

Jb. Oö. Mus.-Ver.	Bd. 143/I	Linz 1998
-------------------	-----------	-----------

DAS EISZEITALTER IN OBERÖSTERREICH

Teil II

DIE EISZEITLICHE VERGLETSCHERUNG IN OBERÖSTERREICH

Von Hermann Kohl
mit 78 Abbildungen

Vorwort

In diesem Teil werden neben einer kurzen Einführung zur Entstehung von Gletschern, ihren wesentlichen Eigenschaften und den Auswirkungen auf die Gestaltung der Landschaft die einzelnen Gletscherbereiche behandelt. Um das jeweilige Gesamtsystem eines Vereisungsgebietes nicht zu stören, wird im Bedarfsfall über die Landes- und Staatsgrenzen hinausgegriffen.

Im Literaturverzeichnis dieses Teiles sind nur die im Teil I noch nicht angeführten Arbeiten aufgenommen worden. Sind im Teil II zitierte Arbeiten bereits im Literaturverzeichnis des ersten Teiles enthalten, wird durch Vorsetzen von I vor die Jahreszahl darauf verwiesen (z. B. GÖTZINGER I/1936).

Die Abbildungen sind im Teil II anschließend an Teil I fortlaufend nummeriert, also von 4 bis 78.

Linz 1998, Hermann Kohl

Inhaltsübersicht

3	Gletscher und deren Auswirkung auf die Landschaftsgestaltung	176
4	Der Bereich der eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletscher	191
4.1	Die eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletscher	191
4.2	Die glazifluvialen Schüttungen der eiszeitlichen Salzachgletscher	213
5	Der Bereich der eiszeitlichen Traungletscher	220
5.1	Die westlichen Zweige der eiszeitlichen Traungletscher	224
5.2	Die eiszeitlichen Traunsee-Zweigletscher und deren Einzugsgebiet im Bereich des oberen Trauntales	236
5.3	Die glazifluvialen Schüttungen der eiszeitlichen Traungletscher	274
5.3.1	Die glazifluvialen Schüttungen der westlichen Gletscherzweige	274
5.3.2	Die glazifluvialen Schüttungen der Traunsee-Zweigletscher	281
6	Der Bereich der eiszeitlichen Gletscher des ö. Almtales	296
6.1	Die eiszeitlichen Gletscher des ö. Almtales	296
6.2	Die glazifluvialen Schüttungen der eiszeitlichen Gletscher des ö. Almtales	306
7	Der Bereich der eiszeitlichen Gletscher des Steyr- und Kremstales	313
7.1	Die eiszeitlichen Vergletscherungen des Steyr- bzw. Steyr-Kremstales	313
7.2	Die glazifluvialen Schüttungen der Gletscher des Steyr- bzw. Kremstales	333
8	Der Bereich der eiszeitlichen Ennsgletscher	347
8.1	Die eiszeitliche Vergletscherung des Ennstales	347
8.2	Die glazifluvialen Schüttungen der eiszeitlichen Ennsgletscher	362
9	Die eiszeitliche Vergletscherung des Böhmerwaldes	372
10	Der räumliche und zeitliche Ablauf der eiszeitlichen Vergletscherung in Oberösterreich	376
	Ergänzendes Schriftenverzeichnis zum Teil II	386

3 GLETSCHER UND DEREN AUSWIRKUNGEN AUF DIE LANDSCHAFTSGESTALTUNG

Vor allem der westliche Alpenanteil Oberösterreichs und auch noch Teile des oberösterreichischen Alpenvorlandes sind durch die eiszeitliche Vergletscherung umgestaltet worden. Das ist $> \frac{1}{3}$ unseres Landes. Dabei ist im Alpenbereich vorwiegend die erosive, im Vorland hingegen die akkumulative Tätigkeit des Eises maßgebend gewesen. Darüber hinaus verdanken die großen Vorlandtäler von Inn, Traun, Enns und in Niederösterreich der Ybbs den von den Gletschern ausgehenden Schmelzwasserströmen ihre Gestaltung

zu den so charakteristischen Terrassentälern. Auch die ausgedehnten Schotterfelder der Traun-Enns- und der Enns-Ybbs-Platte haben damals ihr heutiges Gepräge erhalten, wobei selbst die Donauebene des Eferdinger Beckens, des Linzer Donaufeldes und des Machlandes indirekt noch mitbetroffen waren.

Zum besseren Verständnis des typischen und vielseitigen vom Eis geprägten (glazigenen) Formenschatzes seien einige charakteristische Eigenschaften des Gletschereises und der Gletscher vorausgeschickt. Die Entstehung des Gletschereises ist ein mehrjähriger Prozeß, bei dem aus flockigen Schneekristallen bestehender Neuschnee durch Schmelzen und Wiederfrieren als Firn bezeichneter Altschnee entsteht, der bereits eine typische körnige Struktur aufweist. Dieser Prozeß setzt sich bei immer wieder neuen Schneeeauflagen fort, wobei bei größerer Mächtigkeit auch der Druck zunimmt, was den Vereisungsprozeß beschleunigt. Die gröber gewordene körnige Struktur bleibt dem Gletschereis erhalten, wodurch es als Eiskörper auch eine gewisse Plastizität aufweist, die während der strömenden Fortbewegung eine Anpassung an die vorgegebenen Geländeformen ermöglicht. Je nach Gefälle und Masse gerät der Eiskörper in Bewegung, wobei er bei ausreichender Ernährung bis in die Täler vorstoßen oder bei zu wenig Nachschub auch wieder abschmelzen kann.

Entscheidend für die Gletscherbildung ist die Schneegrenze oberhalb der der im Laufe eines Jahres gefallene Schnee nicht mehr abschmilzt und so für die Eisbildung zur Verfügung steht. Diesem Nähr- oder Akkumulationsgebiet steht unterhalb der Schneegrenze das Zehr- oder Ablationsgebiet gegenüber, wo die Abschmelzung größer ist als die jeweilige Eisneubildung. Diese Schneegrenze schwankt von Jahr zu Jahr mehr oder weniger und hängt auch stark vom jeweiligen Relief ab. An ihr halten sich die Prozesse der Eisneubildung und des Abschmelzens das Gleichgewicht, weshalb heute besser an Stelle von Schneegrenze von der „Gleichgewichtslinie“ gesprochen wird (GROSS, KERSCHER & PATZELT 1977).

Für den Höhepunkt der letzten, der würmeiszeitlichen Vergletscherung vor etwa 20.000 Jahren wird bei uns eine durchschnittliche Absenkung der Schneegrenze (Gleichgewichtslinie) als Folge der Klimaverschlechterung um etwa 1000 bis 1400 m angenommen (PENK & BRÜCKNER I/1909 255f). Sie kann lokal unter besonderen Einflüssen auch beachtlich von diesem Wert abweichen (siehe Kap. 10). Das Anwachsen der Gletscher bis zu ihren Maximalständen (Karte Abb. I/3) war die Folge. In den älteren Eiszeiten mit noch größerer Ausdehnung der Gletscher war dieser Absenkungsbetrag noch entsprechend größer.

Im Laufe des Eiszeitalters haben verschiedene Gletschertypen in jeweiliger Abhängigkeit von der sich stets ändernden Schneegrenze unsere Landschaft geprägt: Kargletscher in Bereichen der jeweils nur wenig über die

Schneegrenze aufragenden Gebirgsteile; sie konnten sich bei absinkender Schneegrenze auf den Kalkalpenstöcken zu Plateaugletschern ausbreiten, ferner bei noch tieferer Schneegrenzlage mehr oder weniger lange Talgletscher, die sich über Quertäler und niedrige Wasserscheiden hinweg zu einem besonders für das Salzkammergut so typischen Eisstromnetz verbunden haben und schließlich über den Alpenrand hinaus vorstoßende Vorland- oder Piemontgletscher; sie hatten sich nach dem Austritt aus den einengenden Gebirgstälern zu relativ flachen Eislappen ausgeweitet.

Die durch Druck und Gefälle bedingte, aber auch klimaabhängige Gletscherbewegung schwankte ebenfalls beträchtlich. Sie konnte bei kalten Gletschern eher en bloc erfolgen und in Bereichen geringeren Gefälles nahezu zum Stillstand kommen. Dagegen waren die Gletscher unter feuchten Bedingungen als temperierte Gletscher rasch angewachsen und hatten sich auch entsprechend rasch fortbewegt. KELLER O. & E. KRAYSS (1987) haben versucht, diese Zusammenhänge am Rheingletscher nachzuweisen.

Je nach Klima werden temperierte (um den Schmelzpunkt) und kalte (ständig unterhalb des Schmelzpunktes) Gletscher unterschieden. Im Eiszeitalter ist damit zu rechnen, daß im Laufe der Klimaschwankungen von feuchtkalten bis trockenkalten Bedingungen bei uns mit beiden Gletscherarten und entsprechenden Übergängen gerechnet werden muß (MAECUSSEN, zit. in T. NILSSON 1983 39).

Vorrückende Gletscher bewegen sich grundsätzlich wesentlich schneller als abschmelzende und auch innerhalb der Eismassen schieben sich die der Oberfläche näheren und auch die mittleren Bereiche rascher vor als die Ränder und die auf der Sohle aufliegenden Teile, wo die Reibung bremst. Mit mittleren Beträgen von wenigen Metern bis mehrere 100 Meter ist auch bei unseren heutigen Alpengletschern zu rechnen. R. HANTKE (1978 62) gibt für den Aletschgletscher je nach Gefälle und Lage Bewegungsgeschwindigkeiten zwischen 36 m und > 200 m/Jahr an.

Die Gletscherbewegung hat eine zweifache Wirkung auf die Landschaftsgestaltung. Einmal greift sie den vom Eis bedeckten Fels je nach dessen Widerstandskraft mehr oder weniger an, vertieft und verbreitert das Bett, ein Vorgang, der als Glazialerosion bezeichnet wird, woran auch mitgeführtes Schuttmaterial beteiligt ist. Zum anderen wird der auf das Eis, aber auch ins Innere etwa durch Spalten in die Eismasse und auf deren Grund gelangende Schutt weitertransportiert und schließlich am Rande und am Ende des Gletschers als Moräne abgelagert. Dem Geländeabtrag durch Glazialerosion steht also die Ablagerung, die glaziale Akkumulation gegenüber, durch die beachtliche neue Geländeformen entstehen, wie die Seiten- und Endmoränen, die auch frühere Gletscherstände kennzeichnen.

Außer diesen unmittelbaren reliefgestaltenden Folgen der Vergletscherung sind mittelbar auch die Formen, die durch die Schmelzwässer außerhalb der Gletscherbereiche verursacht werden, vom jeweiligen Verhalten der Gletscher



Abb. 4: Echerntal bei Hallstatt. Typisches vom Eis U-förmig (konkav) umgestaltetes Tal.
Foto: H. Kohl 1976

abhängig; sie werden als glazifluviale Formen bezeichnet, wobei mit zunehmender Entfernung vom Gletscherende immer mehr periglaziale (außerhalb des Eises wirksame kaltzeitliche Vorgänge) und fluviale Gestaltungskräfte maßgebend werden.

Typische Formen der **Glazialerosion** sind Kare, die aus ehemaligen Quelltrichtern hervorgegangen sind und um so ausgeprägter auftreten, je öfter sie von Gletschern eingenommen worden sind. Sie haben vor allem die höchsten Gebirgsteile mit ihren Nischen zu Kargebirgen umgestaltet (Abb. 7). Kare sind oft die einzigen Hinweise auf eine Lokalvergletscherung weniger hoher Gebirgsgruppen.

Nicht weniger charakteristische Formen der Glazialerosion sind die alpinen Trogtäler, die durch Umgestaltung ehemaliger Kerbtäler mit V-Profil in solche mit U-förmigem Querschnitt entstanden sind (Abb. 4), wobei die Ausbildung und auch die Erhaltung sehr von den jeweiligen Gesteinen abhängt. Das auch stark vom präglazialen Formenschatz beeinflusste typische alpine Trogtal besteht im Idealfall aus dem U-förmigen Trog mit versteilten Hängen und einer Trogschulter am Übergang zum flacheren Oberhang.

Für das Längsprofil der Täler ist das Abweichen der Felssohle vom gleichsinnigen Gefälle kennzeichnend, das oft beträchtliche Übertiefungen zwischen Felsschwellen aufweist. In diesen übertieften Becken sind häufig Seen zurückgeblieben, deren Einbettung in eine geologisch überaus kompli-



Abb. 5: Eisüberformtes Atterseebecken. Die Übersteilung der Hänge ist besonders deutlich am Flyschrücken bei Nußdorf (rechte Bildseite) zu erkennen. Blick vom Gahberg nach SW.
Foto: M. Eiersebner



Abb. 6: Gletscherschliff bei Roith, freigelegt beim Bau der Umfahrungsstraße Ebensee.
Foto: H. Kohl 1973

ziert gebaute Landschaft den besonderen Reiz des Salzkammergutes ausmachen (Abb. 5). Das somit nicht gleichmäßig erodierende Gletschereis kann infolge des nachfolgenden Druckes auch Gegensteigungen überwinden, damit auch Gebirgssättel und Pässe überschreiten wie etwa den Pötschenpaß, Scharflingpaß, Pyhrnpaß, Buchauer Sattel u. a.

Diese Erscheinungen zeigen, daß es sich bei einem Gletscher nicht um eine starre homogene Masse handelt, sondern um einen sehr an das vorgegebene Relief anpassungsfähigen, in sich jeweils verformbaren Eiskörper, der seinen Untergrund mehr oder weniger oder auch gar nicht angreift. Aus dieser Tatsache heraus ist auch die lange andauernde, immer wieder aufflackernde Diskussion um das Ausmaß der glazialen Übertiefung zu verstehen.

Häufig auffindbare Zeugen dieser erosiven Gletschertätigkeit sind Gletscherschliffe, spiegelglatte Felsflächen mit Schrammen, die meist unter Moränenschutt bewahrt wurden und die Bewegungsrichtung der ehemaligen Gletscher anzeigen (Abb. 6). Sie wurden aus dem Salzach-, dem Traungletschergebiet und auch östlich davon beschrieben (v. a. von UHL I/1930a und I/1932, SCHADLER 1962, KOHL 1973, PREY 1974 71). Mitunter werden auch ganze Felsstücke ausgebrochen, ein Vorgang, der als Exaration bezeichnet wird und die Eiserosion beschleunigt.

Weiters beherrschen vom Gletschereis geprägte Rundhöckerlandschaften die der Verkarstung ausgesetzten Hochflächen der Kalkhochalpenstöcke wie etwa des Dachsteins, des Toten Gebirges (Abb. 7), selbst des



Abb. 7: Vom Eis überformte verkarstete Rundhöckerlandschaft im östlichen Dachsteinplateau „am Stein“. Blick vom Stoderzinken nach Westen. Foto: H. Kohl 1964



Abb. 8: Trogschluß Koppenwinkel bei Obertraun. Zwischen den vom Eis übersteilten Felswänden führen ehemalige Gletscherabflüsse (Gletschergassen) vom Dachsteinplateau zum hier einsetzenden Trogtal der Traun. Nach Foto von M. Eiersebner



Abb. 9: Ehemalige Gletscherabflüsse (Gletschergassen) vom Ostrand des Toten Gebirges ins Stodertal (oberes Steyrtal bei Hinterstoder). Foto: H. Kohl 1953

Höllengebirges usw., die von Plateaugletschern eingenommen wurden. Rundhöcker finden sich grundsätzlich auch an jenen Stellen der Steilabfälle, über die Eis oft zwischen Felsfeilern von den Plateaugletschern in die meist tief gelegenen Trogschlüsse der Täler abgeflossen ist, zu deren Ausbildung sie wesentlich beigetragen haben (Abb. 8). Diese charakteristischen Gletschergassen wie am Süden des Hallstättersees, im Toten Gebirge (Abb. 9), südlich des Almsees oder im Ausseer Land u.a. sind typische Bestandteile des glazigen überprägten Landschaftstyps der Kalkalpenstöcke, die sich schon von ihrer präglazialen Anlage her grundsätzlich von den meist durch parallele Stufentäler fiederförmig gegliederten Zentralalpen unterscheiden.

Zu den Erosionsformen zählen auch die meist aus Grundmoräne herauspräparierten *Drumlins*, langgezogene schildförmige Hügel mit steilem Anstieg in der Stoßrichtung und flachem Abfall auf der Leeseite. Oft enthalten sie einen Kern aus dem anstehenden Gestein. Sie finden sich vorwiegend im Bereich der würmzeitlichen Vorlandgletscher, wo sie meist in radial angeordneten Schwärmen auf den Grundmoränenplatten zwischen den tiefer erodierten Zweigbecken auftreten. So sind sie im Salzachgletschergebiet auf beiden Seiten des Flusses bis zum Alpenrand verbreitet (EBERS in DEL NEGRO I/1966 131ff, WEINBERGER I/1955a 24 und Tafel 2, ZIEGLER I/1978 Erl. 43f). Im Traungletschergebiet, wo die Zweigbecken gewissermaßen noch im inneralpinen Bereich liegen, sind Drumlins bei St. Wolfgang nördlich Mondsee und im Ischtal beschrieben worden (WICHE I/1963, GÖTZINGER I/1939. v. HUSEN GBA I/1982 Erl. 39). Auch im Ausseer Becken sind die von GÖTZINGER (I/1936 94) als Endmoränen beschriebenen Formen von v. HUSEN als eisüberformte „Grundmoränenwälle“ gedeutet worden (I/1977 41) und sind somit zu den Drumlins zu zählen.

Die Glazialerosion kann auch im Nährgebiet Hinweise auf die erreichte Eisobergrenze abgeben. Alle oberhalb davon gelegenen Gebirgsteile weisen, soweit nicht Altformen vorliegen, schroffe, darunter aber abgerundete vom Eis überarbeitete Formen auf.

Im ehemaligen Vergletscherungsbereich treten aber auch Formen auf, die zwar nicht unmittelbar auf die Eiserosion zurückgeführt werden, aber dennoch mit dem Gletscher und seiner Wasserwegigkeit in der Ablationszeit zu tun haben. Es handelt sich um die an bestimmten Stellen meist vergesellschaftet auftretenden sog. *Gletschermühlen* und *Gletschertöpfe* wie sie in „Gletschergärten“ demonstriert werden, z. B. im Echerntal bei Hallstatt (MORTON 1929 86). Diese Formen können sehr unterschiedliche Dimensionen von wenigen Dezimetern bis zu mehreren Metern aufweisen; oft liegen auch noch Steine in ihnen, die bei ihrer Entstehung mitgewirkt haben. Wir können ähnliche Auskolkungen auch abseits der Vergletscherungen dort finden, wo das Wasser strahlartig mit erhöhtem Druck regelmäßig bestimmte Felspartien bearbeitet, wie das vor allem in Klammern und unter Wasserfällen

der Fall ist. Im Gletschereis und an dessen Sohle wird das Schmelzwasser in Spalten und Hohlräumen häufig unter besonderem Druck abgeleitet und kann dann an geeigneten Stellen die erwähnten Formen auswaschen. Gegen das Ende größerer (Vorland-) Gletscher können auch *subglaziale Rinne* auftreten, wie sie L. WEINBERGER im Bereich des Salzachgletschers beschrieben hat (I/1952). Sie sind auf die unter dem Gletscher abfließenden, meist unter Druck stehenden Schmelzwässer zurückzuführen.

Die zweite unmittelbare landschaftsgestaltende Auswirkung der Gletscherbewegung ist die **Ablagerung (Akkumulation)** aller vom Gletscher transportierten Schuttmassen in Form von **Moränen**. Je nach Transportmedium, ob ausschließlich Eis oder unter Mitwirkung von Schmelzwässern, ferner ihrer Lage zum oder im Gletscher weisen sie einen sehr unterschiedlichen Habitus auf. Als besondere Merkmale gelten das Auftreten gekritzter Geschiebe, der Gesteinsbestand aus dem gesamten Einzugsbereich des Gletschers, im allgemeinen auch das Fehlen einer Schichtung, Sortierung nach Korngrößen und Zurundung. Wesentlich ist auch ein gewisser Schluffanteil (v. HUSEN I/1977 94ff und Tafel 3). In Grundmoränen ist dieser und die Zahl der gekritzten und abgeschliffenen Bestandteile relativ hoch. Den Oberflächenmoränen fehlen weitgehend diese Merkmale; Seitenmoränen weisen



Abb. 10: Würmendmoräne am seitlichen Gletscherlobus bei Vichtau nordwestlich Traunkirchen. Steile dem Gletscher zugewandte Innenseite (rechts) und flache Außenseite der Moräne (links).

Foto: H. Kohl

häufig einen erhöhten fluviatilen Einfluß durch saisonale Schmelzwässer auf, was sich in einer besseren Zurundung äußert. Sind Grundmoränen, soweit sie nicht später abgetragen wurden, im gesamten ehemals vergletscherten Bereich zu finden, so sind Ober-, Mittel- und Innenmoränen vor allem beim Abschmelzprozeß als Ablations-(Ausaperungs- oder Abschmelz-)moräne im Gletscherbett über der Grundmoräne liegen geblieben. Seitenmoränen zeigen grundsätzlich an geeigneten Geländestellen unterhalb der Gleichgewichtslinie die Gletscheroberfläche und auch die seitliche Ausdehnung an. Die mehr oder weniger deutlich in Wällen, auch Hügeln angeordneten Endmoränen (Abb. 10) verweisen auf die jeweils größte Ausdehnung der Gletscher und ihrer Eisstände mit Wiedervorstößen während der Abschmelzphasen. Sofern die Endmoränenwälle der Gletscher älterer Kaltzeiten bogenförmig außerhalb der jeweils jüngeren angeordnet sind, wird von einem Moränenamphitheater gesprochen. Das beste Beispiel dafür bietet die Moränenfolge im Norden des Traunseebeckens. Zeitlich vor einem Maximalvorstoß entstandene Endmoränen sind grundsätzlich von den später weiter vorrückenden Gletschern ausgeräumt worden, so daß es nur selten Anhaltspunkte zur Rekonstruktion des Gletscherverhaltens während der Aufbauphase gibt. Das gilt auch für kleinere Gletscherstände älterer Kaltzeiten.

Erschwert wird das richtige Erkennen von Moränen oft dadurch, daß Pseudoformen vorliegen, sie nicht überall in klassischer Form abgelagert und auch nicht immer gut erhalten sind. Das gilt besonders für die älteren Formen, bei denen Verwitterung und Ablagerung inzwischen entsprechende Veränderungen zur Folge hatten. Auch die Vegetationsdecke sowie die Landnutzung in den Tälern und im Vorland erschweren oft die Arbeit des Glazialgeologen.

Zu den unmittelbar vom Gletscher transportierten Ablagerungen gehören auch die *erratischen Blöcke*, worunter isoliert oder auch vergesellschaftet auftretende ortsfremde Gesteinsblöcke zu verstehen sind. Sie stammen meist von Felsstürzen auf das Eis und können somit beim Abschmelzen des Gletschers im gesamten Gletscherbett meist als eckige einzeln bis hausgroße Blöcke gefunden werden. Sie haben in der Schweiz und auch in Norddeutschland dazu beigetragen, die einst viel größere Verbreitung der eiszeitlichen Gletscher zu erkennen (siehe Teil I). Viele der großen Blöcke sind nicht mehr erhalten, weil entweder ihr Steinmaterial genutzt wurde oder sie oft der landwirtschaftlichen Nutzung im Wege standen. Neben Hinweisen in der Literatur (z. B. GÖTZINGER 1935) gibt es auch unveröffentlichte Beispiele (auf halber Höhe des Sinuskogels bei Bad Ischl, am Salzachgletscher bei Tittmoning und viele andere).

Eine besondere Gruppe bilden die **Eisabschmelzformen**, die am Rande, am Ende des Gletschers und in dessen Vorfeld entstehen. Angefangen von ungestörten Eisabschmelzformen am Eiskontakt, sog. *Eiskontakthängen*, wie sie z. B. an der Innenseite des Kalvarienberges von Gmunden



- a) Stark gestauchte moränennahe Liegendschotter.
- b) Etwa 20° ostwärts einfallender unten flacher werdender und schließlich in einer blockreichen Lage auskeilender geschichteter Schotter.
- c) Schräg auf b) aufliegend und diskordant über a), folgt gestauchter Schutt in Sandpackung.
- d) a) bis c) werden hangend mit sehr unregelmäßiger Auflagefläche von etwa 3 m mächtigem Grobschutt überlagert, der sich teilweise aus Hangschutt, im westlichen Teil auch als Bachschotter erweist, weshalb b) als Eisranddeltaschüttung zu deuten ist.

Abb. 11: Typische Eisrandschüttung am abschmelzenden würmzeitlichen Traunsee-Zweigletscher im unteren Rindbachtal bei Ebensee. Foto: H. Kohl

erhalten sind und auf ein rasches Abschmelzen der inaktiv gewordenen Gletscherfront schließen lassen, bis hin zu den typischen Eisrandformen, die in Verbindung mit Schmelzwässern stehen. Dazu zählen Eisrandterrassen oder Deltaschüttungen in Eisrandseen, die häufig durch geringe Eisschwankungen gestört und auch mit Moränenmaterial vermengt sein können, wie das eindrucksvoll an einem Aufschluß im unteren Rindbachtal bei Ebensee (Abb. 11) oder auch – heute nicht mehr einzusehen – in der Ausbuchtung von Traunkirchen zu beobachten war (Kohl I/1976a).

Randliche oder auch über dem Eis von Schmelzwässern abgelagerte Schottermassen können nach Abschmelzen des Eises geradezu eine Schichtumkehr annehmen. Formen dieser Entstehungsart sind in die Gruppe der Kames einzuordnen. Beispiele dafür gibt es u.a. am Salzachgletscher bei Imb



Abb. 12: Kame-Schüttung bei Wirling im Ischltal östlich Strobl am Wolfgangsee über Grundmoräne. Der Schotter wurde ursprünglich auf der abschmelzenden Gletscheroberfläche abgelagert und ist nach völligem Schwinden des Eisens als länglicher Hügel zurückgeblieben. Dabei ist es auch infolge der Formumkehr von einer Mulde zum Hügel, der nach außen hin abnehmenden Schottermächtigkeit entsprechend, zu einer Umkehr der Einfallsrichtung der Schotter parallel der heutigen Hügeloberfläche gekommen. Foto H. Kohl

westlich Geretsberg und bei Oichten (WEINBERGER I/1955 17) oder am westlichen Traungletscher im Ischltal (Abb. 12) und auch im Mitterndorfer Becken (v. HUSEN I/1977 102). Auch Ablagerungen von Eisseen mit z. T. typischen *Warventonen* und *-schluffen* verdienen erwähnt zu werden, die im jahreszeitlichen Rhythmus abgelagert worden sind und verschieden gekörnte und oft auch verfärbte Winter- und Sommerlamellen aufweisen. Dazu zählen nicht immer als echte Warven anzusehende gebänderte Seesedimente wie die Kreideablagerungen von St. Agatha bei Goisern (KIESLINGER I/1970), die Bändertone von Eselsbach bei Bad Aussee (v. HUSEN I/1977 63 und 103ff) sowie Seetone und *-schluffe* bei Mondsee und Oberwang, im Offenseetal, im Mitterweißenbachtal bei Bad Ischl (SCHADLER I/1959 und v. HUSEN I/1977 103ff). Am Salzach-Vorlandgletscher werden spätglaziale Feinsedimente u. a. von L. WEINBERGER (I/1955 23ff), E. EBERS (in DEL NEGRO I/1966 145ff) und J. ZIEGLER (I/1978 71) beschrieben. Aber auch im Raume des Windischgarstener Beckens sind Seesedimente erbohrt worden (PREY I/1962 u.a.).



Abb. 13: Toteisloch Krottensee bei Gmunden unmittelbar unterhalb der Würm-Endmoräne mit Schloß Cumberland. Foto: H. Kohl

Im Vorfeld zurückschmelzender Gletscher bleiben nicht nur Grund- und Ablationsmoränen zurück mit gelegentlich großen erratischen Blöcken und auch von Schmelzwässern umgelagertes Material; typisch für diesen Bereich sind auch von Schutt überlagerte Toteismassen, die getrennt vom geschlossenen Gletscher erst später voll ausschmelzen und dann wannen- bis kesselartige Löcher hinterlassen, sog. Sölle oder Toteislöcher (Abb. 13), wobei auch mit Ausschmelzformen von driftenden Eisbergen eines in einem Eissees kalbenden Gletschers zu rechnen ist. Für beide Formen bietet die Umgebung von Gmunden gute Beispiele (KOHLE I/1989b). Auch am Salzachgletscher weist WEINBERGER (I/1955 26) am Innensaum der Jungendmoräne bei Ibm auf Toteiskessel hin; ebenso deutet er die Wannen des Heratinger-, Ibm- und Leithensees in diesem Sinne. Auf bayerischer Seite werden sie von E. EBERS um den Waginger See erwähnt (DEL NEGRO I/1966 142).

Bei den großen Vorlandgletschern der letzten Eiszeit, wie im Zungenbecken des Salzachgletschers, können nahe dem Gletscherende auch subglaziale Schmelzwasserablagerungen vorkommen, die als Oser oder auch Esker bezeichnet werden, und oft kilometerlange kammartige Schotterstränge bilden, wie das Os im Ibm Moos. Im Ischltal und im Mitterndorfer Becken deutet auch VAN HUSEN einzelne längliche Schüttungen mit Schrägschichtung als Oser (I/1977 101).

War bisher von der mehr oder weniger unmittelbar vom Gletscher ausgehenden Landschaftsgestaltung die Rede, so soll noch kurz auch auf die mittelbaren Auswirkungen eingegangen werden, die als Folge der Schmelzwässer anzusehen sind. Glaziale Schmelzwässer folgen zwar den Gesetzmäßigkeiten der fluviatilen Erosion und Akkumulation, werden aber insbesondere in den Hochglazialzeiten von den extremen Klimaverhältnissen und somit nicht unwesentlich vom Verhalten der Gletscher gesteuert. Es geht also um die **glazifluvialen Bildungen**. Extremen Hochwasserverhältnissen mit gewaltigen Schottertransporten in der jeweils kurzen Sommersaison stehen die abflußlosen Wintermonate ohne jeden Schottertransport gegenüber. Solche Schüttungen beginnen besonders bei abschmelzenden Gletschern im Sommer weit im Gebirgsinnern. Hier sollen Gestaltungsvorgänge und Formen unterhalb des Gletscherendes erfaßt werden, wo sich alle vom Gletscher ausgehenden Schmelzwässer vereinen, wobei ein Übergangskegel die Verbindung zwischen den Endmoränen und den übrigen Schüttungen herstellt. Mächtigkeit und Gefälle dieser Schottermassen nehmen zum Vorfluter hin stärker ab als bei den gegenwärtigen Flüssen. Auch die Korngrößen sind im Durchschnitt gröber, wobei eine Zunahme gegen die Oberfläche und auch zu den Endmoränen hin festzustellen ist. In Moränennähe kann je nach Gefällsverhältnissen grobes Blockwerk noch weit verschleppt werden. Mächtigkeiten von 40–50 m in Moränennähe sind keine Seltenheit; sie nehmen bis zum Vorfluter Donau auf 10 m und noch weniger ab. Es handelt sich dabei um breitflächige Aufschüttungen von verzweigten Flüssen, sog. braided rivers, die bereits mit dem ersten Zurückweichen der Gletscherenden von den Endmoränen an flußabwärts zerschnitten werden, bis sich bei interglazialen Klimaverhältnissen das Gefälle auf den gesamten nun gletscherfreien Talabschnitt eingestellt hat.

Da im Alpenvorland infolge einer fortschreitenden tektonisch bedingten Landhebung die Schüttungen der jeweils nachfolgenden Eiszeiten nicht mehr die vorhergehende Aufschüttungsoberfläche erreicht hatten, sind die für diese Täler so typischen Terrassen entstanden (Abb. 14). Überall dort, wo infolge eines flachen Reliefs alle Unebenheiten überschüttet wurden, sind wie in der Traun-Enns- und in der Enns-Ybbs-Platte aus den älteren Eiszeiten (Günz und Mindel) ausgedehnte Schotterdecken zurückgeblieben, die A. PENCK und E. BRÜCKER (I/1909) als Ältere (ÄDS) und Jüngere (JDS) Deckenschotter bezeichnet haben. Diese sind dann im Laufe der fortschreitenden Landhebung zu den heutigen Schotterplatten geworden. In sie haben die Flüsse (Traun, Enns, Ybbs) der jüngeren Eiszeiten (Riß und Würm), bereits den heutigen Tälern folgend, die Schotter der Hoch-(HT) und Niederterrassen (NT) eingelagert. Nur in dem ins Tertiärhügelland eingesenkten Inntal bilden schon die ÄDS bei Mauerkirchen eine 16 km breite bis zum Schäringer Trichter am Kristallindurchbruch auf 8,5 km abnehmende Talfüllung.



Abb. 14: Terrassenlandschaft des unteren Ennstales zwischen Hiesendorf und Kronstorf. Blick nach Süden. In der rechten oberen Bildecke die HT mit Steilrand, weiter flußwärts der Abfall der NT zur Austufe der Enns. Luftbild H. Wöhrl

Wo die Endmoränen verschiedener Eiszeiten nahe beisammen liegen, kann auch eine Terrassenkreuzung auftreten, bei der zunächst jüngere Sedimente über den älteren liegen (besonders ausgeprägt im öö. Kremstal), aber schon nach geringer Entfernung erfolgt dann der Übergang in das übliche Terrassenschema, bei dem die ältesten Sedimente die höchste und die jüngsten die unterste Terrasse bilden.

Ein wesentliches Ergebnis der unterschiedlichen Vergletscherung im Traungebiet und im Bereich des Steyr- und Ennstales sind die sehr verschieden gestalteten Täler. Das Traungebiet (Salzkammergut), das auch noch in der Würmeiszeit bis zum Alpenrand vergletschert war, weist weitaus die ausgeprägte glaziale Überformung auf. Neben der konkaven Zurundung der

Täler, den Seen in den übertieften Wannen, hinterließ das den geologischen Strukturen angepaßte Eisstromnetz ein gut durchgängiges Talsystem, das über Talwasserscheiden und niedrige Sättel verbunden ist. Im Steyrtal, wo diese jüngste glaziale Überformung fehlt und in das ältere Trogtal eine mächtige von der postglazialen Steyr schluchtartig zerschnittene NT-Schüttung eingelagert ist, haben wir gewissermaßen ein Cañontal im Trogtal erhalten. Ganz anders wieder wechseln im Ennstal, das z. T. quer, z. T. längs der hier viel kleinräumigeren geologischen Strukturen verläuft und schon von Großraming abwärts nur noch von den ältesten Vergletscherungen erreicht worden war, ständig enge Felsdurchbrüche mit kleinen Weitungen ab. Hier sind selbst jüngste Terrassenreste nur unzusammenhängend erhalten, wobei es gelegentlich auch zu epigenetischen Durchbrüchen kommt.

