitalter" published in 1954, where he speaks less decisively about the glacial origin of subglacial channels.

WOLDSTEDT's concepts gained both supporters and opponents. One of the former who took up and pursued this concept was JASPERSEN (1953) who during his field studies on the Cymbric peninsula attempted to apply to further areas the results he observed here. Also a follower of a glacial origin of the channels seems to have been LIETKE (1975). This scientist, commenting upon USSING's (1903) suggestions about the close relations of outwash sheets to glacial channels, arrived at the conclusion that outwash sheets do not

always have to be connected with glacial channels. As an example he indicates the 700 km part of a Pomeranian end moraine where outwash plains cover as much as 650 km while the area of a ground moraine is limited to 50 km. This evidence made him assume that glacial channels were by no means the only source that used to supply the sandy deposits forming outwash plains. An additional argument put forward by LIEDTKE (1975), incidentally endorsing WOLDSTEDT's concept, is the presence of steps in the subglacial channels, he compares them with similar steps observed in fiords and Alpine valleys. Furthermore LIEDTKE calls attention to another of his observations: how the subglacial channels grow more narrow and less deep where they approach the line of the inland ice margin. In his opinion, the geomorphological action of water should be most effective at places where subglacial waters issue, therefore here the channels should be deepest. Notwithstanding all the above arguments, LIEDTKE also perceived other evidence that contradicts a glacial origin of the channels, such as: their winding run, their fan-like pattern, and other details. Ultimately he admits this problem to be a difficult one, and that in deliberating about the origin of the channels mainly into account should be taken: glacial erosion, erosion by subglacial waters, partly also specific tectonics even processes of salt leaching causing the formation of initial depressions. He advises that, up to the time a definite explanation of the origin of these channels is secured, they should be called glacial channels.

In Polish literature WOLDSTEDT's opinions were taken up by KONDRACKI (1965) in whose belief the channel dimensions (their considerable widths) preclude assuming them to have originated from an erosive action of flowing water. On the other hand KOZARSKI (1966/7) insists, that only a minor part of the channels observed in Poland and in the German Plain may have been formed by glacial erosion. He feels unable to agree with WOLDSTEDT's concepts in their full scope, because in his own opinion most of the channels are small and run in a winding course, and near glaciectonic disturbances they are altogether lacking. Authors like NECHAY (1932), MAJDANOWSKI (1950), GALON (1965) and others agree in their publications that the principal agent forming these channels must have been meltwater streams. Even so, this in no way precludes the possibility that the channels might have been secondarily transformed by narrow glacier lobes. Examples of such processes, though but few, are known from literature (GALON 1952; ROSKÓWNA 1964; KOZARSKI 1965; PASIERBSKI 1973, 1975).

As can be seen, this brief survey of relevant literature discloses that, outstanding and constantly recurring in controversies about the origin of the channels, are two concepts in which the main agent is either glacial erosion or erosion by subglacial waters. However, it should be kept in mind that often these two processes were superimposed upon each other, that one may have cleared the way to the other, and conversely.

Area of research

In the present study the author purposely selected such channels in Northern Poland whose features admitted the assumption that they have resulted from the co-action of glacial lobes and relief made it possible to correlate them with landforms classical in this respect, such as the Tollense-See Becken (JANKE 1961) and the Malchiner Becken (REINHARD & RICHTER 1958), but where definite geological evidence was lacking. Worth mentioning are: 1. the channel of Zarnowieckie Lake, 2. the channel of Charzykowy Lake, 3. the channel of Lake Miedwie (Fig. 1).

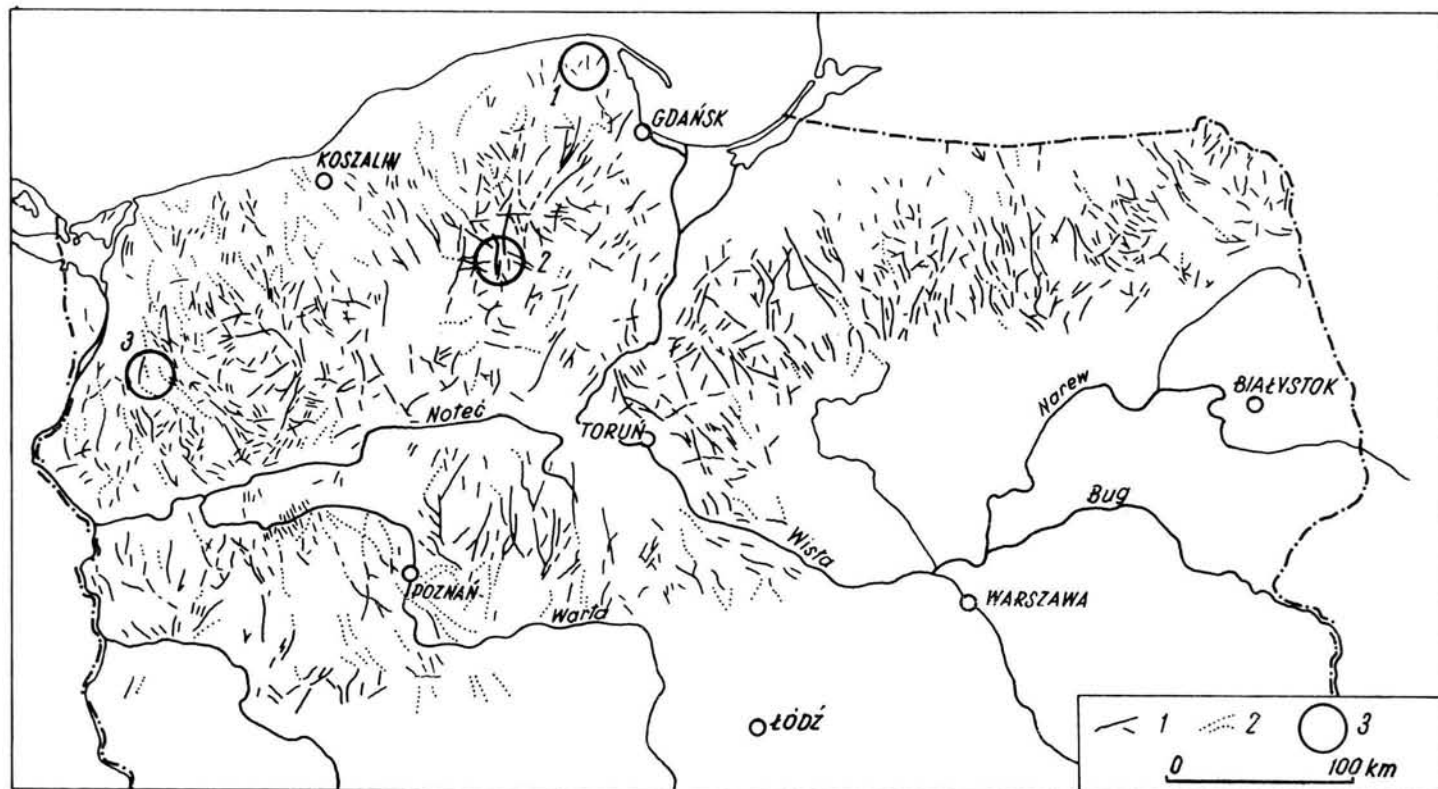


Fig. 1: Subglacial channels of the last glaciation in Poland (after GALON 1972). 1. subglacial channels; 2. subglacial channels transformed by rivers; 3. areas discussed by the author.

1. The channel of Żarnowieckie Lake

Situated fairly close to the Baltic shore this channel passes two genetically divergent geomorphological units: a moraine plateau and an accumulation lowland. The length of this channel is some 12 km, 2/3 of which is occupied by Żarnowieckie Lake. In its northern part where the two geomorphological units adjoin each other, the channel is widest, up to about 3 km, in southward direction it grows narrower to about 2 km and at the channel outlet a radial system of channels can be observed that bears features different from those described above. Along both slopes of the channel the moraine plateau rises to 110 m a.s.l., further on subsiding gradually some 40 m — seemingly this is the picture of an asymmetrical ridge surrounding the channel from east and west. The considerable difference between the surface of the moraine plateau and the water level in the lake — amounting to 80 — 100 m — led to heavy dissection of the channel scarps by rainfall and groundwater. Żarnowieckie Lake occupies almost the whole width of the channel, its floor is level constituting what is called a cryptodepression. It was probably the shape of the channel and of elevation surrounding the channel that made SONNTAG (1911) put forward his thesis that an arch of end moraines is surrounding the channel, and that these end moraines are the result of a dilation of the channel by a narrow glacial lobe. To some extent SONNTAG's opinion was criticized by PAWŁOWSKI (1922) and, later on, by ZABORSKI (1933). Both disputed the existence of an end moraine arch surrounding the lake; after ZABORSKI these elevations were formed by some dilation of the channel by a glacier lobe, but to him they do not bear the features of end moraines. Later on this opinion was also upheld by ROSZKÓWNA (1964) who reports successive stages of formation and decay of the glacier lobe and indicates that drainage used to proceed here in southward direction.

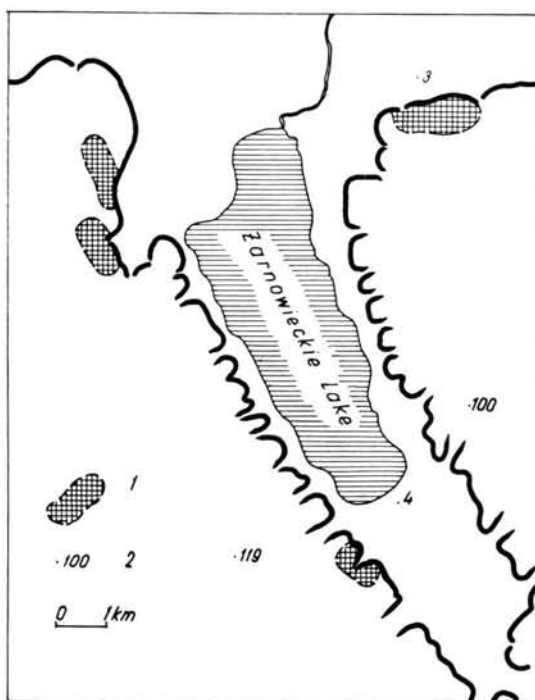


Fig. 2: Areal distribution of floes of Tertiary deposits around of Żarnowieckie Lake. 1. floes of Tertiary deposits; 2. altitudinal points.

