

Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich

Von Dirk VAN HUSEN*

Mit 8 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung

Es wird versucht, einen kurzen Überblick der heutigen Vorstellungen über die Mechanismen der Überformung der Alpentäler durch die Eisströme und deren unmittelbaren Folgen (Massenbewegungen), sowie der Genese der Ablagerungen durch die Eisströme und an deren Rand und in ihrem periglazialen Umland zu geben.

Im zweiten Teil wird eine kurze Zusammenschau über den Ablauf des Quartärs im Ostalpenraum gegeben, wobei der Zusammenhang mit der Entwicklung in dessen Vorland herzustellen versucht wird.

Abstract

In a brief review the author tries to explain the modern opinion of the mechanism of modeling the alpine valleys by the ice streams and their immediate effects (massmovements), further the genesis of sediments of the active ice streams and on their margins as well as in their periglacial surroundings.

The second part presents a summary survey of the development of the Eastern Alps and their forelands during the Quaternary period.

Inhalt

Einleitung	198
Erosionsformen	198
Sedimente der aktiven Gletscher und ihres Umlandes	206
Sedimente der Abschmelzphasen	207
Zum Ablauf des Quartärs	210
Entwicklung der Talböden	214
Zeitraum der Vereisungen	216
Würm-Entwicklung	219
Postglazial	226
Literaturverzeichnis	226

* Adresse des Autors: Univ.-Doz. Dr. Dirk VAN HUSEN, Institut für Grundbau, Geologie und Felsbau der Techn. Universität, Karlsplatz 13, A-1040 Wien

Einleitung

In der vorliegenden Arbeit soll ein kurzer Abriss der geologisch-sedimentologischen Vorgänge im Zeitraum des Quartärs und ihrer regionalen Auswirkungen gegeben werden.

Dabei liegt das Hauptgewicht auf der Entwicklung im Ostalpenkörper, da der zur Verfügung stehende Platz einen thematischen Schwerpunkt nahelegte, wobei aber immer die Verbindung mit den Vorgängen im Vorland, soweit bekannt, herzustellen versucht wurde.

So mag die Darstellung einen gerafften Überblick über einige Vorstellungen von der Überformung des Gebirgskörpers durch die Eisströme der Eiszeiten und deren Folgen, aber auch über die Ablagerungen in ihrer sedimentologischen Charakteristik als Ausdruck ihrer faziellen Stellung zur Entwicklung der Eiskörper geben.

Ebenso soll auch auf einige Aspekte, einerseits der tektonischen Entwicklung des Ostalpenkörpers in Beziehung zum Ablauf der Eiszeiten, andererseits der Sedimentationsabläufe und -vorgänge im Zusammenhang mit der klimatischen Entwicklung hingewiesen werden, die sich nicht nur im Aufbau von Eismassen dokumentieren.

Bei der zitierten Literatur wurde fast ausschließlich auf die jüngsten Arbeiten zurückgegriffen, über die ja die wichtigste ältere Literatur mühelos auffindbar ist.

Erosionsformen

Gletscherschliffe und Rundhöcker als Zeugen der Eiserosion – im Vorfeld der Gletscher ein durchaus gewohntes Bild – belegen in heute dicht besiedelten Talbereichen die Aktivität der Eisströme der letzten Eiszeit und deren Rückzugsphasen. Sie zeigen oft unter jüngeren Sedimenten konserviert die örtliche Abflußrichtung des Eises und die deutliche Umgestaltung der Täler durch dieses an.

Übertiefte Becken: Durch das in den letzten Jahrzehnten enorm gestiegene Interesse an der Nutzung der Talböden in allen Bereichen der Alpen durch technische Großanlagen, Verkehrswege und Grundwassererschließung auf der einen Seite und neue geophysikalische Methoden auf der anderen, sind unsere Kenntnisse über den Verlauf der Felssohle unter den Talfüllungen stark gestiegen. Dabei zeigte es sich, daß in den Tälern der Alpen eine weitaus größere Zahl an Bereichen als übertiefte Becken vorliegt, als früher angenommen wurde. In diesen konnten dann teilweise Beträge von mehreren hundert Metern als Übertiefung der Felssohle durch Bohrungen zweifelsfrei festgestellt werden.

Als Ursachen für die abrasive Wirkung des Gletschereises werden heute von glaziologischer Seite einerseits die Geschwindigkeit des Eises, andererseits die Menge der an der Gletscherbasis mitgeführten Feststoffe angesehen. So finden sich in temperierten Gletschern (im Sohlbereich) bis 55%, in kalten 5–8% (BOULTON 1972, 1975) des Volumens an Schutt. Wird auch der gefrorenen Schuttplatte an der Basis der kalten Gletscher (D. N. PETERSEN 1970) eine große abrasive Wirkung zugeschrieben, so wird die bedeutendere wohl von der großen Menge des Schuttes unter den temperierten ausgehen (J. GJESSING 1966). Dabei dürfte vor allem der Mechanismus des Absinkens der Schuttkörner zur Sohle bei gleichmäßiger

Abfuhr des Feinzerreißels durch den Schmelzwasserfilm (ständiges Nachschärfen) (R. VIVIAN 1970) zu einer stärkeren Wirkung führen.

Die räumliche Verteilung der in den Ostalpen und ihrem unmittelbaren Vorland festgestellten Becken entspricht durchaus diesen Vorstellungen. So befindet sich im Inntal mit seinem mächtigen Eisstrom die Felssohle 330–390 m unter dem heutigen Talboden (ca. 200 m NN) (K. ARIC & P. STEINHAUSER 1977). Ebenso finden sich die übertieften Felswannen in den bayerischen Alpentälern (K. SEILER 1979, Abb. 4) dort, wo in den engen Tälern sicher die höchsten Fließgeschwindigkeiten auftraten, die zur Ernährung der riesigen Vorlandzungen notwendig waren.

Ähnliche Verhältnisse im Abfluß sind wahrscheinlich im westlichen Teil des Draugletschers im unteren Gailtal und im Drautal oberhalb Villach zu erwarten,

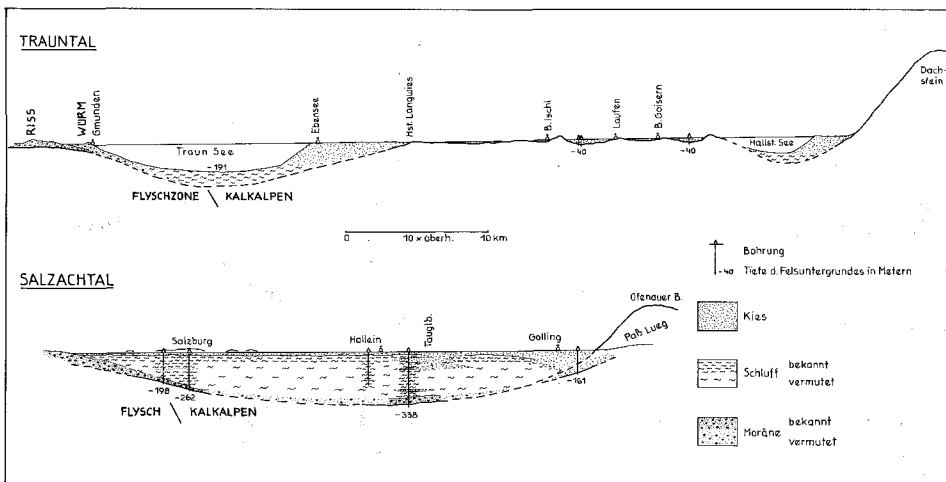


Abb. 1: Übertiefte Becken

wo aber keine Daten vorhanden sind. Im östlichen ist das Rosental wahrscheinlich durchgehend über 100 m übertieft (W. DEMMER 1978, 178), während eine parallele, ähnlich tiefe Rinne vom Wörther See bis östlich Grafenstein verlaufen dürfte (F. KAHLER 1958; 1962).

Neben solchen Strecken, an denen mächtige, aus weit verzweigten Talnetzen zusammengeströmte Eismassen rasch abfließen, können noch andere mögliche Zusammenhänge zwischen dem Auftreten von übertieften Bereichen und der Gletscherentwicklung gefunden werden. An dem relativ kleinen, mit dem ostalpinen Eisstromnetz nur noch wenig verknüpften Gletscherstrom der oberösterreichischen Traun ist dieser Zusammenhang wohl noch am klarsten erkennbar. Es finden sich hier unabhängig vom Aufbau des Untergrundes zwei Gruppen von Übertieften Becken (Abb. 1), die jeweils im Bereich der Zehrgebiete von Eisströmen liegen. Die nördliche Gruppe liegt (z. B. Traun-See) in dem der vier Eiszeiten, die südliche (z. B. Hallstätter See) in dem der Lokalglaciers. Diese bestanden beim Auf- und Abbau des Eisstromnetzes der letzten Eiszeit und wahrscheinlich auch schon in früheren über längere Zeit (D. VAN HUSEN 1979a, 20f).

Als Erklärung für diese Verteilung kann angenommen werden, daß besonders die um die Gleichgewichtslinie auftretende höchste Geschwindigkeit des Eises, gepaart mit dem ab dieser Marke im Zehrgebiet immer stärker in Erscheinung tretenden Basisschutt, in diesen Bereichen – wahrscheinlich im Gegensatz zu denen dazwischen – die größte abrasive Wirkung erzielt hat (s. o.). Diese endet erst mit dem Überhandnehmen des Schuttes und der damit stark gestiegenen inneren Reibung und dem dadurch bedingten Zurückbleiben der Basisschichten (Abb. 4.). Dieser Mechanismus entspräche somit z. T. dem der Karbildung (D. E. SUGDEN & B. S. JOHN 1979, 188f.), nur daß die dynamische Wirkung des hohen Gefalles und der raschen Umbiegung des Eisstromes am Karboden entfällt. Ob diese Zusammenhänge die wesentlichsten sind oder noch andere eine größere Rolle spielen, kann erst gesagt werden, wenn mehr gesicherte Daten über Verlauf und Topographie der Felssohle unserer Täler bekannt sind.

Massenbewegungen: Zu den Auswirkungen der Eiserosion in den Alpen gehören neben den erwähnten direkten Spuren und Kleinformen auch die Massenbewegungen als Ausdruck der Instabilität der vom Eis hinterlassenen übertieften Talformen.

Neben den spektakulärsten und dementsprechend seit langem bekannten Bergstürzen – (G. ABELE 1974; Th. ERISMANN et al. 1977) – sind spätestens seit den Arbeiten O. AMPFERERS (1939) über „Bergzerreißung“ und J. STINYS (1941) über „Talzuschub“ auch die langsamen Ausgleichsbewegungen zu steiler Talflanken bekannt. Seit damals fanden diese Formen nicht zuletzt durch die Entfaltung einer regen Bautätigkeit in den Alpentälern immer stärkere Beachtung, die sich in einer großen Zahl von Publikationen niederschlug. Seien es Beschreibungen einzelner Beispiele oder Bereiche (E. CLAR & U. ZISCHINSKY 1968; G. HORNINGER 1958; E. H. WEISS 1969) oder der Versuch einer systematischen Erfassung der internen Verformung und Bewegungsabläufe (U. ZISCHINSKY 1967, 1969 a, b; Th. ERISMAN 1979).

Durch die Verknüpfung dieser Erscheinungen mit zeitlich genauer erfassbaren Sedimenten oder Eiszungen wissen wir, daß ein hoher Prozentsatz dieser langsamen Ausgleichsbewegungen unmittelbar mit dem Schwinden der Eiszungen des Hoch- und Spätglazials der letzten Eiszeit einsetzte (D. VAN HUSEN 1977, Taf. 4). Dies weist ebenso wie ihr bevorzugtes Auftreten im Bereich ehemaliger aktiver Gletscherzungen – eine gewisse geologische Disposition vorausgesetzt – auf die Bedeutung der Eiserosion hin.

Sedimente der aktiven Gletscher und ihres Umlandes

In letzter Zeit gewinnt eine sedimentologisch-genetische Betrachtungsweise als Ergänzung zur morphologischen, angeregt durch Forschungsergebnisse besonders im angelsächsischen Raum, und das stark gewachsene Interesse an den Ablagerungen des Quartärs als Rohstoffquelle und Baugrund immer mehr an Bedeutung.

Im folgenden soll nun der Versuch unternommen werden, diese Betrachtungsweise in ihren faziellen Zusammenhängen kurz zu erläutern und mit einigen Beispielen zu belegen.

Anhand eines Vorschlags zur genetischen Klassifikation der Moränensedimente, wie er von der Arbeitsgruppe 1 der „Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits“ diskutiert wird (Abb. 2), kann gezeigt werden, daß neben den Positionen des Transportes und der Ablagerung auch die Mechanismen der Ablagerung eine wichtige Rolle spielen, die sich bei der Ausbildung der Sedimente in Struktur und Textur ausdrücken. Durch deren Analyse ist es möglich, innerhalb eines größeren Sedimentkomplexes, der eine charakteristische äußere Form aufweist, eine differenziertere Aussage über das Verhalten des Gletschers über die Dauer der Bildungszeit des Komplexes zu treffen.

GENETISCHE KLASSIFIKATION VON MORÄNENMATERIALIEN

TRANSPORTPOSITION		ORT der ABLAGERUNG	ABLAGERUNGSVORGÄNGE	
EISKÖRPER	OBERFLÄCHENSCHUTT	MORÄNENMATERIAL d. GLETSCHERRANDES	d. VERFLIESZEN (FLOW TILL*)	
	ENGLAZIALER SCHUTT	MORÄNENMATERIAL d. GLETSCHEROBERFLÄCHE	d. ABSETZEN d. AUSSCHMELZEN d. SUBLIMATION	unver-dichtet
	BASISSCHUTT	MORÄNENMATERIAL d. GLETSCHERBASIS	MELT-OUT TILL* LODGE-MENT TILL* DEFORMATION	überkon-solidiert
GLAZIAL GEFORMTER ODER DEFORMIERTER UNTERGRUND				

Abb. 2: Tabelle zur genetischen Klassifikation von Moränenmaterialien (nach A. DREIMANIS & J. SHAW; INQUA Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits, Work Group 1, 1979) verändert. Die mit * bezeichneten, nicht ins Deutsche übertragenen Ausdrücke sind im Text näher erläutert.

Grundmoräne: Die Position der Platznahme der Sedimente zum aktiven Eiskörper hat eine direkte Auswirkung auf deren Lagerungsdichte (Abb. 3). So zeigen alle Moränenmaterialien, die unter dem Eis zur Ablagerung kamen – und nicht durch besondere Umstände des Ablagerungsmechanismus ihrer Feinteile be-raubt wurden – durch den hohen Überlagerungsdruck des Eises und der damit verbundenen Auspressung des Wassergehaltes eine hohe Konsolidierung. Diese ist der heutigen Position entsprechend eine Überkonsolidierung, da durch den hohen Anteil an Feinmaterial eine spätere Wasseraufnahme und damit ein Ausgleich des Porenwasserunterdruckes nicht möglich ist. Daraus resultieren – trotz des stark inhomogenen Aufbaues – ein Verhalten dieser Materialien wie ein massiges Ge-stein (Exfoliation) (Abb. 3) und eine sehr ausgeprägte Empfindlichkeit gegen Wie-derbefeuchtung nach vorheriger Austrocknung (veränderlich festes Gestein), die sich stark im Erosionsverhalten dieser Sedimente auswirken (z. B. Ausbildung der steilen Böschungen der Erdpyramiden).