Wenn in den Donauebene die fluviatilen Gestaltungskräfte des Stromes in Verbindung mit den periglazialen Erscheinungen stärker zur Geltung kommen, so werden diese zumindest vorübergehend auch hier in den Kaltzeiten noch von den glazigenen Schmelzwässern und deren Schüttungen überwältigt.

So sind auch noch weite Teile des Alpenvorlandes fluvioglazial und somit abhängig vom Verhalten der Gletscher gestaltet oder zumindest stark beeinflusst worden.

4 DER BEREICH DER EISZEITLICHEN SALZACH-VORLANDGLETSCHER

4.1 Die eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletscher

(Abb. 15, 16, 17)

Die Salzachgletscher waren die östlichsten der auch noch in der Würmeiszeit relativ weit ins Vorland vordringenden Gletscher; auf österreichischem Boden waren sie auch die größten (Abb. 3, Teil I). Sie hatten in Oberösterreich vor allem in den älteren Eiszeiten noch einen Großteil des oberen Innviertels bedeckt und das Mattig-, das untere Salzach- und das Inntal mit ihren Schmelzwässern gestaltet. Wegen ihrer Bedeutung, vor allem im Vergleich zu den östlich folgenden Gletschern sollen sie hier im Bereich ihres auf die Länder Bayern, Salzburg und Oberösterreich entfallenden Vorlandteile über die Grenzen hinweg als Gesamterscheinung betrachtet werden.

Zum besseren Verständnis sei auch kurz auf das relativ große Einzugsgebiet hingewiesen. Es umfaßt das Entwässerungsgebiet der Salzach einschließlich Saalach. Die von den Hohen Tauern nach Norden abströmenden Eismassen hatten durch die zum Teil bedeutende Eigenvergletscherung weniger der Schieferalpen (der Grauackenzone: Kitzbühler Alpen mit den östlich anschließenden Dientener Bergen), als vor allem der Kalkhochalpen (Loferer und Leoganger Steinberge, Steinernes Meer, Hochkönig,

wo bei Saalfelden immer noch mit etwa 2 000 m Eishöhe gerechnet wird. Der zweite Gletscherzweig war dem Salzachtal des unteren Pinzgau zum Pongau hin gefolgt, wo neben Eis aus den östlichen Tauerntälern auch große Eismassen aus den Radstätter Tauern und den umgebenden Kalkhochalpen dazu gekommen sind und so auch immer noch eine Gletscheroberfläche um 2 000 m ermöglicht hatten. Vom Pongau an war auch dieser Zweig, dem Salzachtal folgend, nach Norden umgeschwenkt, wo er nördlich der Gebirgsbarriere Hagen-Tennengebirge (Paß Lueg) immer noch eine Höhe von 1 600 bis 1 700 m, wohl dank der Eiszufuhr über das Lammertal, erreicht hatte. Selbst bei Salzburg wird noch mit Eishöhen um 1 000 m gerechnet, von wo dann, den einzelnen Eiszeiten entsprechend, der Abfall bis unter 600 m erfolgte.

Auf Grund dieser Eishöhen war der Salzachgletscher über die an Höhe jeweils darunter liegenden Pässe mit den benachbarten Gletschern in Verbindung, sodaß mit einem echten Eisstromnetz zu rechnen ist, wobei ein größerer Eisabfluß oder -zufluß nur an wenigen Stellen stattgefunden haben dürfte, ein Abfluß vor allem über den Paß Thurn (1274 m) zum westlich benachbarten, mit dem Inn-gletscher in Verbindung stehenden Chiemseegletscher. Ein weiterer Abfluß zu diesem Nachbargletscher ist auch von Saalfelden über Hochfilzen-Fieberbrunn anzunehmen. Mit einem Zufluß ist aus dem obersten Ennstal – eine Eisscheide zum Ennsgletscher ist im Bereich des Mandlingpasses nicht wesentlich über 2000 m Höhe anzunehmen (SENARCLENS-GRANCY 1962 114) –, ferner über den Paß Gschütt, auch aus dem Gosautal (Traungletscher-Gebiet) ins Abtenauer Becken zu rechnen; dafür war Eis aus diesem Becken auch zu den westlichen Zweigen des Traungletschers übergeflossen. Weiter nördlich haben sich Salzach- und Traungletscher berührt; in den älteren Eiszeiten war es auch dort zu Eisverbindungen gekommen.

Am Westrand hat sich zum Teil die bayerische Traun zwischen den Jungendmoränen des Salzachgletschers und jenen des Inn-Chiemsee-Gletschers eingetieft, während in den älteren Eiszeiten sich auch hier die Eismassen der großen Gletscher berührt und auch vereint hatten. Teilweise stellten die kleinen lokalen Rot- und Weißtraun-Gletscher eine Verbindung her.

Die Zungenbecken der eiszeitlichen Salzachgletscher setzen mit dem bei Golling beginnenden und bis gegen Laufen reichenden Salzburger Stammbecken ein, an das im Norden die fächerförmig angeordneten Zweigbecken von Teisendorf, des Waginger-Tachinger Sees mit dem Surtal, von Tittmoning längs der Salzach und östlich davon des Ibmer- und Bürmooses, des Oichtentales, der Trumer Seen, des Wallersees und von Unzing-Kraiwiesen anschließen (Abb. 16).

Das mit mächtigen Seeablagerungen aufgefüllte Stammbecken ist am stärksten in die Kalk- und Flyschalpen eingetieft. Die zunächst in gleichbleibender Breite von 2 bis 3 km bis zur Berchtesgadener Ache (Alm) nach Norden führende Sohle erweitert sich im Salzburger Becken auf 10 km und

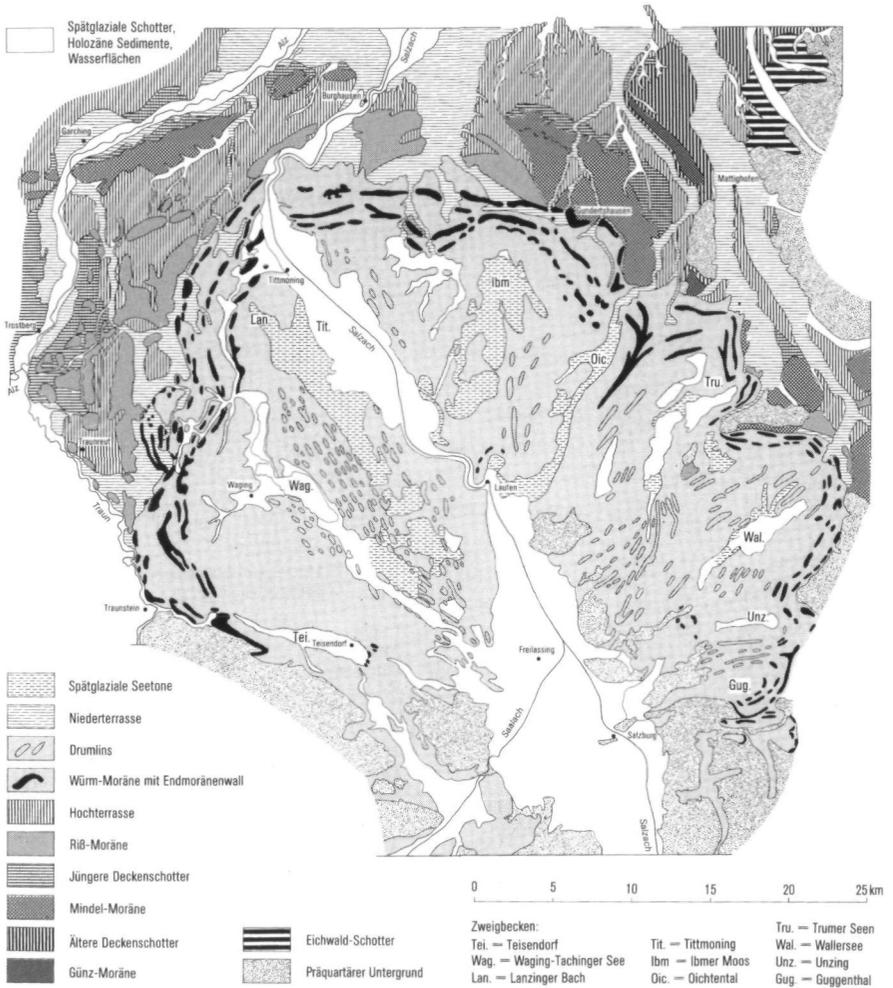


Abb. 16: Das Gebiet der Salzachvorlandgletscher nach EBERS, WEINBERGER & DEL NEGRO, vereinfacht und ergänzt von K. A. HABBE.

wird gegen das Nordende bei Oberndorf-Laufen wieder auf etwa 2 bis 2,5 km eingengt. Im Raume Salzburg hatten sich die beiden Haupteisströme des Salzach- und des Saalachtals vereinigt. Tiefbohrungen haben bei Salzburg 1954 und 1955 den festen Beckengrund in 261m und wenig nördlich davon in 198m (PREY 1959), bei Vigaun südlich von Hallein 1976 in 338m erreicht (KRAMER & KRÖLL 1979). In allen drei Fällen liegt an der Basis eine mächtige

Grundmoräne (bei Vigaun 101 m), über der Seeablagerungen in Form von Schluffen und Sanden folgen, die sich mit Deltaschüttungen einmündender Seitenbäche verzahnen und an der Oberfläche von bis ca. 20 m mächtigen Schottern überlagert werden. In den in Vigaun als Moränen beschriebenen schluffigen Schotterzwischenlagen sieht VAN HUSEN (I/1979a 14) subaquatische Eingleitungen von Schwemmkegeln des Tauglbaches, weil sie sich von der liegenden Grundmoräne entsprechend unterscheiden. Es wäre demnach möglich, daß hier die heutige Beckensohle erst während der Würmeiszeit erreicht wurde, da weitere liegende, durch Eisbelastung verdichtete Grundmoränen bisher fehlen.

Auf Seen, die ähnlich wie am Ende der Würmeiszeit beim Abschmelzen der mindel- und rißeiszeitlichen Gletscher entstanden sind, weisen zu Nagelfluh verfestigte Deltaschüttungen hin, die vor allem bei Golling, Adnet, Hellbrunn und Salzburg, aber auch um Reichenhall erhalten sind. Sie werden je nach Höhenlage auf Einschüttungen in Seen am Ende der verschiedenen älteren Eiszeiten, der Mindeleiszeit mit einer Spiegelhöhe in etwa 530m, der Rißeiszeit um 490m zurückgeführt, wobei es immer wieder verschiedene Auffassungen gegeben hat, die seit H. CRAMER (1903), A. PENCK (1910), E. STUMMER (I/1936, I/1938, 1941) u. a., schließlich von W. DEL NEGRO (I/1966 176ff) zusammengefaßt worden sind. Aus heutiger Sicht ist anzunehmen, daß es sich kaum – wie noch von Del Negro vertreten – um interglaziale Bildungen handelt, sondern wie die Entwicklung am Ende der Würmeiszeit zeigt, in erster Linie um Deltaschüttungen in jeweils spätglaziale Seen, zuerst noch, wie v. HUSEN (I/18769a 12ff) für das Ende der Würmeiszeit bei Adnet und an der Mündung des Tauglbaches nachweisen konnte, in Seen am Rande des Eiskörpers, später dann auch in den Salzburger Gesamtsee. Die älteren Reste von Deltaschüttungen haben im Schutze von Untergrundauftragungen wie bei Salzburg, aber auch infolge starker Verfestigung der Glazialerosion aus der Würmeiszeit standhalten können.

Die starke Übertiefung des Stammbeckens war ebenfalls lange Anlaß zur Diskussion, ob bzw. wie weit Tektonik, auch Glazialisostasie (Hebung und Senkung durch die Eisbedeckung, die in Skandinavien eine große Rolle spielt) oder Glazialerosion die vorwiegende Ursache wäre. DEL NEGRO hat auch diese Entwicklung zusammengefaßt (I/1966 71ff) und v. HUSEN hat sie zuletzt wieder aufgegriffen (I/1979). Man darf mit ihm wohl annehmen, daß Tektonik im wesentlichen die präglaziale Anlage des Salzachtales maßgeblich beeinflusst hatte, die Übertiefung und Ausgestaltung des heutigen Beckens jedoch der wiederholten Glazialerosion zuzuschreiben ist, die lithologisch und tektonisch bedingte Gesteinsschwächen entsprechend genutzt hat. Dabei ist nicht auszuschließen, daß tektonische Bewegungen entsprechend der relativ kurzen Zeit des Quartärs geringfügige weitere Niveauveränderungen verursacht haben (siehe Teil III).

Die nach Vereinigung der beiden Haupteisströme nördlich von Salzburg radial auseinanderströmenden *Zweigbecken* kennzeichnen, obwohl im Süden noch innerhalb der hier stark aufgegliederten Flyschalpen gelegen, den breit ausladenden Fächer des Vorlandgletschers. Auch die Zweigbecken sind unterschiedlich übertieft; soweit bekannt, dürfte das Zweigbecken des Oichtentales mit 248,8m die größte Mächtigkeit quartärer Sedimente aufweisen (WEINBERGER I/1955 11). Weinberger weist auch hier auf die Wahrscheinlichkeit einer Beeinflussung durch präquartäre Tektonik hin. Daß die Haupteismassen zunächst den Zweigbecken gefolgt sind und nach deren Auffüllung über die sie trennenden Rücken hinweg sich zum geschlossenen Vorlandeis vereinigt hatten, geht schon aus den girlandenförmigen Ausstülpungen der Jungendmoränen an den äußeren Enden dieser Becken hervor. Das vorströmende Eis hatte die Flyschaufragungen zum Teil überflossen, zum Teil überragten diese in der Würmeiszeit auch als Nunataker inselartig die Eisoberfläche, was bei den höheren Erhebungen wie Haunsberg (833m), Buchberg (801m), auch beim Heuberg (899m) der Fall war. Zur Zeit der größeren Gletscher älterer Eiszeiten waren auch diese Höhen mit Eis überdeckt. Der am Eisrand gelegene 785m hohe Tannberg hatte eine weitere Ausdehnung der Gletscher verhindert und so eine größere Einstülpung des Endmoränenkranzes verursacht.

Auf Österreich übergreifende refraktionsseismische Untersuchungen durch das Bayerische Geologische Landesamt (BGL. I/1981) haben ergänzt durch Bohrungen einen besseren Einblick in die Untergrundverhältnisse der dem Salzachlauf folgenden Becken ergeben. Demnach liegen an der unteren Saalach im Becken von Piding ca. 100m Quartär, das nach der Schwelle im Flysch des Höglberges im Raum Freilassing gegen die Salzachmündung hin weiter zunimmt. Hier konnten an den rascheren Laufzeiten im Liegendbereich deutlich durch Eis vorbelastete und damit als wahrscheinlich präwürmzeitliche (wohl rißzeitliche) Seesedimente erkannt werden. Das ist auch im südlichsten Tittmoninger Becken gegen Laufen hin der Fall. Im Bereich des 60–80m tiefen Tittmoninger Beckens konnte eine tiefe nur mit spätglazialen Sedimenten erfüllte Rinne in der tertiären Molasse erkannt werden, die nicht auf Flußerosion zurückgeführt werden kann. Es wird daher an eine subglaziale Rinnenerosion gedacht, wie sie WEINBERGER (I/1952 und I/1957 a) im Bereich der großen Moorbecken von Ibm und dem Bürmoos angenommen hat. Auch das tiefe Oichtental dürfte nur mit spätglazialen Sedimenten aufgefüllt sein. Aus all diesen vorliegenden Unterlagen geht hervor, daß die Quartärsedimente der Salzachgletscher in ein sehr differenziertes Relief eingelagert sind, das im wesentlichen seine Ausgestaltung der Glazialerosion einschließlich subglazialer Schmelzwassertätigkeit verdankt. Nicht überall ist allerdings der quartäre Beckengrund nur von der letzten, der Würmeiszeit gestaltet worden, wie liegende, verdichtete Seesedimente und auch an den

älteren Untergrund angelagerte Quartärsedimente (Deltaschüttungen) aus den jeweiligen Spätphasen der älteren Eiszeiten beweisen. Auf eine sehr differenzierte Glazialerosion weisen auch die zwischen den oft tiefen Zweigbecken liegenden Platten hin, in denen Kerne von stark verfestigten Quartärsedimenten älterer Eiszeiten erhalten sind und unter anderem auch das palynologisch nachgewiesene Riß-Würm-Interglazial von Zeifen östlich des Waginger Sees (JUNG, BEUG & DEHM I/1972, siehe Teil III), sowie auch Reste von Interglazialböden. Ein entsprechend differenziertes Relief des Quartäruntergrundes bestätigen die von der Salzach angeschnittenen Schwellen im Tertiär wie bei Laufen und im Durchbruch durch die Endmoränen, im Flysch bei Muntigl und am Kalkalpenrand bei Salzburg.

Die hier gebotene Darstellung der ehemaligen Vorlandvergletscherung folgt auf österreichischer Seite im wesentlichen der bis heute anerkannten Gliederung WEINBERGERS (I/1950, I/1955) und dessen vielseitigen auch auf andere Autoren gestützten Untersuchungen seit BRÜCKNER (I/1986), GÖTZINGER (Aufnahmeber. zu den Blättern Mattighofen, Tittmoning und Salzburg, GBA I/1928, I/1929, I/1955), DEL NEGRO (I/1966) und anderen, die schließlich in der 1966 von Del Negro bearbeiteten Karte 1:100 000 zusammengefaßt worden sind (Abb. 16). Ergänzungen kamen ferner unter anderem von S. PREY mit der geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg (GBA I/1969) und den Erläuterungen dazu (I/1980), von TH. PIPPAN (I/1967, I/1969, I/1972, 1979) sowie den jüngsten Kartierungen D. v. HUSENS auf Blatt 64 Straßwalchen (Ber. I/1982–1994).

Ähnlich wie Weinberger auf österreichischer lieferte auf bayerischer Seite E. EBERS die seit 1931 erarbeiteten Grundlagen für die Karte DEL NEGROS. Unter den jüngeren Arbeiten sind vor allem jene von J. H. ZIEGLER (I/1977, I/1978, I/1983 a, b, c) für das würmeiszeitliche Zungenbecken und von H. EICHLER & P. SINN (I/1974) sowie von W. D. GRIMM (I/1979) und dessen Mitarbeitern für das Altmoränengebiet maßgebend (Abb. 17). Die Kartiertätigkeit des Bayerischen Geologischen Landesamtes ist erst jüngst durch die Herren H. Jerz und G. Doppler wieder aufgenommen worden, worüber auf der Exkursion anlässlich der Arbeitstagung der von Prof. K. A. Habbe, Erlangen, geleiteten AG Alpenvorland-Quartär 1998 in Laufen an der Salzach berichtet wurde.

Die Neugliederung des im Norden 5 bis 8 km breiten Saumes der **Altmoränen** durch L. WEINBERGER (I/1950) hat erstmals am Rande der nordöstlichen Alpen zur Ausscheidung einer G ü n z - E n d m o r ä n e geführt. Er hat die seit E. BRÜCKNER (I/1886) der Mindeleiszeit zugeordnete Endmoräne des Siedelberges (470–490m) als günzzeitlich erkannt und ihre Verknüpfung mit dem ÄDS von Uttendorf und Mauerkirchen mit den tiefen geologischen Orgeln (GÖTZINGER I/1936 Taf. 10b und 11a) nachweisen können. Somit liegt auf dem Siedelberg die bis dahin älteste erkannte glaziale Serie im Sinne A. Penks vor, die sich mit einem ca. 20m höheren Tertiärsockel und einer

ebensoviel höheren Schotteroberfläche von den JDS und deren zugehörigen Mindelmoränen unterscheidet.

Das klare Konzept der Altmoränengliederung Weinbergers läßt an dieser Einstufung kaum mehr Zweifel aufkommen, obwohl bis dahin weiter westlich an keinem der großen Vorlandgletscher Günzendoränen, sondern jene der Mindel- bzw. auch der Rißeiszeit die größte Gletscherausdehnung anzeigen. Weinberger meinte, daß ein weiter östlich des heutigen Salzachtales liegendes Tal, dem der damalige Gletscher gefolgt war, die Erhaltung dieser Günzmoräne ermöglicht hatte.

Im Handenberger Durchbruchstal durch die Mindelmoräne des Adenberg-Sperledt-Höhenzuges hat Weinberger eine durch Lehmreste getrennte Liegendmoräne feststellen können, die er somit ebenfalls der Günzzeit zugeordnet hat. Desgleichen konnte W. D. GRIMM (I/1979 107) auch am Nordabfall des Adenberges in einem bis dahin nicht erwähnten Aufschluß zwischen den liegenden tertiären Quarzschottern und den hangenden JDS mit den Mindelmoränen etwa 10m mächtige Reste von Günzmoränenmaterial erkennen. Als weitere Begründung für das Alter dieser ältesten Moränen wird neben der stratigraphischen Position auch die starke Verwitterung und die periglaziale Überformung angeführt (WEINBERGER I/1955 14).

Der etwa 5 km beckeneinwärts entlang ziehende, nach außen hin dominierende Höhenrücken des Adenberges (531m) und Sperledt (500→570m) taucht an seinem Süden am Engelbach unter die Jugendmoräne ab. Mit seinem immer noch hohen Tertiärsockel und der Verknüpfung mit den JDS ist er wohl mit L. WEINBERGER im Gegensatz zu früheren Auffassungen, die den Sperledtrücken in die Rißeiszeit gestellt hatten, (unter anderem GÖTZINGER auf Geol. Karte GBA I/1928) in seiner Gesamterstreckung der *M i n d e l e i s z e i t* zuzuordnen. An dieses mindelzeitliche Zungenbecken erinnert oberhalb des Handenberger Durchbruchtales durch die Endmoräne noch ein Rest einer alten Grundmoränenplatte. Endmoränen der Mindelzeit umsäumen auch den Tannberg im Süden und schmiegen sich östlich Neumarkt an den Irrsberg an. Aus den erhaltenen Resten der Mindelmoränen geht deutlich hervor, daß auch schon der mindelzeitliche Moränenkranz, ähnlich wie die Jungmoränen am Ende der Zweigbecken, hier des Ibmer Mooses und des Wallerseebeckens, deutlich girlandenförmig ausgestülpt war, ein Hinweis auf die alte Anlage der Zweigbecken.

Die *R i ß e i s z e i t* ist durch die nordwestlich von Gundertshausen unter den Jungmoränen hervortretende Altmoräne vertreten, die sich bei Gilgenberg in zwei Äste aufspaltet und nach einer Unterbrechung im unteren Weilhart durch die würmeiszeitlichen Schmelzwasserschüttungen in einem nördlichen zum Salzachtal bei Ach führenden Ast und einem südlichen von Hochburg fortsetzt, der unter die Jugendmoränen des oberen Weilhart untertaucht. Nach Osten hin setzen sich die Riß-Endmoränen unter den Jungmoränen im

Raume Gundertshausen-Aschau-Feldkirchen fort, was bereits BRÜCKNER (I/1886 63) zitiert bei PENCK & BRÜCKNER I/1909 155f) an mehreren nicht mehr einzu- sehenden Aufschlüssen festgestellt hatte. Unter frischer Jungmoräne war dort angewitterte Altmoräne mit Lehm- bzw. teilweise Lößdecke einzusehen. Von diesen überdeckten Moränen sind wohl auch die HT-Stränge nördlich Gundertshausen zum Handenberger Durchbruch des Fillmannsbaches und östlich davon längs des Engelbaches abzuleiten. Aus den beiden Riß-Wällen gehen HT-Teilfelder hervor, die sich rasch zu gut erhaltenen Hochterrassen vereinen und schließlich in das breite lößbedeckte HT-Feld von Schwand übergehen. Aus der Rißeiszeit findet sich auch außerhalb der Jungmoränen des Wallerseebeckens noch eine erhaltene Endmoräne bei Steindorf, an die bei Straßwalchen die HT-Schüttung des Mattigtals anschließt. Ein nach außen abspaltender Zweig deutet auf eine Vereinigung mit dem benachbarten Irrseezweig des österreichischen Traungletschers hin. Eine HT führt auch längs des Engelbach-Enknachtales nach Norden, die unter der Jungmoräne hervortritt und somit auf eine entsprechende Einstülpung des rißzeitlichen Endmoränenkranzes in der Fortsetzung des Haunsbergrückens hinweist.

Eine Untergliederung der Rißsedimente war auf österreichischer Seite bisher nicht möglich. In diesem Zusammenhang sei noch auf die von WEINBERGER (I/1955 18) erwähnte Zwischenterrasse am Rande der Schwander HT hingewiesen, in der er eine frühwürmzeitliche Schüttung für möglich hält, die aber ebensogut von einer spätrißzeitlichen Schüttung stammen kann, wenn sie nicht nur eine Erosionsform in der Hauptrißschüttung (HT) darstellt. Aus einem Riß-Moränenansatz östlich des Heuberges schließt v. HUSEN an dieser Stelle auf eine etwa 40–50 m höhere Eisoberfläche als zur Würmeiszeit (Ber. Bl. 64 Straßwalchen I/1993).

Der Stand der **Altmoränenforschung** auf der **bayerischen Seite** des Salzach-Vorlandgletschers hat nach den 1966 zusammengefaßten Arbeiten von E. EBERS (DEL NEGRO, EBERS, WEINBERGER I/1966) wesentliche Ergänzungen durch die Untersuchungen von H. EICHLER & P. SINN (I/1974) sowie von W.-D. GRIMM und Mitarbeitern (I/1979) erfahren.

Anders als auf der österreichischen Seite kennzeichnet hier im Norden der die Alz entlang streichende, in drei Teile aufgelöste, beherrschende Höhenzug des **Margarethenberges** (530–520 m), **Eschelberges** (502 m) und **Hechenberges** (> 500 m) PENCKs „Hohe Altmoränen“ (PENCK & BRÜCKNER I/1909). Diese sind beckenwärts durch eine unauffälligere, breiter werdende Zone rißzeitlicher Sedimente von den Jungmoränen getrennt. Während die älteren Autoren einschließlich E. EBERS (I/1966) in dem nördlichen Höhenzug längs der Alz unterhalb Garching die Mindelmoränen des Salzach-Vorlandgletschers in Verbindung mit Deckenschottern sehen, wobei E. EBERS bereits auf gewisse Komplikationen hinweist, ist es SINN & EICHER vor allem mit Hilfe lithologischer Unterschiede in engem Zusammenhang mit Verwitterungser-

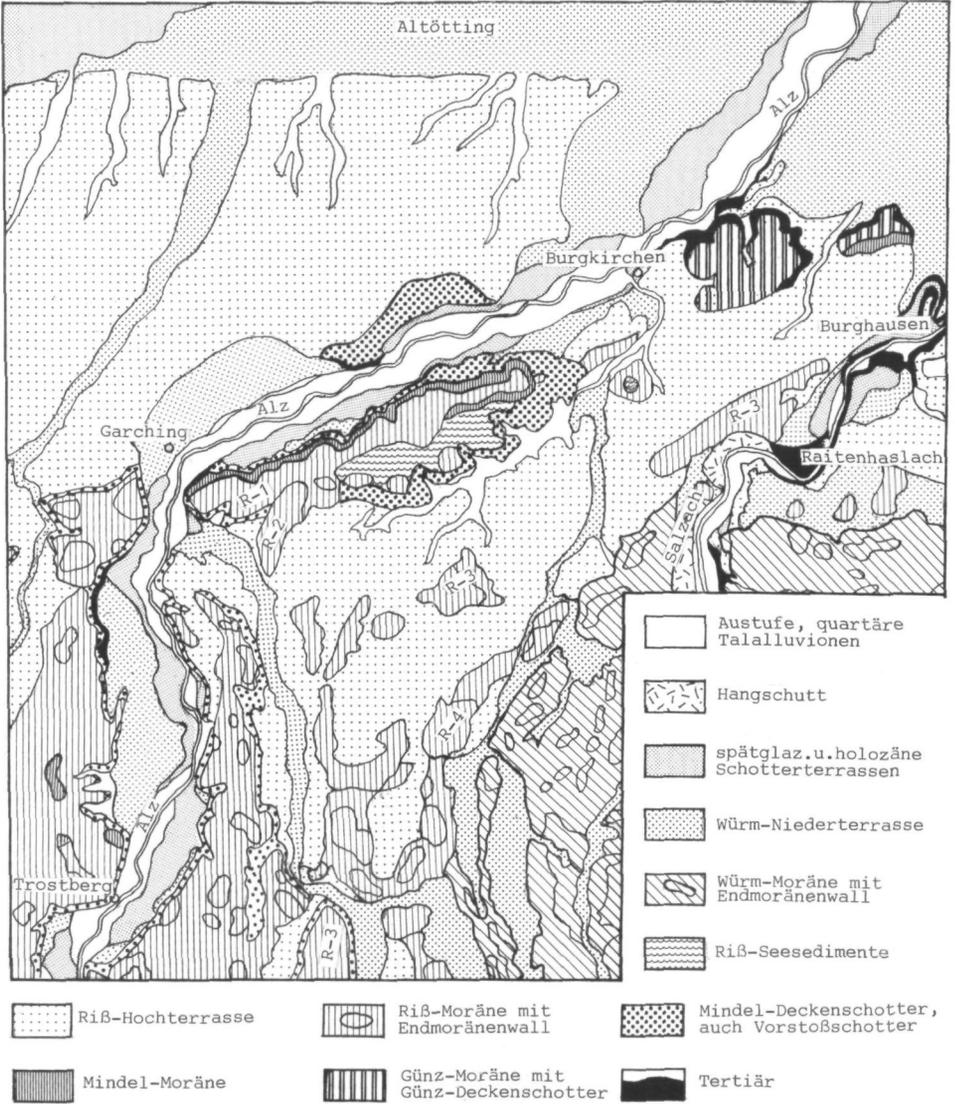


Abb. 17: Endmoränenbereich im NW des Salzachgletschers. Nach GRIMM et al. 1979, vereinfacht und umgezeichnet von H. Kohl.

scheinungen sowie auch GRIMM et al. gelungen, die Sedimente dieser Aufgrabungen weiter zu differenzieren (Abb. 17). Demnach werden Hechenberg und Eschlberg mit ihrem hohen Tertiärsockel und der Verzahnung der aufliegenden Moräne mit ÄDS nicht zuletzt wegen der außerordentlich tiefen Geologischen Orgeln und des hohen Quarzanteiles als Fortsetzung der Siedelbergmoräne Weinbergers betrachtet und der Günzzeit zugeordnet. Während im hohen Teil des Hechenberges noch eine Überlagerung durch Mindmoräne angenommen wird, wird der Eschelberg einschließlich Deckenschotter zur Gänze als günzzeitlich betrachtet. Der lange Zug des Margarethenberges wird von Mindelmoräne und von JDS aufgebaut, der als Vorstoßschotter zwischen dem Brunntal und der Alz weit nach Süden bis zur untersten bayerischen Traun reicht und über dem auch im Margarethenberg noch eine Decke von Rißmoränen liegt. Nur an seinem Westende konnte am Ausgang des Brunntales im Liegenden der JDS auch hier noch Günz-Grundmoräne festgestellt werden (GRIMM et al. I/1979 107).

Aus diesen Ergebnissen geht hervor, daß westlich der Salzach die präwürmzeitlichen Vergletscherungen annähernd die gleiche maximale Ausdehnung erreicht hatten, womit erwiesen ist, daß die erhaltene Siedelbergmoräne nicht allein einer Verschiebung der Eisvorstoßrichtung ihre Erhaltung verdankt, sondern tatsächlich eine von Westen kommend, erstmals am Salzachgletscher nachzuweisende größte pleistozäne Eisausdehnung aus der Günzzeit vorliegt, die noch deutlicher in Oberösterreich in der Traun-Enns-Platte hervortritt.

Im Raum Trostberg hat G. DOPPLER (I/1980, auch GRIMM I/1979) weit verbreitet Günz-Grundmoräne unter mindelzeitlichen Vorstoßschottern kartieren können, die an der bayerischen Traun und an der Alz ausbeissen. Östlich der Alz konnte diese Moräne in einer in den Molasseuntergrund eingesenkten Mulde durch Seesedimente in eine liegende Günz-I- und eine hangende Günz-II-Moräne gegliedert werden, nachdem es keine Anhaltspunkte dafür gibt, daß die liegende Grundmoräne einer noch älteren Kaltzeit angehören könnte.

Die zwischen dem Höhenzug mit den älteren Altmoränen im Norden und den Jungendmoränen gelegene Zone wird vor allem von rißeiszeitlichen Sedimenten eingenommen, wobei E. EBERS nachdrücklich auf die großen Formenunterschiede zu den Jungmoränen hinweist (I/1966 54). Sie unterscheidet zwei Hauptrißstände, die sie als R-I und R-II bezeichnet, wobei sie R-II in zwei Phasen unterteilt. Sie weist auch auf die starke Zertalung dieser Moränenkränze durch die sie durchbrechenden Hochterrassen- und auch Niederterrassenschüttungen hin. Der äußere Rißwall (R-I) mit der Stauchmoräne von Kirchweidach wird von HT-Schüttungen umgeben, die von den inneren Wällen ausgehen. Vom R-I-Wall ist hingegen keine eigene Schüttung festzustellen. Der innere Doppelwall R-II a und R-II b wird als zeitlich eng zusammenhängend betrachtet. Die beiden Wälle beginnen an der

bayerischen Traun bei Traunwalchen und ziehen zunächst, von den Jungendmoränen durch NT-Schüttungen getrennt, nach Norden, wo dann nördlich Tyrlaching nur noch ein Wall folgt, der nördlich Schnitzing unter die Jungmoränen untertaucht. Ein weiterer Moränenzug ist dann wieder ab dem Salzachknie knapp unterhalb des Durchbruches durch die Jungmoränen bis Marienberg feststellbar, der seine Fortsetzung in Oberösterreich wohl im äußeren Reißwall bei Ach an der Salzach findet.

Grundmoräne auf dem Pallinger Rücken veranlaßte EBERS (I/196 53) an einen Altriß-Vorstoß zu denken. Andererseits verweist sie auf eine bis 20m tiefere HT-Stufe im Brunntal, die auf einen spätrißzeitlichen Gletscherstand zurückgeführt werden könnte (EBERS Rißphase III 74). Im Brunntal und bei Palling sind unter NT-Schottern fossile, stark verlehnte Interglazialböden auf HT-Schottern festgestellt worden.