Field investigations carried on by the present author in the spring of 1977 revealed on the fringe of the coastal lowland and in the vicinity of the channel the presence of Miocene floes in the Quaternary deposits (Fig. 2). Furthermore, a detailed analysis of the geological structure, downward from the surface of the moraine plateau to the channel bottom, disclosed glacetectonic disturbances of an asymmetrical type; upright folds, and horizontal shifting of strata (Fig. 3). Most distinctly visible were these phenomena half-way down the channel scarp, further down they are concealed by sandy deposits, which here form narrow level of kame terrace.

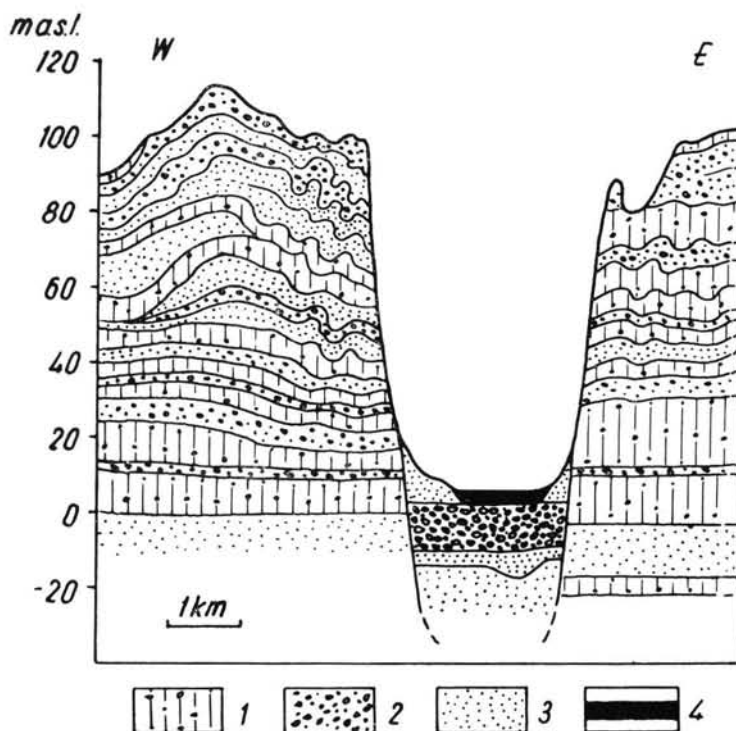


Fig. 3: Simplified geological section across of the Zarnowiec channel. 1. boulder clay; 2. sands and gravels with boulders; 3. sands; 4. peat.

The presence of floes as well as the discovery of glacetectonic structures in the channel entourage constitute the missing link among testimonies for a glacial origin of the Zarnowieckie Lake channel. This confirms how correct was SONNTAG's (1911) concept and the opinions of ZABORSKI (1933) and ROSZKÓWNA (1964) as well, all of whom contemplated this problem by keeping geomorphological elements in mind. The analysis of the local geological structure indicates in the substratum of the channel the existence of a fossil valley of considerable depth, because in the axis of this valley all glacial deposits have been destroyed. This observation is in so far essential as it shows the part played by depressions and by valleys running parallel with the direction of advancing inland ice, they facilitated differences in the rate of the ice motion within the zone of the ice margin, and in consequence led to the formation of glacier lobes of different sizes.

2. The channel of Charzykowy Lake

Situated where the Brda outwash plain and the Krayna Plateau are in contact, this channel runs in N—S direction and in its length of 17 km shows a considerable width, from 2 to 2,5 km. The southern bank of the channel, incised in a moraine plateau, is enclosed by an asymmetrical arch of end moraines, creating the impression of a widespread amphitheatre. The eastern wing of this arch is rather indistinct due to the presence there of many narrow channels extending at different elevations; in their pattern they resemble a fan issuing from outlet of the Charzykowy channel. Both the shape and the pattern of the subglacial channels which occur here in a fairly dense network, with N—S, NW—SE and NE—SW directions prevailing clearly indicate their being of an older age than the wide Charzykowy channel which — although seemingly it may have developed from one of the subglacial channels — its present-day appearance is definitely due to the erosive action of a narrow glacier lobe (Fig. 4). By the way, this author has been voicing this same opinion at an earlier date while studying the geological structure of this region (PASIERBSKI 1975).

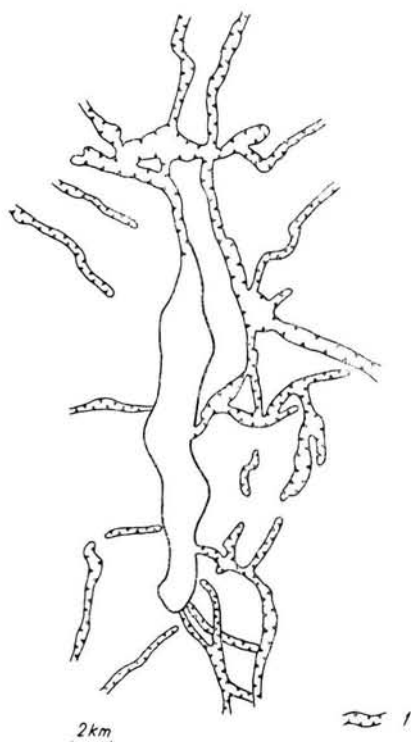


Fig. 4: Arrangement and width of subglacial channels in comparison with Charzykowy Lake basin. 1. subglacial channels.

In their majority the subglacial channels of the Krayna Plateau are narrow, winding and very deep. Some of them dissect the Quaternary deposits to such extent that their bottoms lie often in Miocene deposits. Under the lacustrine and outwash deposits appears in the Charzykowy channel the boulder clay of the Poznań Stage (Frankfurt) (Fig. 5). This boulder clay appears also in the southern bank of the channel where it is spread over some glaciectonically upthrust sands and gravels.

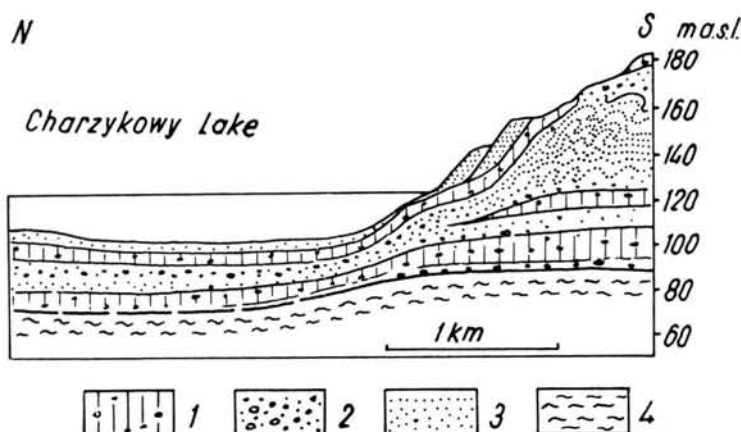


Fig. 5: Simplified geological section across of the south part of the Charzykowy Lake. 1. boulder clay; 2. sands and gravels; 3. sands and silts; 4. Miocene deposits.

3. The channel of Lake Miedwie

Situated in the central part of the Odra lobe and extending in N—S direction, this channel is the largest among those described so far. Its length is about 20 km. Its mean width 2,5 km, though in the southern part the width exceeds 4 km (Fig. 6). The first to point out the glacial character of this channel was WOLDSTEDT (1952) who ascribed a similar origin to the valleys of the lower Odra, the Prenzlau and the Randow also. Later on KARCZEWSKI (1965) established, while studying the geomorphology of the Pyrzyce Lowland that the channel of the Lake Miedwie has been formed by a narrow glacier lobe and in supporting this assertion he indicates the ridges of upthrust end moraines flanking the southern and southeastern bank of the channel, he even enters these ridges in his map. However, three years later KARCZEWSKI (1968) changes his view point regarding the origin of the channel of Lake Miedwie, by assuming that the basin of Lake Miedwie and the whole channel had once been filled by dead ice. As proof of this assumption he mentions the occurrence of settling structures in the ice-dammed deposits. Moreover he believes, that also the steep deep of the strata observed in the upthrust end moraines and the presence of highly fissil boulder clay may be evidence of the settling which followed the dead ice melting.

The interpretation suggested by KARCZEWSKI (1968) contains some inaccuracies. East of Lake Miedwie the Pyrzyce Lowland where he distinguished a set of levels, shows a diversified relief and often boulder clay can be seen on its surface — a fact not mentioned by KARCZEWSKI. The rims of these levels are indistinct and often they simply pass into each other. The moraine plateau, studded with drumlins, part of which KARCZEWSKI (1965) at least believes to be of erosive origin, differs in no way from the ground level adjoining it. Next to the drumlins occur esker ridges both on the plateau and on the highest level of the Pyrzyce Lowland. The close vicinity of these two landforms reveals that they were formed during different periods the drumlins while the area suffered glaciation, the esker during deglaciation. Put together, these few remarks combine into a logical total indicating the erosive origin of this part of the Odra lobe. The pattern in which the drumlins and the narrow subglacial channels running parallel with the drumlins seem to prove their being of identical age. On the other hand the wide channel occupied by Lake Miedwie is here of later age, a secondary formation, the southward extension of this channel can be traced beyond the Odra lobe, but here it turns irregular and winding.

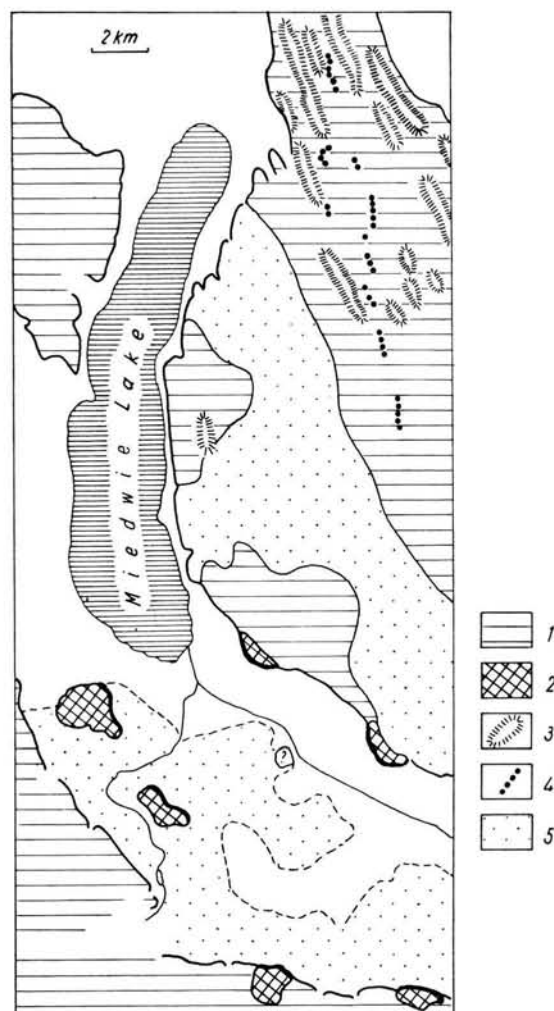


Fig. 6: Geomorphologic outline of Miedwie Lake surroundings (partly after KARCZEWSKI 1965). 1. moraine plateau; 2. end moraines; 3. drumlins; 4. eskers; 5. levels of Pyrzyce ice-dammed basin.