Die in diesem Ablagerungsraum wirksamen Mechanismen der Sedimentbildung reichen von der Ablagerung der Feststoffanteile aus der Gletschersohle des aktiven Eises, durch Druckschmelzen (lodgement) mit allen Übergängen bis zum langsamen Abschmelzen des unbewegten Eises (melt out). Ist bei ersterem Vorgang

durch die Dynamik des Eiskörpers eine starke Scherbeanspruchung des frisch abgelagerten Sedimentes an den \pm horizontalen Scherflächen (G. S. BOULTON 1970) zu erkennen (Abb. 3), so bleibt beim zweiten die Struktur erhalten (D. E. SUGDEN & B. S. JOHN 1979, 214ff.).

Der Vorgang des Druckschmelzens wird durch eine Verlangsamung der Eisflußgeschwindigkeit (durch große Rauigkeit des Gletscherbettes, behinderten Abfluß oder hohe innere Reibung) stark beschleunigt, ebenso wie durch eine große Eisauflast. Darin ist möglicherweise ein Grund für die mächtigen, geschlossenen Grundmoränendecken in manchen Beckenlandschaften (z. B. Mitterndorfer Becken, Aussee, Ischltal) – im Gegensatz zu den Talstrecken dazwischen – zu su-

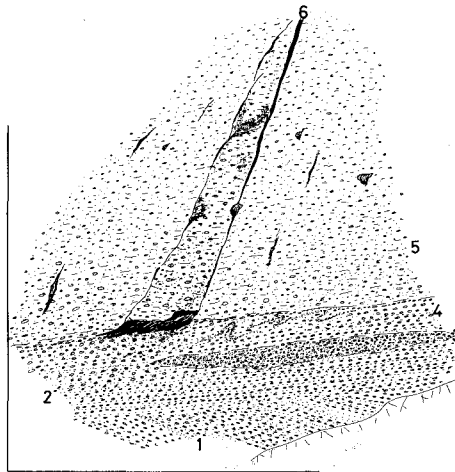


Abb. 3: Mögliche vertikale Sedimentabfolge bei einem Gletschervorstoß.

- 1 Deltaschüttung
- 2 Kiese der Vorstoßphase
- 3 Moränenmaterial (flow)
- 4 Kiesmaterial unmittelbar vor der Gletscherstirn
(durch Gletscherbewegung gestört)
- 5 Moränenmaterial (lodgement)
- 6 Exfoliation

chen, wo mehrere Eisströme zusammenströmten, die aber nur durch ein Tal abfließen konnten. Die hier bis unter die rezente Bodenbildung reichende, hoch verdichtete Grundmoräne wäre somit ein Produkt beider Vorgänge (s. o.) aus der Zeit des Hochglazials und des Abschmelzens des Eisstromnetzes.

Bei beiden Vorgängen muß genügend Zeit für die Wasserabfuhr vorhanden gewesen sein, da sonst die zu beobachtende, deutliche Überkonsolidierung nicht möglich wäre. Untersuchungen an den Grundmoränensedimenten der würmzeitlichen Gletscherströme des Trauntales (D. VAN HUSEN 1977) zeigten, daß diese aus dem Spätglazial eine deutlich geringere Konsolidierung aufweisen. Das könnte darauf hindeuten, daß während der Vorstöße der Gletscher im Spätglazial nicht genügend Zeit für eine Wasserverdrängung in derart feinkörnigen Sedimenten vorhanden war, was auf eine sehr kurze Dauer dieses Ereignisses hinweisen würde.

Einen deutlichen Hinweis, daß hier eher der Faktor Zeit denn die Überlagerungsmächtigkeit hineinspielt, gibt die Beobachtung, daß die Grundmoränenmaterialien auch dünner, hochglazialer Gletscherzungen eine höhere Lagerungsdichte aufweisen als die unter mächtigeren spätglazialen Zungen (D. VAN HUSEN 1979, 117).



Abb. 3a: Photo entspricht der Skizze Abb. 3

Ebenso von der Dauer der einzelnen glazialen Ereignisse dürfte die Kornzusammensetzung der Moränenmaterialien abhängen. Der Versuch einer systematischen Erfassung der Kornzusammensetzung innerhalb eines geschlossenen Gletschersystems (Trauntal, D. VAN HUSEN 1977) zeigte, daß sich im Basisschutt eines Eisstroms ein Gleichgewicht der Korngrößenzusammensetzung einstellt und (abgesehen von örtlichen Störungen durch besonders feinkörniges Untergrundgestein) über die gesamte Länge gleich bleibt. Daß solche ausgeglichenen Kornzusammen-

setzungen in den sicher den spätglazialen Ständen zurechenbaren Grundmoränenmaterialien nicht zu finden waren, könnte dahin weisen, daß eine gewisse Zeit notwendig ist, damit sich ein stabiles Gleichgewicht in Erosion und Transport einstellt, das zu einem gleichmäßigen Aufbereitungsgrad des Schuttmaterials führt, wie es auch aus anderen Gebieten bekannt ist (A. DREIMANIS & U. V. VAGNERS 1972; Ch. SCHLÜCHTER 1976).

Eine weitere Möglichkeit könnte sein, daß sich dieses Gleichgewicht der Korngrößen im hochglazialen Moränenmaterial dadurch einstellt, daß die größeren Körner im Feinmaterial schwimmen und es dadurch zu keiner weiteren Zerkleinerung dieser mehr kommt, da die punktförmige Belastung an den Berührungspunkten wegfällt. Unter dieser Annahme, bei der die Zeit eine untergeordnete Rolle spielt, müßten dann die Zusammensetzungen der spätglazialen Moränenmaterialien Produkte von Umlagerungs- oder speziellen Ablagerungsprozessen sein.

Durch genaue Analysen der Struktur und Textur (Einregelung der Geschiebe) sind auch Aussagen über nur durch die Mächtigkeit der Gletscherströme beeinflusste – von den örtlichen topographischen Verhältnissen unabhängige – Eisflußrichtungen möglich, wie dies K. GARNES & O. F. BERGERSEN (1977) an mächtigen, scheinbar einheitlichen Moränensedimenten in den Tallandschaften Mittelnorwegens zeigen konnten. Solche Untersuchungen können möglicherweise auch in den Alpentälern neben petrographischen Untersuchungen der Geschiebezusammensetzung über die Bedeutung der einzelnen Gletscherströme zu verschiedenen Entwicklungsphasen des Eisstromnetzes Aussagen zulassen.

Eisrand: Alle anderen Moränenmaterialien, die entweder am Eisrand direkt oder nach dem Abschmelzen von der Eisoberfläche weg sedimentiert wurden (Oberflächenmoräne), zeigen nur noch eine lockere Lagerung und großes Porenvolumen. Unter diesen Ablagerungsbedingungen spielt das frei verfügbare Wasser (Schmelz- und Niederschlagswasser) eine dominierende Rolle, so daß Prozesse der Umlagerung (flow) vor und bei der Sedimentation sehr häufig werden (Abb. 4).

Die bei diesen Vorgängen, die vom Transport durch das fließende Wasser bis zum Transport in Suspension (Mure) reichen können, auftretenden Strukturen und die Klassierung des Sedimentes, sind öfter in den Seiten- und Endmoränenwällen der Täler und des Alpenvorlandes als deutlich sichtbare, distal geneigte Schichtung zu sehen. Ebenso ist aber auch in den vertikalen Abfolgen die jeweilige Randlage des Eises rekonstruierbar (Abb. 4), die sich auch im jeweiligen Übergang in die proximale Grundmoräne dokumentiert, bis die letzte in Übereinstimmung mit der endgültigen Oberflächenform ist (vgl. auch D. VAN HUSEN 1977, Taf. 3, Diagr. 6, 7, 8, 11, 12, 13).

Diese an mehr oder minder stationären Gletscherzungen zu teilweise mächtigen End- und Seitenmoränen führenden Vorgänge drücken sich im Zuge eines Vorrückens der Gletscherstirn in einer vertikalen Sedimentabfolge aus. Als Beispiel eines solchen horizontalen Fortschreitens der einzelnen – in ihrer Position zum Gletscherrand charakterisierbaren – Ablagerungsmechanismen in ihrer vertikalen Abfolge mag Abb. 3 dienen.

Hier wurde das im Vorfeld des Gletschers vorhandene Relief durch die Abschmelzprodukte verfüllt, die zum Hangenden durch die Vergrößerung und abnehmende Klassierung eine zunehmende Gletschernähe anzeigen. Das in diesem

Niveau auftretende Moränenmaterial ist in Suspension verfrachtetes Sediment (Fließstrukturen) und bedingt daher noch keine direkte Eisüberlagerung. Diese war erst zur Zeit der Ablagerung des obersten Moränenmaterials (lodgement till) gegeben, was auch durch die Verformung der unmittelbar vorseilenden Kiese und Sande und der Scherflächen belegt ist (s. o.).

Kiese der Vorstoßphase, Terrassen, Talverbaue: In oft ähnlicher Abfolge aber immer in liegender Position (Abb. 4) zur Grundmoräne, finden sich im Bereich von Gebirgsgletschern oft mächtige, meist grobe Kiesablagerungen. Diese fluviatilen Sedimente, nicht selten mit Übergang (Ausseer Becken, D. VAN HUSEN 1977, 21) in die hangenden, hoch verdichteten Moränenablagerungen der letzten

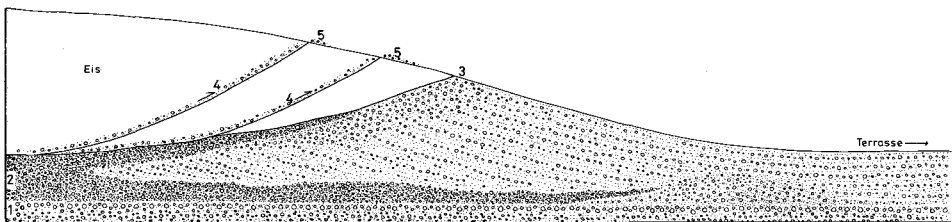


Abb. 4: Schematisierte vertikale und horizontale Sedimentabfolge am Gletscherende.

- 1 Kiese der Vorstoßphase
- 2 Grundmoräne
- 3 Endmoräne
- 4 Scherflächen im Eis
- 5 Moränenmaterial auf der Gletscheroberfläche

Eiszeit, finden sich z. B. in größerer Ausdehnung erhalten im Inntal (F. FLIRI et al. 1970; F. FLIRI 1973), Ennstal (I. DRAXLER & D. VAN HUSEN 1977) und im Gailtal (D. VAN HUSEN & I. DRAXLER, im Druck) und sind an diesen Stellen immer als unmittelbar der Vereisung vorausgehende Sedimentation aufzufassen.

In gleicher Position zu den Moränensedimenten des prononciertesten Gletschervorstoßes des Spätglazials (Gschnitz) findet sich eine ebensolche Kiesschüttung (F. MAYR & H. HEUBERGER 1968; D. VAN HUSEN 1977), die sicher durch den starken Klimaverfall ausgelöst wurde, der zur Abnahme einer, wenn auch nur spärlich vorhandenen Vegetation und erneuter Frostschuttbildung führte. Diese in den Alpentälern durch den Zuzug des Schuttes der Hänge so deutlich ausgeprägten, klimafaziellen Aufschüttungen finden in den an die jeweiligen Endmoränen anschließenden Terrassen ihre Fortsetzung (Abb. 4). Deren Schüttungsablauf, soweit durch verschiedene Materialien erkennbar, deutet diesen Mechanismus der klimatischen Steuerung an, wenn die Nebenbäche im Bereich der Voralpen – sie kommen bei einem progressiven Klimaverfall später in die Frostschuttzone – erst zu Ende der Aufschüttungsperiode genügend eigene Schuttproduktion aufweisen, daß sie gleichberechtigt am Sedimentationsprozeß teilnehmen können, wie das z. B. an der Enns (D. VAN HUSEN 1971, 517f.) oder im Raum von Wien (H. KUPPER 1968; J. FINK 1973) zu erkennen ist, wo besonders in den älteren Terrassen Lockermaterial (Plattelschotter) erst im Hangenteil der Terrassen verstärkt auftritt. Diese lokalen Einschüttungen (unter den heutigen Bedingungen in dieser

Form nicht vorhanden) und die gehäuft innerhalb der Kieskörper der Donaütterrassen auftretenden, scharfkantigen Driftblöcke sind als deutliche Hinweise auf kaltzeitliche Schüttungsbedingungen zu werten. Die deutliche Anhäufung dieser Blöcke an der Terrassenbasis (Blockpackung), und die an diesen fast durchwegs zu beobachtende, starke allseitige Zurundung (durch den darüber hinweggegangenen Geschiebetrieb) hingegen weist auf die stete Umlagerung des Materials während der Sedimentation der Terrassenkörper und eine Anreicherung als Erosionsreste in den jüngeren (W. EPPENSTEINER et al. 1973) hin.

Eine mit dem Anwachsen der Talgletscher verbundene Sedimentation stellen die Verfüllungen erst spät oder nicht mehr vergletschter Nebentäler dar. Diese am weitesten in den Tälern im Bereich des Ostendes des alpinen Eisstromnetzes (z. B. Murtal) verbreiteten Sedimente zeigen eine Abfolge von grobem, lokal geprägtem Basismaterial zu feineren Hangendablagerungen, die speziell in den später vom Eis überwältigten Tälern in Form von mächtigen Bänderschluften vorliegen können (D. VAN HUSEN 1977, 22ff.; 1980, 40).

Diese Ablagerungen, die sich in ihrem Internaufbau und in ihrer Verbreitung deutlich von den Eisrandterrassen des Eiszerfalles (s. u.) unterscheiden, deuten auf eine sehr rasche Abdämmung der Nebentäler hin, die – trotz der starken Sedimentanlieferung zu Seebildung führend – ein Ausdruck des sehr raschen Vorstoßes der Gletscherzungen in der entscheidenden Phase des Aufbaues des Eisstromnetzes in den Tälern sein dürfte.

Periglazialer Bereich: Ebenso wie die Absenkung des extremen Periglazialraumes ein horizontales Wandern der Frostschutzzone und damit verstärkter Sedimentation bewirkte, kamen dadurch auch Erscheinungen des Dauerfrostbodens, wie z. B. die Blockgletscher und verwandte Formen, in tiefere Bereiche (H. NAGL 1976). Permafrostphänomene – durch die fortschreitende technische Erschließung der Hochgebirgsareale stärker in den Blickpunkt gerückt – sind in den letzten Jahren intensiv untersucht und in ihrer Form und Dynamik erfaßt worden (L. VIETORIS 1972 z. B. in den Öztaler Alpen und W. HAEBERLI 1973; D. BARSCH 1977 a, b; D. BARSCH & G. HELL 1975 in den Westalpen).

In den letzten Jahren konnten in den während der letzten Eiszeit kaum mehr vergletscherten Ostkarawanken (D. VAN HUSEN 1975) neben riesigen Blockgletschern im Wettersteinkalk mächtige Schuttströme als Sonderform dieser Phänomene in den tonschieferreichen Gesteinsfolgen des Paläozoikums erfaßt werden, für die in ihrer Verbindung mit den kleinen Lokalgletschern eine Bildungszeit im Hochglazial der letzten Eiszeit festlegbar ist (D. VAN HUSEN & M. FROSS 1976, 105). Es handelt sich dabei um sehr feinstoffreiche Schuttanhäufungen, die wie Gletscherzungen die steilen Täler erfüllen. Sie entstanden aus mächtigen Schuttanhäufungen im Bereich der Quelltrichter. Der aus den Hängen durch Muren und Gleitungen abtransportierte Schutt gelangte hier in seinen liegenden Teilen immer weiter in den Bereich des Dauerfrostbodens, wodurch derart mächtige Anhäufungen möglich wurden. Nach Auflösung des Dauerfrostbodens bewegte sich die Masse so lange, bis die Konsolidierung (Entwässerung im Sohlbereich unter der eigenen Auflast) zum Stillstand führte.