Bei den komplizierten Verhältnissen innerhalb der Zone mit den Rißsedi-

Tab. 1: Alt- u. Jungmoränengliederung der eiszeitlichen Salzachgletscher

B a y e r n	Stratigraphische Zuordnung	Oberösterreich
Hechenberg-Eschlberg-Stand ^{4) 5)}	Günz-Komplex	Siedlberg-Stand ^{1) 3)}
Margarethenberg-Stand ^{1) 4) 5)}	Mindel-Komplex (Hohe Altmoränen)	Adenberg-Sperledt-Stand ^{1) 3)}
Rachertinger Stand - ¹⁾ R-1 ⁵⁾	Riß-Komplex (Niedere Altmoränen)	-
Schmidtstadter Stand - R-2		-
Kirchweidacher Stand R-I R-3		Gilgenberg-Stand ^{1) 3)}
Tyrlachinger Stand R-II R-4		Hochburg-Stand ^{1) 3)}
(nur Terrassen) R-III R-5		(eventuell Zwischenterrasse Weinbergers)
„Kay-Tenglinger Stadium“ ^{2) 1)}	Überfahrenes Altwürm? oder überfahr. Riß ⁶⁾	„Moosdorfer Rücken“ ²⁾ event. Zwischenterr. ^{2) 3)}
Unterweißkirchner Phase (Stand) ¹⁾	Würm-Maximalvorstoß ³⁾	Weilharter Vorwall ³⁾
Nunreuter Phase (Stand) ¹⁾	> 22.000 bis < 18.000	Aschauer Wall ³⁾
Radegunder Phase (Stand) ¹⁾		Eggelsberger Wall ³⁾
Lanzinger Phase (Stand) ¹⁾		Vormooser Wall ³⁾
Laufener Stand (Ammersee-Stand Trolls)	spätglazial um 17.000	Oberndorfer Stand ³⁾

1) Ebers & Del Negro 1966, 2) Del Negro 1966, 3) Weinberger 1950, 1955, 1957, 4) Eicher & Sinn 1974, 5) Grimm et al. 1979, 6) Ziegler 1983.

menten konnten W. D. GRIMM et al. vier durch Endmoränen belegte Rißphasen unterscheiden (Tab. 1), eine fünfte wird auf Grund der Terrassengliederung im Brunntal angenommen (I/1979 108ff). Als äußerste Phase wird die vom Riß-maximalstand stammende Decklage auf dem Margarethenberg angesehen. Knapp dahinter liegt ein nur schwach ausgeprägter Endmoränenwall, der vor sich einen an limnischen Sedimenten erkennbaren Eisrandsee aufgestaut hatte. Noch vor Erreichen des Alztales biegt dieser Wall entlang des Brunntales nach Süden um, wo er sich bald mit den Moränen des Chiemseegletschers trifft. Der Chiemseegletscher ist erst seit der Rißeiszeit nachweisbar. Damals hatte er das heutige Alztal überschritten und den Salzachgletscher zurückgedrängt, der allem Anschein nach noch in der Mindeleiszeit westlich der heutigen Alz Moränen hinterlassen hat (DOPPLER I/1980, GRIMM et al. I/1979). Dem dritten Rißstand (EBERS R-I) werden die Wälle von Marienberg und Kirchweihdach zugerechnet, letzterer biegt ebenfalls am Brunntal nach Süden um und führt weiter zum Pallinger Rücken. Dem vierten Rißstand (EBERS R-II) gehören die auffallendsten unter den Rißmoränen an. Er wird mit der inneren Rißmoräne von Hochburg, die im oberen Weilhart untertaucht, in Verbindung gebracht, kommt westlich der Salzach unweit Asten wieder unter den Jungmoränen hervor und zieht dann über Tylaching, Freutmoos nach Süden. Die Moränen des Chiemseegletschers überschreiten die Alz und die untere Traun während dieser Phase nur mehr im Bereich Trostberg. Somit ist das Alztal in seinem heutigen Verlauf erst nach der Rißeiszeit entstanden. Auf eine jüngste Phase 5 (EBERS Riß-III) wird auf Grund einer untersten Rißterrasse im Brunntal geschlossen, die in die R-4-Terrasse etwa 20 bis 25m eingeschnitten ist (DOPPLER I/1980); eine zugehörige Moräne wird unter den Würmmoränen vermutet. Eine größere, allerdings schwer beweisbare Oszillation wird zwischen der dritten und vierten Rißphase angenommen (GRIMM et al. I/1979 111), wofür unter anderem eine starke Ausräumung vor der anschließenden Schmelzwasserschüttung der vierten Phase verantwortlich gemacht wird.

Es fällt dabei schwer, Zusammenhänge mit der heute weitgehend bestätigten Rißgliederung aus dem Rheingletschergebiet (SCHREINER & HAAG I/1982) herzustellen. Während sowohl die Phase 5 von Grimm et al. wie auch die Phase III von EBERS als jüngstes nachweisbares Riß zählen, fehlt jedoch ein sicherer Nachweis für ein selbständiges Interstadial, wie er außerhalb des Rheingletschergebietes auch für den Raum des österreichischen Traunseegletschers bzw. bezüglich eines Jungriß auch im Bereich des Steyr-Krems-Gletschers angenommen werden darf (KOHL & SCHMIDT I/1985 und KOHL in Druckvorbereitung).

Auf einer gemeinsamen Arbeitsexkursion (Grimm, Fink, Kohl 1978) verwies Prof. Grimm auf ein rißeiszeitliches Grundmoränenband innerhalb der HT-Schotter längs der Straße Burgkirchen/Alz nach Burghausen, das auf einen kurzen maximalen Rißeis-Vorstoß hindeuten dürfte. Dabei ist schwer

nachzuweisen, ob diese Moräne mit dem äußersten Rißvorstoß auf dem Margarethenberg zusammenhängt oder als unabhängiger Vorstoß zu sehen ist.

Scharf abgesetzt von der Altmoränenlandschaft folgt beckenwärts das in all seinen Einzelheiten am besten erhaltene Zungenbecken des **würm-** und damit **letzteiszeitlichen** Salzachgletschers. Für den östlichsten würmzeitlichen Vorlandgletscher der Ostalpen weist er noch beträchtliche Dimensionen auf. Seine größte Breitenerstreckung von Traunstein an der bayerischen Traun bis zu den äußersten Moränen des Wallersee-Beckens beträgt > 45 km, seine Längserstreckung von seiner trichterförmigen Erweiterung ab Salzburg bis zum Durchbruch der Salzach durch die Endmoränen > 40 km und selbst vom Nordrand der hier weitgehend aufgelösten und einst zum Teil von Eis bedeckten Fylschalpen werden 33 km auf der bayerischen und 26 km auf der österreichischen Seite erreicht.

Bezüglich der Einzelheiten kann der Wiedergabe auf der Karte 1:100.000 von DEL NEGRO (I/1966, siehe Abb. 16) gefolgt werden, wo sowohl die anerkannte Gliederung des Endmoränenkranzes wie auch die verschiedenen Bereiche des Zungenbeckens im Westen nach E. Ebers und im Osten nach L. Weinberger gut dokumentiert sind. Meinungsunterschiede haben sich wohl in der Auslegung und zeitlichen Abfolge der Ereignisse ergeben. Während Weinberger bloß von Moränenwällen spricht, werden auf bayerischer Seite verschiedene Würmphasen genannt, was bereits eine engere genetische wie auch zeitliche Zusammengehörigkeit ausdrückt. Auf beiden Seiten werden nachfolgende drei Moränensysteme (Tab. 1) unterschieden, von denen die beiden äußeren enger zusammenhängen dürften. Die äußersten Ufermoränen der „Nunreuter Phase“, nach Nunreut an der Salzach benannt, in neueren Karten als Nonnreit bezeichnet, setzen in ca. 800 m am Teisenberg ein, führen anschließend an das Hochhorn (774 m) über Surberg nach Westen an die bayerische Traun bei Traunstein heran, schwenken dann nach Norden um und ziehen – gelegentlich in mehrere Staffeln aufgegliedert – über Asten zur Salzach. Jenseits des Flusses setzen sie sich im äußeren Wall Weinbergers über den oberen Weilhart zunächst nach Osten bis nördlich von Gundertshausen und weiter über Aschau und Gstaig fort. Man könnte auf österreichischer Seite demnach auch von einem Aschauer Stand (WEINBERGER I/1957 229) sprechen. Dann bilden die den Zweigbecken folgenden Gletscherloben des Oichtentales, sowie des Trumersee-, Wallersee- und Unzinger Beckens entsprechende Ausstülpungen, die hier auch eng mit den Aufzungen des Untergrundes zusammenhängen. Auf der Westseite des Vorlandgletschers schaltet sich in Fortsetzung des Waginger Seebeckens das über die Moränen der Nunreuter Phase hinaus vordringende Wallsystem der „Unter-Weißenkirchner Phase“ ein, die anscheinend einem kurzen, maximalen Vorstoß entspricht (ZIEGLER I/1983 159), mit dem WEINBERGER (I/1957 229) den Weilharter Vorwall vergleicht.

Annähernd parallel zum äußeren Wallsystem und allem Anschein nach mit diesem eng verbunden (EBERS I/1966 121) folgt die „Radegunder Phase“, benannt nach St. Radegund auf der Ostseite der Salzach. In Österreich entspricht der Eggelsberger Wall WEINBERGERS (I/1957 230) diesem Stand. Auch der dritte, innerste Wall der „Lanzinger Phase“, nach Lanzing westlich von Tittmoning, verläuft im allgemeinen parallel zu den beiden äußeren. In Österreich ist er, abgesehen von einem Ansatz nördlich Tarsdorf besonders deutlich um das Ibmer Moosbecken, ferner im Wall von Vormoos-Lielonberg (Vormooser Wall WEINBERGERS I/1957 230), aber auch um die östlich folgenden Zweigbecken herum entwickelt.

Beckeneinwärts schließen bei Kay und gegen Tengling hin undeutliche von Grundmoräne bedeckte Erhebungen an, die von E. EBERS (seit I/1930) und J. KNAUER (1935) als „Tenglinger Stadium“ in Verbindung mit dem Laufenschotter einem vom Hauptwürmgletscher überfahrenen altwürmeiszeitlichen Gletscherstand zugeschrieben wurden. Östlich der Salzach glaubte WEINBERGER (I/1955 15/16) im Rücken von Moosdorf auf Grund einer Diskordanz im Moränenbereich ebenfalls eine überfahrene altwürmeiszeitliche (W-I nach damaliger Auffassung) Form zu erkennen. Ein Hinweis Weinbergers auf ein ähnliches Vorkommen bei Köstendorf im Norden des Waltersee-Beckens wird von DEL NEGRO (I/1966 Karte und 162) bestätigt.

Die späteren Untersuchungen von GRIMM et al. (I/1979 111) und J. ZIEGLER (I/1983b 161) in Bayern widerlegen die Auffassungen von E. EBERS. Die vermeintlichen Altwürmmoränen ihres „Tenglinger Stadiums“ haben sich nach Grimm als von Grundmoräne abgedeckte Schotter mit basalen Seesedimenten des Hauptwürm erwiesen. Einer von Grimm et al. angenommenen größeren Oszillation („Radegund-Lanzinger Oszillation“), während der ein erster Tittmoninger Eisrandsee entstand (siehe später), mißt J. ZIEGLER keine größere Bedeutung bei (I/1983 b 161). Bei den überprägten Formen des „Tenglinger Stadiums“ hält er durchgepauste rißzeitliche Reliefstrukturen für möglich.

Bezüglich der Laufenschotter haben sich seit E. BRÜCKNER (I/1886) über PENCK & BRÜCKNER (I/1909), PENCK (I/1922 240) bis SCHÄFER (I/1957 211ff) und E. EBERS (I/1955, I/1966) die Meinungen immer wieder geändert (Abb. 18). Es ging damals vor allem um die Frage, ob eine interglaziale oder eine interstadiale Schüttung vorläge. Dieser zwischen zwei Grundmoränen liegende bei Laufen bis 50m mächtige Schotterkomplex ist auf der Westseite des Gletscherbeckens weit verbreitet und von E. EBERS zunächst ins Altwürm gestellt worden. Bestärkt durch das von ihr wohl nicht richtig interpretierte Profil von Hörmating im Inngletschergebiet (1960), trat sie dann für eine Zweiteilung der Laufenschotter ein, dessen liegenden Teil sie ins Altwürm stellte, den hangenden jedoch mit dem Hauptwürm verbunden hatte (I/1966 86 und 96ff). ZIEGLER (I/1983 b 158) betrachtete schließlich den gesamten Schotterkomplex als Vorstoßschotter des Würmhauptglazials. Auf der Arbeits-



Abb. 18: Laufenschotter-Typlokalität bei Oberndorf/Salzach. Oben von Würmgrundmoräne überdeckt. Foto: H. Kohl 1970

exkursion der AG Alpenvorland-Quartär 1998 (Prof. Habbe) wurde an Hand des Aufschlusses Osing bei Laufen die Ansicht einer Zweiteilung bestärkt, wobei auch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen wurde, daß der Liegendteil sogar aus dem Riß stammen könnte. Obwohl zwar hier eine entsprechende Bodenbildung fehlt, sind deutliche Anzeichen vorhanden, daß es sich um zwei verschiedene Schüttungen handeln müsse.

Das Verhältnis der einzelnen Endmoränen zueinander wird auch durch die *A n s ä t z e* der jeweiligen *S c h m e l z w a s s e r s c h ü t t u n g e n* dokumentiert (Abb. 16). Westlich der Salzach führen Schüttungen der Nunreuter Phase, weiter nördlich auch der Unter-Weißenkirchner Phase zunächst zur bayerischen Traun. Östlich Traunwalchen ist dann ein durchziehendes Randtal entwickelt, das von den Schmelzwässern bei Palling durch das Brunntal unmittelbar nach Norden zur Alz führt. Andere folgen dem Außensaum der Endmoränen als Schnitzinger Randtal bis nördlich Schnitzing, wo sie dann nach Norden durch die rißzeitlichen Moränen und HT-Schüttungen zum unteren Halsbachtal durchbrechen, über das sie bei Burgkirchen das Alztal erreichen. Östlich der Salzach zeigt sich ein anderes Bild, weil im Norden des Weilhart-Forstes ein breites NT-Feld bereits auf einen Abfluß im Bereich des heutigen Salzachtales schließen läßt, während aber die Hauptmasse der Schmelzwässer, wohl einer alten Salzachtalachse folgend, den mächtigen Sander (NT-Feld) des Unteren Weilhart nach Norden zur heutigen Salzach hin



Abb. 19: Letztinterglazialer (Riß-/Würm-)Boden, Hoißgassen im Weilhart. Foto: H. Kohl

geschüttet hat. Weiter östlich haben sich nur teilweise, den vorspringenden Eisloben folgend, kurze Randtäler entwickelt.

Vom nach innen folgenden Wall der Radegunder Phase gehen ebenfalls Schüttungen aus, die sich in kurzen peripheren Rinnen sammeln und dann in selbständigen Teilfeldern den äußeren Wall meist in Form von Trompentälchen im Sinne TROLLS (I/1926) durchbrechen, sich bald mit den NT-Feldern des Schnitzinger Randtales vereinen und ebenfalls nach Norden zur Alz abgeführt werden. Auch im Bereich des Hauptabflusses aus dem oberen Weilhart durchbrechen ausgeprägte, hier von den beiden inneren Wällen und auch noch vom anschließenden Holzösterer Becken ausgehende Schmelzwässer den äußeren Wall und vereinen sich zum Haupt-NT-Feld des Unteren Weilhart. Nur von Gundertshausen her entwickelt sich dabei vor dem inneren Wall ein Randtal, das z. T. zum Unteren Weilhart führt, zum Teil aber bereits selbständige Schüttungen zum Fillmannbach durch das Altmoränengebiet aufweist, wohin auch das zwischen den Moränen liegende Tal von Feldkirchen entwässert. Ähnlich wie bei Palling am Westrand (EBERS I/1966 36 u. 105) liegen auch hier bei Hoißgassen südlich Gilgenberg die NT-Schüttungen weitgehend über Schottern der Rißeiszeit, wie Paläoböden in Abbaugruben beweisen (Abb. 19). Weitere Abflüsse sammelt der zur Enknach führende Engelbach. Nördlich vom Tamberg führen Schüttungen bereits zum Mattigtal und schließlich aus dem Wallersee-Becken über Straßwalchen zum Schwemmbachtal, das sich bei Mattighofen mit dem Mattigtal vereinigt (GÖRZINGER I/1936 122).

Zu größeren Veränderungen der Abflußverhältnisse kam es dann während der Lanzinger Phase, als das große Ollinger Randtal alle Schmelzwässer sammelte und sie nicht mehr nach außen zur Alz, sondern erstmals zur Salzach unterhalb Tittmoning abführte, wo sie mit Deltaschüttungen in einen „ersten Eissee“ mündeten, dessen Abfluß über den Salzachdurchbruch durch die Endmoränen nach Norden erfolgte (EBERS I/1955 97, GRIMM et al. I/1979 112, ZIEGLER I/1983b 162). Kleine Abschmelzschwankungen des Gletschers führten hier zu einem „zweiten Tittmoninger Eissee“ (GRIMM et al. I/1979 112), dessen Abfluß eine weitere Eintiefung des Salzachtales zur Folge hatte. Damit war die Anlage des heutigen Salzachtales festgelegt und der alte Abfluß über den Unteren Weilhart wurde aufgegeben. Östlich davon blieb mit dem Engelbach und der Mattig die nach außen strebende Entwässerung weiter aufrecht, zum Teil begann sich aber bereits die dem Becken zustrebende (zentripetale) Entwässerung auszubilden, wie im obersten Oichtental und im Wallersee-Becken.

Mit dem raschen Zurückschmelzen von der innersten Endmoräne, der Lanzinger Phase, begann die *spätglaziale Entwicklung*, deren ältestem Abschnitt das innere Vorland-Gletscherbecken seine heutige Gestaltung verdankt (Abb. 20). J. ZIEGLER (I/1977 und 1983b 161 mit Beilage 1) hat bei stets abnehmender Eismächtigkeit im Westteil sechs Eisrandlagen feststellen können



Abb. 20: Heratinger See, flache Toteiswanne im Zungenbecken des eiszeitlichen Salzachgletschers. Im Hintergrund Würm-Endmoränenkomplex. Foto: M. Eiersebner



Abb. 21: Kame-Schüttung am ehemaligen Eisrand bei Ibm. Foto: H. Kohl 1964

(Waginger, Tachinger, Weidseer, Teisendorfer, Laufener und Freilassingener Eisrandlage), die durch dem Eisrand parallele Abflußrinnen und kamesartige Deltaschüttungen in kurzlebige Randseen wie bei Teisendorf, Tittmoning oder im Westen und Süden des Waginger Sees, ferner östlich der Salzach bei Ibmer (Abb. 21) und Holzöster und im Raume des Wallerseees gekennzeichnet sind. Schließlich sind bei weiterem Zurückschmelzen in den Zweigbecken und im Stammbecken auch größere Eisrandseen entstanden wie im Oichtental (GÖTZINGER I/1936 128), die meist rasch verlandet sind. Von ihnen sind teilweise Restseen zurückgeblieben wie der Waginger See, der Abtsdorfer See, die Trumer Seen und der Wallersee. Über den sandig-schluffigen bis tonigen Seesedimenten der vollkommen verlandeten Seen sind die großen Moore, Sümpfe und Feuchtbereiche entstanden wie in den Becken von Teisendorf, des Tachinger und Waginger Sees, westlich des Abtsdorfer Sees, ferner der Schönramer Filz im Sur-Längstal, die Möser westlich Freilassing oder die Feuchtbereiche über den Seesedimenten des ehemaligen Tittmoninger Sees im Raum Fridolfing und viele kleinere Vorkommen. Östlich der Salzach sind vor allem das Ibmer- und das Bürmoos, die Moore und Sümpfe längs des Oichtentales, um die Trumer Seen, den Wallersee und im Unzinger Becken zu nennen, schließlich im Salzburger Stammbecken das Schallmoos und das große Leopoldskroner Moos im Süden Salzburgs.

Zu den Abschmelzerscheinungen zählen auch Toteisformen, wobei nicht nur in den Seebecken zurückgebliebene Eiskerne deren Zuschüttung verhindert oder verzögert hatten, auch kleine Toteislöcher (Sölle) kommen in großer Zahl vor wie z. B. die Hohlform des Weitsees südlich des Waginger Sees (EBERS I/1966 142) oder bei Ibmer, beim Holzösterer See und beim Heratinger See (Abb. 20 und WEINBERGER I/1955 17). Auch subglaziäre Schmelzwasserschüttungen in Form von langgezogenen Schotterrücken, sogenannte Oser oder Esker, durchziehen bei Hackenbuch das Ibmer Moos; ein ähnlicher Rücken begleitet das Westufer des Abtsdorfer Sees.

Schon früher als die Becken sind die höher liegenden Grundmoränenplatten mit ihren Drumlinfeldern eisfrei geworden, wobei WEINBERGER (I/1955 17) von einer „moränenbedeckten alten Platte“ aus konglomerierten Schottern spricht, bei denen er sogar prärißzeitliches Alter für möglich hält. Vorkommen von präwürmzeitlichen Sedimenten unter Grundmoräne erwähnt v. HUSEN (I/1994) in seinen Aufnahmeberichten zu Bl. 64 Straßwalchen, wo er unter anderem bei Eugendorf quarz- und kristallinreiche fluviatile Kiese angetroffen hat. Eine präwürmzeitliche Unterlage wird man auch bei dem hochgelegenen Drumlinfeld östlich des Waginger Sees annehmen dürfen.

Während des etappenweisen Abschmelzens des Vorlandgletschers kehrt sich auch die Entwässerung von einer den Moränen parallelen und dann nach außen strebenden zentrifugalen um in eine zentripetale, die beckeneinwärts zur Salzach gerichtet ist. Ein Musterbeispiel für den Wechsel von Eisrand par-

allelen und dem abschmelzenden Gletscher ins Becken folgenden Talabschnitten bietet der Zickzack-Lauf der Sur. Auch die heutigen Abflüsse des Oichtentales, des Ibmer Moooses und des Wallerseees sind Beispiele für diese Entwässerungsumkehr. Vielfach lassen sich an den Seen der Zweigbecken einst höhere Seestände mittels Deltaschüttungen nachweisen wie etwa am Waginger See von 460 m bis zum heutigen Spiegel in 440 m, wobei sein Abfluß, dem zurückweichenden Gletscher folgend, von Norden nach Süden zum Achenbach wechselt (ZIEGLER I/1978 45–46) oder auch am Wallersee (GÖTZINGER I/1936 117–118).

Im Bereich des heutigen Salzachtales entwickelte sich der Tittmoninger Eisrandsee vom „ersten Vorsee“ in einer Seehöhe von 465 m bzw. 460 m (vgl. oben Ollinger Eisrandtal und Salzachdurchbruch), der sich mit dem Zurückweichen des Eisrandes längs der Salzach bis nördlich Laufen und Kirchanschöring längs des Achenbaches vergrößert. Bei gleichzeitiger Absenkung des Seespiegels auf 440 m und schließlich bis 420 m hatte er seine größte Ausdehnung vor seiner bald folgenden Verlandung erreicht (EBERS I/1966 143f; ZIEGLER I/1983b 168). Für die weitere Entwicklung ist die Laufener Eisrandlage wesentlich, von der an beim folgenden Abschmelzprozeß der Salzburger Eisrandsee und mit ihm auch ab etwa 420 m der epigenetische Durchbruch durch die Laufener Enge entstanden ist. Im Gegensatz zu EBERS (I/1955 97ff), die den Tittmoninger und den Salzburger See zuerst als einen zusammenhängenden See annimmt, weist ZIEGLER (I/1977 119) nach, daß es sich um zwei getrennte Seen handelt, wobei der Tittmoninger See bei Hinterlassung ausgedehnter Seetonflächen in 400 m und 410 m im Raum Fridolfing sehr rasch verlandet ist. Die Laufener Eisrandlage ZIEGLERS (I/1983 161ff) wurde, nach Moränen von Maria Bühel bei Oberndorf östlich der Salzach (WEINBERGER in DEL NEGRO I/1966 164), ferner im Raume Teisendorf (EBERS I/1966 122) und besonders an der Fischach bei Eugendorf (WEINBERGER I/1955 17) zu schließen, wegen ihrer Lage zwischen Stamm- und Zweigbecken mit dem später angezweiferten (EBERS I/1966 121f) „Ammersee-Stadium“ K. TROLLS (I/1925) verglichen.

Auch der Salzburger See wurde bei fortschreitender Tieferlegung der Erosionsbasis in den Salzachdurchbrüchen von Raitenhaslach und Laufen immer weiter abgesenkt, bis er auch noch im Spätglazial vollständig verlandet ist. Während der Höglberg (827 m) südwestlich Freilassing schon die vorrückenden Saalach- und Salzachgletscher getrennt hatte, die sich dann bei zunehmender Eismächtigkeit über den Berg hinweg vereinigen konnten, drängte der stärkere Salzachgletscher die Saalach-Eismassen immer nach Westen. Ähnlich wirkte auch beim Abschmelzen der Höglberg wieder als Teiler der beiden Gletscherströme, bis schließlich nach Zurückweichen des Saalacheises ins Reichenhaller Becken die Saalach den Durchbruch bei Piding und somit den Abfluß östlich des Höglberges Richtung Freilassing zur Salzach anlegen konnte. Über den zum Teil erodierten Seetonen des Stammbeckens

hat E. SEEFELDNER (1954) die im Raum Salzburg weit verbreiteten Schotterterrassen in eine schlernzeitliche Friedhof- (S 204) und eine gschnitzzeitliche Hammerauterrasse (S 207) gegliedert. Diese Vorstellung wurde auch von TH. PIPPAN (u.a. 1963, 1967) sowie von DEL NEGRO (Karte I/1966) und von S. PREY (GBA I/1969) auf der geologischen Karte der Umgebung von Salzburg übernommen und von Del Negro auch auf Terrassen flußabwärts von Salzburg bis über Burghausen hinaus übertragen, bis H. HEUBERGER (I/1972) nachweisen konnte, daß diese Terrassen in keinem Zusammenhang mit spätglazialen Endmoränen stünden (vgl. auch DEL NEGRO 1978). Ein spätglaziales Alter der Friedhofterrasse scheint aber auf Grund von Kryoturbationen dennoch gegeben zu sein (PIPPAN I/1969 101).

ZIEGLER (I/1983b) konnte beweisen, daß weder die Friedhof- noch die Hammerauterrasse bis Tittmoning und weiter verfolgbar wären und noch weniger höhere Terrassen, weil die Terrassierungen mit den jeweiligen Seespiegelniveaus und der Höhenlage an den Durchbrüchen zusammenhängt. Dem zurückweichenden Eisrand entsprechend, liegen die ältesten Terrassen im Norden am Durchbruch durch die Endmoränen des Würmhochstandes. Hier hatte bis zur Mündung der Salzach in den Inn bereits GÖTZINGER (I/1925 30) eine Terrassengliederung versucht, die die NT-Teilfelder und auch den Abfluß aus der Zeit der Lanzinger Phase erfaßte. Diese Terrassen lassen sich beckeneinwärts nicht weiter verfolgen. Ihnen entsprechen bei ZIEGLER (I/1983b Beilage 2) die „Nieder-, Klosterholz- und Sportplatzterrasse“. Darunter folgen eine auf den Tittmoninger Seestand von 410 m zurückgehende Klosterterrasse. Weitere nicht durchlaufende Terrassen gehen vom Durchbruch bei Laufen in 420 m, 414 m, 404 m und 391 m und dem anschließenden Salzburger Seenniveaus aus. Nur eine „Basisterrasse“ läuft von hier aus flußabwärts durch und eine subrezente Alluvialterrasse (Hochwasserbett vor der Salzachregulierung) setzt bereits oberhalb Salzburg ein, während Friedhof- und Hammerauterrasse wohl kaum über den Bereich des Salzburger Sees hinaus verfolgt werden können.

Zur zeitlichen Abfolge der spätglazialen Entwicklung liegen ¹⁴C-Datierungen und auch eine Anzahl palynologischer Ergebnisse aus den Moorgebieten vor. Das Würm-Hochglazial ist durch ein Datum aus Hannover mit 21.650 ± 250 vor 1950 aus dem Löß von Duttendorf (OÖ) nordöstlich von Burghausen gut erfaßt (TRAUB & JERZ I/1976). Der Löß liegt über einer Terrasse des Rißschotter mit Resten des Riß/Würm-Interglazialbodens und zeigt eine Abfolge, die auch anderen Lößprofilen auf rißzeitlichen HT entspricht, mit der Ausnahme, daß die oberste Lage durch einen > 4 m mächtigen NT-Schotter ersetzt ist, der von den Verfassern der Radegunder Phase des würmzeitlichen Salzachgletschers zugeschrieben wird. Jedenfalls kann das Datum auf die hochglazialen Gletscherstände bezogen werden, was den allgemeinen Erfahrungen der Gletscherhochstände um 20.000 bis 18.000 v. h. entspricht.

Die nach der Lanzinger Phase (innerster Moränenwall) einsetzende spätglaziale Abschmelzperiode beginnt nach ZIEGLER (Tabelle I/1938b 166) um 18000 v. h., ist aber eher etwas später anzunehmen. Der letzte feststellbare Gletscherstand von Laufen-Oberndorf dürfte beim Vergleich mit dem Rheingletscher um 16.000 v. h. anzusetzen sein (O. KELLER & KRAYSS, E. 1987). Während des spätglazialen Abschmelzprozesses, der palynologisch als älteste Tundrenzeit (nach FIRBAS 1949) ausgewiesen ist, setzt die nacheiszeitliche Vegetationsentwicklung ein. Nach einer Pollenanalyse von W. KLAUS (I/1967) im Walserberg-Torfmoos wird das Bölling-Interstadial (13.000 bis 12.400 v. h.) bereits innerhalb der Laufener und auch noch der Freilassinger Eisrandlage nachgewiesen, d. h. der Gletscher mußte bereits weit über Salzburg hinaus zurückgeschmolzen sein. Von H. SLUPETZKY (I/1975) veröffentlichte ^{14}C -Daten beweisen, daß selbst der Pongau um diese Zeit bereits eisfrei gewesen sein muß, was auch aus E. SEEFELDNER (I/1961 187 und 244) hervorgeht. Wir müssen also damit rechnen, daß das Abschmelzen des Gletschers noch schneller erfolgt ist, als der Tabelle von ZIEGLER (I/1983 163) zu entnehmen ist. Aus dieser Entwicklung ist abzuleiten, daß nicht nur der Eiszerfall sehr rasch vor sich gegangen sein muß, sondern auch die zurückbleibenden Seen, vor allem der Tittmoninger und der Salzburger See, nur von kurzer Dauer waren. Im Salzburger Becken zeigt die Überschüttung mit Schottern der wohl kaltzeitlichen Friedhofterrasse bei Golling an, daß die Verlandung schon im Laufe des Spätglazials abgeschlossen sein mußte. Dadurch waren die Schotter dieser beiden Terrassen nicht mit Moränen und damit nicht mit spätglazialen Gletschervorstößen oder -ständen verbunden, sie können aber auf den verstärkten periglazialen Schuttanfall während dieser spätglazialen Kälterückfälle zurückgeführt werden. Die Frage bleibt nur offen, welchen der bekannten Stadiale sie zuzuordnen sind, wobei zu berücksichtigen ist, daß der Begriff Schlern inzwischen aufgegeben wurde. D. v. HUSEN (I/1990 34–35) denkt dabei, gestützt auf TH. PIPPANS (1967 122) Beobachtung von Kryoturbationen, an flache Schwemmkegelschüttungen der größeren Seitenbäche aus dem früheren Spätglazial, als periglazialer Schuttanfall noch eine Rolle spielte. Für die bereits sehr frühe spätglaziale Verschüttung des Salzburger Sees spricht auch die von v. HUSEN zitierte Tatsache, daß es im liegenden Seeschluff noch keine Hinweise für eine dichtere Vegetation gibt (PREY 1959 221 in v. HUSEN 1990 35).

4.2 Die glazifluvialen Schüttungen der eiszeitlichen Salzachgletscher

Die Schmelzwasserschüttungen aus dem Salzachgletscher vereinen sich zwischen Burghausen und Braunau mit jenen des Inn-Chiemseegletschers und setzen dann nach der Weitung des „Schärdinger Trichters“ (PENCK & BRÜCKNER I/1909 76) im Durchbruchstal durch das Kristallin des Sau- und Neuburger Waldes zwischen Schärding und Passau weitgehend aus.

Außerhalb der ältesten Altmoränen weist L. WEINBERGER (I/1955) auf eine Schotterflur, die Geinberg-Schotter H. GRAULS (I/1937) hin, die er als präglazialzeitliche „**Eichwaldschotter**“ mit den donauzeitlichen Schottern B. Eberls am Lech- und Illergletscher vergleicht und somit als älteste in diesem Raum erkennbare glazifluviale Schüttung betrachtet.

Die Schotter setzen im Eichwald an den Nordwestausläufern des Kobernaußerwaldes in 530–520 m ein und lassen sich, unterbrochen durch die ausmündenden autochthonen Täler, mit abnehmender Breite von 5–3 km über den Gaugshamer Wald (480–470 m) bis zum Geinberg östlich Altheim (470–460 m) verfolgen. Im Sauwald könnten die Schotter von Brunnenthal in 400 m (d. i. 80 bis 100 m über dem heutigen Inn) dieser Flur entsprechen. Zugehörige Moränen fehlen bisher, wohl deshalb, weil die Vergletscherung damals kleiner war als die der nachfolgenden Eiszeiten. Nach eigenen Beobachtungen (1980) fällt die eigenartige Gelbfärbung, ein gröberes Korn als bei den Kobernaußerwaldschottern und das völlige Fehlen von Karbonaten auf. WEINBERGER (I/1955 12) begründet seine Einstufung damit, daß dieser Schotter um die deutliche Terrassenstufe von etwa 20 m höher als die ÄDS liegen, aber wie diese, was auch die Einregelung der Gerölle zeigt, dem Inntal folgen. Im Süden grenzen sie an die Süßwassermolasse des Kobernaußerwaldes, weiter nördlich an die marine Molasse des Innviertels. Er gliedert sie in eine höhere und eine tiefere Stufe. Vermeintliche Froststrukturen in den Schottern, nicht an deren Oberfläche, haben ihn bestärkt, diese Schotterflur als kaltzeitlich einzustufen. Obwohl auch Zweifel an dieser Altersstellung laut geworden sind (z. B. TH. PIPPAN I/1969 101) wird man nach heutiger Kenntnis der Quartärgliederung in diesem Höhenbereich wohl mit altpleistozänen Schottern zu rechnen haben. An dieser Einstufung haben auch J. FINK (I/1966) und auch R. MACKENBACH, obwohl nicht Schwerpunkt seiner Untersuchungen (in der Übersichtstabelle I/1984 141) festgehalten. Mackenbach sieht allerdings in der Gruppe seiner „jüngeren Schotter“ (jünger als Hausruckschotter) auf Grund seiner umfangreichen Schotter- und Schwermineralanalysen insgesamt Umlagerungsprodukte der Kobernaußerwald- und Hausruckschotter. Mit größeren Umlagerungen ist natürlich besonders in den kaltzeitlichen Abschnitten des Pleistozäns verstärkt zu rechnen. Seine Schwermineralanalysen zeigen allerdings zwischen Federnberg und den Eichwaldschottern gewisse Unterschiede. Bei letzteren finden sich vor allem hohe Anteile instabiler Komponenten (S. 37) wie Epidot, Granat und auch andere in den höheren Schüttungen zurücktretende Anteile, was neben Umlagerungsmaterial auch für eine Neuzufuhr von Schottern aus dem Salzachtrichter spricht. Anhaltspunkte für periglazial umlagerte alt- bis ältestpleistozäne Schotter haben sich auch im östlichen Hausruckviertel bei Kartierungen auf Blatt 49 Wels ergeben (KOHL, Erl. I/1997), worüber später berichtet wird.