The examination of the geological structure of vicinity of Lake Miedwie discloses marked divergences in the altitude of the Tertiary which rises to particular heights some 7 m below ground surface as much as along the western bank of the channel. This high position of the top of the Tertiary and the differences in the Quaternary deposits along the eastern and western side of the channel (Fig. 7) imply the past occurrence of glaci-tectonic disturbances. Considering in addition the upthrust end moraines observed by KARCZEWSKI which by no means fortuitously surround archlike the southern rim of the channel, it clearly appears that this valley is following the line of a subglacial channel developed, in consequence of the erosive action of a narrow glacier lobe.

Apart from the above described channels whose glacial origin is unquestionable, there can be observed quite a number of others in Northern Poland which not only on account

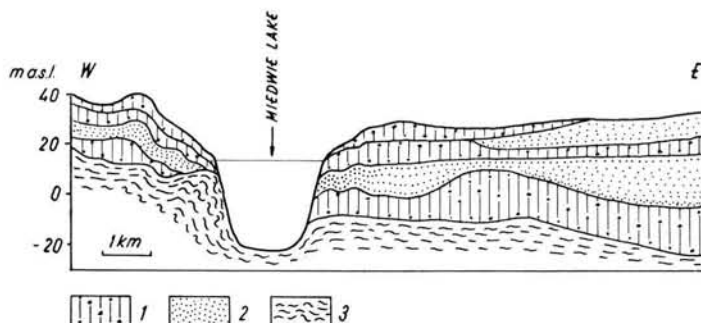


Fig. 7: Simplified geological section across of the Miedwie Lake. 1. boulder clay; 2. sands; 3. Miocene deposits.

of their shape and their size can be looked upon as subglacial in origin. Worth mentioning among them is the kikolska channel situated on the Dobrzyń Plateau, some time ago described by NECHAY (1927), the channel of Krępskie Lake on the Krayna Plateau, as well the channel issuing from the drumlin field near Zbójno investigated by NIEWIAROWSKI (1957). Most of these channels are marked by drumlins showing a upthrust interior structure. Notwithstanding the fact these channels are by means wide, the very presence of drumlins is apt to indicate their origin.

Conclusions

The development of investigations and polemic which since a long time deal with the origin of the subglacial channels is constantly yielding additional facts broadening our knowledge. However, there continue to be a number of open questions lacking explanation which ultimately solved, may prove correct either one of the concepts under deliberation.

The analytical study of the pattern and the distribution of channels in Northern Poland (Fig. 1) indicate that in their vast majority these landforms are short. Apart from few exceptions, their direction is always perpendicular to the line in which the inland ice margin came to rest. The result of this rule is a spatial difference in the run of the channels in the areas of particular glaciation stages (Brandenburg, Frankfurt, Pomeranian). Even so, there are certain directions in common for all stadials — showing that these channels did outlive the stadials. What then are they really. Replicas of ice crevasses, or of the results of glacial erosion?

1. If glacial erosion has taken place, glacitectonic structures should be in evidence along the channels. Yet observations known so far indicate that in the end moraines adjoining the channels glacitectonic disturbances have been occurring at low depths, from 0 to 5 m only below the ground surface, while farther down the deposits lie conformably (PASIERBSKI 1973). The channel bottoms are incised much deeper.

2. Investigations of channels produced by narrow glacier lobes indicate, that they are widened sections of subglacial channels. They occur at certain places only, in spite of the run of the channel continuing to be visible.

3. The numerous transverse steps observed in the channels show features of accumulation (GALON 1965; KOZARSKI 1966/7).

4. Difficult to ascribe to glacial erosion are the areally very small but exceptionally deep kettles which occur in the channel.

Bibliography

- BERENDT, G. (1863): Die Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg, insbesondere der Umgebung von Potsdam. — 85 S., Berlin (Mitter u. Sohn).
- (1880): Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland. — Z. dt. geol. Ges., **31**: 1—20; Berlin.
- GALON, R. (1952): O fazach postępu lodolodu na obszarze Pomorza. — Księga Pam. 75-lecia Tow. Nauk. w Toruniu. 49—59 p.; Toruń.
- (1965): Some new problems concerning subglacial channels. — Geogr. Pol., **6**: 19—28; Warszawa.
- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. — 411 p.; Neumünster (Wachholtz).
- JANKE, W. (1961): Entstehung und Formenwelt des Naturschutzgebietes Nonnenhof. — Naturschutzarbeit in Mecklenburg. **4**: 108—118; Berlin.
- JASPERSEN, P. (1953): Sanderbildung durch subglaziale, aufsteigende Schmelzwasserströme? — Eiszeitalter u. Gegenwart, **3**: 129—135; Öhringen/Württ.
- JENTZSCH, A. (1884): Über die Bildung der preußischen Seen. — Z. dt. geol. Ges., **10**: 699—702; Berlin.
- KARCZEWSKI, A. (1965): Z zagadnień geomorfologicznych Niziny Poryckiej. — Bad. Fizjogr. n. Polską Zach., **15**: 71—89; Poznań.
- (1968): Wpływ recesji łobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. (Summary: Influence of the Odra lobe recession upon the origin and development of the valleys net of Myślibórz Lakeland and Szczecin Lowland). — Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Prace Kom. Geogr. Geol., **8**: 105 p.; Poznań.
- KONDRACKI, J. (1965): Geografia fizyczna Polski. — 575 p.; Warszawa.
- KOZARSKI, S. (1965): Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych w zachodniej części pradoliny Noteci-Warty. (Summary: The problem of outflow way of pradolina waters from the west part of Notec-Warta pradolina.) — Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Prace Kom. Geogr. Geol., **5**: 98 p.; Poznań.
- (1966/7): The origin of subglacial channels in the North Polish and North German Plain. — Bull. de la Soc. des Amis des Sci et des Lettres de Poznań, **20**: 21—36; Poznań.
- LIETKE, H. (1975): Die nordische Vereisung in Mitteleuropa. — 160 p., Bonn.
- MAJDANOWSKI, S. (1950): Zagadnienie rynien jeziornych na Niżu europejskim. (Summary: The problem of lake-channels in the European Plain.) — Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., **2**: 35—116; Poznań.
- NECHAY, W. (1927): Utwory ladowcowe Ziemi Dobrzyńskiej. — Spraw. Państw. Inst. Geol., **4**: 61—144; Warszawa.
- (1932): Studia nad genezą jezior Dobrzyńskich. (Résumé: Etudes sur la genese des lacs de Dobrzyń.) — Przegl. Geogr., **12**: 124—177; Warszawa.
- NIEMIAROWSKI, W. (1957): Wybrane zagadnienia z badań geomorfologicznych na arkuszu Mazowsze. — Dok. Geogr., **3**: 24—37; Warszawa.
- PASIERBSKI, M. (1973): Przebieg deglacji i formy terenu północnej części Wysoczyzny Krajeńskiej. (Summary: The course of deglaciation and the landforms in the northern part of Krayna Plateau.) — Stud. Soc. Sci. Torunensis. Geogr. et Geol., **8**: 99 p.; Warszawa.
- (1975): Uwagi o genezie niecki Jeziora Charzykowskiego. (Summary: Remarks on the genesis of the Charzykow Lake basin.) — Acta Univer. Nicolai Copernici Geogr., **11**: 101—113; Poznań.

- PAWŁOWSKI, S. (1922): Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego. — *Poz. Tow. Przyj. Nauk.*, **2**: 19—117; Poznań.
- REINHARD, H. & RICHTER, G. (1958): Zur Genese der Gletscherzungenbecken Norddeutschlands. — *Z. Geomorph.*, **2**: 55—75; Berlin.
- ROSZKOWNA, L. (1964): Z morfogenezy okolic Jeziora Zarnowieckiego. (Summary: On the morphogenesis of the surroundings of Zarnowiec Lake.) — *Zesz. Nauk. UMK. Geogr.*, **3**: 73—83; Poznań.
- SONNTAG, P. (1912): Der Zarnowitzer See und sein Moränenkranz. — *Schr. d. Natur-Ges.*, **13**: 152—163; Gdańsk.
- USSING, N. V. (1903): Om Jyllands Hedesletter og Theorierne om deres Dannelse. — *K. dansk. Vidensk. Selsk. Forhandl.*, **2**: 99 p.; København.
- WERTH, E. (1907): Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern. — *Z. Ges. Erdk.*, **27**: 17—41; Berlin.
- (1908/9): Fjorde, Fjaerde und Föhrden. — *Z. Gletscherk.*, **2**: 346, Berlin.
- WOLDSTEDT, P. (1923): Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland. — *Jb. Preuss. Geol. L.-Anst.*, **42**: 780—820; Berlin.
- (1926): Probleme der Seebildung in Norddeutschland. — *Z. Ges. Erdk.*, **2**: 103—124; Berlin.
- (1952): Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **2**: 146—153; Öhringen/Württ.
- (1954): Das Eiszeitalter. Bd. I — 374 p., Stuttgart (Enke).
- ZABORSKI, B. (1933): Zarys morfologii północnych Kaszub. — *Inst. Bałt.*, 56 p.; Toruń.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	29	201—213 7 Abb., 1 Tab.	<i>Hannover 1979</i>
----------------------------------	-----------	---------------------------	----------------------

Submarine glazial übertiefte Täler vor Südgrönland

Continental shelf, off-shore, bathymetric map, valley, fluvial erosion (preglacial), glacial erosion
Greenland, Greenland Sea

GERD SOMMERHOFF *)

Kurzfassung: Auf der Grundlage von Tiefenkarten, Lotprofilen und Sedimentechogrammen werden Topographie und Morphologie südwest- und südostgrönländischer Schelfrinnen erfasst und in ihrer Genese gedeutet. Danach stellen die Schelfrinnen glazial überformte Täler präglazialer Anlage mit geringer mariner Umgestaltung dar.