Da sich solche Formen und Sedimente auch im mesozonalen Altkristallin (D. VAN HUSEN 1980, 43) und in mergelreichen Schichtfolgen des Mesozoikums (D.

VAN HUSEN 1977, Karte) fanden, ist mit einem häufigeren Auftreten dieser unter heutigen Bedingungen stabilen Formen in tieferen Lagen der ehemals unvergletscherten Ostalpen zu rechnen.

Sedimente der Abschmelzphasen

Mit Beginn der Abschmelzphasen der Gletscherzungen und Eisstromnetze der Eiszeiten und spätglazialen Stände änderten sich auch die Hauptsedimentationsprozesse. Durch die höheren Temperaturen kam es während der sommerlichen Schmelzperioden nicht nur zu einem stark über dem jährlichen Niederschlagsangebot liegenden Wasserabfluß (plus Gletscherspende), sondern auch zur vermehrten Freisetzung der Schuttmassen aus dem Eis und dem immer tiefer auftauenden Dauerfrostboden. Diese wurden meist nach kurzer Umlagerung in den während solcher Phasen an vielen Stellen durch differenzierte Schmelzvorgänge entstehenden Hohlformen abgelagert.

Äußere Form, Verbreitung: Am weitesten verbreitet sind solche Formen im Bereich des Draugletschers im Klagenfurter Becken, wo es am Rand, speziell an den Einmündungen der Gerinne (Vellach, Gurk, Wimitz, Triebel), oder an ausapernden Hügeln innerhalb des Eisstromes zur Bildung ausgedehnter, stark gestaffelter Eisrandterrassen (Kames) kam (F. KAHLER 1962; D. VAN HUSEN 1976b). Als ein schönes Beispiel letzterer Bildungsart wäre noch die Mönchsberg-Nagelfluh anzusehen, die in einem kleinen See über der bereits ausgeaperten Grundgebirgsauftragung des Mönchsberges abgelagert wurde, während das restliche Zungenbecken noch mit Eis erfüllt war.

Ebenso wie beim Abschmelzen größerer Eiszungen in Beckenlandschaften entstanden solche Bildungen, verstärkt auch an den Nahtstellen des Eisstromnetzes, bei der Trennung der teils noch aktiven, teils bereits inaktiven Eismassen.

Als schönes Beispiel einer solchen Faziesrekurrenz beim Zerfall des Eisstromnetzes im Einzugsgebiet des Draugletschers – in wahrscheinlich kurzem zeitlichem Abstand – sind wohl die Ablagerungen der ausgedehnten Eisrandbildungen an der Mündung des Drautaales ins Becken von Villach (A. ANDERLE 1977), am Ausgang des Liesertales beim Millstättersee und die mächtige Terrasse (über 100 m) bei Gmünd an der Einmündung des Maltatales (E. LICHTENBERGER 1953) anzusehen.

Internstrukturen: Bei der meist sehr raschen Verfüllung der in den ausgeaperten Buchten entstandenen Seen spielt für die Ausbildung der Sedimente die Beständigkeit des Wasserspiegels eine entscheidende Rolle. Die bei einer über die gesamte Bildungsdauer mehr oder weniger gleich bleibenden Spiegelhöhe ungestört ablaufende Deltaschüttung mit bottom-, fore- und top set ist am großartigsten in der Terrasse bei St. Jakob in Südkärnten (A. PENCK 1909, 1105f.) entwickelt. Oft aber wird die Sedimentation durch stark schwankende oder perennierende Seen beeinflusst, wodurch oftmalige Wiederholungen der Sedimentfolgen in horizontaler wie vertikaler Richtung, unterbrochen von Erosions- oder Akkumulationsphasen durch fließendes Wasser, zu finden sind.

Die während der Zeit des Eiszerfalles des Eisstromnetzes und im beginnenden Spätglazial (s. u.) in großen Mengen frei verfügbaren Schuttmassen aller Kornklassen führten zu hohen Sedimentationsraten in diesen Seebecken. Ein Beispiel der

damit verbundenen Sedimentstrukturen war in der Kreidegrube St. Agatha abgeschlossen (Abb. 5). Nach einer Phase ruhigerer Sedimentation im Becken (Bändertone und Driftblöcke) ist zum Hangenden immer stärker der Einfluß des sich vorbauenden Deltas zu bemerken. Die dort starke Sedimentanhäufung führt zu Überladung und Instabilität, wodurch wiederholt subaquatische Gleitungen und damit der Transport grober Sedimente des Deltabereiches in das Becken ausgelöst wurden. Dabei wurden die Bändertone teils aufgewühlt, teils bei kleineren Ereignissen nur verfaltet. Abgeschlossen wird das Profil durch das darüber vorgerückte Delta.

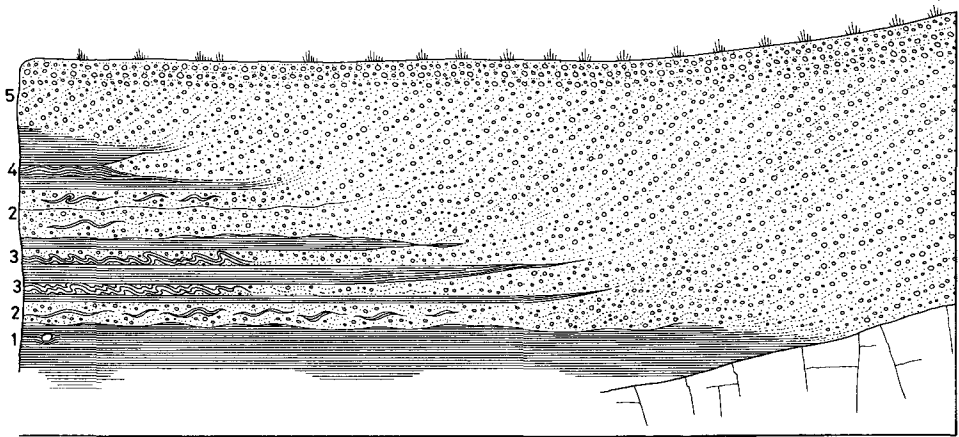


Abb. 5: Schematische Darstellung der Sedimente und Strukturen in einem Eisrandstausee mit hoher Sedimentationsrate.

- 1 Bänderschuff, Driftblöcke
- 2 subaquatische Gleitung mit erodierten und gefalteten Schufffragmenten
- 3 schwächere subaquatische Gleitung mit gefaltetem Bänderschuff
- 4 durch nachsackenden Schutt schwach gestrauchter Schuff
- 5 Deltabildung

Störungen dieser Art, großflächigere Verfaltung in feinkörnigen Sedimenten und Gleitungen, die zu Schichtwiederholungen führen, dürften in diesen rasch verfüllten Hohlformen des Spätglazials nicht selten sein.

Ein typisches Fazieselement dieser Sedimente der Abschmelzphasen ist der Kontakt zu inaktiven, oft von der Hauptmasse abgespaltenen Eiskörpern (Toteis), was – durch die rasche Sedimentation begraben – nach Ausbildung der Terrassenkörper beim Abschmelzen zu den gut bekannten Toteislöchern und verwandten Formen führt. Die bei diesem Vorgang entstehenden internen Strukturveränderungen reichen von syndiagenetischen Absatzungen und Grabenbrüchen (z. B. E. H. WEISS 1965) bis zu synsedimentären Verformungen, die oft zu örtlichem Strukturverlust oder zu einengungsähnlichen Verformungsbildern führen, bei denen durch Porenwasserüberdruck erzeugte, kurzfristige „Verflüssigung“ unkonsolidierter, wassergesättigter, feinkörniger Sedimentanteile wahrscheinlich ist (Abb. 6).

Ebenso wie kleinere und größere Eiskörper während der raschen, starken und kurzfristigen Umlagerung mit riesigen Sedimentmengen überschüttet wurden, wurden auch noch in sich gefrorene Sedimentpakete disloziert und sofort wieder eingesedimentiert. Diese Vorgänge führen in den übrigen Ablagerungen zu Schollen oder Bereichen mit Kiesen und Sanden, deren ss sehr steil bis senkrecht oder überkippt ist (D. VAN HUSEN 1968 a). Solche Formen spielten in großem Maße beim Bau des Kraftwerkes Annabrücke eine wichtige Rolle, wo derartige Sedimente in der Talsohle des Rosentales weit verbreitet aufgeschlossen wurden (H. UČIK & A. FRITZ 1980).

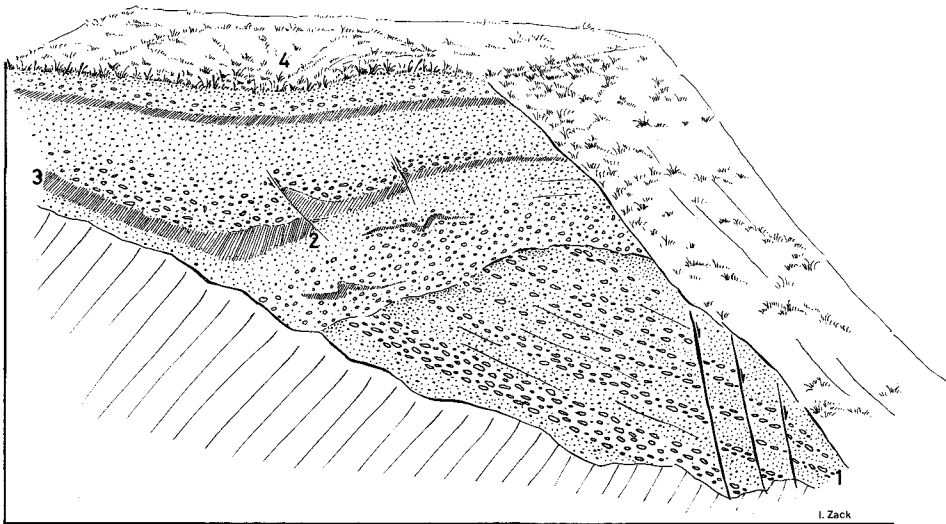


Abb. 6: Internstrukturen einer Eisrandterrasse (Wolfgangsee).
 1 Deltaschüttung mit syndiagenetischen Verstellungen
 2 Sedimente mit syndepositionären Verstellungen
 3 Schluff
 4 Toteisloch

Übertiefte Becken: Wie die Beckenlandschaften und Täler wurden mit dem Abschmelzen der Gletscherzungen auch die übertieften Bereiche (s. o.) eisfrei, wobei sich – abgesehen von den kleineren, die synchron mit dem Eisfreiwerden zugeschüttet wurden – teilweise riesige Seen bildeten, die heute wieder vollkommen oder teilweise verfüllt sind.

Die Zusammensetzung der Verfüllung dieser übertieften Bereiche ist ebenso wie der Verlauf der Felssohle nur durch Bohrungen mit technischer Zielsetzung erschlossen, die meist als möglichst preiswerte Spülbohrungen im Bereich der Lokersedimente abgeteuft werden. So sind, abgesehen von Material und Kornzusammensetzung, kaum Parameter bekannt, die auf das Alter der Sedimente schließen lassen. In jüngster Zeit ergaben sich Hinweise, die im Zuge von geophysikalischen Voruntersuchungen zur Wassererschließung im Raum Bayern gewonnen wurden, daß in den Becken (z. B. in Leepositionen) auch ältere, vorwürmzeitliche

Sedimente (höhere Verdichtung durch Vorbelastung durch den Eisstrom) erhalten geblieben sind (K. BADER 1979; H. JERZ 1979).

Im Gegensatz dazu konnten solche Hinweise in den breiteren, geradlinig verlaufenden Becken (z. B. Salzach, Traun) nicht gefunden werden (D. VAN HUSEN 1979).

Nach unserem heutigen Wissen aus vielen Bohrungen präsentiert sich z. B. die Sedimentfüllung des Salzburger Zungenbeckens (Abb. 1) als eine sehr rasch erfolgte Beckenfüllung mit feinkörnigen Beckensedimenten und grobkörnigen Deltabereichen an der Einmündung der Flüsse und Bäche, die heute konsequent zur Grundwassergewinnung genutzt werden (H. BRANDECKER 1974). Derartige Delta entstanden auch an den Einmündungen größerer Gerinne im Trauntal, nur daß hier durch die geringere Schwebelastung der Flüsse (Karbonat) im Gegensatz zu denen aus dem Kristallin die Beckenfüllung vornehmlich mit kleinen Kornklassen (Feinsand-Schluff) zurückblieb, und daher die Seen bis heute erhalten sind.

Zum Ablauf des Quartärs

Abgrenzung: Die Grenze Pliozän/Pleistozän, die ja nach Übereinkunft mit der Transgression des Calabriano – Grenze der Planktonforaminiferenzonen N 21/N 22 (erstes Auftreten der *Globotruncana truncatulinoides*) – festgelegt ist, liegt im terrestrischen Bereich an der Wende U./O.-Villanyium. Die Parallelisierung beider Bereiche erfolgt über den Paläomagnetismus, da diese Grenze dem Olduvai-Event in der reversen Matujama-Epoche entspricht (J. D. HAYS & W. A. BERGGREN 1971; W. A. BERGGREN 1972).

Der Zeitraum um diese Grenze ist in unserem Raum, soweit wir es heute überblicken, durch Akkumulation von Kiesen und mächtigen Lößfolgen und der langsamen erosiven Tieferlegung des Flußsystems geprägt.

Vorglazialer Zeitraum: Die bei uns durch ihre paläomagnetische Orientierung in diesem Zeitraum einzuordnenden Sedimente finden sich in Stranzendorf und im Raum von Krems (J. FINK et al. 1976, 1978) im östlichen Alpenvorland. Die Sedimentfolge in Stranzendorf zeigt einerseits das Niveau der Talentwicklung zu dieser Zeit an (die an der Basis aufgeschlossenen Kiese sind Donaukiese, die ca. 100 m über dem heutigen Donauniveau liegen), andererseits ist aber daran auch groß die klimatische Entwicklung ab diesem Zeitpunkt ablesbar. Die mächtige Folge von Löß und lößähnlichen Ablagerungen, mit mächtigen Rotlehmen und Paläoböden, zeigt trockene Perioden, unterbrochen von offensichtlich lange dauernden feuchteren, warmen Abschnitten mit intensiver chemischer Verwitterung an.

Die in diesen Sedimenten gefundenen Reste von Kleinsäugetern (Wühlmäuse) lassen, in Übereinstimmung mit der paläomagnetischen Datierung, eine Einstufung in das Villanyium (G. RABEDER 1976 a) zu. Über diese so auch absolut datierten Kleinsäugeterfaunen und deren Weiterentwicklung können nun auch die schon lange bekannten Spalten- und Höhlensedimente von Hundsheim und Deutsch Altenburg (G. RABEDER 1976 a, b, 1978; K. MAIS & G. RABEDER 1979) einer absoluten Datierung zugeführt werden, wodurch ein wesentlich vollständigeres Bild über die Fauna dieser Zeit gewonnen werden kann. Es stellt sich als warm-gemäßigtes, mitunter etwas kühleres und trockeneres Klima als heute dar (E. THENIUS 1975).

Einen weiteren Beitrag für weiträumige Kiesschüttungen im Pliozän geben noch die Kiese von der Großen Thorstätten (SW Bernhartsthal) mit ihrer autochthonen Faunula aus dem Jungpliozän. Sie sind aber wegen der bis heute anhaltenden, differenzierten tektonischen Bewegung im Wr. Becken nicht als Bezugspunkt für die Talentwicklung geeignet (E. THENIUS 1978, 126). Diese über den gesamten Zeitraum des Quartärs anhaltenden Senkungen drücken sich in den Schwierigkeiten zur Parallelisierung der Ablagerungen und Terrassen im Wiener Raum (J. FINK 1973) und in Senkungsfeldern im Bereich der Praterterrasse (Lasseer Wanne) nördlich der Donau und in der Mitterndorfer Senke (J. STINY 1933) aus. Inwieweit Spuren dieser Bewegung an der Oberkante des Tegels beim heutigen Baugeschehen (z. B. Hochwasserschutz) aufgeschlossen wurden und nachgewiesen werden konnten, zeigt der Beitrag von H. Plachy in diesem Band.