Die älteste mit Moränen verknüpfte und damit eindeutig als glazifluviale



Abb. 22: JDS mit Mindelmoränendecke über Tertiärschotter am Nordfuß des Adenberges bei Kölln. Foto: H. Kohl 1978

Schüttung anzusprechende Schotterflur sind die **Älteren Deckenschotter (ÄDS)**. Sie schließen bei Uttendorf unmittelbar an die Günzmoräne des Siedelberges an (WEINBERGER I/1950 und I/1955 12), setzen sich, unterbrochen durch das Mattigtal, als bis 5 km breiter Streifen an die höheren Eichwaldschotter angelagert, bis zur Altheimer Ache fort. Von dort an treten in den Seitentälern niveauntersprechende autochthone (periglaziale) Schüttungen (vgl. Kartenskizzen von GRAUL I/1937 und ABERER I/1957), vor allem im Einzugsgebiet längs der Altheimer Ache und des Gurtenbaches, auf.

Auf bayerischer Seite haben EICHER & SINN (I/1974) sowie GRIMM et al. (I/1979) am Hechenberg und am Eschelberg eine Verknüpfung von Günzmoränen mit ÄDS feststellen können. Während am Höhenzug des Margarethenberges nun auch die Deckenschotter längs der Alz, die in der Karte DEL NEGRO & EBERS (I/1966) als ÄDS aufscheinen, als **Jüngere Deckenschotter (JDS)** ausgeschieden werden (GRIMM et al. I/1979).

Östlich der Salzach schließen die JDS an die Mindelmoränen des Adenberg-Sperledt-Rückens (Abb. 22 und 23) an und setzen sich, unterbrochen durch jüngere Schüttungen und angelagert an die ÄDS, jenseits des Mattigtals fort, wo sie dann auf der rechten Talseite auskeilen. Entsprechende glaziafluviale Schotter wurden auch aus dem Mattigtal herangeführt, wie Reste nördlich Lochen beweisen; ebenso entsprechen auch wieder Schüttungen aus den autochthonen Seitentälern des Innviertels diesem Niveau.

Auf bayerischer Seite sind JDS zunächst als Vorstoßschotter beiderseits der Alz (GRIMM et al. I/1979) weit verbreitet, wie sie anschließend an mindelzeitliche Endmoränen des Margarethenberges auch im Klaffelsberg ein kurzes Stück auf die Nordseite des Tales übergreifen. Schon A. PENCK (I/1909 77) weist dann auf eine Leiste von JDS unterhalb Simbach zwischen Malching und Pocking hin.

Wesentlich geschlossener treten die **Hochterrassen-Felder** auf, die auf österreichischer Seite, ausgehend von den beiden Reißmoränenwällen westlich des unteren Weillhart, an der Salzach nur ein kurzes Stück erhalten sind, östlich davon aber die Mindelmoräne des Adenberg-Sperledt mit ihren Ansätzen von JDS umschließen und sich im HT-Feld von Schwand vereinigen. Auch aus dem Mattigtal wird eine kräftige Schüttung durch die erhaltenen HT-Reste um Straßwalchen, Lengau, den langen Sporn von Mattighofen und das HT-Feld östlich Uttendorf bezeugt. Sie vereinigen sich mit den HT-Schottern des Inntales, die von Schwand über Resten zwischen Enknach und Mattig zum geschlossenen HT-Feld von St. Georgen/Mattig führen, das mit nur kurzen Unterbrechungen über Obernberg/Inn bis nördlich Suben reicht.

Westlich der Salzach können ausgedehnte HT-Felder als Vorstoß- und als Teilfeldschüttungen aus der Reißzeit zwischen den Jugendmoränen und dem Alztal den Karten DEL NEGRO & EBERS (I/1966) und W. D. GRIMM et al. (I/1979) entnommen werden (Abb. 16). An sie schließt nördlich der Alz bis



Abb. 23: JDS über zapfenartig verfestigter Günzgrundmoräne und ÄDS am Fuße des Adenberges. Foto: H. Kohl 1978

zum Inntal bei Altötting ein großes geschlossenes HT-Feld an, das sich aber unterhalb der Alzmündung in Bayern nicht fortsetzt, sondern erst nach Aufnahme der östlichen Schmelzwässer auf der österreichischen Seite. Hinweise auf eine Gliederung der Hochterrassen gibt es im Moränenbereich selbst, wo ein tiefes, von Würmschottern überdecktes HT-Niveau mit interglazialen Bodenresten beiderseits der Salzach nachgewiesen ist. Möglicherweise könnte auch die in diesem Zusammenhang noch nicht näher untersuchte „Zwischenterrasse“ WEINBERGERS (I/1955 18) am Nordrand der Schwander HT, die er als altwürmzeitlich annimmt, wie schon oben angedeutet eine spätrißzeitliche Form sein.

Am besten sind die würmzeitlichen Schmelzwasserschüttungen, die **Niederterrassen** (NT), erhalten, die westlich der Salzach, wie schon erörtert, zum Teil zur bayerischen Traun, ferner über das Sammelgerinne am Außensaum der Jugendmoränen, das auch Schüttungen aus dem mittleren Wall aufnimmt, einerseits über das Brunntal, andererseits nördlich Schnitzing über das untere Halsbachtal zur Alz führen. Dagegen entwässert das Ollerdinger Randtal vor dem dritten, dem inneren Wall, zur heutigen Salzach. Diese NT-Felder vereinen sich an der untersten Alz nördlich Burghausen zu dem ausgedehnten NT-Feld des Öttinger, Holzfeldner und Daxenthaler Forstes, das sich linksseitig auch noch nördlich der Vereinigung von Salzach

und Inn im Julbacher Hart fortsetzt. Nach Einengung dieses NT-Feldes bei Simbach geht es ab Ering in die bis Neuhaus – Schärding reichende und sich bis 7 km verbreiternde Pockinger Heide über. In Oberösterreich gehen die großen entsprechenden NT-Felder aus der Hauptschüttung am unteren Weilhart hervor, werden durch die sich im Lachforst bei Ranshofen vereinigen den Schüttungen aus dem Enknach- und Mattigtal verstärkt und setzen sich dann längs des Inn in der nördlich Altheim auskeilenden NT-Fläche des Hart fort (GÖTZINGER I/1936 122ff, WEINBERGER I/1955 Tafel II).

Anhand der Salzachterrassen im Durchbruch durch die Jungendmoränen konnte der Übergang vom Würmhoch- zum -spätglazial gut nachgewiesen werden. Demnach werden die höheren drei Terrassen als Teilfelder der Würmhochstände betrachtet, zwei weitere, die bis zum ehemaligen Tittmoninger See bzw. bis zum Durchbruch bei Laufen verfolgt werden können, ins Spätglazial gestellt und nur die im gesamten Zungenbecken entwickelte „Alluvialterrasse“ als nacheiszeitlich eingestuft (ZIEGLER I/1983 b). Weiter talabwärts wird die Abgrenzung zum Postglazial schwieriger, weil eine starke Aufgliederung in Erosionsterrassen erfolgt, während die Teilfelder des Hochglazials sich in der obersten Stufe vereinen. GÖTZINGER (GBA I/1928 und I/1929 Bl. Mattighofen und Tittmoning) hat fünf Terrassen ohne nähere Abgrenzung in den Zeitraum Spät- bis Postglazial gestellt und sie lokal noch weiter aufgegliedert. GRIMM et al. (I/1979) erwähnen im Alz-, Inn- und Salzachgebiet für diesen Zeitraum vier bis sechs Terrassenstufen. H. KOHL hat bei Begehungen 1955 oberhalb Braunau vier bis fünf Stufen feststellen können, die flußabwärts zunächst unterhalb der Mattigmündung auf vier, bei Mühlheim-Graben auf drei, südwestlich Obernberg auf zwei und schließlich auf eine Stufe zusammenlaufen.

Im Niederterrassenbereich der Pockinger Heide unterscheidet E. STÜCKL (1978) unter der obersten NT-Stufe von Malching drei spätglaziale Stufen, auf die dann noch sich ökologisch deutlich abhebende postglaziale folgen. Die Terrassenabfolge in der Pockinger Heide macht den Eindruck eines großen zerschnittenen Schwemmfächers. Bei der Ausbildung einer größeren Zahl von Erosionsterrassen oberhalb Braunau spielt sicher die Vereinigung größerer Flüsse wie Inn, Alz und Salzach eine Rolle, die aus verschiedenen Gletschergebieten, dem Inn-, Chiemsee- und dem Salzachgletscher, kommen. Sie weisen deshalb auch unterschiedliche Gefällsverhältnisse auf, worauf schon K. TROLL (I/1924 28f) hingewiesen hat. Zweifellos spielen dabei auch Einengungen im Schüttungsbereich eine Rolle, auf die jeweils schwemmkegelartige Schüttungen folgen, die bald wieder zerschnitten werden.

Die Mächtigkeiten aller dieser glazifluvialen Schüttungen schwanken beachtlich, sind aber in Moränennähe wesentlich größer, meist > 50 m und nehmen anfangs rascher, später langsamer bis \pm 10 m ab. Dabei wird am Inn unterhalb der Salzachmündung der Tertiärsockel grundsätzlich angeschnitten,

oberhalb davon aber nur lokal oder wo ältere Terrassen unmittelbar an den Fluß herantreten. Wie die Gefällsverhältnisse der glazifluvialen Schüttungen zeigen, konvergieren die Terrassen nach Norden zu; sie liegen beim ÄDS um 2,2–2,3 ‰ beim JDS um 2,3–2,4 ‰ bei den HT um 2,2–2,3 ‰ und bei den NT um 2,1–2,2 ‰ (KOHL I/1978). Eine leichte Abnahme des Gefälles zeigt sich somit von den JDS an. Deutlich heben sich aber diese Gefällsverhältnisse vom rezenten Gefälle des Inn vor dem Ausbau der Staustufen ab, das nur 0,9 ‰ erreicht. Im Vergleich dazu weist der Eichwaldschotter vor allem in seinem oberen Bereich ein stärkeres Gefälle von 2,4–2,9 ‰ auf. Bei den noch höheren und älteren Schottern nimmt es noch weiter zu. Dabei könnte sich für diesen Zeitraum die anhaltende Hebung der Alpen und auch des Hausruck-Kobernaußerwaldbereiches abzeichnen.

Die Geschiebe- und Geröllzusammensetzung der Moränen und der glazifluvialen Schüttungen wechselt nach den lokalen Verhältnissen mitunter stark. Grundsätzlich ist das gesamte Einzugsgebiet des Gletschers vertreten von den kristallinen Bestandteilen der Zentralalpen (der Hohen Tauern und der Radstätter Tauern), unter denen die Zentralgneise, Amphibolite, auch Grüngesteine wie Serpentine u.a. besonders auffallen, ferner den Grauwacken- bis zu den mannigfaltigen Kalkalpengesteinen und jenen aus der Flyschzone einschließlich Hevetikum. Im Nordteil des Zungenbeckens werden auch entsprechend Bestandteile aus der Süßwassermolasse aufgenommen wie gut gerollte Quarze und Quarzite, die immer häufiger in den glazifluvialen Schüttungen hervortreten, wobei sie viel stärker in den älteren, weniger in den jüngeren Schüttungen enthalten sind.

Die Terrassen unterscheiden sich nicht nur durch ihre Verknüpfung mit Endmoränen verschiedener Eiszeiten und die unterschiedlichen Terrassenniveaus; ihre Schotter weisen auch beachtliche Verwitterungsunterschiede und damit zusammenhängend diagenetische Veränderungen auf. Sie sind außerdem durch unterschiedliche periglaziale Überprägungen gekennzeichnet. Ein sehr wesentliches Merkmal ist die Überdeckung mit Löß bzw. Lößlehm, die mit der Entfernung von den Moränen zunimmt. Sieht man von geringfügig umlagertem Löß und Lößlehm ab, fehlen den NT diese die älteren Terrassen kennzeichnenden primär äolischen Decken. Die NT fallen auch durch ihre fast ebenen und geschlossenen, nur von den größeren Gewässern zerschnittenen Oberflächen auf, die nur eine bescheidene Bodenbildung je nach Gesteinszusammensetzung bzw. überlagernden Hochwasser- und Abschwemmungsdecken von Pararendsinen bis Parabraunerden bzw. Kalkbraunerden aufweisen. Ihre wegen der guten Wasserdurchlässigkeit vor allem bei Fehlen einer Feinsedimentdecke eher trockenen Standorte sind als landwirtschaftliche Nutzflächen nicht sehr geschätzt und werden daher seit alters her durch große Forste genutzt. Die Konglomerierung der Schotter geht kaum über eine Talrandverfestigung hinaus.

Die HT tragen eine von < 1 m im Süden bis auf > 9 m bei Suben zunehmende Lößdecke, die über dem letzten Interglazialboden auf den rißzeitlichen HT-Schottern keine diesem entsprechende Bodenbildung mehr aufweist. Wohl aber findet sich die für wärmzeitliche Lößprofile unter den hier gegebenen Klimabedingungen typische Abfolge wärmzeitlicher Lössen in Aufschlüssen bei St. Georgen/Mattig, Alheim und in Suben (weitere Ausführungen dazu im Teil III). Die großen HT-Felder, ob in der Alz-Innplatte, im Schwander HT-Feld und weiter innabwärts, zeigen bereits eine für sie sehr typische Zerdellung durch autochthone, im Bereich der noch geschlossenen Terrassenflächen einsetzende, meist wasserlose Muldentälchen, die gegen ihre Ausmündung auf die NT hin bis zu asymmetrischen Sohlentälchen entwickelt sein können (auch dazu mehr im Teil III).

Bei den außerhalb der Endmoränen nur in bescheidenen Resten erhaltenen JDS ist neben ihrer Beziehung zur Mindelmoräne ihre Lage zu den Niveaus sowohl der HT wie auch der ÄDS maßgebend, von denen sie ein Höhenunterschied von ungefähr je 15 m trennt. Dazu kommt eine entsprechend intensivere Verwitterung.

Größere Flächen sind hingegen vom ÄDS erhalten, vor allem beiderseits des unteren Mattigtals, wo sie an die Günzmoräne des Siedelberges anschließen und auch Einblick in die tiefe Verwitterung gewähren. Zwischen aufragenden, stark verfestigten Partien greifen bis 10 m tief Geologische Orgeln ein, das sind sackartige Röhren bis zu mehreren Metern Durchmesser, die durch Auflösung der Karbonate und Auslaugung entstanden sind. Sie stellen eine Art Karsterscheinung dar, in deren Hohlräume die intensiv braune bis rotbraune lehmige Verwitterungsdecke der Oberfläche, aber auch überlagernder Lößlehm nachsackt und sie vollständig erfüllen kann. Diese hier für die ÄDS sehr typischen Erscheinungen wurden in der Literatur immer wieder erwähnt (GÖTZINGER I/1936 123ff; WEINBERGER I/1953 238). Typisch für beide Deckenschotter ist auch eine durch fossile, interglaziale Bodenbildungen gegliederte Lößdecke, die beim ÄDS von Mauerkirchen auf > 10 m zunimmt und eine weiter gehende Gliederung aufweist als beim JSD.

5 DER BEREICH DER EISZEITLICHEN TRAUNGLETSCHER

Der dem Salzachgletscher im Osten benachbarte Traungletscher unterscheidet sich in vieler Hinsicht von seinem westlichen Nachbarn. Führen die Eismassen des aus den Zentralalpen kommenden und im Bereich der Kalkalpen entsprechend verstärkten Salzachgletschers auch noch in der Würmeiszeit zu einem großen, gemeinsamen, fast 40 km vom geomorphologischen Alpenrand bis in die Molassezone vordringenden Vorlandgletscher, so

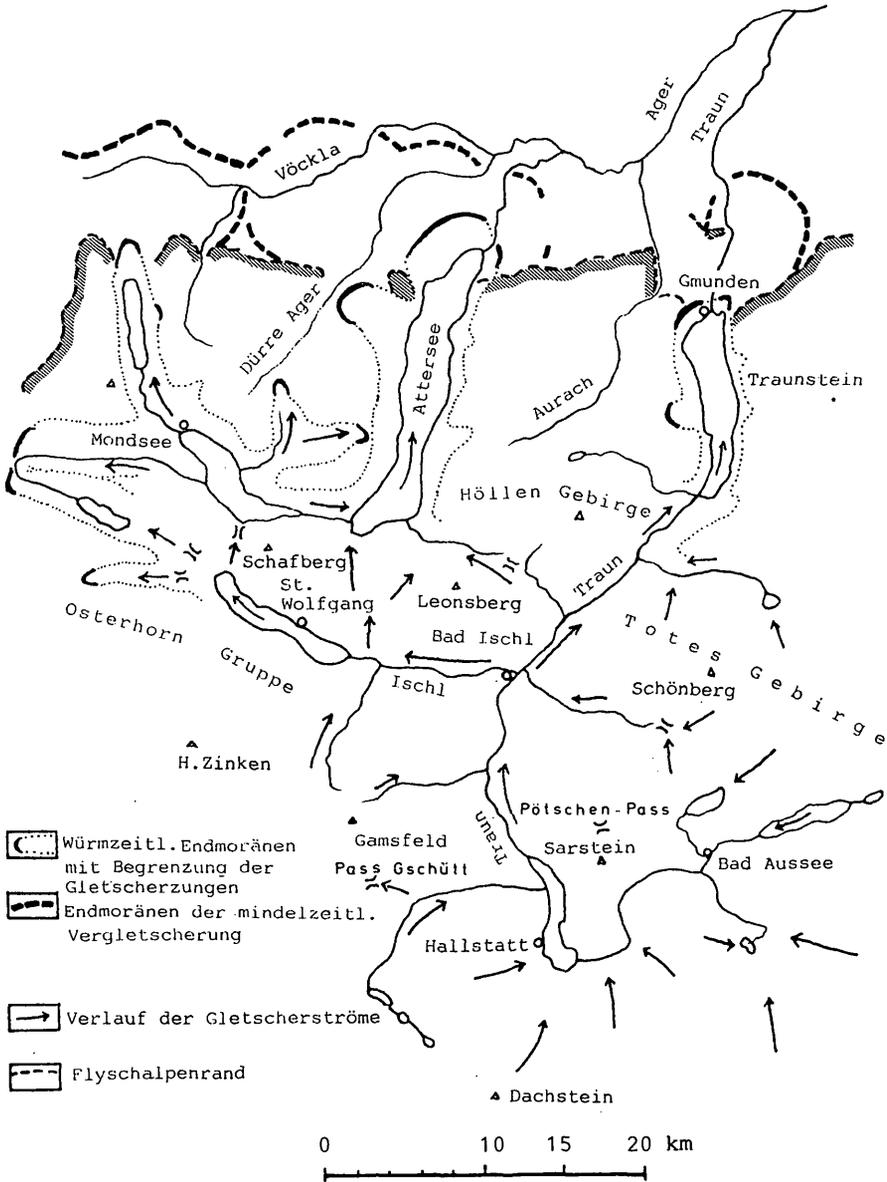


Abb. 24: Einzugsgebiet und Verzweigung der eiszeitlichen Traungletscher.
Zeichnung: H. Kohl

enden die sich ab Bad Ischl immer weiter verzweigenden Äste des Traungletschers (Abb. 24) in der Würmeiszeit jeweils getrennt am Alpenrand oder auch noch innerhalb der Voralpen. Die Gletscher der älteren Eiszeiten konnten sich noch ein Stück ins Vorland vorschieben, wobei sich die Eismassen der westlichen Zweige an den tertiären Schottermassen des Hausruck-Kobernaufwaldes stauten und nur der Traunseezweig sich ungehindert entfalten konnte. Zur Entwicklung eines gemeinsamen Stammbeckens wie bei Salzburg ist es dabei nicht gekommen. Wohl aber sind in Abhängigkeit vom geologischen Bau an den großen Verzweigungsstellen (Bad Ischl, Mondsee) Teilbecken entstanden, an die dann erst die mit wenigen Ausnahmen von Seen erfüllten Becken der jeweiligen Gletscherenden (Fuschlsee, Irrsee, Attersee, Traunsee) anschließen, die mit Zweigbecken vergleichbar sind (Abb. 25).

Das Hauptnährgebiet der Traungletscher liegt innerhalb der Kalkhochalpen, im Dachstein und im Toten Gebirge. Während die Eismassen vom zentralen Dachstein zum Großteil nach Norden unmittelbar dem Trauntal zuströmten, sind jene aus dem Toten Gebirge überwiegend dessen Abdachung nach Süden gefolgt und zum Mitterndorfer und Ausseer Becken abgeflossen. Sie haben sich dort mit jenen aus dem östlichen Dachsteingebiet vereint und sind, verstärkt durch Eis auch vom Ennsgletscher als breite geschlossene Eismasse, nur von wenigen Nunatakern überragt, ebenfalls durch das Trauntal, aber auch über die Schwellen des Pötschen Passes sowie der Blaa-Alm bei Altaussee in das Becken von Bad Ischl vorgestoßen. Vom Westrand des Dachsteins ist ein Teil des über das Abtenauer Becken dem Salzachgletscher zugeführten Eises über das Strobl Weißenbachtal ebenfalls zum Traungletscher gelangt.

Der größere westliche Trauntal-Zweigletscher folgte von Bad Ischl an der Ausräumungszone längs Deckenüberschiebungen und der tiefgreifenden Wolfgangseestörung, drang bis ins Fuschlsee Becken und ins Brunnbachtal vor und gab noch beträchtliche Eismassen beiderseits des Schafberges über die Schwellen des Scharfling Passes und der Schwarzenseefurche nach Norden ab. Dieses Eis sammelte sich in der ebenfalls durch Überschiebungsgrenzen der Höllengebirgs- und der Bajuwarischen Decke vorgezeichneten Talung, die gleichzeitig die Grenze zwischen Kalk- und Flyschalpen darstellt. Vom hier gelegenen Mondseebecken aus stießen abermals Gletscherzweige nach Westen (Thalgau-), Norden (Irrsee-) und nach Nordosten (Oberwanger Gletscher mit dem Oberaschauer Lobus) vor. Nach Osten bestand eine Eisverbindung zum vorwiegend über die Schwarzenseefurche und vom Traunseezweigletscher her über die Weißenbachtalung gespeisten Atterseeegletscher. Die Anlage des nach Norden führenden Atterseebeckens geht auf eine Störung zurück, längs der die Deckenüberschiebung der Kalkalpen um einige Kilometer nach Norden versetzt ist.

Der östlichste Gletscherzweig, der Traunsee-Gletscher, folgte von Bad Ischl weg weiter dem ebenfalls tektonisch vorgezeichneten Trauntal zum Traunseebecken, wo die Deckenüberschiebung der Kalkalpen abermals um 4 bis 5 km nach Norden versetzt ist. Vom steilen Nordabfall des Toten Gebirges erhält dieser Zweiggletscher nochmals eine nennenswerte Eiszufuhr über das Frauenweißenbachtal, in geringerem Ausmaß auch noch vom Höllengebirge und vom Traunstein.

In das übrige Traungletscher-System wird Eis auch aus der Lokalvergletscherung der Gamsfeld-, der Osterhorn- und der Schafberggruppe sowie aus dem Höllengebirge, in geringem Ausmaß auch vom Katergebirge und vom Leonsberg bei Bad Ischl eingebracht. Eiszuflüsse verstärkten das Traungletscher-System ferner, wie schon erwähnt, über das Mitterndorfer Becken vom Gletscher des steirischen Ennstales, wie es über das Abtenauer Becken auch mit dem Salzachgletscher und dessen Einzugsgebiet in Verbindung stand.

So folgten die Traungletscherzweige, begünstigt durch die tektonischen Verhältnisse des Salzkammergutes, einem schon in seinen Grundzügen präglazial angelegten Talnetz und waren somit noch ein Teil des nordalpinen Eisstromnetzes.

Die vorliegende, den heutigen Stand der Forschung wiedergebende Darstellung stützt sich auf die jüngereren und jüngsten Arbeiten, die in den seit 1982 erschienen geologischen Karten 1:50.000, Blatt 96 Bad Ischl (GBA I/1982), Blatt 95 St. Wolfgang (GBA I/1982), Blatt 65 Mondsee (GBA I/1989), Blatt 66 Gmunden (GBA I/1996) sowie in den Aufnahmeberichten des noch nicht veröffentlichten Blattes 64 Straßwalchen (v. HUSEN I/1982/83, I/1986, I/1989/90, I/1992–94) ihren Niederschlag gefunden haben. Eine kurze übersichtliche Zusammenfassung bietet der Exkursionsführer B-1 zur DEUQUA-Tagung in Gmunden 1996 (v. HUSEN I/1996). Dazu kommt die Entdeckung des Mondsee-Interglazials und dessen weitere Untersuchungen (KLAUS I/1975, KOHL & KLAUS I/1978 und DRESCHER-SCHNEIDER in v. HUSEN I/1996). Vor allem aber ist die Neubearbeitung des gesamten Trauntales in Verbindung mit modernen Untersuchungsmethoden durch D. VAN HUSEN (und I. DRAXLER) hervorzuheben; deren Ergebnisse neben vielen Diagrammen und Schnitten in einer quartärgeologischen Karte 1:50.000 dargestellt sind (I/1977). Daneben verdienen aber auch Teilbearbeitungen und Untersuchungen besonders von G. GÖTZINGER (seit 1936), von K. WICHE (I/1949a,b; I/1963), im Traunseebecken von H. KOHL (I/1976a) erwähnt zu werden. Seither sind weitere vielseitige Forschungen vor allem zur spät- und postglazialen Entwicklung gefolgt, unter denen die Ergebnisse der im Auftrage der öö. Landesregierung durchgeführten Untersuchungen in den größeren Seebecken des Salzkammergutes und die sich daraus ergebenden Folgearbeiten zu nennen (SCHNEIDER et al. I/1984, I/1986, I/1987 und DANIELOPOL et al. I/1985), wobei bezüglich der palynologischen Details auf Teil III verwiesen wird. Im Alt-

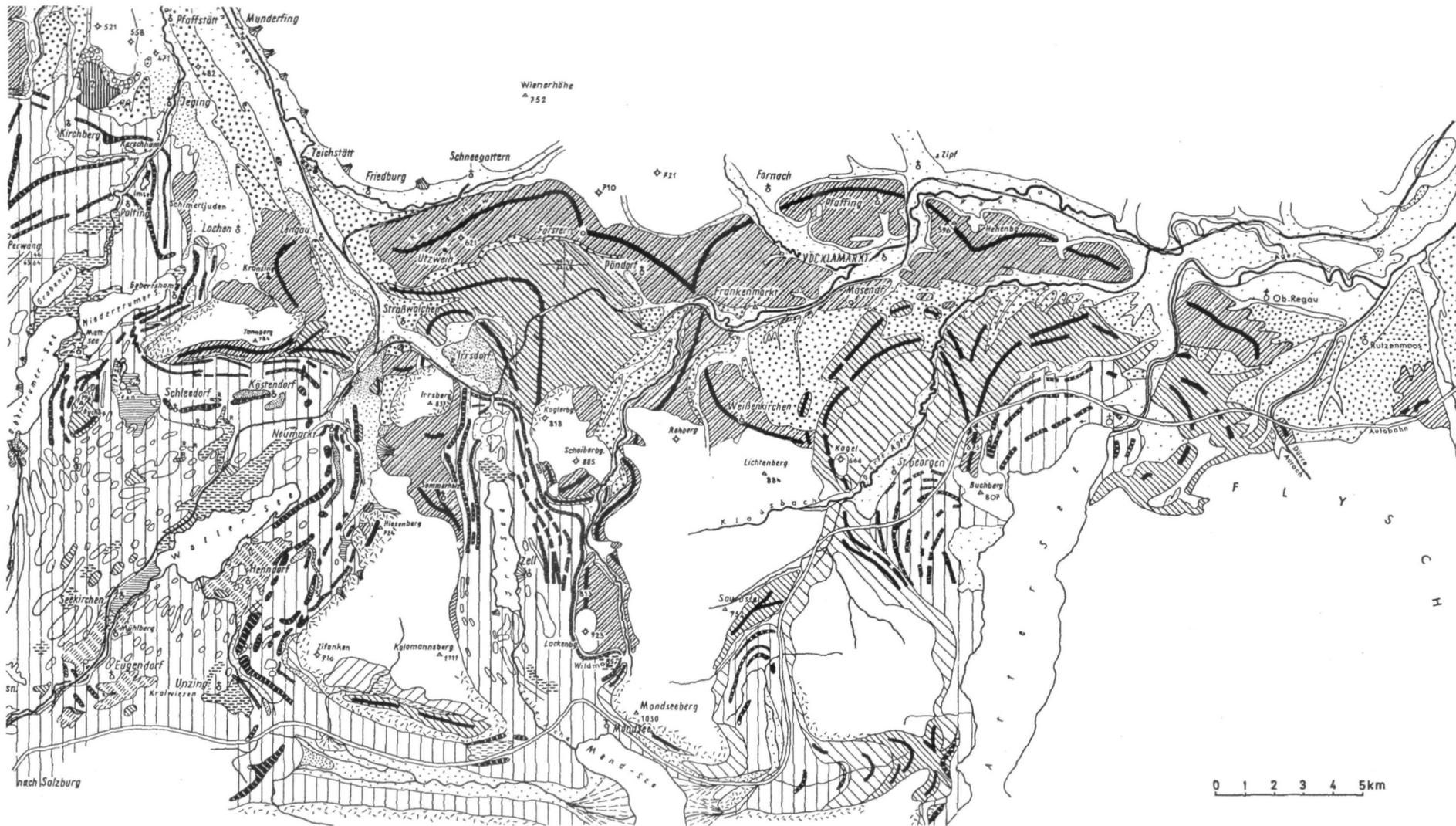
moränenbereich konnte durch die erwähnten Kartierungen die grundlegende Altmoränengliederung L. WEINBERGERS (DEL NEGRO I/1969) verfeinert und weiter ausgebaut werden. Im Traunseevorland hat H. KOHL (Ber. 1997 und in Druckvorbereitung) versucht, auf Grund jüngster Kartierungen unterschiedliche Auffassungen (PREY I/1949a, I/1953, I/1955) aufzuklären.

5.1 Die westlichen Zweige der eiszeitlichen Traungletscher

Während die Jungendmoränen der Würmzeit eine vollständige Trennung zwischen dem Irrseezweig des Traunseegletschers und dem Ostrand des Salzachgletschers anzeigen, lassen die **Altmoränen**, schon die Riß-, vor allem aber die Mindelmoränen im Raum Straßwalchen eine Vereinigung der beiden Gletscher erkennen. Zur Mindel- und Rißeiszeit ist auch mit einer Verschmelzung der beiden Gletscher im Bereich des Sattels von Sommerholz (GÖTZINGER I/1940, WEINBERGER I/1955) zwischen dem Irrsberg (844 m) und dem südlich anschließenden Flysch-Höhenzug des Kolomannberges (1114 m) zu rechnen, was dann auch südlich davon am Thalgau- und am Fuschlseezweig sowie im Raume Faistenau (Brunnbachau) der Fall war.

Den besten Überblick über den Verlauf der Altmoränen im Bereich der Vöckla-Ager-Pforte bildet immer noch die Karte von L. WEINBERGER in DEL NEGRO I/1969, siehe Abb. 25), wenn auch durch die oben angeführten jüngeren Kartierungen Ergänzungen möglich geworden sind. Demnach bilden den äußersten Moränenkranz die breiten und tiefgründig verwitterten, vom Irrsee- und vom Attersee-Zweiggletscher hinterlassenen Endmoränen der *Mindelzeit*, die bis zum Durchbruch der Vöckla südlich Redl-Zipf unmittelbar an den Kobernauserwald herandrängen. Die Endmoränen beider Gletscherzweige berühren sich in der Frankenmarkter Pforte westlich des Ortes, wo sie von der Vöckla durchbrochen werden. Auf den Irrsee-Zweiggletscher ist der bis 636 m hohe Höhenzug der Krenwaldes zurückzuführen, sowie dessen Fortsetzung in der Altmoräne von Pöndorf (575 m), die südlich des Vöckla-Durchbruches an den Rehberg (822 m) der Flyschalpen anschließt.

Östlich davon setzt bei Weißenkirchen i. A. in > 650 m die mindelzeitliche Endmoräne des Attersee-Zweiggletschers am Fuß des Lichtenberges (884 m) ein. Sie führt über die Frankenmarkter Pforte an den Kobernauserwald heran und weiter, noch 575 m Höhe erreichend, über Pfaffing zum Vöckla-Durchbruch bei Redl-Zipf. Bei Mösendorf südwestlich Vöcklamarkt greift dieser Moränenzug auch auf die Südseite des Vöcklatales über und erreicht dort mit etwa 4 km seine größte Breite. Weiter östlich wird er dann im > 600 m aufragenden Höhenzug von Hehenberg durch das hier bereits breite Vöcklatal vom Hausruck und dessen Ausläufern getrennt. Südlich Timelkam erfolgt



- Untergrund
- Glazialgeröllstreu auf Untergrund
- Eichwaldschotter
- 1. EISZEIT**
- Günzmoräne
- Älterer Deckenschotter
- 2. EISZEIT**
- Mindel-Grundmoränenlandschaft, drumlinisiert
- Mindel-Endmoräne mit Wall
- Jüngerer Deckenschotter

- 3. EISZEIT**
- Rib-Grundmoränenlandschaft (Altmoräne)
- Rib-Endmoräne mit Wall
- Hochterrasse
- 4. EISZEIT incl. Spät- und Nacheiszeit**
- Würm-Moräne mit Endmoränenwall
- Drumlin
- Grundmoränenrücken (Wachberg, Tarsdorf, Haunsberg)
- Aire Platte (präwürmzeitlich, mit Jungmoränendecke)
- Kames

- Osar (Jbmer Moos, Imsee, Henndorf, Unzing u.a.O.)
- Kamestrasse (NW vom Holzöster See)
- Randterrasse und Deltaschotter
- Bändertone, vielfach Moore
- Zwischenterrasse (zwischen Hppt. und Ndt.)
- Niederterrasse (1•Obere Ndt., 2•Untere Ndt.)
- Spät- u. nacheiszeitliche Flußterrassen inclusive Austufen
- Laufenschotter
- Schuttkegel
- Moore

Abb. 25: Alt- und Jungmoränengürtel der westlichen Zweige der eiszeitlichen Traungletscher nach WEINBERGER et al. in FINK 1976 Taf. I

eine Unterbrechung durch das Agertal, anschließend setzt er sich östlich davon nach L. WEINBERGER (DEL NEGRO I/1969) im breiten Rücken von Obereck (519 m) fort. Möglicherweise liegt auch noch südlich der Autobahn A-1 in einem der dem Flyschalpenrand vorgelagerten Hügel ein Rest dieser Mindelmoräne vor.