Mündungsschwelle, Moränenumrahmung und ein in Becken und Schwellen gegliedertes Längsprofil weisen die Rinnen als glazial übertiefte Tröge und Gletscherbecken mit Übertiefungsbeträgen von durchschnittlich 275 m aus. Ihre fluviale Anlage fällt in eine Zeit, als die herausgehobenen Kontinentalränder intensiver Abtragung ausgesetzt waren. Die postglaziale marine Sedimentation in den Schelfrinnen ist gering, bedingt durch minimale terrigene Sedimentzufuhr und hohe Fließgeschwindigkeiten des Ost- und Westgrönlandstromes.

[Submarine Glacial Troughs off South-Greenland]

Abstract: Based on detailed bathymetric maps, depth profiles and 3,5-kHz-echograms the physiography and morphology of the shelf valleys off southwest- and southeast-Greenland are analysed. The submarine valleys are ice formed troughs with an average overdeepening of 275 m. The fluvial incision of the shelf valleys took place during a time of uplifted continental margins causing a period of erosion. The postglacial marine sedimentation is thin due to minimal terrigenous sediment supply and high velocities of the East- and Westgreenland currents.

Einleitung

Die Schelfflächen des südwest- und südostgrönländischen Kontinentalrandes sind durch eine Vielzahl glazial geformter Rinnen tief zerschnitten. Diese starke Zertalung zeigt sich besonders eindrucksvoll in einem küstenparallelen Längsprofil über den SE-Grönlandshelf (Abb. 1). In dem Profil sind die Schelfrinnen bis über 600 m Meerestiefe in die durchschnittlich 200 m tiefe Schelffläche eingeschnitten. Die Schelffläche ist durch die Schelfrinnen in einzelne Platten gegliedert und insbesondere im nördlichen Profilbereich stark aufgelöst.

Diese submarinen Rinnen werden im folgenden als fluvial erodierte, im Meer ertrunkene und glazial überformte Täler mit geringer mariner Umgestaltung gedeutet. Sie sind durch subaerische, subglaziale und submarine Formungsprozesse geprägt. Hieraus ergibt sich die Gliederung meiner Ausführungen in drei Abschnitte. Der erste Teil befaßt sich mit der glazialen Gestaltung und Übertiefung der Schelfrinnen; im zweiten Teil wird ihre präglaziale fluviale Anlage diskutiert, während im dritten und letzten Abschnitt die spät- und postglaziale marine Überformung skizziert wird.

1. Glaziale Gestaltung und Übertiefung der Schelfrinnen

Die Schelfgebiete vor SW- und SE-Grönland gehören zu den glazial geprägten Schelfen (RVACHEV 1964; HOLTEDAHN 1970; HENDERSON 1975; SOMMERHOFF 1975 a, b). Neben den küstennahen Rundhöckerflächen des Strandflateschelfs und den Eisrandablagerun-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. G. Sommerhoff, Institut für Geographie der Universität München, Luisenstraße 37, 8000 München 2.

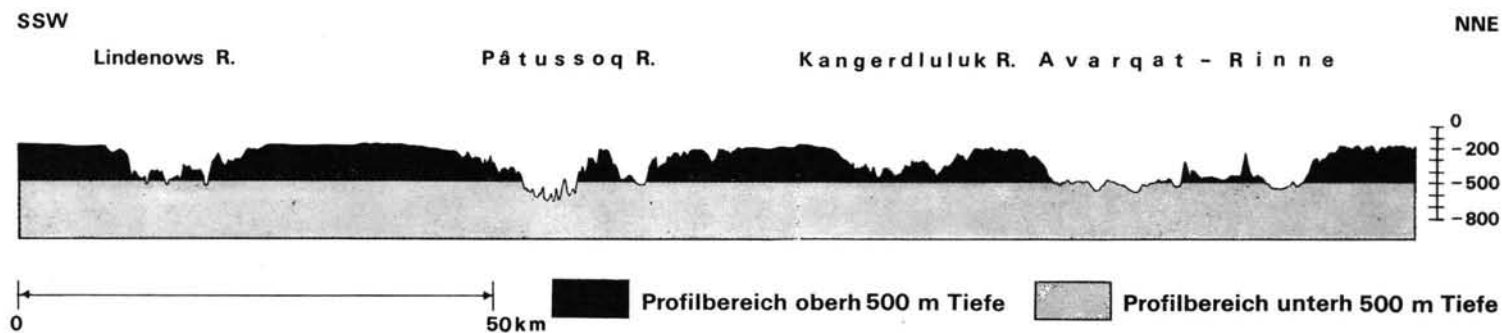


Abb. 1: Küstenparalleles Profil über die Schelfrinnen des SE-Grönlandshelms (Grundlage: Echogramme von FS. „Meteor“-Fahrt 6/1966. Lage in Abb. 2).

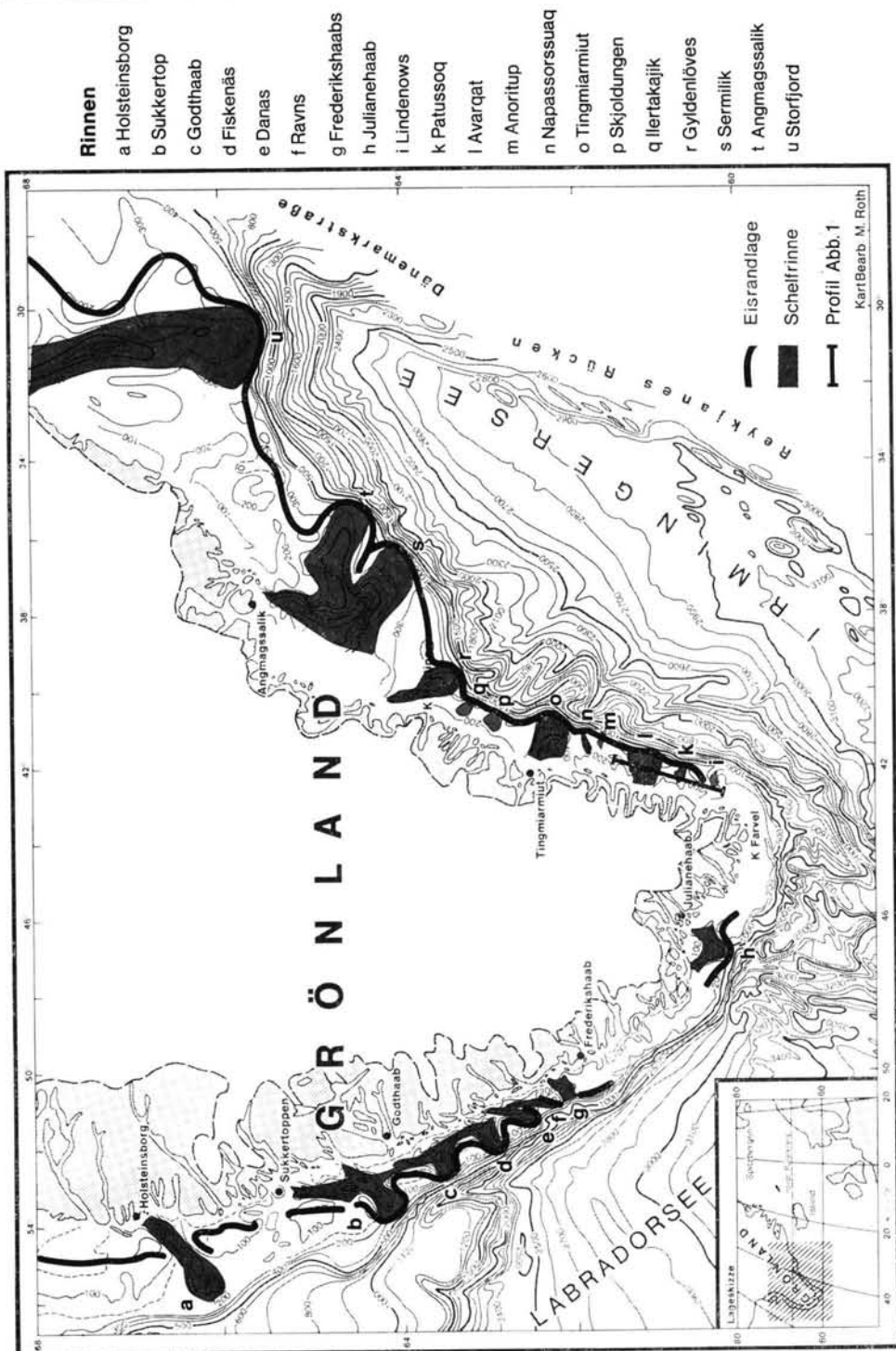


Abb. 2: Tiefenkarte des südgrönländischen Kontinentalrandes mit Schelfrinnen (Grundlage: See- und Vermessungskarten des Dänischen, Deutschen und Kanadischen Hydrographischen Dienstes). Merkator-Projektion.

gen der Schelfbänke gehören die Schelfrinnen zu den auffallendsten Elementen des submarinen glazialen Formenschatzes.

Topographie und Bathymetrie der Schelfrinnen sind in Abb. 2 in einer Tiefenkarte des grönländischen Kontinentalrandes dargestellt. Danach läßt sich das Rinnensystem des Schelfs in küstenparallele Längs- und senkrecht bis quer dazu verlaufende Querrinnen gliedern. Während vor SW-Grönland die Längsrinnen eine zusammenhängende, nur durch Schwellen gegliederte marginale Tiefenzone bilden, ist auf dem SE-Grönlandschelf ein System langhinziehender Längsrinnen nicht entwickelt. Nur bei der Gyldenlöves- und Angmagssalik-Sermilik-Rinne ist eine deutliche Längsrinnen-Entwicklung festzustellen.

Die Querrinnen des SE-Grönlandschelfs liegen in unmittelbarer Verlängerung der Fjorde und streichen in gleicher Richtung. Sie sind daher als deren untermeerische Fortsetzung anzusehen. Die großen Querrinnen des SW-Grönlandschelfs stellen dagegen keine Verlängerungen der Fjorde dar. Sie nehmen vielmehr ihren Anfang auf dem Schelf, wo sie aus den Längsrinnen hervorgehen. Die Fjorde setzen sich nur auf dem Küstenschelf in steilen, trogförmigen Einschnitten fort. Diese Küstenschelf-Rinnen münden in die Sammeladern der Längsrinnen.