An den liegenden Anteilen (bis Boden 7) der mächtigen Abfolge von Lössen und Bodenbildungen der Schießstätte in Krems (J. FINK et al. 1976, 1978) ist abzulesen, daß sich die Klimaverhältnisse auch während deren Sedimentation im Vergleich mit Stranzendorf nicht wesentlich geändert haben, und somit auch über den Bereich des ältesten Quartärs gleich blieben, nur daß aber offensichtlich ein rascherer Wechsel der Vorgänge eingetreten ist (J. FINK & G. KUKLA 1977), der hier auch durch malakologische Befunde (V. LOZEK 1976, 1978) belegt ist.

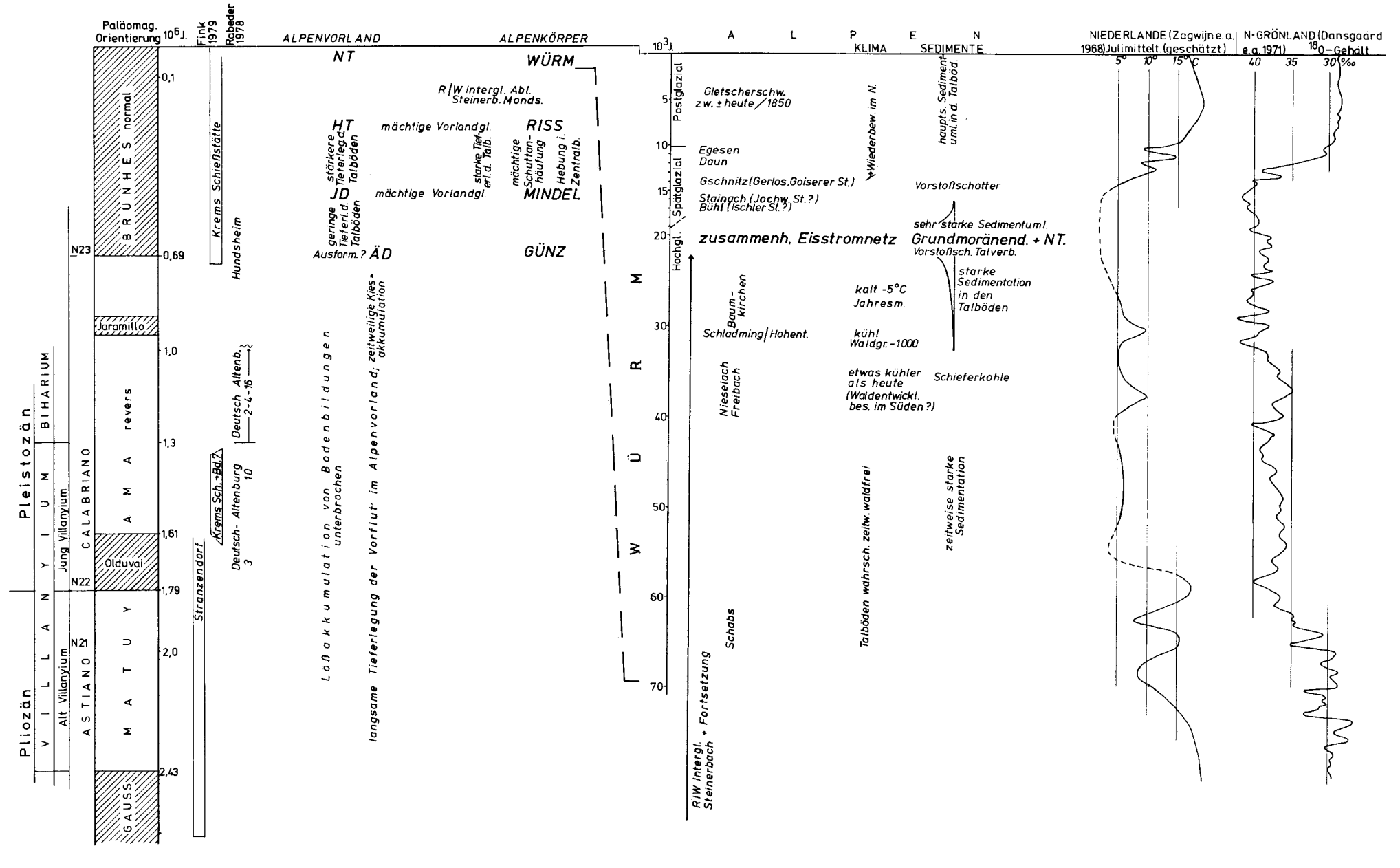
Andere, ebenso paläomagnetisch untersuchte, kurze Profile in der Umgebung von Krems deuten an, inwieweit in dieser Periode das Tieferlegen des Flußniveaus fortschritt (J. FINK 1979, 97).

Daß im westlichen Alpenvorland in dieser Zeitspanne derselbe Vorgang der Tieferlegung des Flußnetzes mit fallweise kräftiger Kiesakkumulation in ähnlicher Höhenrelation stattfand, zeigen Kiesschüttungen im Salzach- und Inntal (H. GRAUL 1937). Sie nehmen eine vermittelnde Stellung zwischen den – dem ersten bekannten glazialen Ereignis zugeordneten – Älteren Deckenschottern und den miozän-pliozänen Kobernaußerwaldschottern ein. In gleicher Position konnten auch im Bereich der Strengberge ähnliche Formen erfaßt (H. FISCHER 1977) und in Analogie auch dieser stratigraphischen Stellung zugeordnet werden, wie dies auch W. FUCHS (1972) im östlich anschließenden Raum Melk – Dunkelsteiner Wald tut.

Diese Ereignisse deuten generell auf eine relativ gleichförmige Entwicklung im nördlichen Alpenvorland hin, da ja die etwas unterschiedlichen, relativen Sockelhöhen der älteren Formen in den örtlichen Abfolgen wahrscheinlich weitgehend auf ungleiche Altersstellung zurückzuführen sein werden und weniger Ausdruck unterschiedlicher tektonischer Bewegungen im Alpenvorland sein dürften.

Durchaus vergleichbare Verhältnisse lassen sich aber auch an der Entwicklung des Krappfeldes und dessen weiterer Umgebung südlich des Alpenhauptkammes rekonstruieren.

Bei der Grundgebirgskartierung der Saualm und des Berglandes um das Krappfeld konnte ein altes, nach Süden gerichtetes Abflußnetz rekonstruiert werden (F. THIEDIG & P. RÜHL 1970), das mit groben Kiesen und Wildbachschutt (Waitschacher Schotter) versiegelt ist. Diese Sedimente, die im Vergleich mit ähnlichen Ablagerungen (Granitztaler Schotter) und deren Verbindung mit fossilbelegtem Kar-



Tab. 1

pat und Torton (Eibiswalder Schichten) ins Miozän eingeordnet werden, zeigen eine Talentwicklung im Bereich des Krappfeldes an, die ca. 100 m über der heutigen liegt. Dieses Entwässerungssystem wurde einerseits durch die sich an der Görtschitztaler Störungzone (W. FRITSCH 1963) entwickelnde Görtschitztalung, andererseits durch die Gurk zerstückelt, die sich wohl erst während des ersten glazialen Ereignisses (Günz?) ihren peripheren Lauf nördlich des Draueises suchen mußte (vgl. A. PENCK 1909, 1075).

Die nächste faßbare Marke stellt dann im Krappfeld der Felssockel der Kiese „Auf der Eben“ dar, der in seinen Höhenverhältnissen zu der der Schüttungen der beiden letzten Eiszeiten (s. u.) als mindestens mindelzeitlich angesehen werden muß, wofür auch der Verwitterungsgrad der auflagernden Kiese spricht (D. VAN HUSEN 1976b).

Somit ergibt sich auch hier an der Südabdachung am Rand der Gurktaler Masse eine Entwicklung, die der des nördlichen Alpenvorlandes im Pliozän/Pleistozän entsprechen dürfte, nur daß eine genauere Datierung noch aussteht. Vielleicht ist noch einmal weiter im Osten an anderen Stellen die Verbindung von tertiären Sedimenten zu den Formen des Quartärs besser datierbar, um einen exakten Vergleich mit der Entwicklung im nördlichen Alpenvorland zu ermöglichen.

Weiter im Süden, am Südrand des Klagenfurter Beckens, ist die niveaumäßige Entwicklung des Talnetzes im Verhältnis zur jungtertiären Akkumulation der Sattnitz und ihrer Äquivalente am Nordrand der Karawanken sicher nicht mehr faßbar. Hier hat, als Folge des großtektonischen Geschehens an der Periadriatischen Naht (S. PREY 1980, 114 u. Abb. 19), die ab der Wende U./O.-Sarmat einsetzende Heraushebung und nachfolgende Einengung (D. VAN HUSEN 1976a) die grobklastischen Sedimente nicht nur am Nordrand der Karawanken, sondern auch im weiteren Vorfeld erfaßt.

Dazu, daß diese Bewegung mindestens bis in die jüngste geologische Zeit anhielt, kommt noch die intensive, wiederholte Überformung durch den Draugletscher.

Entwicklung der Talböden

Durch diese Tieferlegung des Felssockels der Abflußrinnen im Alpenvorland entstand letztlich der Sockel der Aufschüttung, die uns heute als die Älteren Deckenschotter bekannt ist. Untersuchungen für Grundwassergewinnung der Oberflächengestaltung dieses Sockels ergaben eine flachwellige Konfiguration, die weitgespannte Rinnen enthält (H. KOHL 1974, 39f.), die von niedrigen Wasserscheiden getrennt sind.

Über dieses Relief erfolgte dann die Schüttung des älteren Deckenschotter als flach auslaufende Kegel im Vorfeld von Gletscherzungen oder an den Mündungen der größeren Flüsse ins Vorland, wobei auch ältere Sedimente aufgearbeitet worden sein dürften (H. KOHL 1974, 41). Ob dabei nicht auch ältere Sedimentkörper in den älteren Deckenschotter miteinbezogen worden sind - auf solche Mechanismen würden auch die inselartig aufragenden Forstholtzschotter oder die von Eden-Reuharting (H. KOHL 1974, 36) hindeuten - und somit die Älteren Deckenschotter mehr oder weniger nur die jüngste Form darstellen, kann einstweilen nur vermutet werden (D. VAN HUSEN i. Druck).

Damit wäre auch der Unterschied in den Sedimentmengen im Vorland der Günzeiszeit und der späteren, sicher nicht schwächeren Vereisungen ein weitgehend nur scheinbarer, da somit die späteren, talgebundenen Kiesschüttungen einem genetisch polymikten Körper gegenüberstünden, der über eine längere Zeit gebildet worden wäre.

Bei diesem abschließenden Vorgang entstand weiträumig ein völlig neues Relief, das sich auch in einem neuen Entwässerungsnetz nach der Zerschneidung der älteren Deckenschotter ausdrückt. So entstand ein meridionales Flußnetz in der Traun-Ennsplatte (H. KOHL 1974, 41), wie auch die Enns ihren ehemaligen Lauf am Nordrand der Flyschzone nach Osten nicht beibehielt, sondern direkt nach Norden zur Donau abfloß (H. FISCHER 1977, 166f.).

Diesem neuen Entwässerungsnetz folgen bereits die Kiesablagerungen der Mindeleiszeit (Jüngere Deckenschotter), die neben einer geänderten Geröllzusammensetzung (wesentlich höherer Anteil von Karbonaten aus dem Alpenkörper ist sicher nicht nur durch Verwitterungsvorgänge im Älteren Deckenschotter zu erklären) auch einen deutlich von dem des Älteren Deckenschotter abgesetzten Felssockel besitzen, der sich als breites Tal innerhalb dieses Felssockels rekonstruieren läßt (H. KOHL 1974, 42; D. VAN HUSEN 1971, 513f.).

Innerhalb des Alpenkörpers lassen sich z. B. im Enns- und Steyrtal teilweise großflächige Felsterrassen ebenso zu einem das ganze Tal überspannenden Talboden verbinden (G. SPAUN 1964; D. VAN HUSEN 1968b 1971, 1975), der ein stellenweise vom heutigen Flußlauf abweichendes, breites Sohlental darstellt. Da unterhalb dieser Reste in beiden Talandschaften nur Ablagerungen der beiden letzten Eiszeiten zu finden sind und darüber hinaus die Kiesauflage dieser Reste – außerhalb der Gletschergebiete der beiden letzten Vereisungen – dieselbe Ausbildung in Zusammensetzung und Verwitterungsgrad wie die jüngeren Deckenschotter des Vorlandes zeigt, scheint eine Verbindung trotz z. T. größerer räumlicher Trennung möglich und somit eine zeitliche Gleichstellung gegeben zu sein. Damit scheint es möglich, Hinweise auf die Entwicklung der Täler innerhalb des Alpenkörpers im Vergleich zu denen im Vorland zu gewinnen.

So zeigt es sich, daß dieser Talboden am Nordrand der Kalkalpen (Ennstal; D. VAN HUSEN 1971, 514), beziehungsweise der Flyschzone (Steyrtal; D. VAN HUSEN 1975b, 276f.) plötzlich um ca. 20 m höher liegt als im Vorland und im Alpenkörper nach Süden rascher ansteigt als die heutige Felssohle der Täler.

Beide Beobachtungen weisen auf eine stetige Heraushebung des Alpenkörpers in seiner Zentralzone (Hohe- Niedere Tauern) hin, wobei für die scharfe Verstellung im Norden ein weiteres Abgleiten der Kalkalpen nach Norden, das teilweise noch die Flyschzone beeinflusste (D. VAN HUSEN 1971, 1975b), verantwortlich zu machen wäre. Da die in beiden Tälern fast lückenlos verfolgbaren Terrassen der beiden letzten Eiszeiten keinerlei Verstellung zeigen, kann diese auf den Zeitraum zwischen der vorvorletzten (Mindel) und vorletzten (Riß) Eiszeit eingeschränkt werden.

Die auf die Mindeleiszeit folgende Erosionsphase, die zur Zerstörung dieses Talbodensystems führte, bildete den heutigen Felssockel aus, der in etwa beiden jüngeren Terrassenschüttungen (D. VAN HUSEN 1971, 1975b) dient und teilweise auch noch mit Rißmoräne bedeckt ist (G. SPAUN 1964, 159). Ob diese, so rekon-

struierbare, besonders im Alpenkörper starke Erosionsphase ein Produkt einer besonders starken Heraushebung während dieses Zeitraumes oder einer besonders langen Dauer darstellt (Großes Interglazial?), muß offen bleiben, da wir noch kaum Vorstellungen über die tatsächlichen Zeiträume vor der Würmeiszeit besitzen. Dabei können auch nicht die in diesen Zeitraum gestellten, mächtigen Schuttverhüllungen der Kalkalpen (Höttinger Breccie und die mit ihr vergleichbaren Vorkommen) zur Beantwortung herangezogen werden, bevor nicht geklärt ist, ob sie eben ein Produkt einer lang anhaltenden Schuttlieferung sind oder einer plötzlichen Überproduktion entstammen.