Im geologischen Kartenblatt 66 Gmunden scheidet v. HUSEN im Höhenbereich von Obereck nur quarzreichen Kies des Altpleistozäns aus, wobei aber eine Anzahl erratischer Blöcke eingetragen ist, die Hügel am Alpenrand werden als Kies- und Sandkörper der ÄDS ausgeschieden. Anlässlich einer Begutachtung von 1978 aufgetretenen Erdfällen in Obereck durch den Verfasser hat sich gezeigt, daß es sich bei den kreisrunden bis ovalen trichterförmigen Einbrüchen mit Durchmesser von 1,5 m bis 5 m und bis zu einem Abstand von 3–5 m konzentrisch um das Einbruchszentrum verlaufenden Rissen, um geologische Orgeln handelte. Laut Aussage des betroffenen Bauern sind solche Erdfälle auch schon früher in der Umgebung aufgetreten. Ähnliche Erscheinungen konnte der Verfasser schon 1976 in der Mindelmoräne der Umgebung von Weißenkirchen i. A. feststellen. Auch G. GÖRZINGER erwähnt in Mindelmoränen östlich Frankenmarkt 8–10 m tiefe Geologische Orgeln (I/1936 115). Die Entstehung dieser Erdfälle setzt einen größeren Anteil inzwischen aufgelöster und ausgelaugter Karbonatbestandteile voraus, die aber in den wiederholt umgelagerten quarzreichen Kiesen von Obereck nicht zu erwarten sind. Man wird also zu Recht mit L. WEINBERGER im Hangendbereich eine mindeleiszeitliche Moräne annehmen dürfen. Da eine Verknüpfung mit Rißsedimenten auszuschließen ist, Günzmoräne an der Oberfläche im gesamten Raum bisher nicht nachgewiesen werden konnte und sich der Höhenzug zwanglos als Fortsetzung des vom Agertal unterbrochenen Mindelmoränenkranzes erweist, besteht kein Grund, Weinbergers Einstufung anzuzweifeln.

Tatsache ist jedoch, daß im Liegenden dieser Moräne quarzreiche Schotter über den am Nord-Abfall z. T. ausbeißenden Tertiärsockel verbreitet sind. Da diese an Quarz- und auch anderen verwitterungsbeständigen Anteilen reichen Schotter auch in der Traun-Enns-Platte im Liegenden der ÄDS auftreten und sich dort nicht mehr von diesen abtrennen lassen, besteht die Wahrscheinlichkeit, daß am Obereck an dem nicht näher einzusehenden Aufbau auch noch Günzsedimente dazwischen geschaltet sind. Es ist ja kaum anzunehmen, daß die aus dem Salzachtal und aus dem Trauntal nördlich Gmunden so weit ins Vorland vorgestoßenen Günzgletscher ausgerechnet in diesem Zwischenbereich keine Spuren hinterlassen hätten. Einige Anhaltspunkte dafür lassen sich aus den hier weit verbreiteten quarzreichen Schottern ableiten.

Diese Schotter beschreibt H. SPERL (I/1982, I/1983) als umgelagerte Hausruck- und Kobernaußerswaldschotter aus Basislagen von Quartärsedimenten.

Sie werden um Frankenmarkt, ferner längs der Freudenthaler Ache sowie südlich Vöcklamarkt als Prägünzschotter ausgeschieden. Schon G. GÖTZINGER (I/1936 111f) erwähnte sie im Liegenden der glazigenen und glazifluvialen Sedimente längs des Vöcklatales und neuerdings auch H. G. KRENMAYER (I/1989b). Auf dem geologischen Kartenblatt 65 Mondsee (GBA I/1989) sind bei Frankenmarkt über diesen Quarzschottern auch Günz-Vorstoßschotter mit einem Rest einer Günz-Grundmoräne ausgeschieden. Da der gesamte Moränenkomplex schlecht aufgeschlossen ist, wird man grundsätzlich mit überdeckten Resten günzzeitlicher Moränen und auch entsprechenden Schottern (ÄDS) rechnen müssen.

Bei H. SPERL (I/1984) finden sich auch Hinweise auf eine weitere Gliederung der Mindelmoränen, so dürfte ein undeutlicher Wall bei Kropfling nordwestlich Vöcklamarkt und bei Röth nordöstlich Frankenmarkt einen inneren Eisstand der Mindelvergletscherung anzeigen. Auch die geologische Karte Bl. 65 Mondsee verzeichnet jeweils zwei mindelzeitliche Moränenansätze an die Flyschalpen vom Irrsee-Gletscherzweig am Ostfuß des Kogler Berges und vom Atterseezweig am Nordfuß des Lichtenberges bei Weißenkirchen i.A.. Moränenreste eines breiten Irrseezweigletschers aus der Mindeleiszeit finden sich auch bereits tief in den Flyschalpen im obersten Vöcklatal östlich des Wildmooses.

Es wird sich demnach auch hier, wie am Traunseezweig nachgewiesen, um einen mehrere Eisstände umfassenden Mindelmoränenkomplex handeln. Vielleicht gestatten in Zukunft bessere Aufschlußverhältnisse die Klärung dieser noch weitgehend offenen Fragen.

Die Moränen der **Rißzeit** sind in die mindelzeitlichen Zungenbecken eingelagert, wobei L. WEINBERGER (in DEL NEGRO I/1969), den Verhältnissen auf der österreichischen Seite des Salzachgletschers entsprechend, jeweils zwei im Gelände deutlich hervortretende Endmoränenwälle unterscheidet. Als Abgrenzung gegen die Mindelmoränen zeichnen sich Umfließungsrinnen ab, die am **Irrseezweig** etwa durch den Verlauf des Kirchhamer Baches, an seinem Ostrand durch das nach Norden ziehende Vöcklatal gekennzeichnet sind. Der dominierende rißzeitliche Höhenzug, der sogar die Mindelmoräne des Krenwaldes an Höhe übertrifft, setzt auf der Westseite des Kogler Berges in etwa 660 m an die Flyschalpen an, zieht – die heutige Wasserscheide bildend – unmittelbar über die Bahnstation Ederbauer nach Norden, biegt dann scharf nach Westen um, erreicht hier etwa 650–640 m NN, ehe er am Hainbach, einem Quellbach des breiten Mattigtales nördlich Straßwalchen, abbricht.

In das von diesem Höhenzug umschlossene Becken ist ein weiterer um 60–70 m niedrigerer Wall eingelagert, der im Norden und Osten das engere Becken von Irrsdorf umschließt. Während der höhere äußere Wall noch auf eine Vereinigung des Irrseezweiges mit dem Wallerseezweig des Salzachglet-

schers schließen läßt, ist der durch den inneren Wall abgegrenzte Gletscher bereits auf den Irrseezweig des Traungletschers beschränkt, wie auch der innere Rißwall des Wallerseezweiges bei Steindorf eine Vereinigung der beiden Gletscher zu dieser Zeit ausschließt.

Überreste der Rißmoränen gibt es auch im obersten Vöcklatal (v. HUSEN Ber. I/1987), in das Eis über den Sattel beim Wildmoos nördlich Mondsee eingedrungen ist, das zwei hohe steil zum ehemaligen Gletscherende bei der Vormooser Mühle abfallende Moränenwälle hinterlassen hat. Völlig getrennt davon drang ferner Eis vom Irrseelobus über den Sattel von Haslau in das Vöcklatal ein und hat bereits anschließend an die Flyschaufragung des Lackenberges hohe Moränenwälle hinterlassen. Diese setzen sich in der kleinen Weitung bei Haslau – einem lokalen Zungenbecken – fort, von wo aus Moränenwälle bei Oberholz noch ein Vordringen von Rißeis über die das Haslauer Becken abschließende Talenge hinaus bezeugen. Außerdem deutet ein Moränenrest bei Haslau auf einen späteren Rißstand hin. Längs all dieser Stände lassen sich HT-Felder ableiten, die sich nördlich des Flyschalpenrandes mit HT-Feldern verbinden, die von den weit ausladenden Endmoränenwällen des Irrseelobus ausgehen.

Während bei L. WEINBERGER (I/1955) diese Altmoränen des obersten Vöcklatales der Mindeleiszeit zugeordnet werden, stellt sie v. Husen ins Riß, was infolge der Verknüpfung mit HT gerechtfertigt erscheint. Nur ein noch höherer Wall nordöstlich des Wildmooses wird auch von v. HUSEN als mindelzeitlich ausgeschieden (GBA Bl. Mondsee I/1989). Leider liegt bisher nur der Kartierungsbefund der Karte vor ohne entsprechende Erläuterungen, so daß aus den verschiedenen verzeichneten Rißeisständen nicht hervorgeht, ob davon auch eine weitere Gliederung der Rißeiszeit abgeleitet werden könnte.

Auch im Oberwanger Tal umschließen höher gelegene, in mehrere Wälle gegliederte Altmoränen ein größeres Zungenbecken, das bis zur Einengung bei Straß reicht und dort die rißeiszeitlichen Endmoränen vom St. Georgener Lobus des Attersee-Zweigletschers berührt. Während eines Riß-Maximalstandes dürfte hier eine kurze Vereinigung der beiden Gletscherzweige bestanden haben. Bei dem vom Oberwanger Zweiggletscher sich nach Osten gegen den Attersee hin erstreckenden Eislobus von Oberaschau sind ältere Moränen kaum erhalten. Es ist damit zu rechnen, daß sich im Riß und wohl auch in den noch älteren Eiszeiten dieser Eislobus mit dem Attersee-Zweigletscher vereinigt hatte.

Am Atterseezweig sind die Rißmoränen mit Ausnahme eines undeutlichen Maximalstandes bereits weiter von den Mindelmoränen abgesetzt, womit Raum für Schmelzwasserschüttungen (HT) bleibt, die ab Frankenmarkt die Vöckla, weiter östlich die untere Dürre Ager an die älteren Altmoränen der Mindeleiszeit herandrängen und die Vöckla sogar zum Durchbruch durch sie zwingen. Die Abflußrichtung erfolgt bereits zur Gänze nach Osten hin zur Ager.

Die isolierte Flyschaufragung des Buchberges (807 m) am Attersee teilt die rißzeitlichen Attersee-Zweigglletscher in die zwei Loben von St. Georgen i. A., dessen Schmelzwässer die Dürre Ager aufnimmt, und jenem von Seewalchen-Schörfling, aus dem die Ager hervorgeht, der heutige Abfluß des Attersees. Dieser führte zur Rißeiszeit östlich Schörfling zur Dürren Aurach und erreichte über Rutzenmoos erst unterhalb Vöcklabruck das heutige Agertal (das ehemalige Vöcklatal). Die Ansätze des St. Georgener Lobus an die Flyschalpen sind bereits westlich Nußdorf am Attersee zu finden (GBA Bl. 65 Mondsee I/1989), von wo sich von > 700 m an ein fast geschlossener Wall bis an die Dürre Ager zur isolierten Flyschaufragung des Kogls (666 m) erstreckt, sich aber schon vorher in einen äußeren und einen inneren Wall aufspaltet, so daß hier während der größten rißzeitlichen Eisausdehnung die erwähnte Vereinigung mit dem Oberwanger Zweig wahrscheinlich ist. Während des größten Eisstandes muß auch die Talmulde westlich des Kogls vom Eis erfüllt gewesen sein, was aus dem Verlauf der äußersten Rißmoränen nördlich des Kogls hervorgeht. Die neue geologische Karte (Bl. 65 Mondsee) läßt hier aber auch noch eine weitere Differenzierung in drei bis vier Gletscherstände erkennen, wobei der höchste Wall noch 600 m überschreitet.

Östlich der Dürren Ager berührt dieser Lobus längs einer gemeinsamen zum Buchberg hin bis > 650 m ansteigende Moräne den Seewalchen-Schörflinger Lobus. Auch hier ist eine weitere Differenzierung der Rißendmoränen angedeutet. Östlich der Ager zieht wieder deutlich ein äußerer Wall bei Neuhausen-Reibersdorf und ein innerer längs des Steinbaches entlang; beide schließen nach der geologischen Karte (GBA Bl. Gmunden I/1996) bei Würzing in etwa 520 m an den Sulzberg (624 m) der Flyschalpen an.

Im Süden des Höhenzuges von Hehenberg und bei Mösendorf verweist SPERL (Ber. I/1984) auf einen beachtlich über die Rißmoränen Weinbergers hinausgehenden Gletscherstand der Rißeiszeit, der zumindest den Südrand der Mindelmoräne bedeckt. Schon G. GÖTZINGER (I/1936) hat hier u.a. bei Mösendorf von einer Anlagerung der Rißmoränen an die älteren Mindelmoräne berichtet, wobei auch die dazwischen liegende HT von Riß-Grundmoräne bedeckt sein müßte. Weiter östlich vertritt er an der Dürren Ager nahe Gampern die Meinung, daß die Moräne des Rißhochstandes ältere Moränen (Mindel) überdeckte; es ist das eine Stelle, an der die Geol. Karte Bl. 65 Mondsee (I/1989) HT verzeichnet. Nach H. SPERL (I/1983) sind die Moränen des Riß-Hochstandes und auch die daran im Norden anschließende HT beim Vorstoß zum Riß-Maximalstand vom Eis überfahren und dabei entsprechend überformt worden. Bei diesen Moränen eines Riß-Maximalstandes scheint es sich um eine Parallelerscheinung zu den äußersten Rißmoränen W. D. GRIMMS et al. (I/1979) der bayerischen Seite des Salzachgletschers auf dem Margarethenberg zu handeln. Damit muß auch für die Rißeiszeit mit einer weiteren Aufgliederung der Moränen gerechnet werden, als bisher angenommen

worden ist. Wie weit damit auch entsprechende klimatische Schwankungen verbunden waren, ist hier noch völlig unklar. Andeutungen dazu enthalten H. SPERLS Aufnahmeberichte, wo er eine konglomerierte, von Reiß-Grundmoräne überdeckte Reiß-Endmoräne beim Kogl (I/1982) und eine überfahrene Reiß-Moräne (I/1983) erwähnt, andererseits im nördlichen Oberwangental auch von spätrißezeitlichen Endmoränen spricht (I/1982). Vielleicht werden auch hier die noch ausstehenden Erläuterungen nähere Angaben dazu bringen.

Weiter alpenwärts verweisen nur mehr vereinzelt Grundmoränenreste, Moränenstreu und erratische Gesteinsstücke auf Grund ihrer Höhenlage oder ihrer Erhaltung unter würmzeitlichen Grundmoränen auf präwürmzeitliche Vergletscherungen. So ist z. B. auf Blatt Mondsee (GBA I/1989) unweit der Eisenau nördlich des Schafberges ein rißezeitlicher Eisrandkörper in 1020–1070 m verzeichnet. Solche älteren Sedimente können nicht immer eindeutig einer bestimmten Eiszeit zugeordnet werden. Immerhin geht insgesamt daraus hervor, daß in diesen älteren Eiszeiten nicht nur mit einer durch die Endmoränen belegten größeren Ausdehnung der jeweiligen Gletscherenden zu rechnen ist, sondern auch mit einer entsprechend höheren Eisoberfläche, die zu einem noch ausgeprägteren Eisstromnetz geführt hat als noch zur Würmeiszeit.

Anläßlich des Baues der Westautobahn (A-1) sind bei Mondsee zwischen dem Moosbach, dem Steiner und Pichler Bach unter der würmeiszeitlichen Grundmoräne vorbelastete Seetone und -mergel wie auch Schluffe und Feinsande festgestellt worden, die auf einen ursprünglich bis 540 m hoch reichenden Seespiegel, also um 60 m höher als der des heutigen Mondsees (SCHADLER I/1958) schließen lassen. Diese z. T. gebänderten Sedimente haben lagenweise reichlich Pflanzenreste enthalten. Palynologische Untersuchungen durch W. KLAUS (I/1957, 1976) haben eine vollständige Abfolge des Reiß/Würm-Interglazials ergeben, das dem Eem im nordischen Vereisungsbereich entspricht. Bohrungen und weitere Untersuchungen haben auch eine Liegendmoräne erschlossen, die demnach der Reißeiszeit zugeordnet wird, und über dem Interglazial die typische Abfolge des durch interstadiale Schwankungen gekennzeichneten Frühwürmabschnittes (KOHL & KLAUS in FINK I/1978; DRESCHER-SCHNEIDER 1996). In der Sedimentabfolge sieht v. HUSEN einen limnischen Deltakomplex (I/1996 7), der von der nachfolgenden hochwürmzeitlichen Glazialerosion weitgehend verschont geblieben ist. Weitere Details zu dieser als „Mondsee-Interglazial“ in die Fachliteratur eingegangenen Wärmezeit werden im Teil III folgen.

Deutlich von den rißeiszeitlichen Gletscherenden abgesetzt, folgen alpenwärts die Jungmoränengürtel der **Würmeiszeit**. Sie erreichen nur mehr am Irrsee und am Attersee gerade noch den Alpenrand, bzw. überschreiten diesen am Seewalchen-Schörfling-Lobus noch geringfügig, während die dazwischen liegenden vom Mondseebecken ausgehenden Eisverzweigungen

ins oberste Vöcklatal, ins Oberwanger Tal und von dort abzweigend in die Oberaschauer Bucht tief in den Flyschalpen steckengeblieben sind. Das gilt noch mehr für die äußersten nach Westen vorgedrungenen Traungletscherzweige des Thalgaus, Fuschelseebeckens und des Brunnbachtals, die nur mehr geringfügig über die Kalkvoralpen hinausgekommen sind bzw. bereits in diesen enden wie der Brunnbachzweig.

Bei den nach Norden zum Vorland hin strebenden Gletscherzweigen war eine freiere Entwicklung des Moränengürtels möglich, während die nach Westen orientierten, durch die Berührung mit dem benachbarten großen Salzachgletscher behindert waren. Während schon WEINBERGER im wesentlichen seine am Salzachgletscher gewonnene Dreigliederung der Würmendoränen an den Zweiggletschern des Irrsee- und auch an den beiden Loben des Atterseegletschers wieder findet, sieht auch v. HUSEN (I/1977) die am Traunseezweig erkannte Moränenabfolge, von kleineren lokalen Abweichungen abgesehen, bestätigt. Demnach unterscheidet er einen „Maximalstand“, dessen Moränen meist schwächer entwickelt sind, einen anhaltenden „Hochstand“ mit stark ausgeprägten Endmoränenwällen, die lokal auch weiter aufgegliedert sein können, und einen „inneren Stand“, den er als ersten Rückzugsstand betrachtet.

Im Süd-Nord gestreckten Irrseebecken mit einer Seetiefe von nur 32 m, dem flachsten der drei Randseen der Traungletscherzweige, sind vor allem die Seitenmoränen beiderseits des Sees gut, z. T. geschlossen erhalten: GÖTZINGER (I/1940) hat hier 6 bis 8 Wälle unterschieden. Im Norden umschließen sie, weniger deutlich ausgeprägt, das Zungenbecken bei Oberhofen-Rabenschwand. Der gut entwickelte Wall des Hochstandes läßt sich im Westen schon vom Abfall des Kolomannsberges von etwa 800 m an, nach Norden bis unter 600 m abfallend, verfolgen. Entsprechend setzt auf der Ostseite unmittelbar westlich des Lackenberges in 780 m ein ausgeprägter Wall ein, der nach Osten etwas ausgestülpt zum Sattel von Haslau zieht und dann weiter am Westfuß des Flyschrückens Schoiber-Koglerberg, bis er nordöstlich Oberhofen auf dieser Seite das Zungenbecken abschließt. Auch das kleine Wildmoosbecken nördlich von Mondsee ist zu dieser Zeit noch von einem kleinen Eislappen erfüllt gewesen, der mehrere Moränenwälle hinterlassen hat. Hinweise auf einen Maximalstand sieht v. HUSEN (Ber. I/1982 und GBA Bl. Ischl I/1989) in der kleinen Ausstülpung zum Sattel von Sommerholz, ferner im Norden an undeutlichen Endmoränenresten, die noch bei Pierach über die Westbahn hinausgreifen, und schließlich am Haslauer Sattel, über den ein Moränenwall noch bis in das Becken von Haslau vordringt. Ähnlich ist an den genannten Stellen auch der innerste Stand durch Moränenwälle oder Eisrandbildungen nachgewiesen. In dem mit Grundmoräne ausgekleideten Zungenbecken treten sowohl nördlich wie südlich des Sees überformte Hügel auf, die im Süden typische Drumlinformen aufweisen, im Norden eher

von einem unbekanntem Untergrund geprägt sein dürften.

Auch am Oberwanger Gletscherzweig läßt sich ein vom Hochstand abgesetzter Maximalstand bei Gebhart von dem durch ein NT-Teilfeld getrennten, die Talwasserscheide bildenden Hochstand von Großenschwand nachweisen (v. HUSEN I/1984), der besonders auf der Westseite bis zu seinem Ansatz an die Flyschberge knapp unter 800 m fast geschlossen erhalten ist und sich in mehrere Wälle aufgliedert. Auf der Ostseite sind entsprechende Moränenzüge auch mit Staukörpern in den Seitengraben verbunden. Jüngere Eisstände werden vor allem durch Kanten und Erosionsterrassen angezeigt. Das mit Grundmoräne ausgekleidete Zungenbecken ist zum Teil mit mächtigen Schwemmkegeln bedeckt.

Der vom Oberwanger Gletscherzweig nach Osten gegen den Attersee hin vordringende Oberaschauer Eislobus hat vor allem an seinem Nordost-Ende bei Streit und Hofau ausgeprägte Moränenwälle hinterlassen, die v. HUSEN (I/1985 und GBA Bl. 65 I/1989) ebenfalls als Maximal- und Hochstand interpretiert. Auf der Südseite wird der ehemalige Eisrand durch eine ausgeprägte Staukante in 810 m angedeutet. Zu einer Vereinigung mit dem Gletscher des Atterseebeckens ist es aber nicht gekommen, obwohl sich die beiden Eiskörper während des Maximalstandes wohl längs einer kurzen gemeinsamen Moräne berührt haben dürften. Eisstaukanten und Kames kennzeichnen auch hier Abschmelzphasen.

Die schon präwürmzeitlich immer wieder ausgeformte Öffnung am Flyschrand von St. Georgen i. A. hat der Atterseezweigletscher nutzen können, um hier auch noch in der Würmeiszeit einen mächtigen Eislobus bis an den Gebirgsrand vorzuschieben. Infolge der ungehinderten Entfaltungsmöglichkeit hat der Gletscher ein vielgliedriges System von Endmoränen hinterlassen, das im Norden an den 808 m hohen Buchberg und im Süden an den Fuß des Kronberges anschließt. H. SPERL (I/1982) unterscheidet auch hier einen Maximalstand, dem der äußerste nicht zusammenhängende und weniger auffällige Wall entspricht, auf dem die Kirche von St. Georgen steht. In dem auffallendsten, mehrfach gegliederten Höhenzug mit dem Kalvarienberg sieht er den Hochstand. Dazu kommt noch ein innerster Stand, dessen Wälle gerade noch die Autobahn überschreiten und an deren Innenseite gelegentlich von Schmelzwässern des zurückweichenden Eises geschüttete Staukörper anschließen. Das nach innen folgende Zungenbecken ist mit Grundmoräne ausgekleidet. Nordwestlich Abtsdorf können den Moränenzügen parallel verlaufende Erhebungen mit Sperl (I/1908) als ein vierter Würmstand, aber genauso als Reste einer vom Würmeis überfahrenen Reißmoräne gedeutet werden. Südlich und südöstlich Abtsdorf sind auch mehrere die Stoßrichtung des Eises anzeigende Drumlinzüge entwickelt. Auf der Südseite kann die Würmseitenmoräne z. T. in zwei verschiedenen hohen Stufen bis westlich Nußdorf verfolgt werden.

Eine ähnliche Ausbildung zeigt der nach Nordosten gerichtete Eislobus von Seewalchen-Schörfling am Nordende des Attersees. Auch er schmiegt sich an die Flyschaufragung des Buchberges an und hat eine Vielzahl von Moränenwällen hinterlassen, die bis Steindorf längs des Kraimser Baches durch eine NT-Schüttung von den Altmoränen der Rißzeit abgesetzt sind. Längs des Kraimserbachtals dürften nicht zusammenhängende äußerste Moränenwälle wohl dem Maximalstand angehören, während die Moränen des Hochstandes mehrere von Haining über Ainwalchen zur Autobahn und jenseits davon verlaufende Wälle umfassen und damit zur Zeit ihrer Schüttung Eisoszillationen anzeigen. Auch der innerste Moränenzug läßt noch Schwankungen erkennen, die im Zusammenhang mit Eisrandformen auf erste Abschmelzphasen schließen lassen. Gegen die Ager hin setzen einzelne Wälle aus bzw. laufen sie zusammen. Jenseits des Flusses tritt der 514 m hohe Wall von Schörfling beherrschend hervor, an dem wohl mehrere Gletscherstände zusammengedrängt sind.

An den Ausbuchtungen im Osten des Atterseebeckens bei Weyregg und Steinbach ist Eis dieses Gletschers, wie Grund- und Endmoränen sowie Staukörper beweisen, in die bereits präwürmzeitlich erweiterten Talausgänge des Weyregger Baches und bei Steinbach des Kienbaches vorgedrungen, wo v. HUSEN (I/1985) an Hand zweier Moränenwälle bei Oberfeichten eine Eishöhe von 820–780 m feststellen konnte.

Etwas anders liegen die Verhältnisse an den drei nach Westen hin gerichteten Zweiggletschern, dem Thalgau-, Fuschlsee- und Brunnbachtal-Gletscher. Ihr Ende innerhalb der Flysch- und Kalkalpen, ihre teilweise Verbindung oder zumindest Berührung an gemeinsamen Endmoränen mit dem Salzachgletscher lassen nur stellenweise eine klare Unterscheidung der einzelnen hochglazialen Würmmoränen zu. So setzen am ehemaligen Thalgaugletscher am Südabfall des flyschalpinen Kolmannsberges westlich Mondsee Seitenmoränen in etwas über 800 m ein und lassen sich bis zum Kontakt mit den Endmoränen des Salzachgletschers bei Enzersberg verfolgen. Der untere Teil des Thalgauberges ist vom Eis überformt worden und z. T. mit Grundmoräne bedeckt (v. HUSEN I/1986). Im Süden trennt der Flyschrücken des Langenholzes, der an den kalkalpinen Sporn des Schober (1328 m) anschließt, den Thalgau- vom Fuschlseegletscher. Wie der Verlauf einer hier ebenfalls in über 800 m einsetzenden Mittelmoräne andeutet, haben sich weiter westlich die beiden Gletscher vereint. Die Aufgliederung in mehrere Moränenwälle zeigt hier, daß diese sich erst im Laufe der Abschmelzphasen voneinander getrennt haben (GÖTZINGER I/1940).

Im Westen sind die vereinigten Eiszungen aus dem Thalgau- und Irrseebecken vorübergehend mit dem hier leicht nach Osten ausgestülpten Salzachgletscher in Verbindung getreten, bzw. haben sie in einem aufgestauten See ihre Schmelzwasserschüttungen abgelagert, deren Deltastruktur in den

großen Aufschlüssen östlich Steinfeld gut einzusehen ist. Weiter im Süden ist dann dieser Höhenzug von einer gemeinsamen Moräne gekrönt, die bei Elsenwang in die südlichen Seitenmoränen des Fuschlseezweiggletschers übergeht und von hier aus über Hof entlang des Filblingberges, z. T. durch Staukörper angezeigt, von etwa 730 m bis 1000 m ansteigt.

Der das Brunnbachtal erfüllende Zweiggletscher hat an den Sätteln westlich St. Gilgen bei Kühleiten (905 m) und südlich Fuschl (Perfalleck 822 m) die Wasserscheide zur Salzach hin überschritten (GÖTZINGER I/1940) und im Hochglazial das Becken von Faistenau gemeinsam mit vom Hintersee her und auch vom Salzachgletscher über das Wiestal vordringenden Eismassen bis etwa 800m hoch erfüllt. Das geht aus den Moränen im Raum Faistenau und dem Stau im Schmiedbachtal bis zur Wasserscheide bei Wald hervor. Bänderschluße im Liegenden der Moränen deuten auf Stauseen während der Vorstoßphase der Gletscher, ebenso wird das Abschmelzen des Eises neben Kames und Toteislöchern auch von einem Eisstausee in 750 m bei Vordersee und oberhalb der Stubklamm nachgewiesen (Ber. v. HUSEN I/1989).

Alpeneinwärts schließen an die beschriebenen Jungendmoränen neben den verdichteten hochglazialen Grundmoränen auch spätere zeitliche Abschmelzsedimente und -formen an, die dann häufig von verschiedenen holozänen Schüttungen überlagert werden. Einigermaßen geschlossen liegen Quartärsedimente, abgesehen von den peripheren Zungenbecken, auch in den zentral gelegenen Becken, von denen die letzten Eisverzweigungen ausgegangen sind, wie vor allem im Nordteil des Mondseebeckens, weniger zusammenhängend um das Wolfgangseebecken (Abb. 26a) und wieder geschlossener im breiten Ischltal (Abb 26b). Darüber hinaus handelt es sich um isolierte, in geeigneter Reliefposition erhaltene Restsedimente. Größere Grundmoränenbereiche sind oft drumlinartig überformt wie südlich des Irrsees und im Ischltal östlich Strobl. Häufig liegt über den dichten Grundmoränen auch locker gestreutes Material mit Blöcken aus Abschmelzformoräne. Die Eisüberformung ist aber auch an vielen überschliffenen Felsformen (Rundhöckern) offenbar.

Charakteristisch für die Randlagen der westlichen Traungletscherzweige ist die Umkehr der Entwässerung von den ersten Abschmelzphasen an, die während der Gletscherhochstände nach Norden, aus dem Irrseebecken zur Mattig und weiter zum Inn und vom Oberwanger Tal zur Dürren Ager und damit zur Ager und zur Traun hin gerichtet war. Ebenso erfolgte im Hochglazial der Abfluß vom Thalgauzweig entlang des Salzachgletschers nach Norden. Mit dem Abschmelzen vom Hochstand folgt die Entwässerung der zurückweichenden Eisfront, die jeweils Eisseen vor sich aufgestaut hatte. Die dabei zurückgebliebenen Feinsedimente hatten häufig wie am Irrsee, aber auch im Oberwanger Tal (freigelegt beim Autobahnbau, BRANDECKER I/1968) und dem abzweigenden Oberaschauer Lobus zur Bildung von Mooren



Abb. 26a: Blick vom Zwölferhorn bei St. Gilgen auf den Scharflingpaß über den ein mächtiger Gletscherzweig aus dem Wolfgangsee- in das Mondseebecken abfloß. Foto: H. Kohl 1958

geführt. Mit einer ähnlichen Entwicklung haben wir es auch bei den westlichen Zweigen zu tun.

Auf gewisse Unregelmäßigkeiten während des zwar rasch vor sich gehenden spätglazialen Abschmelzprozesses weisen an den Eisrand herangeschüttete Stausedimente, Schotter und Sande oft auch mit Deltastrukturen hin, die Eisrandterrassen in verschiedenen Höhenlagen hinterlassen haben wie besonders bei St. Wolfgang und südlich des Sees am Ausgang des Zinkenbachtals sowie auch südlich Strobl, wo sie bis knapp über den heutigen Seespiegel herab auftreten (WICHE I/1963, SLUPETZKY I/1975, GBA Bl. St. Wolfgang I/1982); auch Kames kommen im Ischltal u.a. bei Wirling vor (Abb. 12). Als typische Abschmelzformen treten in Randlagen Toteislöcher auf, oft gehäuft, wie bei Ried nordwestlich St. Wolfgang und gegenüber beiderseits der Zinkenbachtalmündung. Erratisches Gesteinsmaterial ist oft vereinzelt und fallweise auch gehäuft anzutreffen wie etwa südöstlich Strobl am Südrand des Ischltales.

Große spätglaziale Deltaschüttungen breiten sich am Mondsee an der Mündung der aus dem Thalgau kommenden Fuschler Ache und gegenüber bei Loibichl an der Wangauer Ache aus sowie im Äußeren Weißbachtal zum Attersee hin.

Über der Obergrenze der Fernvergletscherung finden sich Moränenreste aus der Lokalvergletscherung der Osterhorngruppe, im Norden der Schafberggruppe und des Hölleengebirges, die teilweise auch gut entwickelte Endmoränenwälle, z. T. auch aus späteiszeitlichen Vorstößen, hinterlassen haben. Moränenreste weisen auch auf kurze Gletscherzuflüsse vom Katergebirge und im geringen Ausmaß auch vom Leonsberg her hin (GÖTZINGER I/1941).

Abgesehen von meist nur kurzlebigen Eisrandseen gibt es Hinweise auf einst höhere Seestände der noch bestehenden Seen, die während und unmittelbar nach dem Zurückweichen der Gletscherstirn erreicht wurden, wie etwa am Fuschlsee, am Attersee der jedenfalls vorübergehend mit dem Mondsee zusammenhing, und am Wolfgangsee (SCHADLER I/1959 48).

In den noch heute von Seen erfüllten Becken beginnt die Sedimentation mit den hochglazialen Grundmoränen. Über ihnen setzt sofort mit dem Schwinden des Eises die spätglaziale Ablagerung zuerst mit arktischen Bändertonen der vor dem Gletscherende entstehenden Eisseen ein. Ab etwa 13.000 v.h. folgen, ausgelöst durch die rasche Ausbreitung der Vegetation, Sedimente mit entsprechend höheren Karbonatanteilen, die auf limnische



Abb. 26b: Blick von der Katrin bei Bad Ischl auf das Ischltal unterhalb Strobl am Wolfgangsee. Das breite von Quartärsedimenten erfüllte Tal wird z. T. von zu Drumlins umgeformter Grundmoräne, z. T. Abschmelzformen wie Kames wie auch spät- und postglazialen Schwemmkegeln gestaltet. Deutlich ist auch die zum Atterseebecken überleitende Schwarzenseefurche zu erkennen. Nach einer alten käuflichen Ansichtskarte.