Feinrelief und Morphologie der Schelfrinnen sollen exemplarisch an einer bathymetrisch-morphologischen Detailkarte der Sukkertop-Rinne verdeutlicht werden (Abb. 3). Die Tiefenkarte mit einer Äquidistanz von 20 m und 10 m Zwischenlinien im Bereich der Schelfbänke basiert auf dänischen Original-Vermessungskarten. Grundlage für die morphologische Interpretation bildet eine Feinreliefanalyse der engabständigen (1–2 km) dänischen Lotprofile.

Die Sukkertop-Rinne setzt sich aus einem Längs- und Querrinnen-Abschnitt zusammen. Die Längsrinne bildet die Grenze zwischen dem unruhigen Rundhöckerrelief des küstenwärtigen Strandflatschelfs und den glazialen Akkumulationsformen des Außenschelfs, während durch die Querrinne zwei Schelfbänke, die Fyllas- und die Banan-Bank, voneinander getrennt werden. Der Rundhöckerschelf in 100–200 m Tiefe ist durch steile Trogtäler tief zerschnitten.

Längs- und Querrinne werden auf dem Außenschelf von einem langgestreckten, rinnenparallelen Moränenrücken der Schelfbänke flankiert. Dieser Rücken, der die Kammlinie der Schelfbänke bildet und unmittelbar an die Sukkertop-Rinne grenzt, ist als submarine Eisrandlage zu deuten (SOMMERHOFF 1975 a, b). Am Schelfrand geht er in die flache Mündungsschwelle der Sukkertop-Rinne über, wodurch diese meerwärts halbkreisförmig abgeriegelt wird und mit deutlichem Gegengefälle am Kontinentalhang mündet. Der Verlauf der Eisrandlage zeigt, daß das pleistozäne Schelfeis in den Schelfrinnen am weitesten meerwärts vorgestoßen ist. In den Querrinnen haben somit die Auslaßgletscher einer bis zu den Längsrinnen reichenden zusammenhängenden Schelfvereisung gelegen.

Die Mikrobodentopographie der Mündungsschwelle soll an einem Echogramm-Beispiel verdeutlicht werden (Abb. 4). In dem Profil steigt der Rinnenboden von 300 m Tiefe mit sanftem Gegengefälle von 4 ‰ bis auf 253 m am Schelfrand an, wo er mit markantem Gefällsknick in den steilen Kontinentalhang übergeht. Die Entstehung dieser Mündungsschwellen der Schelfrinnen ist auf zwei Ursachen zurückzuführen: Einmal ist sie bedingt durch ein Nachlassen der Gletschererosion am Schelfrand, verursacht durch das Aufschwimmen des Schelfeises über dem Kontinentalhang, zum anderen durch submarine Eisrandablagerungen. Serien niedriger (2–5 m), dicht gestaffelter Wälle können als Kalbungsmoränen gedeutet werden. Sie entstehen, wenn beim Kalbungsvorgang die schwimmende Gletscherzunge in Schwingungen gerät und durch Bodenberührung die Sedimente wallartig zusammenstaucht. Auch ein im Rhythmus der Gezeiten alternierendes Aufschwimmen und Auflasten des Eises kann zu einem Ausquetschen von Sedimenten an der Kalbungsfrent führen.

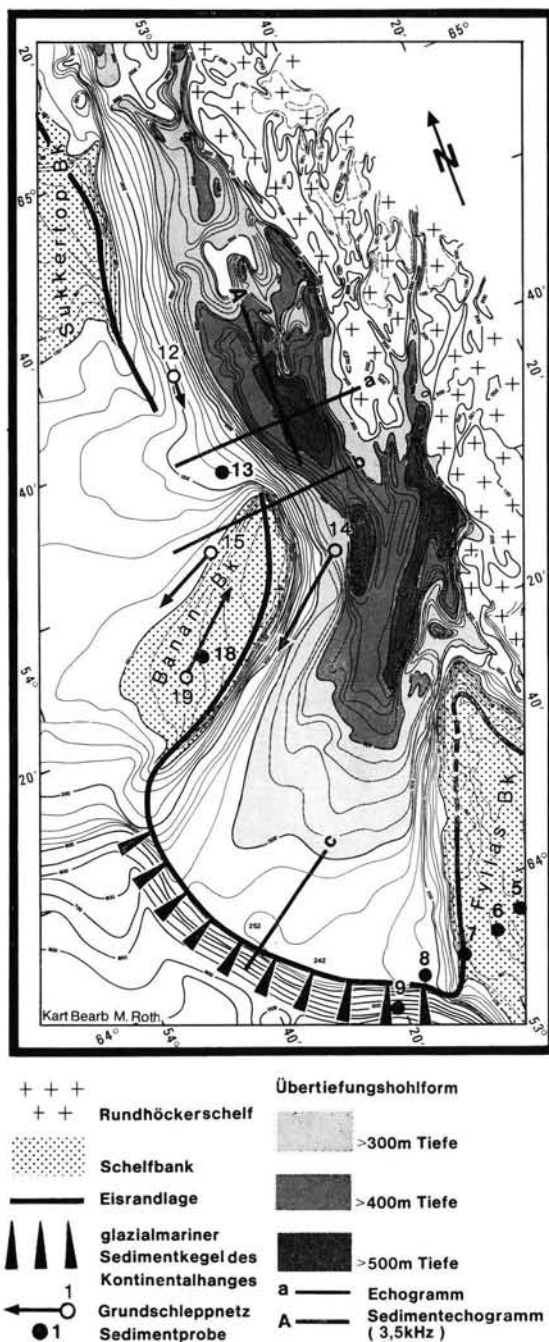


Abb. 3: Bathymetrisch-morphologische Detailkarte der Sukkertop Rinne (Grundlage: Original-Vermessungskarten des „Kongelige Danske Sökort Arkiv, Kopenhagen). Merkatorprojektion.

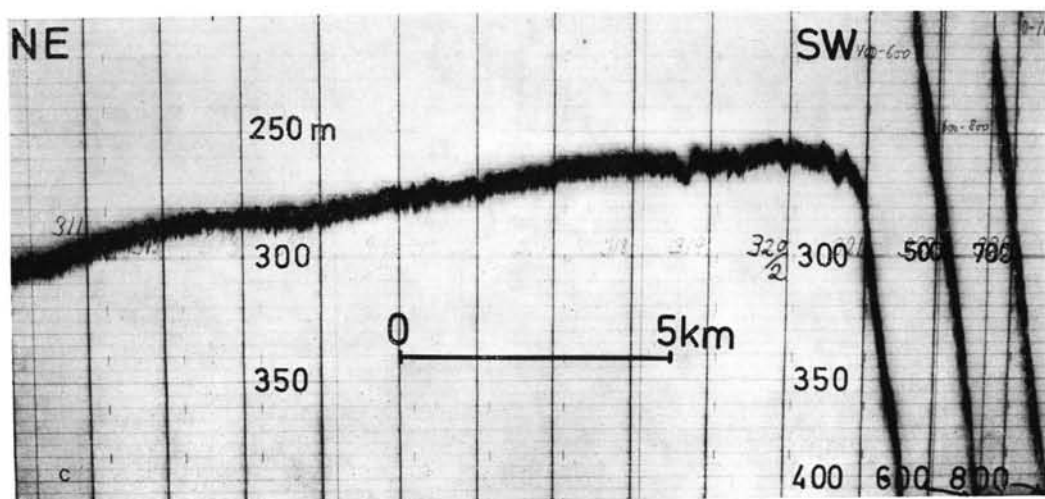


Abb. 4: Echogramm der Mündungsschwelle der Sukkertop-Rinne (aufgenommen vom „Kongelige Danske Sökört Arkiv, Kopenhagen. Lage in Abb. 3: Profil c).

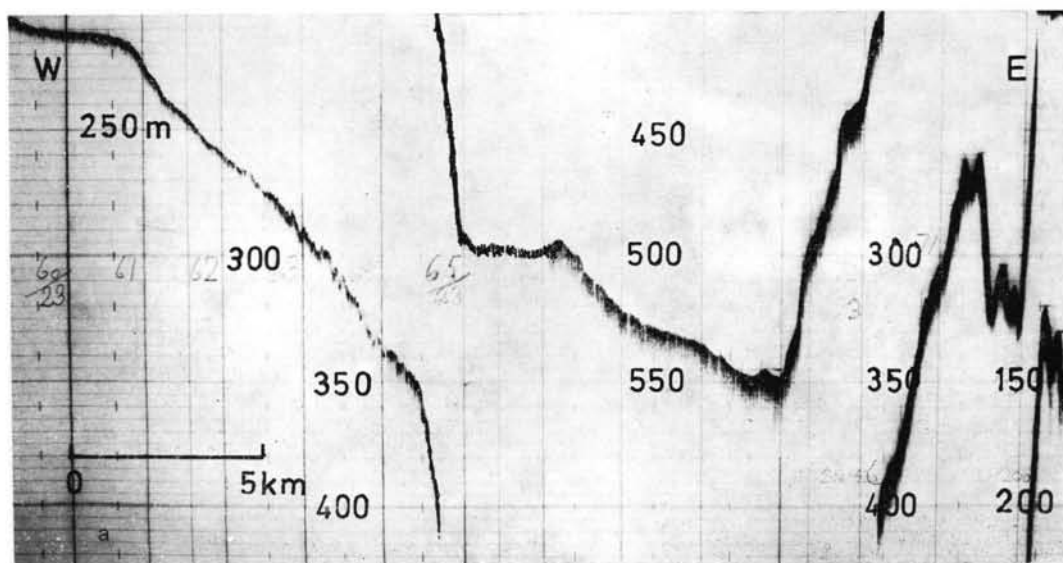


Abb. 5: Echogramm quer zur Sukkertop-Längsrinne (aufgenommen vom „Kongelige Danske Sökört Arkiv, Kopenhagen. Lage in Abb. 3: Profil a).

Die Längsrinnen sind durch eine auffallende Talasymmetrie mit steilerem E- und flacherem W-Hang gekennzeichnet. Die bereits in der Tiefenkarte (Abb. 2) zu erkennende Asymmetrie wird an dem Profil a in Abb. 5 illustriert. In dem Echogramm fällt die westliche Flanke der Sukkertop-Rinne mit durchschnittlich 2° von 215 auf 350 m Tiefe und geht hier in eine 150 m hohe Steilstufe von $8-9^\circ$ über, an die sich in 500 m Wassertiefe eine 1,9 km breite Hangverflachung anschließt, die zu einem unteren 50 m hohen Flachhang weiterleitet. Der E-Hang fällt mit einer 200 m hohen und 20° steilen Stufe von der küstenwärtigen Rundhöckerfläche in 120 m auf 320 m Tiefe ab. Hier wird der weitere Abfall durch eine 60 m hohe Aufragung unterbrochen und setzt sich danach mit 5° Neigung bis zur Rinnensohle in 550 m Tiefe fort. Die größte Tiefe dieses Profils liegt charakteristischerweise am Fuß des östlichen Steilhanges.