Ob es zu unterschiedlich starken Verstaltungen von Ost nach West (Hohe Tauern) in dem hier betrachteten Zeitraum kam, kann nicht gesagt werden, da in den westlichen Tälern die Gletscherströme aller Eiszeiten das Alpenvorland erreichten und somit die Reste der Talböden kaum erhalten oder mit jüngeren Sedimenten bedeckt und daher kaum mehr parallelisierbar sind. Auf alle Fälle entstand eine relativ starke Veränderung des Verhältnisses zur überregionalen Vorflut, da auch im Vorland vor der vorletzten Eiszeit ein stärkeres Einschneiden in den Felssockel erfolgte.

Dafür, ob diese Tendenz der Heraushebung während der beiden folgenden Eiszeiten weiter anhielt oder ruhte, gibt es keinerlei Hinweise, wohl schon deshalb, da die Parallelisierung auch von so gut wie durchgehend verfolgbaren Terrassen (Niederterrasse) und deren Sockel für die zu erwartenden Verbiegungsbeträge zu ungenau ist, außer es käme zu stärkeren örtlichen Verstaltungen. Daß die Hebungstendenz im Zentralbereich der Ostalpen (Hohe Tauern) aber heute vorhanden ist, konnte durch Feinnivellements nachgewiesen werden (E. SENFTL & Ch. EXNER 1973), die am Südrand des Tauernfensters am stärksten mit 1 mm/Jahr über 60 Jahre ermittelt wurde. Noch wesentlich stärkere Hebungsbeträge (8 mm/Jahr) wurden in der gleichen geologischen Position nach dem Bau des Druckstollens des Maltakraftwerkes erfaßt (E. CLAR & W. DEMMER 1979, 14), die aber auch auf zeitlich und örtlich unregelmäßige Hebungen hinweisen, wobei hier aber noch Messungen über längere Zeiträume verständlicherweise ausstehen.

Zeitraum der Vereisungen

Günz: Über den Verlauf der ersten drei bekannten glazialen Ereignisse sind wir nur durch ihre Sedimente und deren regionalen und stratigraphischen Bezug unterrichtet. Zwei Versuche, die älteste Eiszeit über die Deckschichten der Älteren Deckenschotter paläomagnetisch zu erfassen, ergaben widersprüchliche Ergebnisse, während neuere Untersuchungen an Moränenmaterial eine positive Orientierung zeigen und somit eine Einordnung in die Brunhes-Periode nahelegen (J. FINK 1979,97).

Im Salzach- und Traungletschergebiet sind seit L. WEINBERGER (1955) und W. DEL NEGRO (1969) ebenso wie im Bereich der Traun-Ennsplatte seit den Arbeiten H. KOHLS (zuletzt 1976) mehrere Günzmoränen mit ihren Übergängen in die Deckenschotter bekannt geworden, die außerhalb der wesentlich deutlicheren Mindelmoränen liegen. Sie sollen ihre Existenz dem Umstand verdanken, daß durch die andere, praegünzzeitliche Entwässerungsrichtung eine andere Gletscherzungenkonfiguration und damit die Möglichkeit der Erhaltung gegeben war.

Die kürzlich in weiterer Verbreitung bekannt gewordenen Moränenreste außerhalb der Mindelmoräne (W. D. GRIMM 1979, 106f.) deuten auf eine größere Ausdehnung älterer Gletscherzungen hin, die der Günzeiszeit zugerechnet werden. Ebenso deuten Reste einer weit fortgeschrittenen Verwitterung zwischen den Günzsedimenten (Kiese und Moränenmaterial) und der Weißen Kremsmünsterer Nagelfluh (H. KOHL 1971) eine, wenn auch schwächere Vereisungsperiode zwischen der günzzeitlichen Endmoräne von Sattledt und den mindelzeitlichen bei Kremsmünster an. Ob es sich dabei um eigenständige Vereisungszyklen oder Schwankungen innerhalb der Günzeiszeit handelt, muß sich erst herausstellen.

Mindel: Bereits wesentlich besser erhalten und regional weiter verbreitet sind die mindelzeitlichen Moränenwälle, die fast überall an den Tälern des Nördlichen Alpenvorlandes (Salzach, Traun, Krems), trotz mindestens zweimaliger periglazialer Überformung, als auffällig mächtige, geschlossene Wallformen erhalten sind (L. WEINBERGER 1955, H. KOHL 1974).

Diese auffällige Sedimentanhäufung könnte wahrscheinlich am ehesten durch eine länger andauernde, mehr oder weniger stabile Endlage mit kleinen Schwankungen erklärt werden, die H. KOHL (1974, 33f.) für den Wall bei Kremsmünster (Kremstalast des Steyrgletschers) und auch W. D. GRIMM (1979, 107f.) für den westlichen Teil des Salzachgletschers beschrieben. Die von ihm beschriebenen, örtlich bis 50 m mächtigen Kiese der Vorstoßphase sind vom östlichen Teil des Salzachgletschers und den anderen Gletscherzungen nicht bekannt, so daß es sich dabei wahrscheinlich um lokale Erscheinungen handeln dürfte.

Auffälligerweise kennen wir bis heute keine sicher der Mindeleiszeit zuordenbaren Moränenreste im Bereich des Enns-, Ybbs-, Mur- und Draugletschers, die noch mit dem ostalpinen Eisstromnetz in Zusammenhang standen. Der Grund wird wohl darin zu suchen sein, daß alle diese Gletscherzungen innerhalb der Gebirgstäler endeten, wodurch wegen der größeren Reliefenergie und der nachfolgenden Erosionsphase (s. o.) nur sehr beschränkte Möglichkeiten zur Erhaltung gegeben waren.

Riß: Über die Entwicklung der Eisströme der Rißeiszeit in ihrer relativen Abfolge sind wir – nicht zuletzt durch die geringere zeitliche Distanz – durch weiter verbreitete Reste und Spuren bereits wesentlich besser unterrichtet. Diese deuten auf größere Oszillationen der Gletscherzungen im nördlichen Vorland hin.

Im Salzachgletschergebiet ist seit langem (zuletzt L. WEINBERGER 1955; E. EBERS et al. 1960) eine Untergliederung der Rißwälle in generell zwei Ereignissen mit eigenen Terrassenschüttungen bekannt, der sich auch W. D. GRIMM (1979, 108f.) trotz einer darüber hinausgehenden Feingliederung anschließt.

Diese Untergliederung ist an allen Armen des Traungletschers ausgebildet, aber am besten nördlich von Gmunden (H. KOHL 1976, Abb. 13; D. VAN HUSEN 1977, 116f.) zu finden.

Im Bereich des Steyrgletschers konnte ebenso eine Zweigliederung in den Spuren des Rißgletschers (D. VAN HUSEN 1975 b, 279) festgestellt werden, die sich in der Bedeckung der bereits ausgebildeten Hochterrasse mit grobem Moränenblockwerk und einer kurzen Sanderschüttung ausdrückt, die von einer ca. 5 km weiter vorstoßenden Gletscherstirn bewirkt wurde.

Diese Oszillation ist auch im jetzt eng ins Mindelzungenbecken eingeschnitte-

nen Kremstal abgebildet (H. KOHL 1976, Abb. 20), wo sich die Moräne vom Helmberg im Norden mit hangenden Anteilen der Hochterrasse verzahnt, die beim Hauptwall nördlich Wartberg ansetzt. Ob es sich bei dieser Oszillation nur um einen kurzen Vorstoß handelt (D. VAN HUSEN 1977, 17f) oder um eine längere Unterbrechung mit Erosionsphase (W. D. GRIMM 1979, 111), kann noch nicht gesagt werden. Eine stärkere Erwärmung und damit verbundene Bodenbildung konnte in keinem der Aufschlüsse gefunden werden, ebenso wie sich keine Unterteilung der rißzeitlichen Lössen im oberösterreichischen Raum zeigt (J. FINK 1969, 18f).

Analog zu den Resten im nördlichen Alpenvorland finden sich solche der Rißeiszeit auch südlich des Alpenhauptkammes, die auch im Murtal (zuletzt E. WORSCH 1972) und im Drautal (H. BOBEK 1959) deutlich ausgedehntere Gletscherzungen anzeigen. Dabei fällt auch hier auf, daß nur sehr spärlich Reste und Formen erhalten geblieben sind, was – wie bei der vorhergegangenen Vereisung – auf die höhere Reliefenergie zurückzuführen ist (s. o.), da die Gletscher in den Tälern endeten.

Liegen die beschriebenen Moränenreste der Rißeiszeit alle einige Kilometer außerhalb der deutlich erhaltenen der Würmeiszeit und zeigen somit eine gegenüber dieser etwas tiefer liegende Schneegrenze an – vielleicht 100–200 m (A. PENCK 1909, 256) – so ist damit keineswegs der große Unterschied im Ybbstal (H. NAGL 1972) oder gar von ca. 40 km im Ennstal (D. VAN HUSEN 1968b) zu erklären. Wuchsen dadurch im ersteren die einzelnen Gletscherzungen am Nordrand der Göstlinger Alpen und des Dürrnsteins zu einem kräftigen Talgletscher zusammen, so wirkten im Ennstal die Gesäuseberge in zweifacher Weise. Nicht nur, daß eine etwas kräftigere Eigenvergletscherung dem Ennsgletscher neues Eis zuführte, wirkte sie zusätzlich auch noch abflußhemmend für das Eis im Oberen Ennstal. Dadurch wurde aber der Gletscher aufgestaut, der im Maximum der Würmeiszeit noch in die Gesäuseschlucht eindrang (bei einer Grenze Nähr-/Zehrgebiet im Raum von Liezen), wodurch seine Oberfläche bis zum Gesäuse zur Gänze im Nährgebiet zu liegen kam. Durch diesen Zuwachs an Nährgebietsarealen kam es zu einer derartigen Übervergletscherung, daß der weite Vorstoß nach Norden auch ohne weitere kräftige Schneegrenzniedrigung möglich war, der noch zur Bildung des Eisstromnetzes mit dem Salzachgletscher (Hochschwab) führte (H. NAGL 1972, Abb. 1).

Dadurch kam es aber auch zu einem vermehrten Eisübertritt über den Pyhrn Paß und zum gleichen Effekt im Windischgarstener Becken, wo der Eisstrom dann durch die Eismassen vom Warscheneck und aus dem Stodertal verstärkt den langen Talgletscher im Steyr- und Kremstal bildete.

Aus der Eisabbauphase der ausgedehnten Rißeiszeit und dem Riß-Spätglazial finden sich im Steyr- und Ennstal (D. VAN HUSEN 1968b, 1975b) und im Ybbstal (H. NAGL 1972) – in den westlichen wurden sie ja vom Würmeis zerstört – Reste von Eiszerfallslandschaften und neuer, kurzer Vorstöße der Lokalgletscher, wie wir sie in Sedimentausbildung und Formen aus dem Würm-Spätglazial in großer Vielfalt kennen.

Neben diesen wenigen Resten des Riß-Spätglazials sind wir durch das Profil im Steinerbach (Mondsee) über die Vegetationsentwicklung in diesem Zeitabschnitt

und dem nachfolgenden R/W-Interglazial zusammenhängend informiert (W. KLAUS 1975).

In einem wesentlich höher gespannten Mondsee (560 m NN) – dessen Abdämmung zum Vorfluter nicht erhalten ist – kamen randlich über Grundmoräne Schluffe, Sande und Gytjtja zur Ablagerung, die neben pflanzlichen Großresten ein komplettes palynologisches Profil überlieferten. Die daraus rekonstruierbare Vegetationsentwicklung zeigt mit einer waldlosen Anfangsphase und einer folgenden Strauchphase (*Juniperus*), die sich nach einem Klimarückschlag fortsetzt und mit der Ausbreitung von Erle, Ulme und Fichte endet – womit auch der spätglaziale Abschnitt abgeschlossen ist – eine durchaus mit dem Würm-Spätglazial vergleichbare Abfolge (W. KLAUS 1975). Die dabei erkennbare, etwas höhere Feuchtigkeit mag auf die offensichtlich ausgedehnteren Zungenbeckenseen der Rißeiszeit zurückführbar sein. Das daran anschließende Interglazial zeigt neben einer etwas anders als im Postglazial verlaufenden Vegetationsabfolge (EMW vor der max. Ausbreitung von *Corylus*) auch eine um 2–3° C höhere Julimitteltemperatur als heute an, wie uns solche ja auch aus dem vorhergegangenen Interglazial durch die Flora in der Höttinger Breccie (R. v. KLEBELSBERG 1935, 509f.) überliefert wurden.

Würm-Entwicklung

Würm- Anfangsphase: die Klimageschichte und die damit verbundene Ausbildung der Sedimente während des langen Zeitraumes vom Beginn des Würm bis zum glazialen Hauptereignis (Hochglazial) im Spätwürm ist bis jetzt nur bruchstückhaft rekonstruierbar gewesen, deren Einstufung nach den vorhandenen ¹⁴C-Altern versucht wird. Die ältesten bekannten Sedimente innerhalb der Ostalpen dieser Periode sind die Bändertone von Schabs (Südtirol), die nach einer ¹⁴C-Bestimmung (64 400 ± 1000 BP) an den Beginn dieses Abschnittes zu stellen sind (F. FLIRI 1978). Die darin enthaltene Vegetationszusammensetzung zeigt für diesen Abschnitt zumindest zeitweise – andere nach ¹⁴C-Bestimmungen ungefähr gleich alte Vorkommen im Norden und Westen zeigen bessere Klimawerte (Lit. F. FLIRI 1978) – sehr kühle Bedingungen mit Waldlosigkeit an, wenn auch eine Überzeichnung zu kühleren Werten durch die klimatischen Verhältnisse (extrem kontinental) des Raumes Brixen zu berücksichtigen sein dürfte (F. FLIRI 1978, 117). Diese kühle Periode am Beginn des Würm entspräche völlig dem klimatischen Bild, das vom Ablauf der Würmeiszeit aus anderen Räumen (Niederlande) bekannt ist (W. ZAGWIJN & R. PAEPE 1968).

Die zeitlich nächst folgenden Ablagerungen (Abb. 7, Fig. 2) sind die seit langem bekannten Schieferkohlen von Nieselach (Gailtal) (zuletzt A. FRITZ 1971, 1975) mit ihren Begleitsedimenten, und die kürzlich gefundenen, fossilführenden Schluffe, Sande und Kiese im Freibachtal (Ostkarawanken) (D. VAN HUSEN 1974, H. FELBER & D. VAN HUSEN 1976). Da beide Sedimentfolgen übereinstimmende ¹⁴C-Alter und idente Vegetationsbilder ergaben, kann im Zeitraum um 35 000 BP mit Klimawerten gerechnet werden, die im Kärntner Raum einen rotbuchen-, tannenreichen Fichtenwald zuließen, der etwa den heutigen Verhältnissen, aber mit niedrigerer Waldgrenze, entsprach (A. FRITZ 1975, 219 gibt eine mittlere Jahrestemperatur um höchstens 3°C tiefer als heute an). Dieses Vegetationsbild ent-

wickelt sich – im Gailtal (Nieselach) in den liegenden Sedimenten der Schieferkohle abgebildet – aus einer ausgesprochen kühl geprägten Phase mit offener Vegetation im Talboden (D. VAN HUSEN & I. DRAXLER, i. Druck). Ob es sich dabei um dieselbe Phase handelt, die in Schabs abgebildet ist, oder ein größerer Zeitraum dazwischen liegt, muß noch unbeantwortet bleiben.

Eine schöne Übereinstimmung zwischen Vegetationsentwicklung und Sedimentation scheint zu dieser Zeit im Talboden des Gailtales geherrscht zu haben. So deuten die liegenden, sandreichen Feinsedimente auf durchströmte Staubereiche, wahrscheinlich zwischen kräftigen Schwemmkegeln, hin, deren starke Materialzufuhr von den vegetationsarmen Hängen zu einer raschen Sedimentation im Talboden führte. Erst durch die Klimaverbesserung konnte sich durch Verminderung des Sedimentangebotes der Seitenbäche ein ausgeglicheneres Gefälle einstellen, wodurch sich versumpfte Aubereiche (Schieferkohle), die nur fallweise vom Hauptgerinne beeinflusst wurden, ausbilden konnten (D. VAN HUSEN & I. DRAXLER, i. Druck).