Produktion zurückgeführt werden (BEHBEHANI et al. I/1986). Über die nachfolgende Entwicklung der holozänen Sedimente siehe Teil III. Insgesamt entfällt auf das Spätglazial ein relativ hoher Anteil der Seesedimente wie aus den Untersuchungen im Attersee (DANIELOPOL et al. I/1985) und auch im Fuschlsee (VOIGT I/1996 200) hervorgeht, wo in 50 m Tiefe östlich Schloß Fuschlsee bei einer Gesamtmächtigkeit (ohne Grundmoräne) von 5,60 m 2,73 m auf das Spätglazial entfallen, was zweifellos mit dem noch abschnittsweise frostreichen Klima und der noch entsprechenden Vegetationsarmut zu tun hat. Aus den Untersuchungen im Attersee geht auch hervor, daß eine größere Mächtigkeit der Grundmoränendecke vorliegt und daher bei Berücksichtigung der spät- und postglazialen Sedimente mit einer entsprechend größeren glazialen Übertiefung zu rechnen ist, als die in den topographischen Karten angegebenen maximalen Seetiefen anzeigen (beim Attersee 170,6 m, beim Mondsee 68,3 m, beim Wolfgangsee 114 m, beim Zellersee 32 m und beim Fuschlsee 66 m). Dabei ist noch nicht erwiesen, ob unter den Würmgrundmoränen auch noch Restsedimente älterer Eiszeiten vorhanden sind.

Hängt zwar die mineralische Zusammensetzung der Moränen (Grundmoränen) vom gesamten Einzugsgebiet des Gletschersystems ab, so zeigt sich doch ein lokaler Einfluß, der vor allem im Bereich der Fylschalpen überzeugend zur Geltung kommt. Die fluviatil eingebrachten Sedimente sind dagegen ausschließlich vom lokalen Einzugsgebiet abhängig, wie ebenfalls am Attersee nachgewiesen werden konnte (DANIELOPOL et al. I/1985 149 u. 156), wo im Südosten im kalkalpinen Bereich Dolomit bis > 70 % Anteil erreicht, während im fylschalpinen Bereich des Sees bis > 25 % Quarz enthalten ist.

5.2 Die eiszeitlichen Traunsee-Zweigletscher und deren Einzugsgebiet im Bereich des oberen Trauntales

Wie bereits einleitend hervorgehoben (Kap. 5) verzweigt sich der Traungletscher ab Bad Ischl in seine Teilgletscher. In diesem Abschnitt soll nun der dem Trauntal folgende Traungletscher i.e. S.d.W., also der Traunsee-Zweigletscher, aber auch das für das gesamte System gemeinsame Einzugsgebiet des oberen Trauntales südlich Bad Ischl behandelt werden. Im Unterschied zu seinen westlichen Zweigen konnte sich der Traunsee-Gletscherzweig im Alpenvorland weitgehend ungehindert ausbreiten, was zumindest für die älteren Eiszeiten von Bedeutung war. Mit seinen geradezu modellartig entwickelten glazialen Serien, der Staffelung der Endmoränensysteme aus verschiedenen Eiszeiten zu einem klassischen Moränenamphitheater (Abb. 27) und der in ihrer Größenordnung gut überschaubaren Jungmoränenlandschaft, die schulbeispielhaft die Rekonstruktion der Vorgänge am Gletsche-

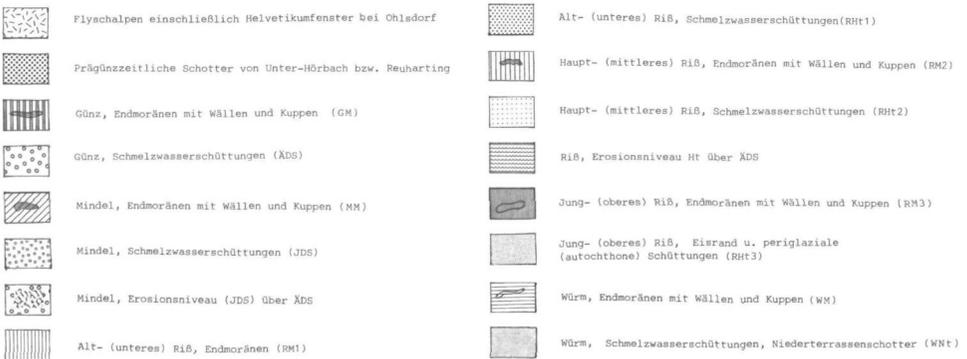
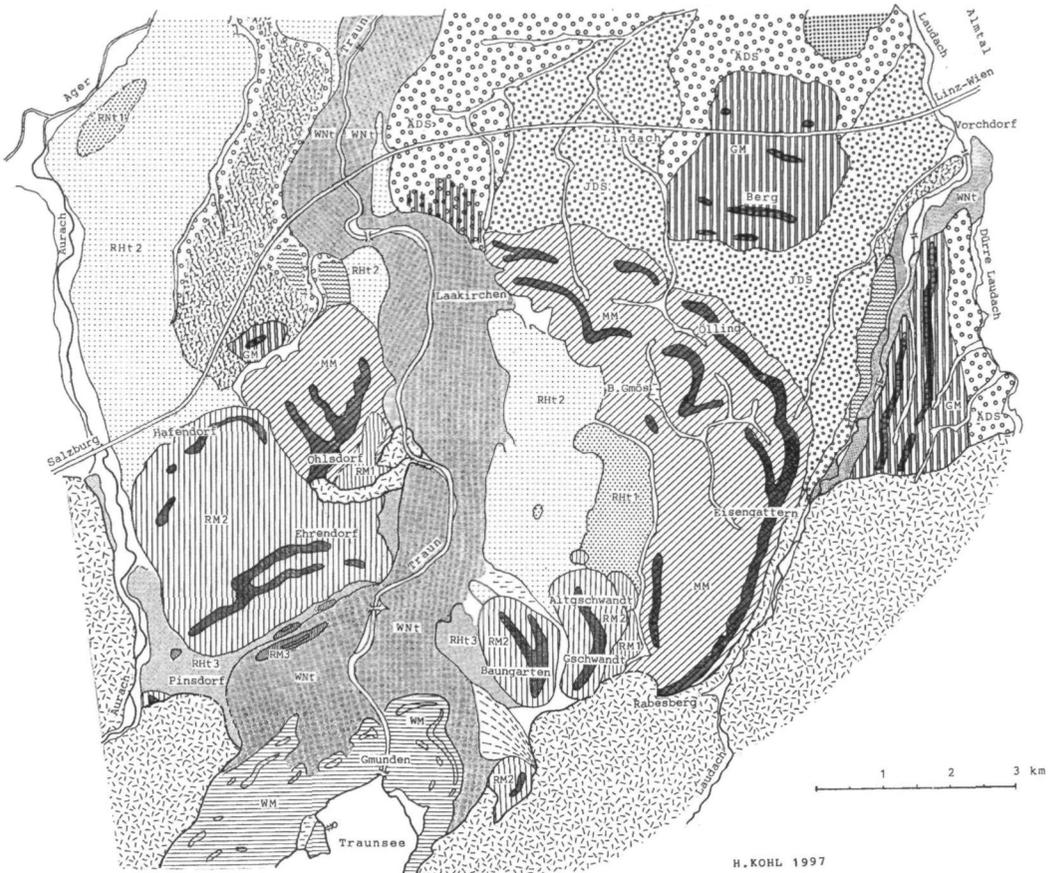


Abb. 27: Endmoränen und Schmelzwasserschüttungen der eiszeitlichen Traunseegletscher.

rende und während der ersten Abschmelzphasen des Gletschers wiedergibt (Abb. 33), ist dieser Raum auch zu einem hervorragenden Demonstrationsgebiet für Quartärexkursionen geworden. Seit L. WEINBERGER (in DEL NEGRO I/1969) sind auch hier vier volle, den großen Vergletscherungen der Alpen entsprechende glaziale Serien nachgewiesen.

Dennoch ist die zeitliche Zuordnung der einzelnen Formenelemente und Sedimentfolgen bis zum heutigen Tage vor allem wegen der schwer einzusehenden Verhältnisse im Altmoränenbereich und deren Schüttungen westlich der Traun nicht unumstritten geblieben. PENCK erwähnt zwar diese ältesten Moränen (PENCK & BRÜCKNER I/1909 209–220) am Nordrand der Moränengürtel weiterreichend als tatsächlich vorhanden, geht aber bei deren Zuordnung von falschen Voraussetzungen aus, was bei PENCK wohl nur aus einer zu geringen Kenntnis des Gesamtbereiches heraus zu verstehen ist. Er gibt auch zu (S. 208), gerade das für die Moränengliederung wesentliche Gebiet östlich Laakirchen zur Laudach hin nicht untersucht zu haben.

Zu den immer wieder auftretenden unterschiedlichen Auffassungen bei der Zuordnung der Quartärsedimente möge auch die Tatsache beigetragen haben, daß nordöstlich Steyermühl vier verschiedene topographische Kartenblätter aneinander grenzen, was schon bei den alten Karten 1:75 000 der Fall war (GBA I/1922; GBA Bl. Kirchdorf I/1913; Bl. Ried i. I., nie erschienen und GBA Bl. Wels-Kremsmünster I/1913) und auch derzeit noch für die Österr. Karte 1:50 000 zutrifft (Bl. 48 Vöcklabruck, noch nicht erschienen; PREY, Ber. I/1947; GBA Bl. 66 Gmunden I/1996; GBA Bl. 49 Wels I/1996 und Bl. 67, noch nicht erschienen; KOHL Ber. I/1995–1997).

Anlaß für widersprüchliche Auffassungen gab westlich der Traun schon A. PENCK, der die breite lößbedeckte Schotterplatte zwischen Aurach, Ager und Traun als ein einheitliches HT-Feld betrachtet hatte und somit auch die südlich anschließenden Altmoränen im Raum Ohlsdorf durchgehend als rißzeitlich annahm (P. & B. I/1909 206). Ein Aufschluß an der Bahnlinie Lambach-Gmunden bei Laakirchen, der zwei Moränenlagen enthielt, veranlaßte ihn, die Hangendmoräne als rißzeitlich und die liegende als mindelzeitlich zu betrachten, was aber hier keinesfalls den Tatsachen entsprechen kann.

Obwohl schon G. GÖTZINGER ein mindelzeitliches Alter dieser Ohlsdorfer Moränen annahm (I/1936 102), war S. PREY (I/1949a, I/1955, I/1984) von deren rißzeitlichen Alter stets überzeugt. PREY stützte sich dabei auf einen einst gut einzusehenden Aufschluß (I/1949a) am Steilhang zur Traun östlich Ohlsdorf, der über einer tiefgründig lehmig verwitterten, entkalkten Moräne eine im Aufschlußbereich unverwitterte grobblockige Moräne zeigte, wobei er die Liegendmoräne als mindel-, die hangende als rißzeitlich gedeutet hatte (Abb. 28). Betrachtet man auch den Liegendbereich, wo PREY noch einen „Übergang in eine normale lehmige Moräne“ und dazwischen Lagen von Stausedimenten über noch tiefer folgenden Quarz- und Kristallinschottern beschreibt, so dürften hier auch noch Günzsedimente vorliegen (I/1955).

An PREYS Beobachtungen wie auch an seiner Auslegung ist kaum zu zweifeln. Der Verfasser (H. Kohl) konnte noch 1975 größtenteils diese Abfolge im Gelände erkennen. PREY hat aber daraus geschlossen, daß der gesamte Höhenrücken von Ohlsdorf und damit auch der Höhenzug östlich

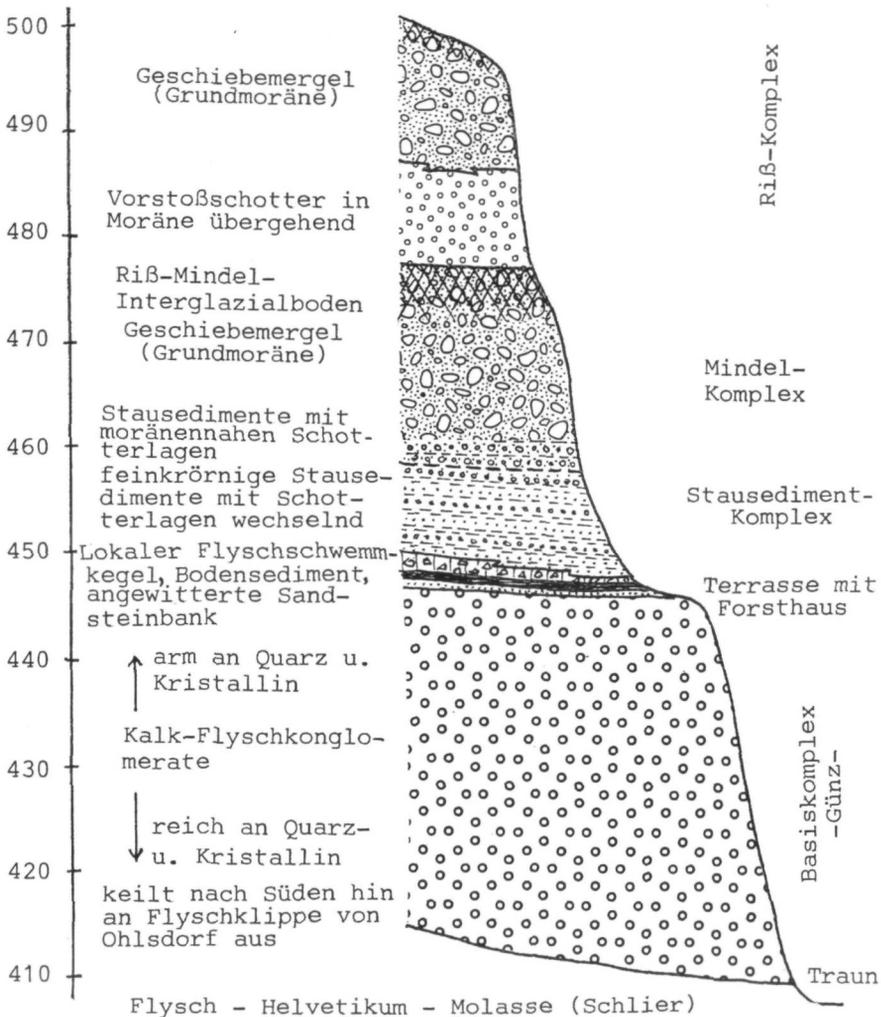


Abb. 28: Sammelprofil Steilabfall zur Traun östlich Ohlsdorf, nach der Beschreibung von S. PREY 1949 (1947) u. 1984 im Ohlsdorfer Graben, Teufelsgraben und an einer Hanggrutschung nördlich davon sowie eigenen Beobachtungen von H. Kohl 1975. Vgl. dazu Abb. 31.

Laakirchen bis Rabesberg am Flyschalpenrand als äußerste Rißmoräne aufzufassen sei, was keinesfalls zutrifft. Gerade der Ausblick von Ohlsdorf gegen das Trauntal hin, wo sich das beschriebene Sedimentpaket als ein ganzes Stockwerk tieferliegend ergibt, drängt sich der Schluß auf, daß es sich um

eine Anlagerung dieser Rißmoräne an die höheren, älteren Mindelmoränen handeln müsse. Diese Auffassung wird durch die später folgenden Erörterungen über die Rißsedimente erhärtet.

Die Einordnung der Moränengürtel östlich der Traun kann nicht vom unsicheren und umstrittenen Ohlsdorfer Bereich her erfolgen, sondern muß von Norden und Osten her aufgerollt werden, wo es nicht nur die klassische Abfolge von vier deutlich unterscheidbaren Moränensystemen in Verbindung mit dem ebenso klassischen glazifluvialen Terrassensystem der Traun-Enns-Platte gibt, sondern auch entsprechende jeweils jüngere Zungenbeckenfüllungen.

Eine Bestätigung dieses Systems ergaben dann eingehende vergleichende Boden- und Verwitterungsuntersuchungen im Rahmen von Exkursionsvorbereitungen für die IGCP-Projektgruppe 73/1/24 und die DEUQUA (KOHL in FINK 1976 und 1978) (Abb. 29). Untersucht wurden vor allem die Mächtigkeiten der verschiedenen Bodenhorizonte, der entkalkten (verlehnten) Bt- und Cv-(Zersatz- bzw. Tiefenverwitterungs-) Horizonte, ferner die Korngrößenverteilung, der CaCO_3 -Gehalt und der Gehalt an organischer Substanz auf der Würmmoräne von Eck bei Gmunden, der Rißmoräne von Baumgarten und der Mindelmoräne von Eisengattern-Krottendorf. Zwischen den Würm- und Rißmoränen fällt der viel mächtigere Cv-Horizont der Rißmoräne auf und zwischen den Riß- und den Mindelmoränen ein 1,65 m mächtiger vollkommen entkalkter lehmiger Bt-Horizont mit einem liegenden Cv-Horizont, dessen Ende selbst in Aufgrabungstiefen von > 5 m nicht absehbar war. Weitere Details und vor allem die Abgrenzungen der einzelnen Einheiten enthalten dann die Kartierungen für die geologischen Karten Bl. 49 Wels (GBA I/1996 mit Erl. und KOHL Ber. 1982–92) und Bl. 67 Grünau (noch nicht erschienen, KOHL Ber. I/1996 und I/1997).

Der **Günzmoräne** WEINBERGERS (H. DEL NEGRO I/1969), die etwa $1\frac{1}{4}$ km südlich der Autobahn A-1 zwischen Vorchdorf und Steyrermühl den geomorphologisch deutlich hervortretenden Rücken von Berg bildet, sind bis etwa 900 m nördlich der Autobahn noch einige undeutliche Wellen vorgelagert. Bei Berg und westlich davon war diese Moräne einst gut aufgeschlossen; heute ist man auf gelegentliche Bauaufschlüsse angewiesen. Die Abgrenzung gegen den im Norden anschließenden ÄDS ist an der geomorphologischen Kleingliederung erkennbar, die im Moränenbereich annähernd parallel dem ehemaligen Gletscherrand verläuft, nördlich davon aber durch radial auseinanderstrebende Trockentäler gekennzeichnet ist (KOHL Ber. I/1996).

Abweichend von WEINBERGER wird die Günz-Endmoräne südlich Matzing, östlich der Ursprungsmulde des Kößelwanger Baches und westlich von Lindach von JDS umgeben, die abgesehen von ihrer lithologischen Zusammensetzung auch wieder an dem den Schüttungsrichtungen angepaßten Zertalungssystem erkennbar sind (Abb. 27). Die Fortsetzung dieser Günzmoräne findet sich nach einer $> 1,5$ km breiten Unterbrechung östlich der Laudach in

zwei flachen, durch ein Trockenlängstal getrennten, Nord-Süd verlaufenden Wällen, die am Fuße des Hochkogels an die Flyschalpen anschließen (KOHL I/1967 und KOHL in FINK I/1976 Tafel 2 und Abb. 30). Von diesem Doppelwall geht eine zum Tal der Dürren Laudach führende Schüttung ÄDS aus, die der Schüttungsrichtung entsprechend parallel zertalt ist. Die sehr blockreiche Moräne ist an mehreren Stellen des Steilhanges zur Laudach aufgeschlossen.

Der Günzzeitliche Traungletscher ist somit nach NO in Richtung Vorchdorf zum Laudach- und Almtal hin vorgestoßen. Er ist dabei, wie sich aus dem Untergrundrelief ergibt (FLÖGL I/1969, I/1983), einer bei Oberweis vom heutigen Trauntal abzweigenden bis 30 m tiefen prägünzzeitlichen Rinne gefolgt.

Erst 2 bis 2,5 km westlich des Talzuges Diethaming-Lindach treten wieder moränennahe, blockreiche ÄDS auf, die sich nördlich der Autobahn in dem mächtigen Strang längs des Wimbachtales fortsetzen. Über dem ausgeprägten Erosionsbogen des Trauntales von Laakirchen bis Steyermühl dürften auch noch, geomorphologisch angedeutet im Hechenberg (> 470 m), Reste der in diese Schotter übergehenden Günzmoräne vorliegen. Sie setzen bei Stötten > 20 m tiefer an die nördlich Laakirchen endenden Mindelmoränenwälle an.

Schwieriger ist die Situation westlich der Traun, wo bisher kaum eine zufriedenstellende Lösung angeboten worden ist. Abgesehen davon, daß hier die von PENCK einheitlich als HT bezeichnete Platte zwischen Aurach und

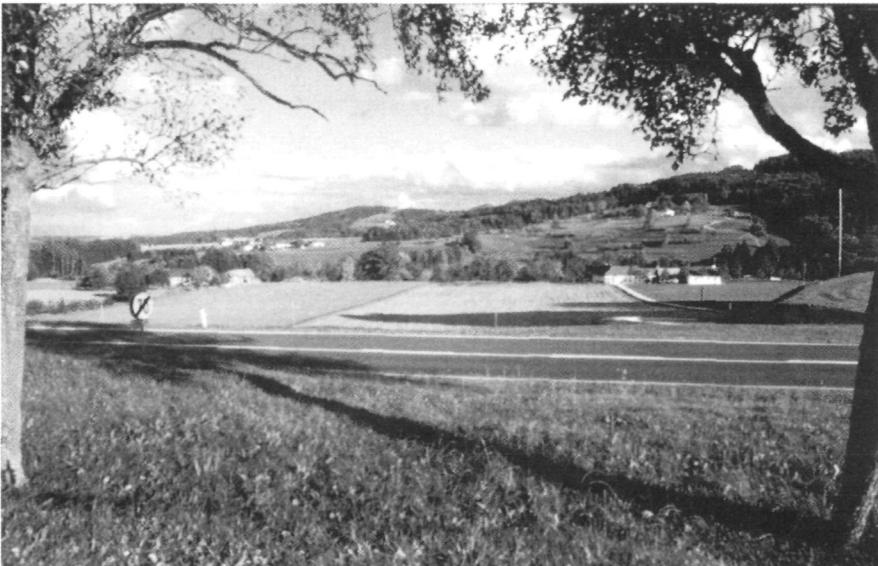
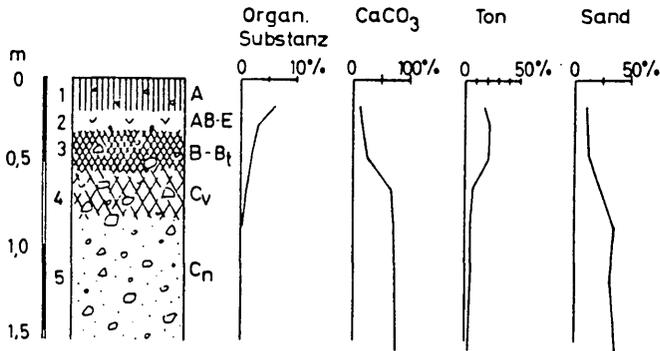


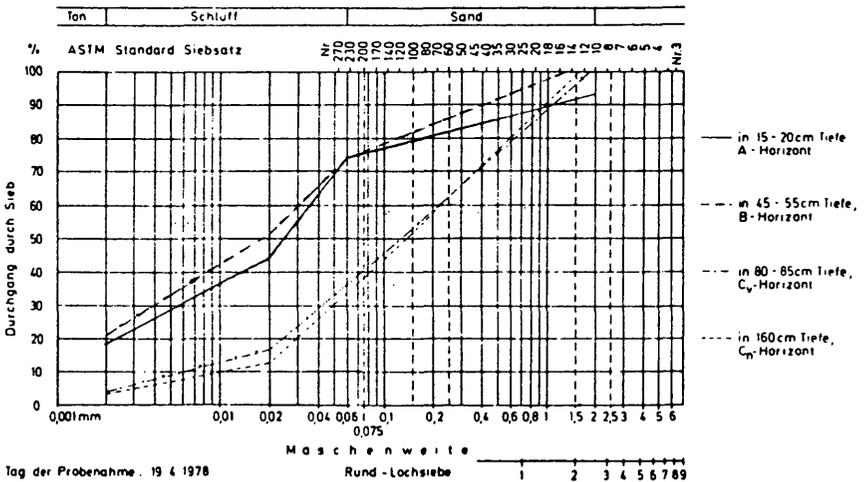
Abb. 30: Ansatz der Traunseegletscher-Günzmoränenwälle an die Flyschalpen am Nordabfall des Hochkogels, 662 m, östlich der Laudach. Blick vom Abfall des Mindel-Moränenwalles von Eisen-gattern über die JDS-Flur an der Laudach. Foto: W. Hitzemberger, Vorchdorf 1998

Bodenprofil Würmmoräne Eck (Egg) bei Gmunden

- 1 0–0,20 m Dunkelgraubrauner (10 YR 3/2), oben moderartiger, tiefer mullhumoser, stark kalkhaltiger, grobsandiger und kiesiger lehmiger Schluff, krümelig, locker (A-Horizont).
- 2 –0,35 m Dunkelbrauner (10 YR 3/3) schwach humoser, stark kalkhaltiger, grobsandiger und kiesiger sandiger Lehm, schwach krümelig, locker (AB- bzw. E-Horizont).
- 3 –0,55 m Dunkelgelblichbrauner (10 YR 4/4), stark kalkhaltiger, kiesiger sandiger Lehm, feinblockig, locker (B bzw. B_t-Horizont).
- 4 –0,80 m Brauner (10 YR 5/3), stark kalkhaltiger, stark kiesiger lehmiger Sand, locker (Übergangshorizont-Zersatzzone = C_v-Horizont).
- 5 ab 0,80 m Bläßbrauner (10 YR 6/3), stark kalkhaltiger, stark kiesiger schluffiger Sand, locker (unverwitterte Moräne = C_n-Horizont).



Analysedaten Würmmoräne



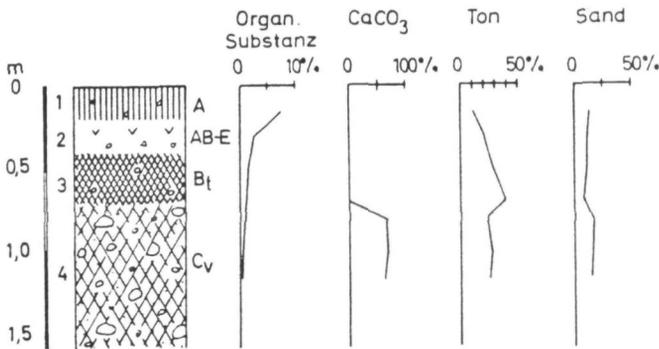
Texturdiagramm Würmmoräne

Abb. 29: Unterschiede in den Bodenbildungen auf den Würm-, Riß- und Mindelmoränen zwischen Gmunden und Kirchham/Laudach. H. KOHL in FINK 1978, 7–10

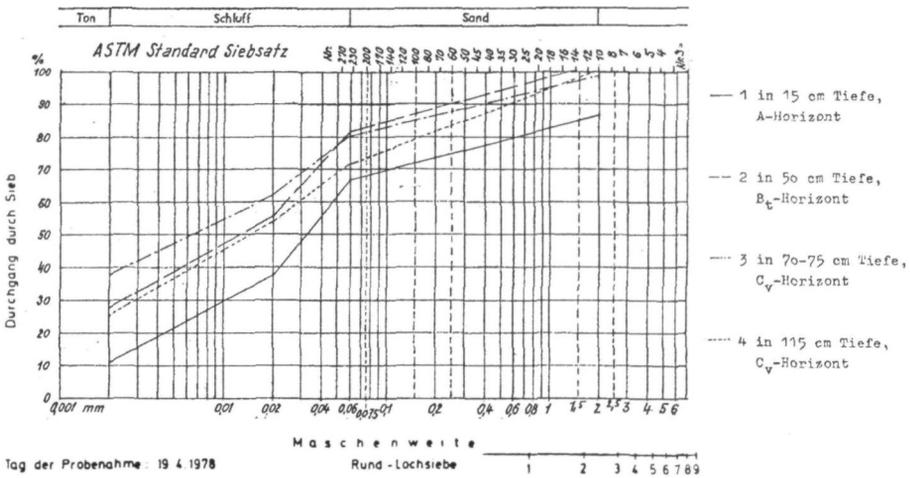
Abbildungen zu KOHL

Bodenprofil Reißmoräne von Baumgarten

- 1 0-0,20 m Sehr dunkelgraubrauner (10 YR 3/2) mullhumoser, kalkfreier sandiger Schluff, krümelig, locker, nur selten einzelne eckige Kiese (A-Horizont).
- 2 -0,40 m Sehr dunkelgraubrauner (10 YR 3/2) bis dunkelgraubrauner (10 YR 4/2), humoser, kalkfreier lehmiger Schluff, schwach krümelig, weniger locker, selten einzelne eckige Flyschstückchen (AB- bzw. E-Horizont).
- 3 -0,70 m Dunkelbrauner (10 YR 4/3) bis dunkelgelblichbrauner (10 YR 4/4), kalkfreier Lehm, mitteldicht bis dicht, feinboxlig mit eckigen Flyschstückchen und Grobsand (B_t-Horizont).
- 4 ab 0,70 m bis 1,15 m aufgegraben. Brauner (10 YR 5/3) bis lichtgelblichbrauner (10 YR 6/4), stark kalkhaltiger Lehm, dicht, mit zahlreichen eckigen Flyschteilchen und ersten größeren stark angeätzten Karbonatstücken (Übergangshorizont-Zersatzzone = C_v-Horizont).



Analysendaten Reißmoräne



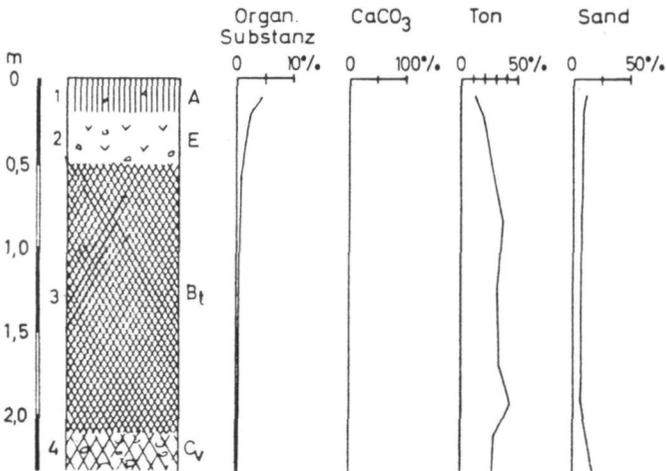
Tag der Probenahme: 19.4.1978

Texturdiagramm Reißmoräne

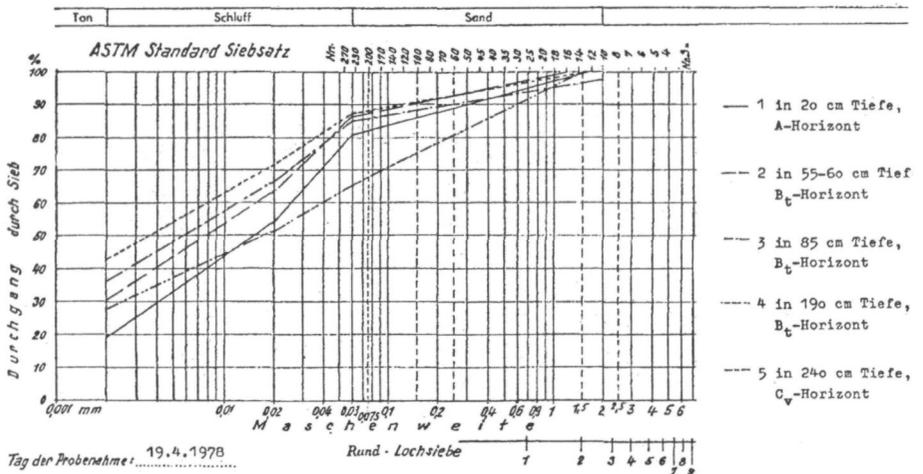
Abbildungen zu KOHL

Bodenprofil Mindelmoräne Eisengattern/Krottendorf

- 1 0–0,20 m Dunkelbrauner (10[·]YR 3/3), mullhumoser, kalkfreier sandiger Schluff, mitteldicht, krümelig bis feinblockig (A-Horizont).
- 2 –0,45 m Dunkelgelblichbrauner (10 YR 4/4), humoser, kalkfreier lehmiger Schluff, mitteldicht bis dicht, feinblockig, einzelne eckige Grobsand- bzw. Feinkiesstücken (E-Horizont).
- 3 –2,10 m Gelbbrauner (10 YR 5/4–5/8), kalkfreier Lehm bis lehmiger Ton, dicht bis sehr dicht mit zersetzten, mürben Flyschstückchen (B_t-Horizont).
- 4 ab 2,10 bis 2,40 m aufgegeben. Brauner (10 YR 5/3) bis blaßbrauner (10 YR 6/3), schwächst kalkhaltiger Lehm, dicht, zahlreiche größere zersetzte Sand- und Kiesstücke, erste größere, stark angeätzte Karbonatblöcke (Übergangshorizont-Zersatzzone = C_v-Horizont).



Analysendaten Mindelmoräne



Texturdiagramm Mindelmoräne

Traun, die im Süden niveaumäßig kaum differenziert ist, im Norden deutlich in eine HT und eine höhere Terrasse von Viecht gegliedert werden kann (KOHL Ber. Bl. 48 I/1994), die dem Niveau nach dem JDS entspricht, sprechen die eigenartigen geomorphologischen Verhältnisse südlich der Autobahn ebenfalls für eine weitere Gliederung. Hier fällt der NO-SW streichende Rücken von Traich – Obernathal auf, der durch das ausgeprägte, zur Traun bei Steyrermühl führende Trockental vom terrassenartig ausgleitenden Abfall des Ohlsdorfer Moränenbereiches beim Kirchholz getrennt ist. An den Rücken schließt im Norden relativ quarz- und kristallinreicher Schotter an, der auch östlich des Trockentales im Liegenden der hier wohl mindelzeitlichen Schüttung zutage tritt. So könnte dieser leider nicht ausreichend aufgeschlossene, aber lößlehmbedeckte und tiefgründig verwitterte Höhenzug von Traich die westliche Fortsetzung der Günzmoräne sein. Die im Norden anschließende Terrasse von Viecht dürfte Schüttungsmaterial aus der Günzzeit (ÄDS) enthalten (siehe dazu 5.3.2).