Die Talasymmetrie weist auf unterschiedliche petrographische Resistenz der Talhänge hin und spricht für HOLTEDAHL'S (1970) Deutung der Längsrinnen als geologisch-tektonische Grenzlinie zwischen den präkambrischen Gneisen des Küstenschelfs und weniger resistenten jüngeren (mesozoischen) Sedimentgesteinen des Außenschelfs.

Die Sukkertop-Rinne ist durch breite und flache Schwellen in mehrere übertiefte Teilbecken gegliedert (Abb. 3). Einige dieser Becken sind über 500 m tief. Als maximale Tiefe wurden 635 m am Zusammenfluß von Längs- und Querrinne unmittelbar am Fuß des Steilhangabfalles des Rundhöckerschelfs gemessen. Diese Erscheinung kann ebenso bei der Fiskenes-, Danas-, Ravns- und anderen Rinnen beobachtet werden und ist als glaziale Übertiefung durch Konfluenz pleistozäner Gletscher zu deuten, worauf bereits HOLTEDAHL (1970) hingewiesen hat.

Mündungsschwelle, Moränenumrahmung und ein in Becken und Schwellen gegliedertes Längsprofil weisen die Sukkertop-Rinne als glazial übertieftes Gletscherbecken aus.

Schelfrand und Kontinentalhang sind vor den Schelfrinnen nicht als canyonförmige Einschnitte ausgebildet, in denen sich die Schelfrinnen meerwärts fortsetzen, sondern sind vielmehr durch deltaförmige Sedimentkegel meerwärts vorgebaut (Abb. 2 u. 3). Dieser sedimentäre Schelfvorbau beträgt bei der Sukkertop-Rinne ca. 7 km. Ähnliche Sedimentkegel sind vor fast allen Rinnen ausgebildet. Eine Ausnahme machen nur die Ravns- und Frederikshaabs-Rinne. Der Ansatz der Sedimentkegel an den Eisrandablagerungen weist sie als glazimarine Ablagerungen aus. Ihre Mächtigkeit deutet jedoch auf eine längere Ablagerungszeit und damit auf eine bereits präpleistozäne Anlage hin (vgl. Kap. 2).

Über die Eintiefungs- und Übertiefungsbeträge der Schelfrinnen gibt Tab. 1 Auskunft. Danach sind die Rinnen zwischen 210 m (Napassorsuaq-Rinne) und 845 m (Gyldenlöves-Rinne) in die Schelffläche eingearbeitet. Als Mittelwert wurde für den SE-Grönlandschelf ein maximaler Eintiefungsbetrag von 430 m und für den SW-Grönlandschelf von 470 m errechnet. Die Mündungsschwellen sind zwischen 195 m (Holsteinsborg-Rinne) und 470 m (Avarqat-Rinne) tief. Vor SE-Grönland liegen sie im Mittel 65 m tiefer als vor SW-Grönland, wo sie eine durchschnittliche Tiefe von 300 m erreichen.

Die Übertiefung kann nur größenordnungsmäßig erfaßt werden. Ein brauchbarer Ansatz scheint mir die Differenz zwischen maximaler Rinnentiefe und maximaler Schwellentiefe zu sein. Hierbei handelt es sich um einen maximalen Wert, bei dem vorausgesetzt wird, daß die Mündungsschwelle im präglazialen Untergrund ausgebildet ist und nicht durch Sedimente, insbesondere durch Eisrandablagerungen, stark überhöht ist. Dieser Ansatz kommt aber der Realität sehr nahe, da ja auch bei den maximalen Rinnentiefen eventuelle eiszeitliche und nacheiszeitliche Ablagerungen ebenso unberücksichtigt bleiben und sich im Mittel beide Werte größenordnungsmäßig aufheben. Im Mittel beläuft sich die Übertiefung auf 275 m. Die Werte der maximalen Übertiefungen streuen zwischen 115 m (Napassorsuaq-Rinne) und 690 m (Gyldenlöves-Rinne). Obwohl die Schelfrinnen

Tab. 1: Eintiefungs- und Übertiefungsbeträge südgrönländischer Schelfrinnen
(Maxima in m · Lage der Rinnen in Abb. 2)

	Schelfrinnen	Rinnentiefe	Schwellentiefe	Eintiefung ¹⁾	Übertiefung ²⁾
SW-Grönland-Schelf	Holsteinsborg	545	195	480	350
	Sukkertop	635	280	575	355
	Godthaab	605	295	545	310
	Fiskenäs	505	280	435	225
	Danas	420	210	350	210
	Ravns	555	415	480	140
	Frederikshaabs	515	360	435	155
	Julianehaab	600	350	450	250
	Mittel	550	300	470	250
SE-Grönland-Schelf	Lindenows	570	330	400	240
	Patussoq	550	350	380	200
	Avarqat	700	470	510	230
	Anoritup	530	335	250	195
	Napassorssuaq	420	305	210	115
	Tingmiarmiut	700	395	480	305
	Skjoldungen	610	370	380	240
	Ilertakajik	445	325	230	120
	Gyldenlöves	1 060	370	845	690
	Sermilik	850	375	650	475
	Angmagssalik		375		475
	Storfjord	620	395	420	225
	Mittel	640	365	430	290
	Mittel gesamt	600	340	450	275

1) Eintiefung = Differenz zwischen maximaler Rinnentiefe und mittlerer Banktiefe.

2) Übertiefung = Differenz zwischen maximaler Rinnentiefe und maximaler Schwellentiefe.

während der Eiszeiten als Hauptabflußbahnen des grönländischen Inlandeises gedient haben, können diese großen Übertiefungsbeträge nicht allein durch Glazialerosion erklärt werden. Denn bei maximalen Rinnentiefen von durchschnittlich 600 m (Tab. 1), ist davon auszugehen, daß das Eis über lange Zeiten der Vereisungsphase des Schelfs nicht dem Rinnenboden aufzulegen, sondern vielmehr aufgeschwommen ist. Welche Rolle subglaziale, unter hydrostatischem Druck stehende Strömungen oder der von TIETZE (1961) geforderte, durch den Tidenhub einer schwimmenden Gletscherzunge bedingte Siphoneffekt gespielt haben, läßt sich erst nach Untersuchungen an rezenten Eisschelfen entscheiden. Ferner ist zu prüfen, inwieweit tektonische Vorgänge mitverantwortlich sind für die hohen Übertiefungsbeträge in den geologisch vorgezeichneten Längsrinnen. Möglicherweise wurde diese submarine Störungszone durch glazialisostatische Bewegungen wieder reaktiviert.

2. Präglaziale Anlage der Schelfrinnen

Die Schelfrinnen tragen zwar deutliche Spuren glazialer Gestaltung und Übertiefung, können aber in ihrer ursprünglichen Anlage nicht vom Schelfeis geschaffen sein. Wie für die Fjorde, so ist auch für die Schelfrinnen eine präglaziale Talanlage erforderlich, die vom Eis zu Trogtälern und Gletscherbecken umgestaltet wurde. Für die fluviale Zerschneidung der Schelffläche muß eine um 300—400 m höhere Lage der Schelffläche vorausgesetzt werden. Daß es solche Erosionsperioden, bedingt durch eine höhere Lage des Schelfs, ge-

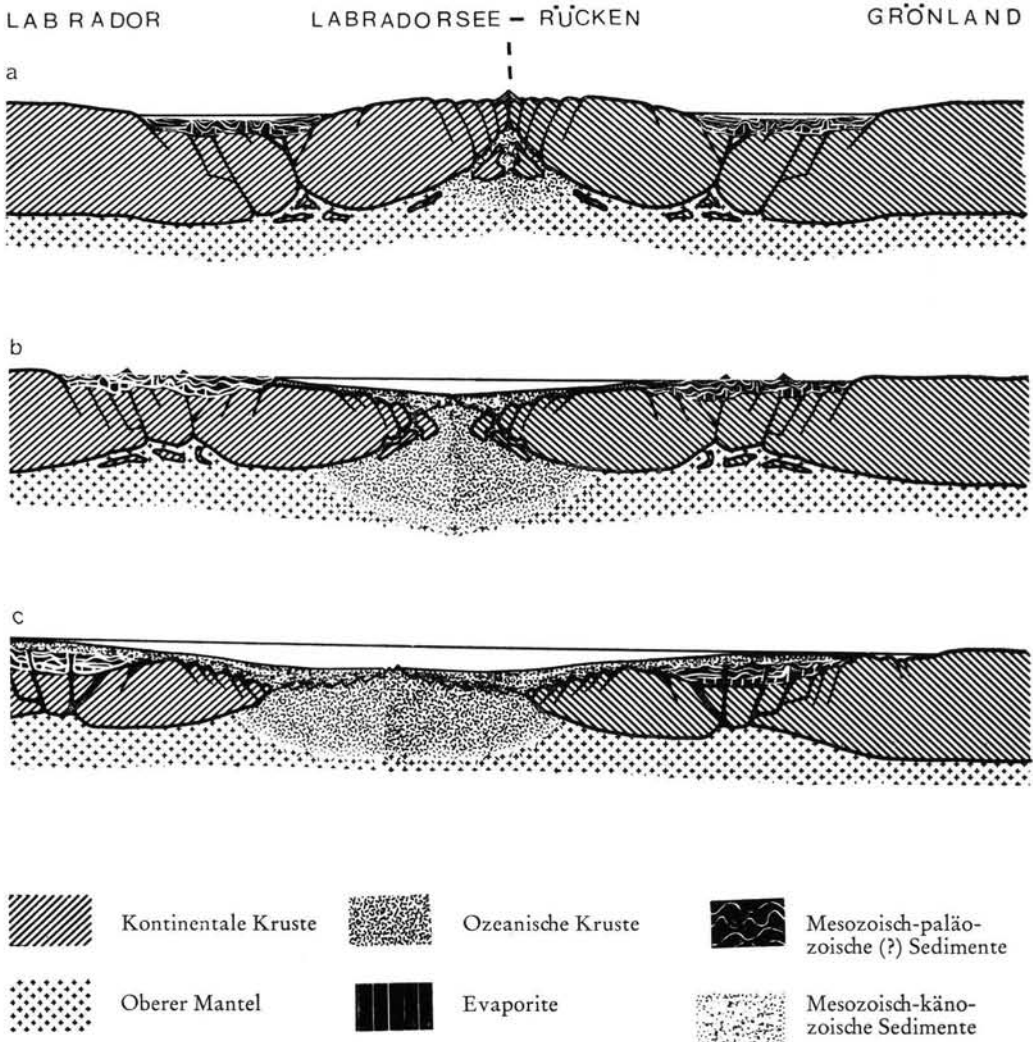


Abb. 6: Geologische Entwicklung des südwestgrönländischen Kontinentalrandes. Schematische Darstellung der plattentektonischen Deutung nach VAN DER LINDEN 1975. — a: Paläozoisch-mesozoische Aufwölbung der kontinentalen Kruste im Bereich der späteren Labradorsee und Bildung marginaler Flachmeerbecken. — b: Kreidezeitliche Öffnung der Labradorsee und Hebung der Kontinentalränder. — c: Tertiäre Absenkung der Kontinentalränder. — Phase b und c stellen für die Kontinentalränder der Labradorsee Erosionsperioden mit fluvialer Zertalung der Schelfflächen dar.

geben hat, zeigt neben morphologischen Befunden die geologische Entwicklung der Labradorsee und ihrer Kontinentalränder. Sie soll daher in Anlehnung an VAN DER LINDEN (1975) und VAN DER LINDEN et al. (1976) kurz skizziert werden.