Die in beiden datierten Profilen zum Hangenden eintretende deutliche Klimaverschlechterung (A. FRITZ 1971, 1975) führt zu weiterer Sedimentation unter wesentlich kühleren Bedingungen im Talbereich, die sich an mehreren Stellen im Gailtal erhalten hat. Eine zeitliche Marke, bis zu der diese Verhältnisse andauerten, könnte die Datierung (28.300 ± 700) eines Holzrestes in Murenschutt in Podlanig darstellen (D. VAN HUSEN & I. DRAXLER, i. Druck).

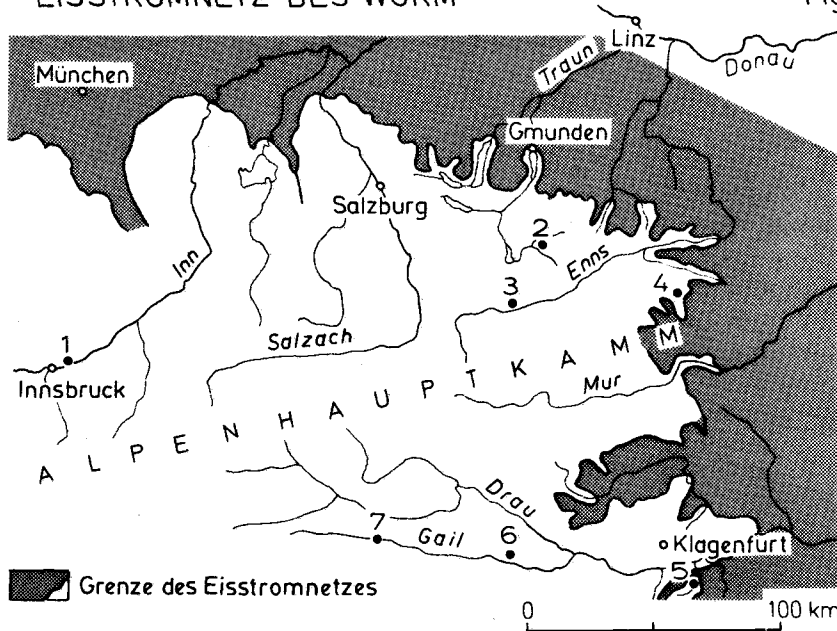
Aus dieser Zeit – 30.700 ± 1200 und 30.100 ± 1000 BP – sind nördlich des Alpenhauptkammes an zwei Stellen sehr mächtige, fossilführende Sedimente in Schladming und Hohentauern (Ennstal) erhalten (Abb. 7, Fig. 2), die bei gleicher Vegetationszusammensetzung unter sehr ähnlichen Sedimentationsverhältnissen wie im Gailtal entstanden (I. DRAXLER & D. VAN HUSEN 1978). Diese zeigt auch an, daß damals – im Norden möglicherweise bereits etwas früher – eine deutliche Abkühlung und damit wieder eine verstärkte Sedimentation einsetzte. Ein Horizont mit einem sehr gut in Zusammensetzung und Tendenz zu dem in Schladming passenden Vegetationsbild konnte bei Haag (Niederösterreich) mit VRI –153 32.600 ± 1500 BP bestimmt werden (H. FISCHER 1971, 547f.).

Die Klimagunst dieser Periode vor rund 35.000 BP ermöglichte auch die Besiedelung hochgelegener Höhlen, wie z. B. der Salzofenhöhle (2005 m NN) durch den Höhlenbären. Die in dessen Losung erhaltenen Pollen erlaubten primär eine Einstufung dieser Besiedelung in ein Frühwürm-Interstadial (I. DRAXLER 1972, 183). Eine ^{14}C -Bestimmung von angereicherten Pollen, Sporen und pflanzlichem Detritus mit VRI 492 31.200 ± 1100 BP legt eine Einstufung in diese wärmere Phase nahe.

Unter bereits wesentlich schlechteren Klimabedingungen sind die ca. 100 m mächtigen Bändertone von Baumkirchen (Tirol) abgelagert worden (F. FLIRI et al. 1970; F. FLIRI 1973). Der datierte Bereich ($30.600 \pm 1300 - 26.800 + 1300$ BP) zeigt die Vegetationszusammensetzung einer Strauchtundra in der Umgebung des Sees an, in dem eine hohe Sedimentationsrate der feinkörnigen Materialien von durchschnittlich 5 cm/Jahr an der Basis des datierten Bereiches rekonstruierbar war (I. & S. BORTENSCHLAGER 1978), die gut mit den Klimawerten übereinstimmen.

LAGE DER PROFILE IN BEZIEHUNG ZUM OSTALPINEN EISSTROMNETZ DES WÜRM

Fig. 1



VEREINFACHTE SEDIMENTABFOLGEN UND IHRE WAHR = SCHEINLICHE ZEITLICHE STELLUNG

Fig. 2

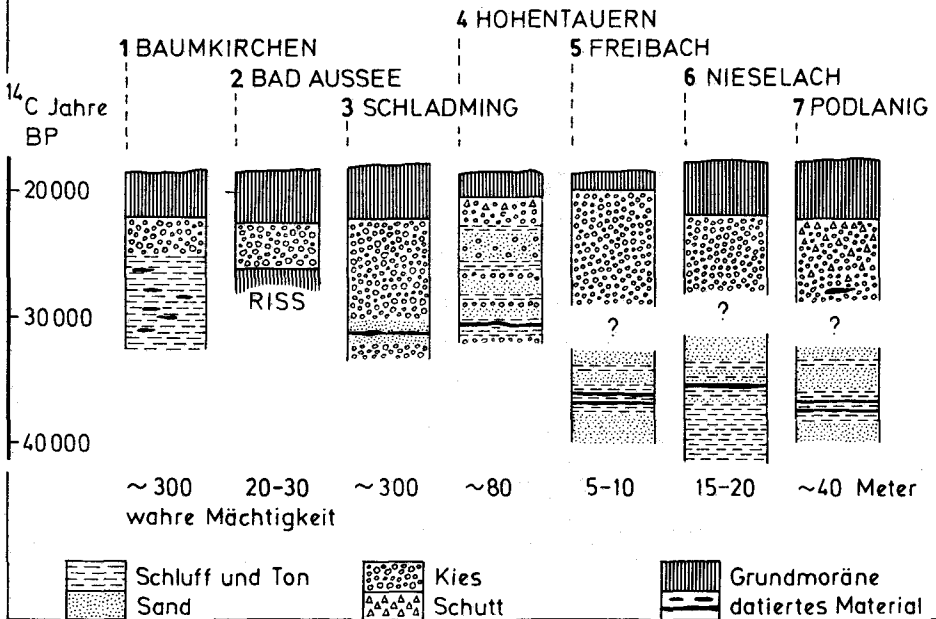


Abb. 7: Sedimentabfolgen aus dem Würm und ihre Position zum hochglazialen Eisstromnetz.

Der nach den ^{14}C -Daten sehr geringe zeitliche Abstand der klimatisch so stark unterschiedlichen Sedimentabfolgen ist möglicherweise auf einen sehr raschen Klimaverfall zurückzuführen. Solche, mit der weitgehenden Vernichtung der Waldbestände verbundenen starken, kurzfristigen Klimaschwankungen sind aus eem-, besonders aber holsteinzeitlichen Kieselgurlagerstätten Norddeutschlands bekannt (H. MÜLLER 1974 a, 116, 118, 128, 1974 b).

Im Hangenden aller dieser Sedimente nördlich und südlich des Alpenhauptkammes folgt dann über groben Kiesen der Vorstoßphase die Grundmoräne des glazialen Hauptereignisses im Spätwürm, währenddessen sich das Eisstromnetz ausbildete.

Die Position der beschriebenen Profile (Abb. 7, Fig. 1) scheint eine Aussage über die räumliche und zeitliche Ausdehnung der Eisströme während des Würm zu ermöglichen. Da in keinem der Aufschlüsse und Sedimentfolgen Spuren von Eisbedeckung zu finden sind, kann angenommen werden, daß die Gletscher während der erfaßten Periode über das Maß von Lokalgletschern (wie z. B. dem Gschnitz im Spätglazial) nicht hinaus gekommen sind (D. VAN HUSEN 1979 b). Im Becken von Bad Aussee hingegen liegen die unmittelbar der Vereisung vorausliegenden Kiese einer tief verwitterten Grundmoräne auf, die ihrer Zusammensetzung nach – im Vergleich mit der des Würm – einem längeren glazialen Ereignis (Riß) entstammen dürfte. (D. VAN HUSEN 1977, 20, 97f.). Da wir auch sonst bis jetzt keine Spuren einer Eisbedeckung zwischen den als Riß eingestuftten Moränen und denen des Würm kennen, scheint es unwahrscheinlich, daß sich während der ersten kälteren Phasen des Würm eine ausgedehntere Vergletscherung entwickelt hat.

Diese hier aus den beschriebenen fossilführenden Sedimentfolgen generell rekonstruierte klimatische Entwicklung ist sicher noch sehr bruchstückhaft und erfaßt auf alle Fälle nicht die sicher vorhandenen, kurzfristigen Klimaschwankungen. Sie dürfte aber doch den allgemeinen Ablauf innerhalb des Ostalpenkörpers charakterisieren. Die dabei zwangsläufig offen bleibenden Probleme einer klimatischen Differentiation und deren Änderungen bei krassen Klimaschwankungen (F. FLIRI 1978) könnten nur durch eine stärkere räumliche Streuung der Fundpunkte besser erfaßt werden.

Die hier rekonstruierte Entwicklung steht in keinem Widerspruch zur Vegetationsentwicklung, wie sie aus den hangenden Sedimenten des Interglazials von Mondsee (s. o.) ablesbar ist (W. KLAUS 1978, 6 und persönliche Mitteilung).

Eine weitgehend problemlose Parallelisierung läßt sich auch mit der Entwicklung der letzteiszeitlichen Lößakkumulation und ihren Bodenbildungen (Stillfried) und der daraus ablesbaren Klimaentwicklung (J. FINK 1979, 93f.) herstellen. Demnach wäre die erste längere Phase des Würm mit der Lößakkumulation über dem Stillfrieder Komplex zu verbinden, während die etwas wärmere Phase vor 30.000 BP wohl am ehesten mit dem Paläoboden „Stillfried B“ gleichzusetzen ist, der ja durch mehrere ^{14}C -Bestimmungen ein Alter knapp vor 27.000–28.000 BP hat und sich gut weiträumig verfolgen läßt (J. FINK 1979, 93f., Abb. 3). Inwieweit dabei auftretende Vegetationsunterschiede – in Stillfried konnte nur eine Kräutersteppe wahrscheinlich gemacht werden (B. FRENZEL 1964) – durch verschiedene klimatische Entwicklungen erklärbar sind, muß offen bleiben (J. FINK 1979, 96).

Würm-Hochglazial: Der darüber folgende Löß entspräche der hochglazialen Phase am Ende des Würm, in der sich die Talgletscher ausbildeten und in der letzten Phase durch Überschreiten der Pässe (D. VAN HUSEN 1979b) das würmzeitliche Eisstromnetz entstand (Abb. 7). Dieses war wahrscheinlich nach 21.000 BP ausgebildet, wie aus der geologischen Position und einer ^{14}C -Bestimmung an Mollusken einer trocken-kalten Lößsteppe bei Duttendorf (Salzach) mit 21.650 ± 250 hervorgeht (F. TRAUB & H. JERZ 1975, 190f.).

Diese Mollusken fanden sich in dem hochglazialen Lößpaket, das über Hochterrassenmaterial mit auflagernder Bodenbildung aus dem R/W-Interglazial und Fließerden aus dem beginnenden Würm folgt und noch von den Kiesen der Niederterrasse überdeckt wird. Diese stammen aus der Schlußphase der Niederterrassenschüttung zur Zeit des Hochstandes der Würmvereisung.

Der aus dieser Datierung und den Daten im Profil von Baumkirchen ableitbare rasante Vorstoß der Talgletscher hinterließ neben den verbreiteten, klimatisch bedingten Vorstoßschottern auch feinstoffreiche Talverbaue, die durch ihre Sedimentstrukturen eine sehr rasche Sedimentation am Eisrand anzeigen (s. Sedimente).

Dieser Eisaufbau führte zuerst zu einer maximalen Ausdehnung der Gletscherströme (Maximalstand), der auch mit einer kurzen, steilen Sanderschüttung verknüpft ist. Diesem folgt nach der Konsolidierung des Eisstromnetzes unmittelbar anschließend ein länger dauernder und daher morphologisch wesentlich deutlicher Hochstand, dessen mächtige Endmoränen höchstens einige 100 m innerhalb derer des Maximalstandes liegen und mit der Schüttung des Hauptkörpers der Niederterrasse verknüpft sind (D. VAN HUSEN 1977, 118f.). Diese Abfolge ließ sich südlich wie nördlich des Alpenhauptkammes am Drau-, Mur-, Enns- und Traungletscher (D. VAN HUSEN 1975, 1976b, 1977, 1980) rekonstruieren und dürfte auch sonst eine allgemeine Verbreitung aufweisen (z. B. L. WEINBERGER 1955, 15).

Würm-Spätglazial: Nach einem ersten, unbedeutenden Zurückweichen der Gletscherströme von den Marken des Hochstandes, das durch undeutliche Endmoränen gekennzeichnet ist, setzt offensichtlich ein rapides Abschmelzen der distalen Teile des Eisstromnetzes ein, das ein Drittel bis die Hälfte der Eisströme erfaßt und durch vielfältige Eisrandbildungen (s. Sedimente) geprägt wird. Das Fehlen von glazialer Überformung oder Beeinflussung dieser Bildung und jeglicher Endmoränen spricht dafür, daß während dieser Periode an den Gletscherzungen der Nordalpen keine ausgeprägteren Haltephasen eintragen (D. VAN HUSEN 1968b, 1977, 46ff.; L. WEINBERGER 1955, 16f.; E. EBERS et al. 1966, 139f.). Das gleiche Bild ergibt sich auch an den Gletscherströmen der Südabdachung im Murtal (H. SPREITZER 1961) und im Drautal. Hier bildet sich das erste Zurückweichen der Gletscherstirn durch vielfältige Moränen im Hügelland südlich des Krappfeldes (E. LICHTENBERGER 1959; D. VAN HUSEN 1976b) und am Rand des Klagenfurter Beckens ab (H. BOBEK 1959), die ihre Äquivalente am Murgletscher in der Neumarkter Paßlandschaft besitzen (H. EICHLER 1977; D. VAN HUSEN 1980).

Der weite Raum des östlichen Klagenfurter Beckens wird dann, wie in den z. T. riesigen neuen Kiesgruben zu sehen ist, hauptsächlich von ausgedehnten Eis-

randterrassen (Dobrawa) und ausgedehnten Kames- und Osformen erfüllt, die dieser Zeit des Eiszerfalls entstammen dürften und keine Spuren aktiver Gletscherzungen zeigen. Ihr örtlich gedrängtes Auftreten peripher zu dem abschmelzenden, mächtigen Eiskörper in der zentralen Achse des Klagenfurter Beckens, das teilweise Endmoränenlagen nachzuzeichnen scheint, ist auf die nach ihrer Ablenkung wieder in das Zungenbecken eindringenden Gerinne (z. B. Gurk) zurückzuführen. Daß dieser Eiszerfall sehr rasch erfolgte, kann auch an der Vielzahl oft riesiger Stauseebildungen abgelesen werden, die in einem Zug (s. Sedimente) verfüllt wurden, was bei den sich rasch ändernden Sedimentationsbedingungen am Eisrand für eine starke Umlagerung der frei werdenden Lockermaterialien in kurzer Zeit spricht.