Nach dieser im allgemeinen NO orientierten Anlage des günzzeitlichen Traungletschers, dessen Endmoränenreste über einem Hoch des tertiären Untergrundes liegen (FLÖGL I/1969, I/1983), ist die Höhe K 505 bei der Autobahnausfahrt Gmunden/Regau mit PENCK (P. & B. I/1909 207) und GÖTZINGER (I/1936 103) eher als Ansatz einer Mindel- als einer Günzmoräne zu sehen. Die geologische Karte (GBA Bl. Gmunden I/1996) verzeichnet hier eine mächtige periglaziale Frostschuttdecke aus der Mindelzeit über ÄDS.

Der wohl überzeugend als **Mindelmoräne** einzustufende, landschaftlich beherrschende Höhenzug östlich Laakirchen setzt im Süden bei Rabesberg südöstlich Gschwandt am Abfall des flyschalpinen Flachberges in etwa 580 m ein und zieht, allmählich an Höhe abnehmend, im weiten Bogen über Eisengattern (530 m) bis nördlich Laakirchen, wo er bei Stötten mit 507 m endet. Der Verlauf der Quellmulden und anschließenden Täler folgt nach außen hin der allgemeinen Abdachung und der aus der Moräne hervorgehenden Schüttung der JDS. Ein > 1 km breiter Strang westlich und nördlich Kirchham führt zum Almtal, ein anderer zwischen Lindach und Stockham zum oberen Wimbachtal. Im Höhenbereich und zum Zungenbecken hin gibt eine dem Moränenverlauf entsprechende Talanlage die Möglichkeit einer weiteren Aufgliederung dieses während der nachfolgenden Eiszeiten schon stark periglazial überformten Moränensystems. Von Eisengattern nordwärts spaltet sich der von Süden her zunächst einheitliche Rücken in zwei Hauptäste auf, von denen der äußere geschlossen bis zum Durchbruch des Lindacher Tales oberhalb Diethaming verläuft und sich westlich davon in zwei nach Norden ausgreifenden, von Abflüssen aus dem inneren Wall durchbrochenen Girlanden bis Stötten fortsetzt. Der innere Wall bildet zunächst bis Rahsdorf zwei sehr ausgeprägte Girlanden, die bereits von der beckenwärts führenden Entwässerung durchbrochen werden, wobei im westlichen Bogen das Moor von

Gmös jedenfalls in einer ehemaligen Toteisform entstanden ist. Westlich Rahsdorf verläuft dann der innere Wall geschlossen bis zu seinem plötzlichen Abbruch bei Frauenberg östlich Laakirchen.

Die exakte Kartierung ermöglichte dann auch die Abgrenzung des mindelzeitlichen Moränenkomplexes gegen die in dessen Zungenbecken eingelagerten Rißsedimente. Diese Grenze ist durch ein langes überwiegend wasserloses Tälchen gekennzeichnet, das am nur wenig mit Moränenmaterial bedeckten Flyschhang östlich der Bahnstation Gschwandt einsetzt, westlich Oberndorf nach Norden bis vor Kranabeth zieht und dann weiter gegen Forstern verläuft, wo es in das Randgerinne vor dem Steilabfall des inneren Moränengürtels einmündet. Dabei fällt auf, daß es östlich dieser Linie in Form von flachen Rücken und Kuppen nochmals Ansätze eines dritten und innersten Moränenzuges gibt, der durch den gestreckten Höhenzug bei Oberndorf und die Kuppe von Kranabeth sowie den Verlauf des Talnetzes gekennzeichnet ist. Mehrere Silobauten haben neben dem geomorphologischen Gesamtbild einen guten Einblick in die Moränennatur mit reichlich Blöcken und die tiefgründige lehmige Bt- und Cv-Verwitterung gegeben.

Es fällt auch auf, daß das zwischen Eisengattern und Rahsdorf beckenwärts gerichtete Talnetz sich östlich Kranabeth in einer längs der Straße Eisengattern-Laakirchen verlaufenden Mulde sammelt und keine Verbindung zu den oberirdisch zum Trauntal führenden Talfurchen hat. Wenn es sich zum Teil auch um Trockentäler handelt, so führen diese Täler doch lokal und temporär Wasser, das im Raume südöstlich Kranabeth versickern muß; dazu gehört auch der Abfluß aus dem Moor von Gmös. Es wird wohl kein Zufall sein, daß gerade in diesem Versickerungsbereich um die Kote 472 der ÖK 50 die tiefe, wohl mit Schotter gefüllte prägünzeitliche Rinne liegt (FLÖGL I/1969 83). So sind Schotter im Liegenden der Mindelmoränen beim Bau eines 30 m tiefen Brunnens wenig südlich davon bei den Höfen von Schacher angetroffen worden, die nicht nur stark verfestigt waren, sondern auch sehr ausgeprägte Tiefenverwitterungsspuren wie Löchrigkeit, im Kern ausgelagte oder skelettierte Karbonatgerölle aufgewiesen haben. Es kann sich hier um Vorstoßschotter oder Rückzugsschotter entweder der Günz- oder auch der Mindeleiszeit handeln.

Die Gesamtanlage dieses Moränensystems spricht dafür, daß zunächst die beiden Hauptwälle zeitlich nicht weit auseinander liegen dürften und auch der dritte innerste Wallrest einem ersten kurzen Halt bzw. Wiedervorstoß am Beginn des endgültigen Abschmelzens des Gletschers seine Existenz verdankt. Dafür sprechen auch die vermutlichen Toteisformen des Moores von Gmös und einer weiteren schon sehr verflachten Hohlform südwestlich davon.

Diesem weit nach Osten ausholenden mindelzeitlichen Moränensystem ist zu entnehmen, daß der östliche Lobus des durch die Flyschklippe von

Ohlsdorf geteilten Traunseegletschers während dieser Eiszeit der größere war. Im Zusammenhang mit den durch die verschiedenen Moränenwälle angedeuteten Oszillationen des Gletschers ist wohl auch der Hauptabfluß, der ursprünglich noch zum heutigen Almtal hin führte, zunächst in den Bereich westlich Lindach verlegt worden, wobei in Moränennähe noch bedeutende Mengen JDS abgelagert wurden, die nach Norden hin aber längs des Wimbachtales in eine Erosionsform über ÄDS übergehen. Zuletzt dürfte der Hauptabfluß westlich des heutigen Trauntales erfolgt sein.

Der in großer Höhe von Ohlsdorf (537 m) über Peiskam (529 m) und weiter über Ruhsam (um 500 m) bis südlich Weinberg (um 490 m) verlaufende Höhenzug ist am ehesten als westliche Begrenzung dieses mindelzeitlichen östlichen Lobus zu erklären. Es entspricht dieser hier deutlich in drei Stufen erfolgende Abfall recht gut der allmählichen Höhenabnahme des in drei Staffeln gegliederten östlichen Wallsystems.

Viel schwieriger ist die Rekonstruktion des zweifellos kleineren westlichen Lobus. Ihm müssen wohl die von Ohlsdorf und (oder) von Peiskam ausgehenden Sporne angehören, deren Ausläufer bzw. Schüttungen aus dem Übergangskegel im Trockental entlang des Kirchholzes über einer stark verwitterten (günzeitlichen) Grundmoräne liegen.

Ein Aufschluß an der Straße Ohlsdorf – Irresberg hat 1997 in eine derart intensiv rotbraune lehmige Verwitterung Einblick geboten, wie sie aus dem Riß/Würm-Interglazial in unserem Raum nicht bekannt ist, was für ein mindelzeitliches Alter dieses von Ohlsdorf nach NO ziehenden Spornes spricht.

Auf der geologischen Karte Bl. 66 Gmunden (GBA – v. HUSEN I/1996) werden sowohl der von Ohlsdorf nach Norden ziehende Rücken wie auch die nach NW gerichteten Sporne rißeiszeitlich eingestuft. Berücksichtigt man jedoch die geomorphologischen Verhältnisse, vor allem die Lage und das Streichen des Rückens von Traich und versucht man sie mit den Kartierungsergebnissen östlich der Traun in Einklang zu bringen, so wird man nicht umhin können, die hohen Moränenwälle von Ohlsdorf der Mindeleiszeit zuzuordnen. Die Ausdehnung der Rißvergletscherung in diesem Bereich wird anschließend erörtert.

Zu der an den Rücken von Traich anschließenden reichlich Quarz und Kristallin führenden Terrasse von Viecht siehe 5.3.2. Das vom Kirchholz zur Traun ziehende Trockental muß bereits kurz nach Zurückweichen des Eisrandes von der Traicher Endmoräne angelegt und während der folgenden Eiszeiten weiter eingetieft worden sein. Die dort am rechten Talrand ausbeißende Grundmoräne müßte demnach auch aus der Günzeit stammen.

Keine Schwierigkeiten bedeutete die Zuordnung der außerhalb der Würmendmoränenwälle folgenden, im Gelände deutlich hervortretenden Altmoränenwälle zur **Rißeiszeit** (P. & B. I/1909 206, GÖTZINGER I/1936 102f, KOHL I/1976 78, v. HUSEN I/1977 u. a.). Im Osten sind das die beiden am

Rande der Flyschalpen einsetzenden breiten Wälle von Baumgarten (505 m) und von Gschwandt (523 m), an die längs des Trauntales eine HT-Schüttung anschließt. Westlich der Traun ist es der breite Höhenzug von Ehrendorf, von dem sich gegen die Traun hin ein innerer Zweig abspaltet, der bei Oberthalham noch 507 m erreicht. Ein weiterer im Gelände wesentlich auffallender durch mehrere Breschen in kürzere Wallabschnitte und Kuppen (507–522 m) gegliederter und frischer erscheinender Wall umschließt südlich Hafendorf ein hochgelegenes Zungenbecken. Nach einer Unterbrechung durch die Talung bei Pinsdorf ist der Ansatz an den Pinsdorfer Berg erkennbar. Der auffallende Formenunterschied zwischen diesen beiden Wallanlagen hat v. HUSEN zusammen mit dem Vorkommen von Grundmoräne über dem inneren Wall von Ehrendorf zur Annahme veranlaßt, daß der innere Wall beim Vorstoß zum äußeren überfahren worden sei. Er unterscheidet deshalb einen „maximalen“ Vorstoß vom schon vorher erreichten „Hochstand“ (I/1977 8f und 17ff). Überfahrene Reißmoränen erwähnt auch H. SPERL am St. Georgener Zweig des Atterseegletschers (I/1982), wie solche auch im ö. Kremstal anzunehmen sind (siehe Kap. 7).

Wie eine Erosionskerbe an der Kuppe 522 des äußeren Walles und an dem Geländevorsprung östlich Irresberg erkennen läßt, muß es vorübergehend einen Abfluß der Schmelzwässer dieses Gletschers zur östlich benachbarten Mulde und weiter zum Trockental unterhalb des Kirchholzes gegeben haben, was hier auch die Erniedrigung der Seitenmoränen zu einer flachen Schwelle erklärt. Ein höherer Sanderkegel zwischen Hafendorf und Föding in 480 m kann trotz seiner hohen Lage wegen des Auftretens zahlreicher Kalkgerölle auf Feldern keinesfalls älter als rißzeitlich sein; er überlagert hier ältere Sedimente von Föding und der nördlich anschließenden Terrasse von Viecht.

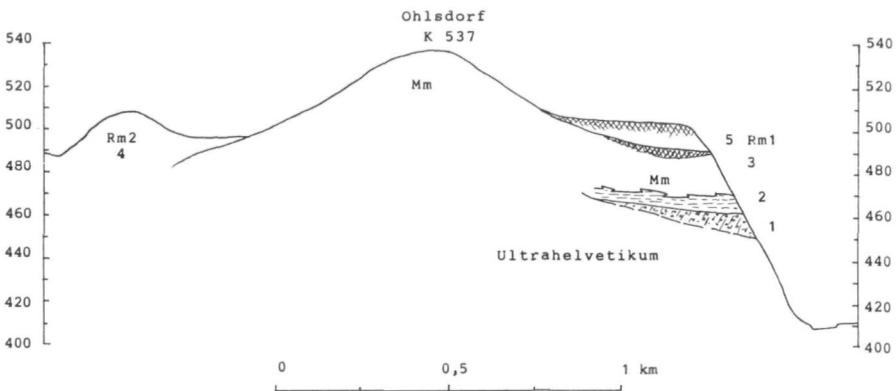
Eine wesentliche Ergänzung für die Gliederung der Rißsedimente haben auf der Ostseite die Kartierungen auf Blatt 67 Grünau (KOHL Ber. I/1997) ergeben. Zwischen den schon bisher der Rißeiszeit zugesprochenen Moränenwällen von Baumgarten und Gschwandt (Abb. 27, RM 2) mit der davon ausgehenden HT (RHt 2) und dem mindelzeitlichen Moränensystem im Osten konnten weitere Moränenreste mit anschließenden glazifluvialen Schottern festgestellt werden, die älter als die herkömmlichen Rißsedimente sein müssen, aber eindeutig auch jünger als die weiter östlich anschließenden Mindesedimente. Es handelt sich um am Außensaum der Moräne von Gschwandt – Altgschwandt angelagerte, z. T. durch den Verlauf von Mulden davon getrennte und unterbrochene flach gewölbte Formen, deren Moränenatur und auch höherer Verwitterungsgrad als bei den übrigen Reißmoränen anlässlich eines großen Bauaufschlusses bei der Bahnstation Gschwandt nachgewiesen werden konnten (Abb. 27, RM 1).

An diese Moränenreste schließt nördlich Altgschwandt eine nach Norden ziehende Schotterflur an, die um 5–10 m höher ist als die westlich benach-

barte HT und die beim Hungerbauer endet (RHt 1). Ihre Oberfläche ist infolge späterer periglazialer Überformung schon relativ unruhig (vergl. 5.3.2).

Eine starke Abtragung ist auf Grund eines Aufschlusses im höchsten Bereich dieser Schotterflur nördlich Unterdorf (> 490 m) anzunehmen, wo unter der abgeschobenen Bodendecke in etwa 1 m Tiefe kaum angewitterte kalkreiche Grobschotter mit reichlich Flysch und vereinzelt Quarzen aufgeschlossen waren. Die gleichen Schotter sind noch östlich Maierhof entsprechend verfestigt in alten Brüchen einzusehen.

Es darf daraus geschlossen werden, daß hier Sedimente eines älteren riß-zeitlichen Gletschervorstoßes vorliegen (RM 1 und Rht 1), die vor Schüttung der klassischen HT bereits zertalt und zu einem großen Teil abgetragen worden sind, was auf alle Fälle ein starkes Abschmelzen des Gletschers voraussetzt. Ein Interstadial ist bisher mangels geeigneten Materials nicht nachgewiesen, ist aber wahrscheinlich (KOHL in Druckvorbereitung).



- 1 Kristallinreicher z. T. konglomerierter Liegendschotter geht nach oben in karbonatreichen Schotter über, lokal von Grundmoräne überdeckt, an der Oberfläche Reste von lehmiger Verwitterung, weiter nördlich insgesamt bis 35 m mächtig; Günzzeitliche Sedimente
- 2 Staubeckenablagerungen, Bändertone mit Quellaustritten und Tuffbildungen
- 3 Grundmoräne mit bestens gekritzten Geschieben (Trauntalfazies), stellenweise unterbrochen von geringmächtigen Staubeckenablagerungen, nach oben hin zunehmend Verwitterungserscheinungen (Zersatz und Ätzung von Geröllen) und Verwitterungslehm (fossile Bodenreste), im Liegendbereich stellenweise Konglomeratbank: Mindelmoräne (Mm)
- 4 Endmoränenkranz von Hafendorf-Irresberg: Haupt-(mittleres) Riß (Rm2)
- 5 Grobblockiges, sandig-schluffiges Moränenmaterial mit reichlich gekritzten Geschieben, Verwitterungsspuren und Lehmdecke an der Oberfläche: Älteres (unteres) Riß (Rm1)

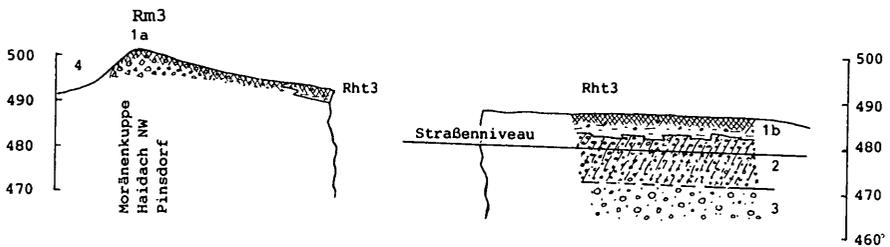
H. Kohl 1988

Abb. 31: Querschnitt durch die Moränenfolge im Raum Ohlsdorf nördlich Gmunden. Nach eigenen Aufnahmen und Verwendung S. Preys Beobachtungen von 1947

Damit ist auch erwiesen, daß ein älterer Rißgletscher noch über die bisher bekannten Endmoränen von Baumgarten und Gschwandt hinausgegangen sein muß, dem auch die tiefer als die Kuppe von Ohlsdorf liegende Rißmoräne entsprechen dürfte (siehe PREY I/1949 und Abb. 28), die dort jedenfalls an die höher hinaufreichende Mindelmoräne angelagert ist, aber nicht den Höhenzug selbst bildet (Abb. 31).

Länger schon als die oben erwähnten älteren rißzeitlichen Ablagerungen sind im Zungenbeckenbereich der Traungletscher spät- bzw. jungrißzeitliche Bildungen nachgewiesen (KOHL I/1976, v. HUSEN I/1977). Dazu zählen eine kleine Moränenkuppe (K 500) mit einem trockengelegten Rest eines Toteisloches und einer anschließenden Terrassenzunge längs der Aurach (Abb. 32 und 27 Rht 3) sowie die am inneren Abfall der Moräne von Ehrendorf von Pinsdorf über Buchen – Kleinreith zum Trauntal führende Terrasse, die über dem Niveau des höchsten würmzeitlichen Teilfeldes w0 liegt und sich davon auch durch eine sehr reife Bodenbildung unterscheidet. Ihre Bedeckung mit grobblockigem Moränenmaterial läßt ebenfalls auf einen entsprechenden spätrißzeitlichen Gletscherstand schließen (RM 3).

Ähnlich wie bei Pinsdorf gibt es auch auf der Innenseite der Rißmoräne von Baumgarten längs des „Wasserlosen Baches“ eine spät- bzw. jungrißzeitliche Terrasse (Rht 3) mit stark lehmiger Bodenbildung über moränennahem Material; auch diese Terrasse setzt eine entsprechende Abschmelzphase der Gletscher voraus, was kaum ohne größere Klimaschwankung zu erwarten ist.



1a Rm3: Jung- (oberes) Riß-Moränenkuppe mit auskeilendem Übergangskegel.

1b Rht3: Jung- (oberes) Riß: Periglazialschüttung aus dem Aurachtal, verzahnt sich mit Übergangskegel. 1–2 m Lehm mit Flyschresten (z. T. würmeiszeitlich umgelagert) auf schmalen Horizont aus feinem Flyschsplitt diskordant auf 2–3 m verlehmtm Flyschschutt und -schotter mit eckigen Flyschblöcken an der Basis

2 8–10 m stark verfestigtes Kalk-Flyschkonglomerat (Trauntalfazies) mit einzelnen Blöcken, geschichtet – Übergang zum Liegenden nicht Aufgeschlossenen

3 Sehr grober lockerer Kalk-Flyschschotter bis 20 cm Ø, Trauntalfazies in stark sandiger Matrix, unsortiert

4 Ursprünglich versumpfte Wanne eines jungrißzeitlichen Toteneisloches, heute entwässert

Abb. 32: Längsschnitt durch die jung-(spät-)rißzeitliche Terrasse zwischen Aurach und der Bahnlinie NW Pinsdorf. 400 m langer Aufschluß anlässlich des Ausbaues der Hausruck-Bundesstraße 1962. H. Kohl

In einer eingehenden Studie werden diese Beobachtungen zur Gliederung der Rißeiszeit weiter analysiert und mit einschlägigen Beobachtungen an den ehemaligen Gletschern des Steyr-Kremstales verglichen (KOHLE in Druckvorbereitung Abb. 2 und 3).

Nun bleibt noch die Frage zu klären, wie die herkömmlichen Hauptrißmoränen (RM 2) auf beiden Traunseiten korreliert werden können. Der innere Wall von Baumgarten könnte insofern mit jenem von Ehrendorf verbunden werden, als er ebenfalls sehr breit ist und sich in seiner NO-Ecke spaltet. Eine Grundmoränendecke konnte allerdings bisher, vielleicht mangels geeigneter Aufschlüsse, nicht beobachtet werden. Demnach könnte man den weiter nach Norden weisenden Wall von Gschwandt-Altgschwandt mit dem Stand von Hafendorf gleichsetzen, wobei aber die Frische der Formen von Hafendorf vermißt wird und auch die die beiden Wälle von Baumgarten und Gschwandt trennende Umfließungsrinne nicht recht dazupast. Jedenfalls ist bei den äußeren Rißständen noch eine Aufgliederung in zwei Loben durch die Flyschkuppe von Ohlsdorf gegeben.

Den angeführten Beobachtungen entsprechend, ist allem Anschein nach am Traunsee-Zweiggletscher mit einer ähnlichen Dreigliederung der Rißeiszeit zu rechnen, wie sie in der Typusregion für die Rißvergletscherung in Oberschwaben nachgewiesen ist (SCHREINER & HAAG 1982, SCHREINER 1989).

Auf der Ostseite des Traunsees finden sich der Rißeiszeit entsprechende Moränen- und Stausedimente nur sehr bescheiden in den tief eingeschnittenen Tälern (v. HUSEN I/1977 9f und Tafel 1). Besser sind entsprechende Ablagerungen auf der Westseite des Sees um den Grasberg erhalten, und zwar im Sattelbereich an der Wasserscheide zur Aurach und auch am Südrand dieser Erhebung ab K 749 m gegen Neukirchen a.d.A., wo Moränenreste und Staukörper einschließlich Seetone einer aufgestauten Aurach vorliegen. D. v. HUSEN hat auch hier einen etwa 100 m höheren Maximalstand von einem Hochstand unterschieden (I/1977 11f, 19).

Die breite Talung zwischen Neukirchen und dem Traunsee wird schon seit PENCK & BRÜCKNER (I/1909 210), dann von W. JANOSCHEK (1964 205) und v. HUSEN (I/1977 13) auf ein altes prärißzeitliches in das Traunseebecken mündendes Aurachtal zurückgeführt. Der bis über Neukirchen hinaus vorstoßende Rißgletscher hat dann die Verlegung der Aurach in den epigenetischen Durchbruch zur Reindlmühle hin verursacht. Als spätrißzeitlicher (v. HUSEN I/1977 16) oder noch älterer (KOHLE I/1976) Rest einer höher gelegenen Deltaschüttung muß auch der isoliert aufragende Buchberg (497 m) 500 m NW der Bahnstation Traunkirchen betrachtet werden. Auch die Umgestaltung des oberen Mühlbachtals zu einem Trogtal oberhalb der Würmmoräne der Vichtauer Bucht muß bereits präwürmzeitlich erfolgt sein. Zur Rißeiszeit hat auch ein mit dem Langbathgletscher und damit mit den Eismassen des Hölleengebirges in Verbindung stehender Gletscher das obere Aurachtal eingenommen (v. HUSEN I/1977 19).

Präwürmzeitlich sind wohl auch die stark konglomerierten Reste von Del-taschüttungen im unteren Rindbachtal in 500 m, 480–490 m und 455–460 m Seehöhe (KOHL I/1976 279ff), die während des Abschmelzens der Gletscher und unmittelbar nach deren Zurückweichen aus dem übertieften Seebecken in Vorläufer des Traunsees geschüttet worden waren. Konglomerierte Delta-schüttungen an der westlichen Talseite bei der Miesenbachmühle, denen von GÖTZINGER und H. HASSINGER (I/1938 346) ein interglaziales Alter zuge-schrieben wird, sind ebenfalls eher als spätrißzeitlich anzusehen. Ähnlich wird eine ursprünglich als interglazial betrachtete, von Würmsedimenten bedeckte Nagelfluh gegenüber der Rettenbachmündung in Bad Ischl (GÖR-ZINGER I/1936 89) als spätrißzeitliche Terrassenschüttung einzustufen sein (v. HUSEN I/1977 17); ein Hinweis auch darauf, daß das riß/würminterglaziale Trauntal bereits die Tiefe des präwürmzeitlichen Tales erreicht haben muß.

Auch aus dem Ausseer Becken wird fallweise aufgeschlossene Rißgrund-moräne mit völlig entkalkten Resten der interglazialen Bodenbildung im Lie-genden des würmzeitlichen Ausseer Konglomerates beschrieben (GÖTZINGER I/1936 94 und v. HUSEN I/1977 14 u. 20). E. EBERS erwähnt solche Vorkommen neben Resten eines präwürmzeitlichen Schwemmkegelkonglomerates auch im Raum Mitterndorf (I/1942 293) und v. HUSEN weist auf noch ältere, stark verwitterte kristallinreiche Schotter im Trauntal bei Bad Aussee und im Süden des Siriuskogels bei Bad Ischl hin (I/1977 6f). In den schon von SIMONY (I/1869) und PENCK (P. & B. I/1909 366) erwähnten kristallinreichen Konglo-meraten des Koppentales sieht v. HUSEN (I/1974 64) verfrachtete Augenstein-schotter.

Die Spuren der letzten großen Vergletscherung, der **Würmeiszeit**, sind im Alpeninnern im Vergleich zu den bescheidenen nur lückenhaft erhaltenen und aufgeschlossenen Resten der älteren Eiszeiten als Grundmoränen, Eis-randbildungen und schließlich als spätglaziale Endmoränen und Schüttungen im gesamten Talverlauf bis in die Ursprungsgebiete hinauf immer wieder anzutreffen (Abb. 37). D. v. HUSEN (I/1977 20–27) hat sich bemüht, bereits Anhaltspunkte für den vorrückenden Traungletscher zu suchen und solche vor allem im Ausseer Becken und in den größeren Seitentälern wie im Goiserer Weißenbachtal, im Frauenweißenbachtal und im Langbathal gefunden.

Die über den Verwitterungsresten des Riß/Würm-Interglazials liegenden Schotter des Ausseer Konglomerates erweisen sich als Vorstoßschotter der Hauptwürmvergletscherung. In den erwähnten Seitentälern zeigt sich, daß der Gletscher des Haupttales jeweils ein Stück in diese eingedrungen ist und bis zur Vereinigung mit den Lokalgletschern vorübergehend Seen zurückge-staut hatte. Auf sie lassen sich gebänderte Schluffe sowie eingeschüttete Sande und Schotter zurückführen, die nach oben hin in Grundmoräne über-gehen. Aus der Bänderung dieser Schluffe konnte auf Warven geschlossen werden, die in den Sommerlagen auch kaltzeitliche Kräuterpollen enthalten.

Nachdem das Eis von allen Seiten her sehr rasch an Mächtigkeit zugenommen hat, sind Lokal- und Hauptgletscher bald zu einem Eisstromnetz zusammengewachsen.

Aus allen diesen Beobachtungen und deren Auslegungen geht hervor, daß ein zusammenhängender Traungletscher erst während des Würmhochglazials im oberen Würm entstanden ist. Damit ist hier bisher nichts bekannt, was auf einen entsprechenden früh- oder frühmittelwürmzeitlichen Gletschervorstoß schließen ließe, mit dem etwa in den Westalpen oder auch in Skandinavien gerechnet wird (siehe Kap. 10).

Die hochwürmzeitlichen Endmoränen setzen den Geländeverhältnissen entsprechend auf der Westseite des Traunsees bereits in der etwa 3 km nach Westen reichenden Ausbuchtung von Vichtau unmittelbar am Kalkalpenrand ein, während sie auf der Ostseite erst etwa 7 km weiter nördlich am Fuße des flyschalpinen Grünberges anschließen (vgl. Abb. KOHL I/1976 sowie die Darstellungen v. HUSEN I/1977 Beilage 1 und Geol. Karte GBA Bl. Gmunden I/1996).

Ein mehrfach gegliederter Endmoränengürtel umschließt die Vichtauer Bucht nordwestlich Traunkirchen. Der dominierende Hauptwall beginnt im Süden am Mühlbachberg in 620 m, wo er durch eine Randrinne vom Fuße des Fahnauberges getrennt ist, und zieht dann vom Mühlbach unterbrochen, in 590–600 m, vom Fuße des Kollmannsberges wieder durch eine Randrinne abgesetzt, nach Norden. Dort riegelt er das Becken von Neunkirchen a. d. A. ab (Abb. 10) und schließt dann beim Pfannstieleck in etwa 600 m an den nach Osten bis zum Seeufer ziehenden Flyschrücken an. Am Westrand dieser Ausbuchtung wird ein etwas tieferer Eisstand durch einen vom oberen Pichlbach umflossenen Wallrest bei Gattern (561 m) und weiter südlich eher durch an Eisrandterrassen erinnernde Formen mit steilem Abfall zum Eiskontakt angedeutet. Bei Vichtau zweigt auch ein äußerster flacher Wall ab, der gegen den Grasberg hin verläuft und der anzeigt, daß zu dieser Zeit der Gletscher den Flyschrücken Pfannstieleck – Pamesberg – Buchschacher überwunden hatte. An seiner Innenseite finden sich auch zwei als Toteisformen zu deutende Wannens (GÖTZINGER I/1941 14, KOHL I/1976 192). D. v. HUSEN ordnet diesen Wall und weitere Ansätze am Grasberg seinem „Maximalstand“ zu, während er den beherrschenden Hauptwall zum „Hochstand“ zählt (I/1977 29).

Der vorrückende Würmgletscher hat hier wie schon zur Rißeiszeit den Abfluß der Aurach zum Traunsee verhindert und westlich Vichtau bis Neunkirchen einen heute verlandeten See zurückgestaut, dessen Sedimente, Seetone, schluffige Sande und Schotter bis in eine Tiefe von > 100 m erbohrt sind. Mit dem festen Untergrund ist in 440–460 m NN zu rechnen (JANOSCHEK 1964 205). An den inneren Eisstand schließt dann beckenwärts hochglaziale Grundmoräne an, die etappenweise von spätglazialen Schüttungen bedeckt wird (siehe später!).

Ergänzend zu den bekannten Darstellungen seien hier noch einige Beobachtungen und Bohrungsergebnisse mitgeteilt. Ein Aufschluß im hohen Endmoränenwall des Mühlbachberges 250 m nördlich Anthweg hat 1964 unter 7 m blockreicher lithologisch sehr bunter Endmoränenschüttung, ein noch ca. 2 m einzusehendes warvenartig gebändertes Seesediment freigelegt, das darauf hinweist, daß der vorrückende Gletscher im Tal des Mühlbaches ebenfalls einen bis > 590 m Höhe reichenden See zurückgestaut hatte. Gleichzeitig war bei der Brücke K 530 m im Bachbett ca. 1,5 m dieses Sediments aufgeschlossen. Die den Gletscherständen entsprechende etappenweise Entleerung des Sees wird vor allem durch am Fuße des Kollmannberges entlang ziehende Gesimse angedeutet, wobei die höchste bei Höll in 635 m über den obersten Würmdmoränen ausstreichenden Terrasse noch aus der Rißeiszeit stammen muß.

Ein jüngerer Aufschluß (beobachtet 1995) unweit des Hofes Lehenbauer zeigt von etwa 495–490 m abwärts ca. 3 m dichtgepackte Grundmoräne in typischer Trauntalfazies, darunter 12–13 m einzusehende, relativ gut geschichtete, z. T. kreuzgeschichtete und teilweise schwach verfestigte, im Korn mit groben Lagen wechselnde Schotter, ebenfalls in typischer Trauntalfazies. Im Grenzbereich zum Hangenden sind in ganz flachen Mulden linsenförmige Einlagerungen eines gelblich verfärbten, gebänderten Feinsediments erhalten. Die Schotter müssen demnach als fluviatil verfrachtete Fernschotter betrachtet werden, die während des vorstoßenden Traungletschers geschüttet und dann vom Eis überfahren wurden.

Eine Bohrung in der Sohle der Schottergrube unmittelbar südöstlich des Landeskrankenhauses Buchberg, in die Herr P. Baumgartner (Winkl/Traunkirchen) Einblick gewährt hat, ergab unter der in der Grube aufgeschlossenen Deltaschichtung (Abb. 36) 14,70 m Schotter, darunter 6,70 m grauen Schluff-Feinsand und weiter bis zum Bohrende 8,60 m feste, offenbar vorbelastete graublaue Seetone (Endtiefe der Bohrung in 30 m bei 400,98 m NN, d. i. > 20 m unter dem heutigen Seespiegel. Man wird daraus wohl auf einen bereits präwürmzeitlichen Traunsee schließen können). Leider gibt es dazu keine palynologische Auswertung. Bohrungen in Winkl bei Traunkirchen haben bis 460 m hinauf reichende, fast 25 m mit Hangschutt überdeckte schluffige Seesedimente erschlossen, die stark mit Lokalschutt durchsetzt sind und auf einen vorübergehenden Eisrandsee während des vorrückenden oder zurückweichenden Gletschers hinweisen.

Nördlich des die Vichtauer Bucht im Norden begrenzenden Flyschrückens drängte der Gletscher zunächst an den durch Glazialerosion der älteren Vereisungen stark übersteilten Ostabfall des Flyschrückens Grasberg – Gmundnerberg – Pinsdorferberg heran und hat erst bei Hofstatt in 531 m einen bescheidenen Moränenansatz hinterlassen, den v. HUSEN dem „Hochstand“ zuordnet. Noch höhere Stausedimente in dem hier herabziehenden Tal führt er auf seinen „Maximalstand“ zurück (I/1977 31).

Gegen die Bucht von Altmünster hin kann ein tieferer Eisstand längs einer deutlichen Eisrandterrasse nördlich des Bahnhofes beim Hummerhof (505 m) und nördlich des Grabens angenommen werden, wo Bauaufschlüsse noch gut gekritztes, aber bereits umgelagertes Moränenmaterial zeigten und aus der die anschließende Trockentalung längs der Bahn hervorgeht. Die Zuordnung des Kalvarienberges von Altmünster zu einem der Eisstände ist kaum möglich, weil er anscheinend im Kern eine Flyschkuppe darstellt (FUGGER I/1904 334), ähnlich einer zweiten Erhebung westlich davon.

Nördlich Altmünster setzt das mehrgliedrige Endmoränensystem ein, das schon in der früheren Literatur zuletzt von G. GÖTZINGER (I/1936 39ff) in einen äußeren und einen mehrmals unterbrochenen inneren Wall gegliedert wird. Auf Grund einer südlich der Zementfabrik Hatschek unter der äußeren End-

moräne von Eck liegenden Grundmoräne hat v. HUSEN (I/1977 30ff) auf einen kurzen noch weiter reichenden Vorstoß geschlossen, den er als „Maximalstand“ bezeichnet hat. Im Moränenzug von Eck sieht er den länger anhaltenden „Hochstand“ der würmeiszeitlichen Vergletscherung. Die unterbrochenen Kuppen des inneren Standes verbindet v. HUSEN mit einem ersten „Rückzugsstand“ (Tab. 2).