Nach der plattentektonischen Deutung der Labradorsee wird die kontinentale Kruste im Bereich der späteren Labradorsee während des Paläozoikums emporgehoben. Durch korrespondierende Absenkung der marginalen Bereiche kommt es zur Bildung randlicher Flachmeere mit entsprechenden Ablagerungen von Evaporiten und mesozoisch-paläozoischen (?) Flachmeersedimenten (Abb. 6: Phase a).

Während der Kreide findet eine Reliefumkehr statt: Das zentrale Labradorsee-Becken öffnet sich an dem heute inaktiven Labradorsee-Rücken, während die Kontinentalränder emporgehoben werden (Abb. 6: Phase b). Für sie setzt hiermit eine Erosionsperiode ein, während der auf dem Labradorschelf mehrere 100 m jurassischer Sedimente abgetragen wurden. Im Eozän hört die Ausdehnung der Labradorsee auf und die Kontinentalränder sinken langsam zu ihrem heutigen Niveau ab, womit eine neue Sedimentationsphase eingeleitet wird (Abb. 6: Phase c). Phase b und c stellen für die Kontinentalränder der Labradorsee Erosionsperioden dar, in die die fluviale Anlage der Schelfrinnen fällt.

Für die plattentektonische Deutung der geologischen Entwicklung der Labradorsee und ihrer Kontinentalränder sprechen eine Vielzahl geologisch-geophysikalischer Indizien. Die Entdeckung des unter Sedimenten begrabenen Labradorsee-Rückens durch DRAKE et al. (1963) war ein erster Hinweis auf die Entstehung der Labradorsee durch Prozesse des „sea floor spreading“. Dieses Indiz wurde bestätigt durch die Ergebnisse magnetischer Untersuchungen, wonach sich magnetische Anomalien in einem parallelen Streifenmuster zum Labradorsee-Rücken anordnen (SRIVASTAVA 1977).

Für eine ehemals höhere Lage der Kontinentalränder und tertiäre Absinkvorgänge sprechen neben der plattentektonischen Deutung der Labradorsee Erdölbohrungen und morphologische Befunde. So wurden nach der Bohrung Leif E 38 (TENNECO 1973) auf dem südlichen Labradorschelf 300–400 m Deltasedimente gefunden, die der in das Hamilton Inlet mündende Churchill River an der Wende Pliozän-Pleistozän auf der Hamilton Bank abgelagert hat. Das weist auf einen im Spätertertiär kontinuierlich absinkenden Schelf hin. Am Kontinentalhang des nördlichen Labradorschelfs (Saglek-Bank) wurden von FILLON et al. (1977) Terrassen zwischen 130 und 400 m registriert. Die tieferen dieser Terrassen können durch glazial-eustatische Meeresspiegelabsenkung allein nicht erklärt werden. Auf dem SW-Grönlandschelf gibt sich westlich der Sukkertop-Längsrinne eine breite Terrassenfläche zu erkennen, die sich vom Schelfrand in 290 m küstenwärts bis zu einer Stufe in 260 m erstreckt (Abb. 2). Ihre Tiefenlage deckt sich mit der maximalen Schwellentiefe der südlich angrenzenden Sukkertop-Querrinne von 280 m und kommt dem Mittelwert der maximalen Schwellentiefen von 300 m für die südwestgrönländischen Rinnen sehr nahe (Tab. 1). Daraus darf auf eine ehemalige Erosionsbasis in diesem Niveau geschlossen werden. Auf ein ähnliches Meeresspiegelniveau weisen auch die mächtigen Sedimentkegel vor den Schelfrinnen hin, die als Deltaablagerungen ehemaliger Schelfflüsse zu deuten sind.

Diese morphologischen Befunde sprechen damit ebenfalls für eine ehemals höhere Lage des südwestgrönländischen Kontinentalrandes und weisen auf die präglaziale fluviale Anlage der Schelfrinnen hin.

3. Spät- und postglaziale marine Überformung der Schelfrinnen

Von Bedeutung für die spät- und postglaziale marine Umgestaltung der Schelfrinnen und der sie flankierenden Schelfbänke sind eustatische Meeresspiegelschwankungen, Meeresströmungen und terrigene Sedimentzufuhr. Diese Prozesse bestimmen Art und Ausmaß mariner Erosion und Sedimentation auf dem südgrönländischen Kontinentalrand.

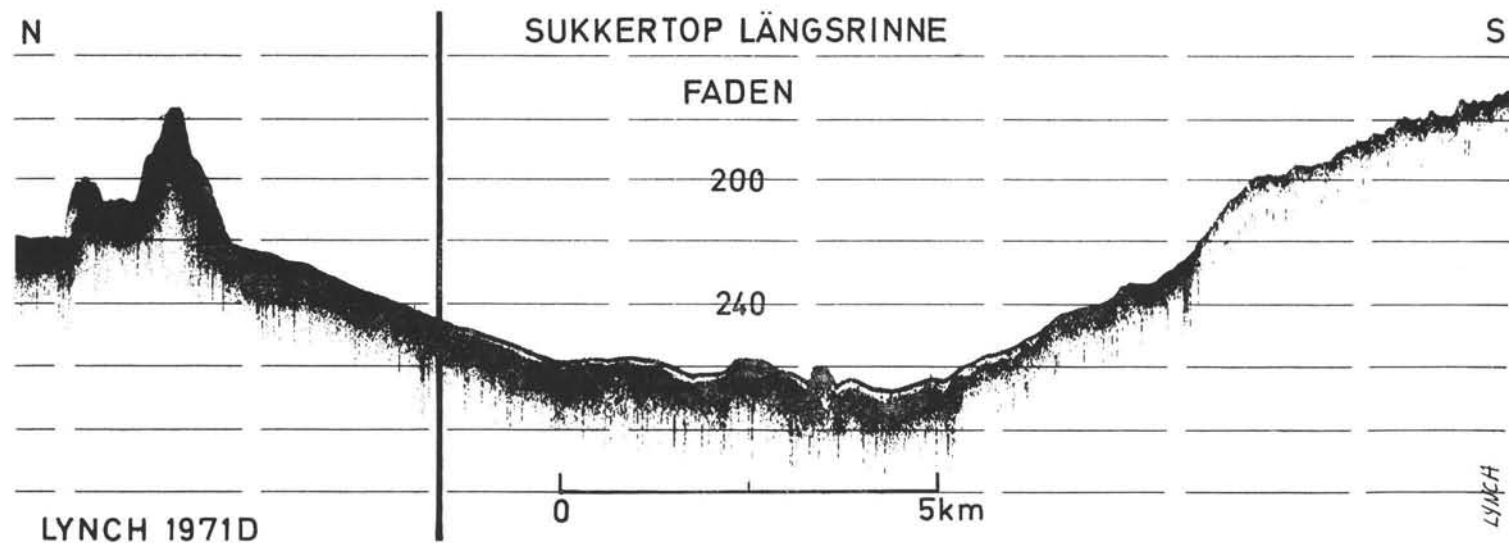


Abb. 7: Sedimentechogramm (3,5 kHz-Echogramm) der Sukkertop-Längsrinne (aufgenommen vom US Navy Department mit USNS „Lynch“. Lage in Abb. 3: Profil A).

Eine Vorstellung von der postglazialen marinen Sedimentation vermittelt ein Sedimentechogramm (3,5 kHz-Echogramm) der Sukkertop-Längsrinne. Das in Abb. 7 wiedergegebene Profil wurde von dem US-Navy-Forschungsschiff „Lynch“ aufgenommen und mir während eines Forschungsaufenthaltes am Navy Department: Naval Ocean Research and Development Activity in Bay St. Louis, Mississippi zur Verfügung gestellt. Hierfür gilt mein besonderer Dank J. Egloff, T. Holcombe und G. L. Johnson. Das Profil verläuft in N—S-Richtung über eines der tiefsten Becken der Sukkertop-Rinne (Lage in Abb. 3). Die maximale Profiltiefe liegt bei 500 m. Deutlich gibt sich eine akustisch transparente Schicht über einem akustisch stark reflektierenden Untergrund zu erkennen. Weniger deutlich ausgeprägt ist ein zweiter, nicht kontinuierlicher interner Reflektor dicht über dem schallharten Untergrund. Die akustisch durchlässige Oberschicht mit interner Schichtung keilt am nördlichen und südlichen Beckenhang in ca. 440 m Tiefe aus. Der schallharte Untergrund ist stark reliefiert und weist am südlichen Rinnenhang das gleiche kleinkuppige Moränenrelief wie die obere unverschüttete Hangpartie auf. Daraus darf geschlossen werden, daß es sich hier um den glazialen Untergrund handelt, der im Beckentiefsten von postglazialen Sedimenten bedeckt ist.

Die Mächtigkeit der nacheiszeitlichen Sedimentdecke liegt bei durchschnittlich 3 m; die maximale Sedimentmächtigkeit beträgt 5—6 m. Diese Angaben gehen von einer Schallgeschwindigkeit von 1500 m sec^{-1} aus, wie sie für die stark wasserhaltigen oberen Sedimentschichten üblich ist. Die postglaziale Sedimentation beschränkt sich auf den unteren, über 400 m tiefen Beckenboden, während die obere Beckenumrahmung frei von akustisch faßbarer mariner Sedimentation ist. Das zeigt, daß die marine Sedimentation in den Schelfrinnen als gering zu veranschlagen ist.