In dieser Phase werden auch die äußeren Zungenbecken (Abb. 1) eisfrei, worauf sich Seen ausbildeten (s. Sedimente), deren teilweise Verfüllung mit Lockermaterial sehr rasch erfolgte. So war z. B. beim Salzburger Zungenbecken dieser Vorgang schon zur Bildungszeit der Friedhofsterrasse, wahrscheinlich bereits zu Beginn der spätglazialen Stadien (H. HEUBERGER 1972) beendet, während er im Ennstal durch eine Massenbewegung am Gesäuseeingang bis in den Zeitraum des Alleröd andauerte (D. VAN HUSEN 1979a, 20). Dadurch entstand hier ein extrem flacher, weithin versumpfter Talboden, wie er ja auch aus anderen Tälern mit ähnlichen Bedingungen (z. B. Pinzgau) bekannt ist.

Beendet wird diese erste rasche Abschmelzphase vom ersten, kurzen Wiedervorstoß der Eisströme, mit dem eine Abfolge von fünf spätglazialen Gletscherständen beginnt.

Nach einer genauen Erfassung der Verbreitung und der Sedimentabfolgen der klassischen, namengebenden Lokalitäten des Tiroler Raumes durch F. MAYR & H. HEUBERGER (1968) und einer damit gut vergleichbaren Abfolge in dem viel beengteren Raum des oberösterreichischen Trauntales (D. VAN HUSEN 1977), scheint dieser Ablauf in den Tälern der Alpen nicht sehr unterschiedlich zu sein.

So stellen sich die ersten beiden Vorstöße als kurzfristige Wiederbelebung der abschmelzenden Gletscherströme dar, die beim ersten noch das zusammenhängende Eisstromnetz, beim zweiten bereits die isolierten Talgletscher betraf. Da dieser zweite Vorstoß über Toteismassen und Schmelzwassersedimente von jenen erfolgte, dürfte der zeitliche Abstand gering gewesen sein.

Nach einer wahrscheinlich längeren Periode (Bodenbildung von Roppen; H. HEUBERGER 1966, 104; 1975, 227) in der die Talböden eisfrei wurden, erfolgte ein kräftiger Vorstoß, der alle Gletscher erfaßte und sich durch seine deutlichen Moränenwälle und Vorstoßschotter als Produkt einer ausgeprägten Klimaverschlechterung ausweist.

Bei den beiden nachfolgenden Gletscherständen entspricht der erste mehr einem Halt mit weniger deutlichen Spuren, während der zweite einer deutlichen Klimaverschlechterung entsprang und schuttreiche Moränen lieferte (H. HEUBERGER 1966, 105). Diese in den Zentralalpen allgemeine Erscheinung steht in einem gewissen Widerspruch zu den Formen im Trauntal. Hier betraf ersterer die Gletscher der hohen Plateauanteile, die noch dessen Rand überschritten und unter starker Schuttfuhr aus den Wänden als regelrecht regenerierte Gletscherzungen

am Talboden grobe Moränen hinterließen. Während des jüngeren lagen nur noch Plateaugletscher vor, die erst große Dolinen füllen mußten und somit auch nur wenig Schutt aus dem Untergrund aufnehmen konnten (D. VAN HUSEN 1977, 43, 99), wodurch kaum Endmoränen entwickelt sind, was zu großen Diskrepanzen in der Rekonstruktion dieses Standes auf dem Plateau bei Geländebefund und Schneegrenzberechnungen führte (R. HOCHHOLD 1978).

Nachdem sich bei Arbeiten im Bereich der Hohen Tauern (G. PATZELT 1972; G. PATZELT & S. BORTENSCHLAGER 1973) herausgestellt hatte, daß die Gletscher der Ostalpen seit dem Beginn des Postglazials nicht mehr wesentlich über die Stände von 1850 hinausreichten, mußte auch eine zeitliche Neuordnung der spätglazialen Stände erfolgen, da ja die zwei letzten immer im, und der mittlere (Gschnitz) unmittelbar vor dem Postglazial (Jüngere Dryas) eingeordnet wurden.

Durch weiterführende Untersuchungen an Mooren mehr im Talbereich und vielfältige ^{14}C -Bestimmungen in den Hohen Tauern und in Tirol (G. PATZELT 1975; G. PATZELT & S. BORTENSCHLAGER 1978) konnte eine Eingliederung der beiden jüngsten spätglazialen Ereignisse in die Jüngere und Ältere Dryas erfolgen, während für das Gschnitz/Gerlos-Stadium eine Stellung am Ende der Ältesten Dryas um 13.000 BP wahrscheinlich gemacht werden konnte (G. PATZELT 1975, 321), was auch mit der im Trauntal rekonstruierten, zeitlichen Abfolge sehr gut übereinstimmt.

Nur legt hier ein in seiner Position zur Vegetations- und Sedimententwicklung gut faßbares ^{14}C -Datum von 15.400 ± 470 BP im Becken von Mitterndorf den Zeitpunkt für den Goiserer Stand mit rund 14.000 nahe (D. VAN HUSEN 1977, 89ff.). Aus dieser Datierung ergibt sich aber, daß die beiden älteren Stände – damals lag das Gebiet von Mitterndorf noch unter Eis – in den Zeitraum vor 16.000 zu stellen sein dürften, was mit der raschen Abschmelzphase nach dem Hochglazial in Einklang zu stehen scheint.

Auf ein so frühes Eisfreiwerden der tiefen Talbereiche weist E. SCHULZE (1976, 201) im Klagenfurter Becken hin.

Dadurch würde sich ein wesentlich früheres und schnelleres Zurückweichen der Eisverbreitung in den Alpen als an den Inlandeismassen ergeben, was in den Alpen auch zu früherer Vegetationsentwicklung und einer um gut 1000 Jahre früheren Untergrenze der vegetationsgeschichtlich differenzierten Böllingschwankung geführt hat (M. WELTEN 1972; G. PATZELT 1975).

Andere Hinweise, daß eine Änderung der hochglazialen Verhältnisse in niederen Breiten schon sehr früh eingetreten sein könnte, zeigen sich an der Stabilisierung der Wanderdünen durch ansteigende Feuchtigkeit in den Wüstengebieten (z. B. Nordsahara ab 17.700 BP) (M. SARNTHEIN 1978, 43).

Inwiefern sich eine Verzögerung der Erwärmung in höheren Breiten, wie sie die Klimakurve von W. DAANSKARD et al. (1971) anzeigt (die Rekonstruktion der Paläotemperatur erfolgte über das Verhältnis $^{16}\text{O} : ^{18}\text{O}$, die zeitliche über ein rheologisches Fließmodell), durch das Kältepotential der riesigen Inlandeismassen erklären läßt, muß offen bleiben. So meinte auch W. DAANSKARD (et al. 1971, 54), daß ein Eiskern vom südlichen Teil des Grönlandeischildes mehr direkte Aussagen über die Entwicklung in Europa und den östlichen Teil von Amerika bringen dürfte, da das Klima direkt vom Atlantik beeinflusst ist. Sicher hat das alpine Eisstrom-

netz wesentlich mobiler auf erste Klimaschwankungen reagieren können als die wesentlich mächtigeren, geschlossenen Massen der Inlandeiskörper, deren Stirn erst später zurückzuweichen begann.

Postglazial

Am Beginn des Postglazials waren, knapp nachdem die Gletscher des Egesen abgeschmolzen waren, die heutigen Klimawerte erreicht, was in einer Bewaldung (Zirben) bis in ca. 2300 m bereits um 9.200 BP zum Ausdruck kommt (G. PATZELT 1972, 53). Von da an erreichten die Gletscher in mehreren Vorstößen mehr oder weniger nur noch die Marke der Stände von 1850 (G. PATZELT 1972, 53), was dazu beitrug, daß dermaßen mächtige, heterogen aufgebaute Wälle entstanden, deren vielphasiger Aufbau auch durch Bodenbildungen belegt ist (H. RÖTHLISBERGER 1976).

Belege großer Sedimentumlagerungen und Neubildung von Kieskörpern aus dieser Zeit sind noch aus dem Donautal bekannt, wo innerhalb der Niederterrasse ausgedehnte Terrassenflächen gebildet wurden. Durch die Einlagerung von Baumstämmen ist ihr postglaziales Alter und durch altersmäßige Häufung ein phasenhaftes Entstehen erwiesen, wobei aber kein Bezug zu den postglazialen Gletscherständen oder anderen klimatologischen Veränderungen hergestellt werden konnte. Eine zusammenfassende Darstellung der Beobachtungen aus den einzelnen Stromabschnitten – Linzer Raum (H. KOHL 1978), Machland (H. FISCHER 1965), Tullner Feld (L. PIFFL 1974), Marchfeld (J. FINK 1973) und der mit der Deutung verbundenen Probleme gibt J. FINK (1977), auf die hier aus Platzgründen verwiesen werden muß.

Literaturverzeichnis

- ABELE, G.: Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – Wiss. Alpenvereinshefte, 25, 230 S, München 1974.
- AMPFERER, O.: Über einige Formen der Bergrerißung. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 148, 1–14, Wien 1939.
- ANDERLE, N.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Bl. 200 Arnoldstein u. Bl. 201–210 Villach-Assling. – Geol. B.-A., Wien 1977.
- ARIC, K. & P. STEINHAUSER: Geophysikalische Untersuchungen des Inntal-Untergrundes bei Thaur, Östlich von Innsbruck. – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 12, 37–54, Innsbruck 1977.
- BADER, K.: Exarationstiefen wärmezeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern. – Eiszeitalter u. Gegenw., 29, 49–61, Hannover 1979.
- BARSCHE, D.: Ein Permafrostprofil aus Graubünden, Schweizer Alpen. – Z. Geomorph. N. F., 21, 79–86, Berlin 1977 a.
- Eine Abschätzung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen. – Z. Geomorph. N. F., Suppl. 28, 148–160, Berlin 1977 b.
- BARSCHE, D. & G. HELL: Photogrammetrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Mutrèl I, Oberengadin, Schweizer Alpen. – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 11, 111–142, Innsbruck 1975.
- BERGGREN, W. A.: Late Pliocene-Pleistocene Glaciation. – Aus: Laughton, A. S., Berggren, W. A. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 12, 953, 963, Washington 1972.
- BOBEK, H.: Der Eistrückzug im östlichen Klagenfurter Becken. – Mitt. geogr. Ges., 101, 3–36, Wien 1959.
- BORTENSCHLAGER, I. & S.: Pollenanalytische Untersuchung am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 14, 95–103, Innsbruck 1978.
- BOULTON, G. S.: The deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers. – J. Glaciol., 9, 231–235, 1970.
- The role of thermal regime in glacial sedimentation. [In:] PRICE, R. J. & SUGDEN, D. E.: Polar geomorphology, Inst. Br. Geogr. Spec. Pub., 4, 1–19, 1972.
- Processes and patterns of sub-glacial sedimentation: a theoretical approach. – [In:] WRIGHT, A. E. and MOSELEY, F., Ice ages: ancient and modern, Seel House Press, Liverpool, 7–42, 1975.

- BRANDECKER, H.: Hydrogeologie des Salzburger Beckens. – Steir. Beitr. Hydrogeologie, 26, 5–39, Graz 1974.
- CLAR, E. & W. DEMMER: Zur Fertigstellung der Kraftwerksgruppe Malta. – Österr. Z. Elektr. Wirtsch. (ÖZE), 21, 2–32, 1979.
- CLAR, E. & U. ZISCHINSKY: Stauraum Durchlaßboden: Geologie der Hänge. – Österr. Z. Elektr. Wirtsch. (ÖZE), 21, 397–405, 1968.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B. & C. C. LANGWAY Jr.: Climatic Record Revealed by the Camp Century Ice Core. – [In:] K. K. TUREKIAN: Late Cenozoic Glacial Ages. 37–56, Yale Univ. Press, New Haven and London, 1971.
- DEL NEGRO, W.: Bemerkungen zu den Kartierungen L. Weinbergers im Traungletschergebiet (Attersee- und Traunseebereich). – Verh. geol. B.-A., 1969, 12–15, Wien 1969.
- DEMMER, W.: Geologie im Kraftwerksbau. – Energie aus Schwarz und Weiß. 174–191, A. F. KOSKA, Wien–Berlin 1978.
- DRAXLER, I.: Palynologische Untersuchungen an Sedimenten aus der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. – Ann. nathist. Mus. Wien, 76, 161–186, Wien 1972.
- : Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun. – Jb. geol. B.-A., 120, 131–163, Wien 1977.
- DRAXLER, I. & D. van HUSEN: Zur Einstufung innerwürmzeitlicher Sedimente von Ramsau/Schladming und Hohentauern (Steiermark). – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 14, 105–114, Innsbruck 1978.
- DREIMANIS, A. & U. J. VAGNERS: Effect of Lithology upon Texture of Till. – In Goldthwait, R. P., Glacial Deposits, 86–101, Bechmark Pap., [in:] Geol., 21, Strandburg, Pennsylv. 1975.
- EBERS, E., WEINBERGER, L. & W. DEL NEGRO: Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. – Veröff. Ges. bayer. Landesg. e. V., München, 216 S., München 1966.
- EICHER, H.: Neue Beobachtungen über würmzeitliche Vorgänge im Hochtal von St. Lambrecht. – Mitt. natwiss. Ver. Steiermark, 107, 55–63, Graz 1977.
- EPPENSTEINER, W., VAN HUSEN, D. & R. KRZEMIEN: Beobachtungen an pleistozänen Driftblöcken des Marchfeldes. – Verh. Geol. B.-A., 331–336, Wien 1973.
- ERISMAN, T. H.: Mechanisms of Large Landslides. – Rock Mechanics, 12, 15–46, Springer, Wien 1979.
- ERISMAN, T. H., HEUBERGER, H. & E. PREUSS: Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz-„Frikzionit“. – Tschermsk. miner. petr. Mitt., (3) 24, 67–119, Wien 1977.
- FELBER, H. & D. van HUSEN: Eine innerwürmzeitliche Seablagierung im Freibachtal (Kärnten). – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 11, 195–201, Innsbruck 1976.
- FINK, J.: Le Loess an Autriche. – In „La Stratigraphie des Loess en Europe“, 17–21, VIII. INQUA Congr., 1969.
- Zur Morphogenese des Wiener Raumes. – Z. Geomorph., N. F., Suppl. 17, 91–117, Berlin 1973.
- Jüngste Schotterakkumulationen im österreichischen Donauabschnitt. – [In:] Erdwiss. Forsch., 13, 190–211, Steiner, Wiesbaden 1977.
- Stand und Aufgaben der österreichischen Quartärforschung. – Innsbr. Geogr. Studien, 5, 79–104, Innsbruck 1979.
- FINK, J., FISCHER, H., KLAUS, W., KOCI, A., KOHL, H., KUKLA, J., LOZEK, V., PIFFL, L. & G. RABEDER: Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Akad. Wiss., 1 113 S., Wien 1976.
- FINK, J. & KUKLA, J.: Pleistocene Climates in Central Europe: At least 17 Interglacials after the Olduvai Event. – Quart. Res., 8, 363–371, Acad. Press, New York 1977.
- FINK, J. & H. KOHL: Exkursion durch den österreichischen Anteil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und der Wiener Pforte. – Mitt. Komm. f. Quartärforsch., Erg. zu 1, 31 S., Wien 1978.
- FISCHER, Hans: Geomorphologie des unteren Mühlviertels im Einzugsgebiet der Naarn. – Geogr. Jahrb. Österr., 30, 49–130, Wien 1965.
- Tal- und Hangentwicklung in pleistozänen Schotterterrassen (Enns-Ybbs-Platte). – Z. Geomorph., N. F., Suppl. 28, 161–180, Berlin 1977.
- FISCHER, Heinrich: Erstes Profil aus dem Bereich des Älteren Deckenschotterniveaus im Raume von Haag-Niederösterreich. – Verh. geol. B.-A., 1971, 528–551, Wien 1971.
- FILIRI, F.: Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). – Z. Geomorph., N. F., Suppl. 16, 1–14, Berlin 1973.
- Die Stellung des Bändertonvorkommens von Schabs (Südtirol) in der alpinen Würm-Chronologie. – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 14, 115–118, Innsbruck 1978.
- FLIRI, F., BORTENSCHLAGER, S., FELBER, H., HEISL, W., HILSCHE, H. & W. RESCH: Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würm-Vereisung der Alpen. – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 6, 5–35, Innsbruck 1970.

- FRENZEL, B.: Über die offene Vegetation der letzten Eiszeit am Ostrand der Alpen. – Verh. zool.bot. Ges. Wien, 103/104, 110–143, Wien 1964.
- FRITSCH, W.: Zur Nomenklatur der Görttschitztaler Störungszone. – Carinthia II, 73, 52–57, Klagenfurt 1963.
- FRITZ, A.: Das Interglazial von Nieselach, Kärnten. – Carinthia II, Sdh. 28, 317–330, Klagenfurt 1970.
- Beitrag zur würmglazialen Vegetation Kärntens. – Carinthia II, 197–222, Klagenfurt 1975.
- FUCHS, W.: Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. – Jb. geol. B.-A., 115, 205–245, Wien 1972.
- FURRER, G.- GAMPER-SCHOLLENBERGER, B., & J. SUTER: Zur Geschichte unserer Gletscher in der Nacheiszeit – Methoden und Ergebnisse. – Das Klima-Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft; 91–107, Springer, Berlin 1980.
- GARNES, K. & O. R. BERGERSEN: Distribution and genesis of tills in central south Norway. – Boreas, 6, 135–147, Oslo 1977.
- GJESSING, J.: Some effects of ice erosion on the development of Norwegian valleys and fjords. – Norsk Geogr. Tidsskr., 20, 273–279, 1966.
- GRAUL, H.: Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. – Mitt. geogr. Ges. München, 30, 181–256, München 1937.
- GRIMM, W. D.: Quartärgeologische Untersuchungen im Nordwestteil des Salzach-Vorlandgletschers (Oberbayern). – [In:] Ch. SCHLÜCHTER [ed.]: Moraines & Warves, 101–114, A. A. Balkema, Rotterdam 1979.
- HAEBERLI, W.: Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. – Z. Gletscher d. Glazialgeol., 9, 221–227, Innsbruck 1973.
- HAYS, J. D. & W. A. BERGGREN: Quaternary Boundaries and Correlations. – (In:) FUNNEL, B. F. & RIEDEL W. R. [eds.]: The micropaleontology of oceans. 669–691, Cambridge Univ., London 1971.
- HEUBERGER, H.: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. – Wiss. Alpenver.-Hefte, 126 S., Innsbruck 1966.
- Die Salzburger „Friedhofsterrasse“ – eine Schlernterrasse?. – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 8, 237–251, Innsbruck 1972.
- Das Ötztal. Bergstürze und alte Gletscherstände, kulturgeographische Gliederung. – Innsbr. geogr. Studien, 2, 213–249. Innsbruck 1975.
- HOCHHOLD, R.: Die Gletscher der Dachsteingruppe. – Hausarb. Geogr. Inst., 157 S., Innsbr. 1978.
- HORNINGER, G.: Einiges über Talzuschübe und deren Vorzeichnung. – Geologie u. Bauwesen, 24, 37–45, Springer, Wien 1958.
- Baugeologische Ergebnisse bei Erkundungsarbeiten im Mönchsberg, Salzburg. – Verh. geol. B.-A., 75–129, Wien 1975.
- VAN HUSEN, D.: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Diss.-phil. Fak. Univ. Wien, 165 S., Wien 1968 a.
- Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär, – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 249–286, Wien 1968 b.
- Zum Quartär des unteren Ennstales von Großraming bis zur Donau. – Verh. geol. B.-A., 511–521, Wien 1971.
- Quartärgeologische Untersuchungen in den östlichen Karawanken. – E. Clar-Festb. Mitt. geol. Ges. Wien, 66–67, 61–74, Wien 1975 a.
- Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. – Jahrb. O.Ö. Musealv., 120, 271–289, Linz 1975 b.
- Zur Schichtfolge und Tektonik des Jungtertiärs zwischen Rechberg und Homarow-Berg und seine Beziehung zur Hebung der Karawanken. – Carinthia II, 113–126, Klagenfurt 1976 a.
- Zur quartären Entwicklung des Krappfeldes und des Berglandes um St. Veit an der Glan. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 23, 55–68, Wien 1976 b.
- Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jb. geol. B.-A., 120, 1–130, Wien 1977.
- Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 29, 9–22, Hannover 1979 a.
- A Contribution to the Course of Würm within the Eastern Alps. – Vortrag in Posen 1979 b. Erscheint in: Quarternary Studies in Poland, Heft 3, Polish Academy of Sciences, Warschau-Posen.
- Erläuterungen zu Blatt 160, Neumarkt in Steiermark. – 64 S., Geologische Bundesanstalt, Wien 1980.
- Bericht 1979 über Aufnahmen im Quartär auf Blatt 66, Gmunden. – Verh. geol. B.-A., i. Druck.
- VAN HUSEN, D. & M. FROSS: Schuttströme als Ausdruck des periglazialen Massenabtrages in den östlichen Karawanken (Österreich). – Z. Geomorph., N. F., 20, 97–107, Berlin 1976.

- VAN HUSEN, D. & I. DRAXLER: Zur Ausbildung und Stellung der würmzeitlichen Sedimente im Unteren Gailtal. – Gletscherk. u. Glazialgeol., i. Druck.
- JERZ, H.: Das Wolfratshausener Becken, seine glaziale Anlage und Übertiefung. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 29, 63–69, Hannover 1979.
- KAHLER, F.: Die Tiefe der Felsoberfläche in den Senken des Klagenfurter Beckens. – Carinthia II, 68, 5–8, Klagenfurt 1958.
- Geologische Karte der Umgebung von Klatenfurt. – Geol. B.-A., Wien 1962.
- KERSCHNER, H.: Paleoclimatic inferences from late Würm rock glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria. – Arctic & Alpine Research, 10, 635–644, 1978.
- KLAUS, W.: Das Mondsee-Interglazial, ein neuer Florenzfundpunkt der Ostalpen. – Jahrb. O.Ö. Musealv., 120, 315–344, Linz 1975.
- Vorläufige palynologische Ergebnisse aus der Grabung 1975. – in Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donauraum zwischen Krems und Wiener Pforte (J. Fink et al.), Mitt. Komm. Quartärforsch., Akad. Wiss., Wien 1978.
- KLEBELSBERG v. R.: Geologie von Tirol. – 872 S., Bornträger, Berlin 1935.
- Das Quartärprofil von Kremsmünster in Oberösterreich. – Geogr. Jber. Österr., 33, 82–88, Wien 1971.
- KOHL, H.: Die Entwicklung des quartären Flußnetzes im Bereich der Traun-Enns-Platte/Oberösterreich. – Heidelb. geogr. Arb., H. Graul Festschr., 31–44, Heidelberg 1974.
- Überblick über das salzburgisch-oberösterreichische Alpenvorland. – [In:] Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donauraum zwischen Krems und Wiener Pforte (J. Fink), 9–48, Mitt. Komm. f. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., Wien 1976.
- Zur Jungpleistozän- und Holozänstratigraphie in den oberösterreichischen Donauebeneben. – Beitr. Quartär- u. Landschaftsforsch., J. Fink-Festschr., 269–290, Wien 1978.
- LICHTENBERGER, E.: Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung des Millstättersees. – [In:] H. KÖPPER [Hrsg.]: Skizzen z. Antlitz d. Erde, 405–414, Hollinek, Wien 1953.
- Der Rückzug des Würmgletschers im mittleren Klagenfurter Becken und Krappfeld. – Mitt. geogr. Ges., 101, 37–63, Wien 1959.
- LOZEK, V.: Malakologie. – [In:] Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donauraum zwischen Krems und Wiener Pforte (H. Fink), 1, 84–87, Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Akad. Wiss., Wien 1976.
- Malakologie. – [In:] Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donauraum zwischen Krems und Wiener Pforte (H. Fink), Erg. zu 1, 27–31, Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Akad. Wiss., Wien 1978.
- MAIS, K. & G. RABEDER: Das Karstgebiet der Hainburger Berge. – Höhlenforsch., 51–63, Wien 1979.
- MAYR, F. & H. HEUBERGER: Type Areas of Late Flacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. – Univ. of Colorado Stud., Series in Earth Sciences, Glaciation of the Alps, 143–165, Univ. of Colorado Press 1968.
- MÜLLER, H.: Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holstein-zeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh. – Geol. Jg., 107–140, Hannover 1974 a.
- Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. – Geol. Jb., 149–169, Hannover 1974 b.
- NAGL, H.: Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal. – Mitt. geol. Ges. Wien, 63, 185–202, Wien 1972.
- Die Raum-Zeit Verteilung der Blockgletscher in den Niederen Tauern und die eiszeitliche Vergletscherung der Seckauer Tauern. – Mitt. natwiss. Ver. Steiermark, 106, 95–118, Graz 1976.
- PATZELT, G.: Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern. – Ber. dt. bot. Ges., 85, 47–57, 1972.
- Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). – Z. Geomorph., N. F., Suppl. 16, 25–72, Berlin 1973.
- Unterinntal-Zillertal-Pinzgau-Kitzbühel. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. – Innsbr. geogr. Stud., 2, 309–329, Innsbruck 1975.
- PATZELT, G. & S. BORTENSCHLAGER: Spät- und nacheiszeitliche Gletscher- und Vegetationsentwicklung im inneren Ötztal. – Führer zur Tirol-Exkursion „Innsbrucker Raum und Ötztal“, DEUQUA, Innsbruck 1978.
- PENCK, A. & E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. – 1199 S., Leipzig 1909.
- PETERSON, D. N.: Glaciological studies on the Casement Glacier, southeast Alaska. – Univ. Inst. Polar Stud., 36, 161 S., 1970.
- PIFFEL, L.: Zur Gliederung des Tullner Feldes. – Ann. nathist. Mus. Wien, 75, 293–310, Wien 1971.
- Das Tullner Feld. Ein Beitrag zur Morphogenese einer Donaulandschaft. – Heidelb. geogr. Arb., 77–86, Heidelberg 1974.

- PREY, S.: Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. – [In:] R. OBERHAUSER [Hrsg.]: Der Geologische Aufbau Österreichs, 81–117, Springer, Wien 1980.
- RABEDER, G.: Kleinsäugerreste. – in Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte (J. Fink), 1, 87–90, Mitt. Komm. Quartärforschg österr. Akadm. Wiss., Wien 1976 a.
- Die Carnivoren (Mammalia) aus dem Altpleistozän von Deutsch-Altenburg 2. – Beitr. Paläont. Österr., 130 S., Wien 1976 b.
- Das fossilführende Pleistozän-Profil im Höhlensystem „Deutsch-Altenburg 2–4–16“ im Pfaffenberg bei Deutsch-Altenburg. – [In:] H. NAGL [Hrsg.]: Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. – Festschr. J. Fink, 449–458, Hirt, Wien 1978.
- RÜTHLISBERGER, F.: Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla. – Alpen, 52, 3/4, 59–136, Zürich 1976.
- SARNTHHEIN, M.: Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. – Nature, 272, 43–46, Macmillan Journ., 1978.
- SCHLÜCHTER, Ch.: Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretales südlich von Bern.-Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 148, 117 S., Bern 1976.
- SCHULTZE, E.: Ein Beitrag zur spät- und frühpostglazialen Vegetationsentwicklung Kärntens. Profil Kleinsee (447 m NN). – Carinthia II, 197–204, Klagenfurt 1976.
- SEILER, K.-P.: Glazial überflutete Talabschnitte in den Bayerischen Alpen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 29, 35–48, Hannover 1979.
- SENFIL, E. & Ch. EXNER: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – Verh. geol. B.-A., 209–234, Wien 1973.
- SPAUN, G.: Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14, 149–184, Wien 1964.
- SPREITZER, H. Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. – Geogr. Jahresber. Österr., 28, 1–50, Wien 1966.
- STINY, J.: Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wiener Becken. – Jb. geol. B.-A., 82, 75–102, Wien 1933.
- Unsere Täler wachsen zu. – Geologie u. Bauwesen, 13, 71–79, Wien 1941.
- SUGDEN, D. E. & B. S. JOHN: Glaciers and Landscape. – 376 S., E. ARNOLD Ltd., London 1979.
- THENIUS, E.: Niederösterreichs eiszeitliche Tierwelt. – Wiss. Schriftenreihe Niederösterreich, 39 S., N. Ö. Pressehaus St. Pölten – Wien 1975.
- Neue Säugetierfunde aus dem Pliozän von Niederösterreich. – Mitt. österr. geol. Ges., 68, 109–128, Wien 1975.
- THIEDIG, F. & N. P. RÜHL: Verbreitung, Ausbildung und stratigraphische Einstufung neogener Rotlehme und Grobschotter in Ostkärnten (Österreich). – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, 97–116, Hamburg 1970.
- TRAUB, F. & H. JERZ: Ein Lößprofil von Duttendorf (Oberösterreich) gegenüber Burghausen an der Salzach. – Z. Gletscherk. Glazialgeol., 11, 175–193, Innsbruck 1975.
- UCIK, H. F. & A. FRITZ: Geologisch-paläobotanische Untersuchungen im Bereich der Draustufe Annabrück (Baugrube des Kraftwerkes und Linsendorf), Unteres Rosental, Kärnten. – Carinthia II, 517–531, Klagenfurt 1980.
- VIETORIS, L.: Über den Blockgletscher des äußeren Hochebenkars. – Z. Gletscherk, Glazialgeol., 8, 169–188, Innsbruck 1972.
- WEINBERGER, L.: Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers. – Verh. geol. B.-A., 1955, 7–34, Wien 1955.
- WEISS, E. H.: Zur Entstehung von Bruchstrukturen in glazialen Sand-Kies-Ablagerungen. – Carinthia II, 55–62, Klagenfurt 1965.
- Kraftwerksgruppe Fragant. Geologische Übersicht, Voraussage und Erfahrung beim Bau. – Österr. Z. Elektrow., (ÖZE), 464–468, Springer, Wien 1969.
- WELTEN, M.: Das Spätglazial im nördlichen Voralpengebiet der Schweiz. – Verlauf, Floristisches Chronologisches. – Ber. dt. bot. Ges., 85, 69–74, 1972.
- WORSCH, E.: Geologie und Hydrologie des Murbodens. – Mitt. Abt. Geol., Paläont., Bergbau Joanneum Graz, 103–214, Graz 1972.
- ZAGWIJN, W. & R. PAEPE: Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 19, 129–146, Öhringen/Württ. 1968.
- ZISCHINSKY, U.: Bewegungsbilder instabiler Talflanken. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17, 127–168, Wien 1967.
- Über Sackungen. – Rock Mechanics, 1, 30–52, 1969 a.
- Über Bergzerreißen und Talzuschub. – Geol. Rdsch., 58, 974–983, Stuttgart 1969 b.