Hierfür sind mehrere Ursachen maßgebend: Einmal wirken die Fjorde als Sedimentfallen, in denen der größte Teil des terrigen zugeführten Materials zum Absatz kommt; zum anderen gelangt das über den Küstenbereich meерwärts verfrachtete Feinmaterial in den Bereich starker Oberflächen- und Tiefenströmungen des Ost- und Westgrönlandstromes, von denen es weiter transportiert wird. Zu einer Ablagerung kommt es nur, wo sich die Strömungsgeschwindigkeiten verringern, wie z. B. an der Südspitze Grönlands. Hier auf sind die mächtigen Akkumulationen des sogenannten „Erich“-Sedimentrückens zurückzuführen, der südlich Kap Farvel am Kontinentalhang als breiter SW-streichender Rücken ansetzt (Abb. 2). Im allgemeinen liegen aber die Strömungsgeschwindigkeiten auf dem südlichen Grönlandshelf über 4 cm sec^{-1} . Am Schelfrand werden im Bereich der ozeanischen Polarfront, der Konvergenzzone arktischer und atlantischer Wassermassen, Geschwindigkeiten von 25 m sec^{-1} erreicht (DIETRICH, 1957). Strömungsgeschwindigkeiten von 4 cm sec^{-1} reichen nach dem bekannten Diagramm von HJULSTRÖM (1935) für den Weitertransport von Korngrößen bis 0,5 mm (Mittelsand) aus. Das bedeutet, daß der Großteil des rezent zugeführten terrigenen Materials nicht zum Absatz kommt, sondern weiter transportiert wird.

Durch die glazialeustatische Meeresspiegelabsenkung von ca. 120 m (MILLIMAN & EMERY, 1968), sind weite Gebiete der über 100 m aufragenden Schelfbänke vor SW-Grönland trockengefallen. Die Transgression des Meeresspiegelanstiegs zeigt sich in Abrasionsterrassen, die durch kleine Kliffs voneinander getrennt werden, in Brandungswällen und -rinnen sowie in einer guten Korngrößensortierung der Banksedimente (SOMMERHOFF, 1975 a). Das von den Bänken weggespülte Feinmaterial hat jedoch nicht zu einer verstärkten Sedimentation in den Schelfrinnen geführt. Hierfür konnten weder in den Echogrammen noch in den auf einer Forschungsfahrt mit FFS „Walther Herwig“ entnommenen Sedimentproben Hinweise gefunden werden. Die Ursache ist in einer Verstärkung der Meeres- und Gezeitenströmungen in den Schelfrinnen zu sehen, bedingt durch den Düsen effekt der durch die Bank-Inseln eingerahmten Schelfrinnen.

Die Untersuchungen zur Morphologie submariner glazial übertiefer Täler beruhen auf marinen „remote sensing“-Verfahren. Eine Überprüfung durch marine „ground checks“ wurde durch die Entnahme von Sedimenten auf einer Forschungsfahrt mit FFS. „Walther Herwig“ Ende 1976 durchgeführt. Die erst zum Teil abgeschlossenen sedimentologischen Untersuchungen, über die demnächst an anderer Stelle berichtet wird, bestätigen die hier dargelegten Ergebnisse.

Schriftenverzeichnis

- DIETRICH, G. (1957): Schichtung und Zirkulation der Irmingersee im Juni 1955. — Ber. Dt. Wiss. Komm. Meeresforsch., **14**: 255—312; Stuttgart.
- DRAKE, C. L., CAMPBELL, N. J., SANDER, G. & NAFE, J. E. (1963): A mid-Labrador Sea ridge. — Nature, **200**: 1085; London.
- FILLON, R. H., FOLINSBEE, R. A. & PALMER, R. (1977): Deep shelf and slope terraces off northern Labrador. — [Im Druck.]
- HENDERSON, G. (1975): New bathymetric maps covering offshore west Greenland 59°—69°30' N. — Offshore Technology Conference Houston/Texas, Paper OTC 2223: 761—764; Dallas.
- HOLTEDAHL, O. (1970): On the morphology of the west Greenland shelf with general remarks on the "marginal channel" problem. — Mar. Geol., **8**: 155—172; Amsterdam.
- HJULSTRÖM, F. (1935): Studies on the morphological activity of rivers. — Bull. Geol. Inst. Uppsala, **25**: 221—527; Uppsala.
- MILLIMAN, J. D. & EMERY, K. O. (1968): Sea levels during the past 35000 years. — Science, **162**: 1121—1123; Washington.
- RVACHEV, V. D. (1964): Relief and bottom deposits of the shelf of southwestern Greenland. — Deep Sea Res., **11**: 646—653; Oxford.
- SOMMERHOFF, G. (1975 a): Glaziale Gestaltung und marine Überformung der Schelfbänke vor SW-Grönland. — Polarforschung, **45**: 22—31; Münster.
- (1975 b): Versuch einer morphologischen Gliederung des südwestgrönländischen Kontinentalrandes. — Polarforschung, **45**: 87—101; Münster.
- SRIVASTAVA, S. P. (1977): Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic. — Geophys. J. R. astr. Soc.; London. — [Im Druck.]
- Tenneco Oil and Minerals Ltd. (1973): Well history report, Leif E-38. — Released to open file Oct. 1973 by Dep. Energy, Mines, Resour.; Ottawa.
- TIETZE, W. (1961): Über die Erosion von unter Eis fließendem Wasser. — Mainzer Geogr. Studien, Panzer Festschr.: 125—142; Braunschweig.
- VAN DER LINDEN, W. J. (1975): Crustal attenuation and sea-floor spreading in the Labrador Sea. — Earth Planet. Sci. Lett., **27**: 409—423; Amsterdam.
- , FILLON, R. H. & MONAHAN, D. (1976): Hamilton Bank, Labrador margin: origin and evolution of a glaciated shelf. — Geological Survey of Canada paper 75—40; Ottawa.

B. Mitteilungen

Neue Bibliographie paläopedologischer Arbeiten der Kommission für Paläopedologie der INQUA

Im Auftrage der Kommission für Paläopedologie der INQUA gab A. RUELLAN unter Mithilfe zahlreicher Kollegen vieler Länder bzw. Erdteilregionen 1974 eine Bibliographie paläopedologischer Arbeiten heraus, die ca. 2300 Titel der meisten bis 1971/72 erschienenen paläopedologischen Publikationen enthält und damit eine wertvolle Sammlung für jeden, der sich mit paläopedologischen Problemen beschäftigt, darstellt. Eine Fortsetzung dieser Bibliographie wird — wiederum im Auftrag der Kommission für Paläopedologie der INQUA und in Zusammenarbeit von Fachkollegen zahlreicher Länder bzw. Ländergruppen — von A. BRONGER herausgegeben und soll ein möglichst vollständiges Verzeichnis paläopedologischer Arbeiten der Jahre 1972 bis 1978/79 enthalten. Für die Bundesrepublik Deutschland wird der Herausgeber selbst die Liste — gegliedert nach Teildisziplinen der Paläopedologie — der Publikationen zusammenstellen. Da die endgültige Fassung der Bibliographie möglichst Ende 1980 vorliegen soll, werden alle Kollegen, die in dem genannten Zeitraum paläopedologische Arbeiten publiziert haben, gebeten, eine Liste ihrer Arbeiten bis spätestens 31. Mai 1980 an

Dr. A. Bronger, Geographisches Institut der Universität Kiel

Olshausenstraße 40—60, 2300 Kiel

zu senden.

Die paläopedologischen Arbeiten im 2. Teil der Bibliographie sollen nach Stichworten gegliedert werden wie Sandböden, Lößböden, Organische Böden, Alluviale Böden, Bodensedimente; Stratigraphie von Paläoböden; Untersuchungsmethoden von Paläoböden: Chemische Untersuchungsmethoden, Physikalische Untersuchungsmethoden, (Ton) Mineralogische Untersuchungsmethoden, Mikromorphologische Untersuchungsmethoden; Datierung von Paläoböden: ^{14}C -Methode, andere Isotopen-Methoden, paläomagnetische Methoden, andere Datierungsmethoden; Chronologie von Böden, Paläoböden des Holozäns, pleistozäne Böden, tertiäre Böden, prätertiäre Böden; Fauna in Paläoböden (insbes. Mammalia, Mollusca), Flora von Paläoböden (insbes. Palynologie); Paläoböden und Frühgeschichte der Menschen und seiner Kulturen; Böden und Paläoklima; Nomenklatur und Klassifikation von Paläoböden. — Für Vorschläge weiterer Stichworte ist der Herausgeber dankbar. Die zugehörigen Stichworte sollten nach Möglichkeit bei jeder Arbeit genannt werden.

A. Bronger.

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Aufbau des satzfertigen Manuskripts

Titel kurz, ggf. Untertitel und Ergänzung, z. B. Name des Landes. Klare Gliederung, nur bei längeren Arbeiten ist ein „Inhaltsverzeichnis“ notwendig. Am Anfang der Arbeit steht eine Kurzfassung (Abstract) in Deutsch und Englisch. Der Titel ist zu übersetzen und in eckigen Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten können die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend numerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1 1/2zeilig, mit Seitenzahlen versehen und nicht heften. Unter dem Titel der Arbeit folgt der ausgeschriebene Name des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers ist auf der Titelseite unten anzugeben.

Literaturzitate im Text sind Kurzzitate. Beispiel: (BÜTTNER 1938). Dieses Zitat bezieht sich auf die gesamte Arbeit. Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, Tafeln usw. gemeint, dann müssen diese genau angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34 ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: „... MÜLLER (1943: 76) ...“ oder „... (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3 a-b) ...“ Falsch: „... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ...“ Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf „... et al.“ gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterstrichen Müller wird MÜLLER; wichtig wird wichtig (gesperrt); Holozän wird **Holozän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv*; sie sind im Manuskript mit geschlängelter Linie zu kennzeichnen. — Die Überschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2–4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypen nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypen sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autoren und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstreichen = Fettdruck), Seitenzahl (: 6–24), Zahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Erscheinungsort. — Zitate von Werken: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zahl der Seiten, Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Verlagsort (Verlag).

Beispiele

SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 250–261, 7 Abb.; Öhringen (Rau).

WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. — In: LOTZE, Fr. [Hrsg.]: Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2, VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: 50 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