Etwas detaillierter und in Einzelheiten davon abweichend wird in dem Kärtchen Abb. 33 (KOHL I/1976 264 ergänzt bis 1997) versucht, aus dem auf den ersten Blick verwirrend erscheinenden Terrassensystem der Teilfelder im Anschluß an die Endmoränen die Vorgänge am Glet-

Tab. 2: Übersicht über die Würmhoch- und -spätglazialen Gletscherstände des Traun-(see-)Gletschers

Würm-	Gletscherstände nach		in Tirol Heuberger 1968	Pollenzone nach Firbas 1949	nicht korr. ¹⁴ C-Alter v. h.
	v. HUSEN 1977 u. 1987	Hochglazial KOHL 1976 1889 Spätglazial PENCK 1909 ¹⁾ GÖTZINGER 1936 ²⁾			
Hochglazial	Maximalstand	höchstes NT-Feld (w ₀)			
	Hochstand	Äußere Moränen v. Eck, Cumberland und Tastlberg NT-Feld w ₁			um 20.000
	1. Abschmelz- phase	Innere Moränen Hochkogel, Kalvarienberg NT-Feld w ₂			
	Stand Schloß Ort	Moräne Schloß Traunsee Eissee 470 m Eissee 465–460 m			um 17.000
Spätglazial	Ischl-Stand	Bühl ¹⁾ Bühl ²⁾	Bühl		vor 16.000
	Jochwand-Stand	Gschnitz ¹⁾ Gschnitz ²⁾	Steinach		um 16.000
	Goiserer Stand	Gschnitz ¹⁾ Gschnitz ²⁾	Gschnitz	Älteste Dryas Ia	um 14.000
	Echern-Stand		Daun	Bölling Ib Ältere Dryas Ic	um 12.000
	Taubenkar-Stand		Egesen	Alleröd II Jüngere Dryas III	um 10.600
					10.300

scherende während des Hochglazials zu rekonstruieren. Dabei zeigt sich, daß dem Hochstand im Sinne v. Husens eigentlich nur der Rücken von Eck (> 510 m) vom Gehöft Pfifferling an entspricht und daß das anschließende NT-Teilfeld von Straßmörtel (480 m) mit dieser Moräne zu verbinden ist. Zu diesem Teilfeld (w1) gehört auch das Steinbichelfeld westlich des Bahnhofes, während die deutlich höhere Terrasse mit dem Bauernkriegsdenkmal (w0, > 485 m) auf Grund eines Aufschlusses hinter den Großhandelniederlassungen Spar u.a. an der Umfahrungsstraße Pinsdorf und den dort einzusehenden Verwitterungsverhältnissen eindeutig noch zum Würm gehört und damit wohl als Schüttung des „Maximalstandes“ anzusehen ist.

Die an die Ecker Moräne (W1) nach einem Einschnitt südlich anschließende Fortsetzung (Rücken beim Nußbaumer) kann kaum dem äußeren Wallssystem zugeordnet werden; sie ist nicht nur niedriger (495–492 m), beginnt nördlich des Kalvarienberges von Altmünster und ist deutlich nach innen versetzt, so daß eine Verbindung mit dem inneren Wallssystem (W2) wahrscheinlich ist, das sich nach Unterbrechung beim Ansatz des Satoritrockentales in dem Rücken mit dem Brahmshäusel (485 m), nach der Bresche mit der Lokalbahn im Hochkogel (497 m) und einer weiteren Unterbrechung an der Tagwerkerstraße im Kalvarienberg (486 m) fortsetzt (Abb. 35). Dabei fällt auf, daß der isolierte Hochkogel etwas nach innen versetzt ist, was wohl mit der hier anstehenden Flyschauftragung in der Danglstraße bzw. Sternstraße (Abb. 34) zusammenhängt (GBA Bl. 66 I/1996 und FLÖGL I/1969 83, dazu auch GÖTZINGER 1928, MOSER 1970). Die Trockentalrinne des Satoritales (w2) entspricht den NT-Teilfeldern aus dem inneren Wall, deren Ansatz schön am Außensaum des Hochkogels erhalten ist. Daß Schmelzwässer zu dieser Zeit auch noch über die äußerste Randrinne längs der Bahn aus der Gegend des Altmünsterer Kalvarienberges abgefließen sind, ergibt die Eintiefung dieses Tales vom Bahnhof Gmunden an in die Teilfelder des Hochstandes (w1). Das Teilfeld (w2) der Satoririnne wird an der Umfahrungsstraße Gmunden von einer weiteren deutlich tiefer liegenden Terrasse (470 m) unterschritten (w3), die etwa der Bresche längs der Lokalbahn zum Bahnhof (Friedhofterrasse) entspricht. Sie läßt bereits auf den Abfluß eines Eisseees schließen (siehe später!).

Nördlich Altmünster setzt, wieder durch ein Trockental in ca. 470 m vom Moränenrücken Nußbaumer getrennt, in 480 m ein dritter Moränenwall ein (W3), der beim Schloß Traunsee (ehemalige Villa Württemberg) seewärts umbiegt und jäh abbricht.

Eine Bohrung in 470 m NN für einen Notbrunnen hat hier 1976 unter verschiedenen Quartärsedimenten erst in 104 m Tiefe den Flysch erreicht; erwähnt werden dabei Blöcke, Konglomerat und an der Basis ab 84 m Schotter mit einem erhöhten Quarzanteil (persönliche Mitteilung von Prof. Dr. F. Wieser, Linz).

Das damit verbundene Trockental (w3) unterschneidet jenes der Satorianlagen und muß daher jünger sein, so daß hier mit einem dritten Gletscherstand zu rechnen ist, dessen Eismassen zweifellos in einem Eissee kalbten.

Östlich der Traun sind die hochglazialen Gletscherstände in den sehr mar-

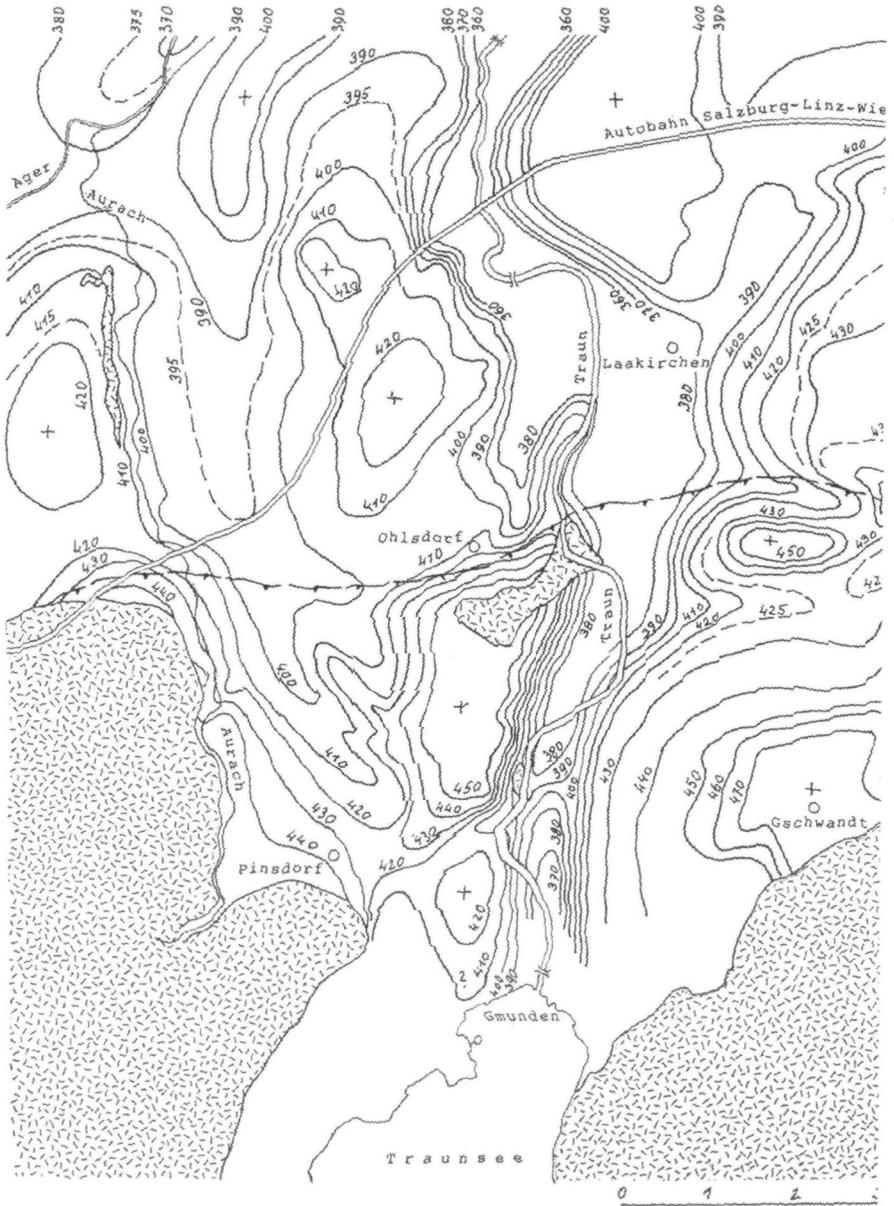


Abb. 34: Subquartäres Relief im Norden des Traunseebeckens. Nach H. FLOGL 1969 und 1983

kanten Wällen mit Schloß Cumberland, ca. 500 m, und dem Tastlberg, 515 m, W1) stark zusammengedrängt, wobei die einer Toteiswanne entsprechende Hohlform mit dem schon stark verlandeten Krottensee eine Ausstülpung nach NO aufweist, die jedenfalls die Stoßrichtung des Eises während des Hochstandes anzeigt, eine Richtung, in die auch das nördlichste Traunseebecken einlenkt. Ein innerer Stand (W2) ist nur längs des Tastlberges mehr durch Eisrandbildungen als durch Reste eines Moränenwalles angedeutet (485–490 m). Zu den davon ausgehenden NT-Teilfeldern und -stufen siehe Abb. 33 und Kap. 5.3.2.

Beim Versuch einer Rekonstruktion der Gletscheroberfläche während des Würmhochglazials geben abgesehen von den Endmoränen alpeneinwärts Moränenreste, Staukörper und Erratika, seltener Erosionsformen Anhaltspunkte für die Höhenlage der seitlichen Gletscherränder ab. Dabei ist die Wölbung der Gletscheroberfläche zu bedenken, die je nach Ernährungslage auch stärkeren Schwankungen unterworfen war als die Gletscherenden. Außerdem kann nicht mit einem gleichmäßigen Gefälle gerechnet werden, weil nicht nur die Gefällsverhältnisse, sondern auch Talengen und -weitungen wie auch Eiszu- und -abflüsse sich im Gefällsverlauf der Eisoberfläche abzeichnen. D. v. HUSEN (I/1977 45 u. I/1987b) geht von einer Oberfläche im Hohen Dachstein um 2400 m aus, rechnet im Raum Mitterndorf – Aussee bis Goisern mit 1700–1600 m, im Ischler Becken mit etwa 1400 m (P. & B. I/1909 218 mit 1250 m), an der Mündung des Frauenweißenbachtals (Offenseebach) mit 900–1000 m und im Süden des Atterseebeckens mit ca. 1000 m. So ist mit einer großen Stufe mit Eiskaskaden von etwa 400–500 m vom Dachsteinplateau zum Goiserer Becken und einer weiteren nach der Verzweigung bei Bad Ischl ins Ischltal und in die Weißenbachtalung zum Attersee von 200–300 m zu rechnen. Wenn auch ein Anstieg der Schneegrenze bzw. der Gleichgewichtslinie zum Alpeninnern hin anzunehmen ist, zählen bei einer Lage in etwa 1000 m am Alpenrand (P. & B. I/1909 255, v. HUSEN I/1977 46) das Traunseebecken talaufwärts bis etwa Langwies und das gesamte Atterseebecken zum Zehrgebiet.

Ragten südlich Bad Ischl zu dieser Zeit wenige Gipfel als Nunataker aus dem Eisstromnetz heraus (Abb. 37) wie Sarstein (1976 m), Loser (1838 m), Sandling (1717 m), der Hohe Kalmburg (1833 m), das Gamsfeld (2028 m), die Gruppe Rinnkogel (1823 m), Katergebirge mit dem Heinzen (1639 m), so sind im Ischler Becken die lokalen Bergkuppen des Siriuskogel (599 m), des Kalvarienberges (606 m), des Jainzen (835 m) und auch die Ausläufer der südlichen und südöstlichen Beckenumrahmung als stark eisüberformte Rundhöcker zurückgeblieben.

Ab Bad Ischl speisten nur noch die höheren Gebirgsgruppen mit Eigenvergletscherung Eis in den Hauptgletscher des Trauntales ein. Der größte Eiszufluß kam über das Offensee – Frauenweißenbachtal vom Nordabfall des

westlichen Toten Gebirges. Er setzte sich aus den Eismassen vom Gschirreck, aus dem Einzugsgebiet des Offensees und des weiter nach Süden ausgreifenden Grimbachtals zusammen.

Weitere Eiszuflüsse kamen noch aus der Plateauvergletscherung des Höllengebirges (WICHE I/1949a, DOLLINGER I/1986, v. HUSEN I/1977), deren südliche sich vorwiegend im Höllbachtal sammelten und über den Weißenbach-Gletscherzweig zum Atterseebecken gelangten, während die nördlichen zum oberen Aurach- und zum Langbathtal abflossen. Abflüsse nach Osten oberhalb Lahnstein und über die Haselwaldgasse unmittelbar zum Trauntal, wie sie WICHE (Seite 128) und GÖTZINGER (I/1936 88, 89) annehmen, werden von v. HUSEN nicht bestätigt. Ein Gletscher aus dem Bereich des Hochleckenkogels erfüllte das Becken bei der Taferlklause, hinterließ eine Moräne auf der Wasserscheide beim Kraibergtaferl (829 m) und zwängte sich durch die Aurachklamm zur Weitung bei der Großalm, wo das würmzeitliche Gletscherende durch Moränenwälle gekennzeichnet ist. Die östlich anschließenden Gletscherabflüsse aus dem Höllengebirge sammelten sich im Langbathtal. Während dort PENCK (P. & B. I/1909 236), GÖTZINGER (I/1941 17ff) und K. WICHE (I/1949b 129) auch im Hochglazial keine Eisverbindung mit dem Traunseegletscher angenommen hatten, treten v. HUSEN und auf Grund von Schneegrenzberechnungen auch F. DOLLINGER (I/1986) für eine solche ein.

Der nördlichste über den Gschlifgraben noch mit dem Traungletscher verbundene Lokalgletscher kam aus der Farngrube am Nordabfall des Traunsteins (PREY I/1956 215f). Der östlich benachbarte kleine Gletscher aus dem Becken des Laudachsees mit Abfluß zum Laudachtal hatte keine Verbindung mit dem Traungletscher.

Toteisformen und andere Eisausschmelzformen wie die Krottenseewanne (Abb. 13), die Hohlformen nordwestlich des Kalvarienberges und nordöstlich des Schlosses Traunsee (Württemberg) lassen darauf schließen, daß zwischen den äußeren und inneren Moränen, aber auch noch zum dritten Stand von Schloß Traunsee keine längeren Zeiträume mit größeren Eisabschmelzbeträgen anzunehmen sind.

Mit dem anschließenden raschen Abschmelzprozeß als Folge einer entsprechenden Erwärmung setzt das Spätglazial ein, das ab etwa 17 000 v. h. anzunehmen ist (v. HUSEN I/1987a 32). Erste Ansätze dazu können bereits in der Entstehung des Eissees im Zusammenhang mit der letzten nachweisbaren Oszillation des Gletschers beim Schloß Traunsee gesehen werden (KOHL I/1976). Dieser hat seine Spuren in Terrassen um 470 m nördlich und südlich dieser Moräne hinterlassen, auch östlich der Traun beim Krottensee, ferner oberhalb Traundorf und beim Einsetzen des Trockentales von Englhof. Auch See-Feinsedimente sind unterhalb dieses Niveaus gelegentlich in Traundorf aufgeschossen worden. Das Niveau des Eissees muß dann rasch weiter abgesunken sein, wie seine Abflüsse im Norden längs der Lokalbahn

und weiter zum Friedhof (Friedhofterrasse) in 460 m mit einer größeren heute verschütteten Abschmelzform, dann dem heutigen Trauntal näherrückend, längs der Tagwerkerstraße in 455 m, hier mit einer Hohlform, die eindeutig einem ausgeschmolzenen Eisberg zugeschrieben werden kann (Abb. 35). Diese Rinne unterschneidet die Friedhofterrasse und führt gleich nördlich des Kalvarienberges zum Trauntal. Schließlich bleibt ab etwa 450 m nur noch das heutige Trauntal als einziger Abfluß eines noch spätglazialen Sees, dessen Spiegel wohl noch im Spätglazial in Etappen annähernd bis zum heutigen Niveau abgesenkt wurde (KOHL I/1976).

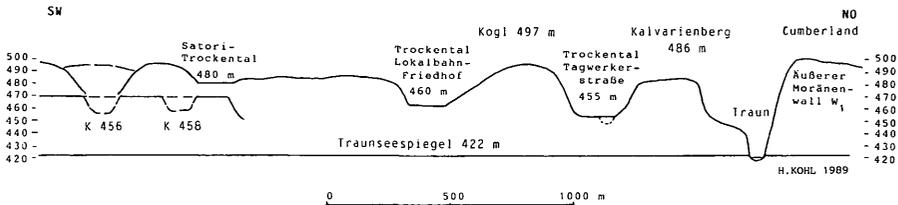


Abb. 35: Längsschnitt innerer Moränenwall W2 zwischen Altmünster und Gmunden mit später trocken gefallenen Abflußstälen aus Eisseen des abschmelzenden Gletschers beiderseits des Kogelberges. Im Abflußtal Tagwerkerstraße Ausschmelzformen von Eisbergen.

Südlich Ebenzweier wurde der N-S streichende Höhenzug von Eben und die flache schildförmige Schwelle beim Hollereck von GÖTZINGER (I/1941 13) als Jungmoränenwall angesprochen. Der Verfasser hat sich ursprünglich dieser Meinung angeschlossen (I/1976 268f), weil Ausschmelzungsformen von Drifteis in den Breschen des inneren Moränengürtels von Gmunden noch auf einen Eissee in > 460–455 m mit einem kalbenden Gletscher schließen lassen. Die von Norden (K 480) nach Süden (465 m) abfallende und breite Form sowie der Schild von Hollereck sprechen aber eher für eine Überformung, wie sie v. HUSEN (I/1977 47) annimmt, möglicherweise einer älteren Moräne. Für die spätglaziale Entwicklung ist jedoch die westlich dieses Rückens liegende langgestreckte, versumpfte Wanne von Interesse. Sie ist vermutlich aus einer Toteisform am ehemaligen Eisrand hervorgegangen und nach Abschmelzen des Eises mit einem See erfüllt gewesen, dessen Abfluß ursprünglich über die Schwelle K 466 m nach Norden hin erfolgte und nördlich der Kuppe 480 m mit Verebnungen in etwa 465 m und schließlich 455–450 m in Verbindung steht, die dann unvermittelt zum Traunsee hin abbrechen. Die Mündung dürfte hier vermutlich in den erwähnten Eissee erfolgt sein, dessen Ausdehnung nach Süden noch unbekannt ist. Das weitere Absinken des Seespiegels im Traunseebecken unter 465 m muß bereits zur Umkehr der Entwässerung dieses kleinen Randsees nach Süden und zur Anlage des Grabenbachl-Durchbruchs durch den Rücken von Eben geführt

haben. Hier und längs der Seeseite des Rückens ist eine deutliche Kerbe in 450 m zu verfolgen, ein Niveau, von dem bis zum heutigen Seespiegel in 422 m schon lange höhere Traunseestände angenommen wurden (GÖTZINGER I/1936, WICHE I/1948b).

Weitere Anhaltspunkte für das spätglaziale Geschehen bietet die Bucht von Vichtau, wo unterhalb des inneren Moränengürtels und östlich des oben beschriebenen Aufschlusses mit Grundmoränendecke in ± 500 m Stausedimente des Mühlbaches vorliegen und ein heute nicht mehr bestehender Aufschluß südöstlich des Lehenbauer eine nach Osten bzw. NO einfallende, undeutliche, z. T. gestörte Deltaschichtung eines relativ groben, schlecht gerundeten Schotters in stark sandiger Matrix zeigte, der noch undeutlich gekritzte Stücke enthielt. Diese Eigenschaften sprechen für Eisrandbildungen an einem vielleicht W-3 entsprechenden Eisstand, an dem die in vorübergehend gestauten Wasseransammlungen geschütteten Sedimente immer wieder vom Eis gestört wurden. Eine ähnliche Beobachtung konnte in tieferer Lage im unteren Rindbachtal gemacht werden (KOHL 1976a 278 und Abb. 11), wo noch ein spätglazialer Traungletscher bis etwa 1 km in das untere Rindbachtal eingedrungen war.

In der Vichtauer Bucht breitet sich unterhalb dieser Eisrandlage von etwa ± 500 m eine seewärts abfallende „schiefe Ebene“ (KOHL I/1976 274f) aus, die auf einen von Pichl-(Bichl-)bach, Moosbach und Mühlbach gemeinsam geschütteten flachen Schwemmkegel zurückzuführen ist, der gegen sein Ostende in völlig ungestörte klassische Deltaschüttungen übergeht (Abb. 36). Daraus kann auf einen Seespiegel in 453 bis 450 m, d. i. 30 bzw. 28 m höher als der heutige Seespiegel des Traunsees, geschlossen werden. Da dieses Niveau auch weiter nördlich bis zum Seeausfluß in Gmunden immer wieder anzutreffen ist und auch am unteren Rindbach sowie am Delta des Frauenweißenbaches als Grenzlage zwischen Foreset- und Topset-Schüttung einzusehen war, darf wohl ab diesem Niveau mit einem einheitlichen Traunsee gerechnet werden, wobei vorübergehend noch ein bereits vom Untergrund abgehobener schwimmender Eiskörper im See vorhanden gewesen sein mag. Dem Delta des Mühlbaches ist ein zweites Niveau einer Deltaschüttung in 445–440 m (+ 23–18 m) mit dem Bahnhof Traunkirchen vorgelagert, in das ein großer Aufschluß mit der oben erwähnten Bohrung östlich des Landeskrankenhauses Buchberg einen guten Einblick gewährt hat (Abb. 36). Unterhalb einer Stufe von etwa 8 m folgt dann das auf das heutige Seeniveau ausgerichtete Delta des Mühlbaches. D. v. HUSEN (I/1977 48) denkt hier an Einschüttungen in Eisrandseen.

Ähnlich ist auch am Frauenweißenbachedelta eine entsprechende Stufung ausgebildet, die auf ein ruckartiges Absinken des Seespiegels von 450 m abwärts schließen läßt (GÖTZINGER I/1936 88 und WICHE I/1949b 135f). Ein heute verschüttetes Toteisloch (WICHE I/1949b 130) südlich des ehemaligen



Abb. 36: Die Deltaschüttung Buchberg-Mühldorf am Vichtauer Eislobus läßt auf einen spätglazialen Traunseespiegel in 453–450 m schließen, d. i. 30 bzw. 28 m über dem heutigen.

Foto: H. Kohl

Mariengasthofes bei Roith in diesem Niveau spricht ebenfalls für das weitere rasche Abschmelzen des Gletschers. An diese gestufte Deltaschüttung schließt die etwa 4,5 km lange Ebene von Ebensee an, die sich bereits als postglaziale Schüttung in einen einst wesentlich größeren Traunsee erweist.

Eine Bohrung 1,5 km oberhalb des heutigen Traundeltas (BAUMGARTNER in GBA I/1983 49 Abb. 4) endet in 184,5 m in Grundmoräne. Darüber folgen feine Seesedimente und in etwa 160 m Tiefe ein Horizont mit organischen Resten, aus dem Holz ein ^{14}C -Alter von $11\,760 \pm 300$ v.h. ergeben hat. Die mächtigen hangenden Deltaschichten werden oben von 2,5 m horizontal gelagerten Topset-Schichten abgeschlossen. Das Datum fällt in die letzte spätglaziale Wärmeschwankung, das Alleröd, auf die dann nach einem kurzen Kälterückfall die nacheiszeitliche Deltaschüttung einsetzt.

Oberhalb der Frauenweißenbachmündung treten spätglaziale Schotterterrassen in verschiedenen Höhen zwischen größeren Schwemmkegeln und kleinen eisüberformten Aufragungen des Felsuntergrundes auf. Die z. T. deltaartigen Schüttungen in der Weitung Mitterweißenbach – Kößlbach, die G. GÖTZINGER (I/1936 87) mit einem großen See im Trauntal zu erklären suchte, führt v. HUSEN (I/1977 49f) auf lokale Einschüttungen in die beim Abschmelzprozeß zwischen Toteisresten vorübergehend entstandenen kleinen Stauseen zurück.

Eine größere Vielfalt spätglazialer Ablagerungen findet sich im Beckenraum von Bad Ischl und dem breiten Ischltal. Die kleinräumige im geologischen Bau begründete landschaftliche Vielfalt dieses Beckenraumes mit Gesteinen verschiedenster Eigenschaften ist durch die wiederholte glaziale Überformung und die lückenhaft erhaltenen sehr unterschiedlichen und verschieden mächtigen Quartärsedimente zuletzt des Spätglazials besonders geprägt worden. Den höheren Kuppen aus Karbonatgesteinen stehen die wesentlich niedrigeren und teilweise von Quartärsedimenten überlagerten Höhen und Schwellen kreidezeitlicher Gesteine gegenüber (Neokommargel und Gosauablagerungen), wie die vom Katereck über Ahorn zum Kalvarienberg ziehende Schwelle aus Gosauschichten oder die Höhe mit Sterzens Abendsitz und die im Kern ebenfalls aus diesen Mergeln bestehenden Kuppen des Wolfshügels und mit der evangelischen Kirche beim Bahnhof.

Hat schon A. PENCK in diesem Raum einen ersten spätglazialen Gletscherstand (Bühl) angenommen (P. & B. I/1909 364f), so konnte v. HUSEN (I/1977 53f – vgl. Tab. 2) diesen als „Ischlstand“ näher definieren und zeitlich mit A. PENCKS „Bühl“-Stadium gleichsetzen. Mit Hilfe von Seitenmoränen, Kamesterrassen und Erratikafunden konnte er im westlichen Ischltal nördlich des Nussensees einen in zwei Lappen östlich Radau am Radau-Wirlingbach und bei Voglhub an der Ischl endenden Gletscherstand feststellen (Abb. 37b).

Das von Ahorn westlich Bad Ischl über Lindau ins westliche Ischltal ziehende, weithin von z. T. drumlinisierter Grundmoräne mit weiten versumpften Wannengräben geprägte Plateau zeigt am Steilrand zur Ischl mächtige Schotter in Trauntalfazies zwischen einer basalen hochglazialen und einer hangenden spätglazialen Grundmoräne, die randlich von kamesartigen Schüttungen bedeckt ist. Auch deltaartige Schüttungen stehen mit diesem Ischlstand in Verbindung, wie auch Schotter nördlich des Kalvarienberges auf diese Abschmelzphase und einer Entwässerung bereits zum Trauntal hinweisen, die zuerst über das Jainzental zum Trauntal bei Roith erfolgt sein dürfte. Im Tal des Ziemnitzbaches sind von Kote 570 abwärts mindestens vier Stufen mit bis > 4 m mächtigen Feinsedimenten aufgeschlossen, die auf ein entsprechendes Absinken des den Bach zurückstauenden Gletscherrandes schließen lassen (KOHL unveröffentlicht).

Beim weiteren Abschmelzen zum Trauntal hin ist dann an der Stufe in Bad Ischl die wannenartige Ausbuchtung an der Lindauerstraße, wohl eine Eiskontaktform, frei geworden, wobei ein Eisrand in etwa 510 m anzunehmen ist, dem die Fläche an der Ahornerstraße entspricht.

Im Trauntal sind Endmoränen des Ischlstandes nicht erhalten. Aus einer Randschüttung bei Perneck schließt v. HUSEN (I/1977 54) bei Bad Ischl auf eine damalige Eisoberfläche in 620–640 m. Auf Abb. 27 (I/1977) hat er die Eisausdehnung des knapp vor 16 000 v. h. eingestuftes Ischlstandes (I/1987a 32) dargestellt. Ein Eiszusammenhang mit dem Ausseer und Mitterndorfer Becken

ist nur mehr durch das Koppental erwiesen, nicht mehr über den Pötschen, unsicher ist er auch über das Rettenbachtal nach Bad Ischl. Dagegen hat der Gosaugletscher den Traungletscher noch im Hallstätter Seebecken erreicht.

Die Talgestaltung östlich und südlich Bad Ischl hängt mit den weiteren Abschmelzprozessen zusammen, wobei Schwemmkegelschüttungen mit Deltastrukturen aus dem Rettenbachtal und des Sulzbaches wahrscheinlich durch lokale Eisrandseen entstanden sind (v. HUSEN I/1977, GÖTZINGER I/1936 91). Die Schwemmkegelschüttungen weisen eine terrassenartige Zerschneidung in 2 bis 4 Stufen auf.

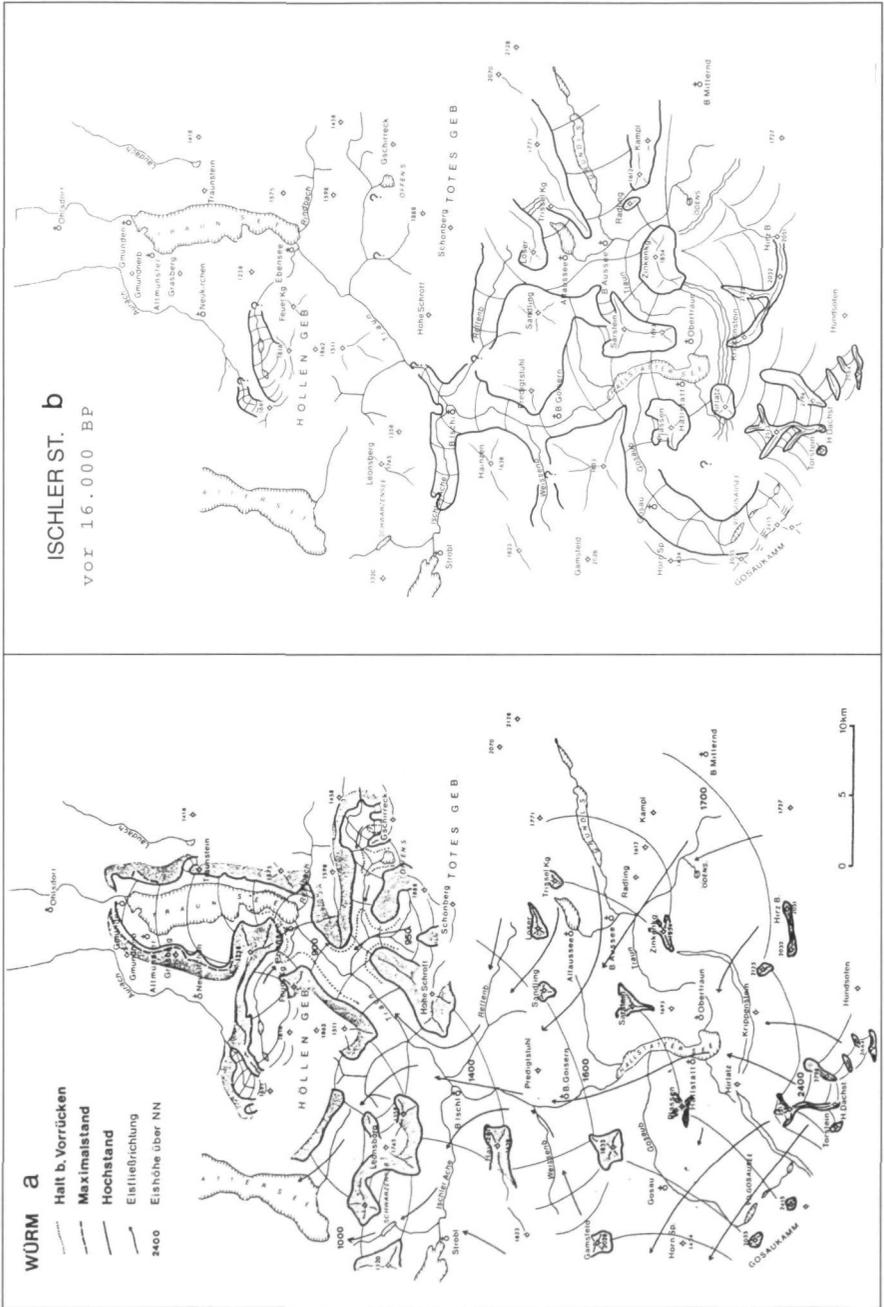
Bohrungen der Salinenverwaltung haben südlich des Siriuskogels bei 40 m Tiefe Seesedimente erschlossen (SCHADLER I/1959 48). Ein See muß aber auch westlich des Siriuskogels im Bereich Kaltenbach bestanden haben, wo anlässlich des Baues des Erholungsheimes der OÖGK 1983 Bohrungen in > 35 m Tiefe noch Seesedimente geortet haben und in einem Fall unter 30,90 m im Liegenden dieser Seeablagerungen auf dichte Grundmoräne gestoßen sind. Oben sind sie von nur 4,20–7,10 m wohl postglazialen Kies- und Torflagen überdeckt (Kuty & Schober, Linz).

Südlich der Felsenge von Lauffen können in der kleinen Weitung von Anzenau unterhalb der Mündung des Goiserer Weißenbaches drei Terrassenstufen unterschieden werden, die ihrem Aufbau nach mit einem Abschluß von sehr groben Schottern kaum als Erosionsformen erklärt werden können; sie dürften mit den Gletscherständen im Goiserer Becken und der damit verbundenen vermehrten Schotterzufuhr während der Kälterückfälle zu tun haben.

Oberhalb der durch Jochwand und Ewige Wand gebildeten Enge folgt die bis Steeg am Hallstätter See reichende beckenförmige Weitung von Goisern. Hatte schon A. PENCK (P. & B. I/1909 367) die spätglaziale Gletscherstände anzeigenden Moränen seinem „Gschnitz“-Stadium zugeordnet, was auch GÖTZINGER (I/1936 92f) vertreten hat, so konnte v. Husen diese in mehreren Staffeln auftretenden Moränenwälle palynologisch (DRAXLER in v. HUSEN I/1977 und I/1987a 37ff) und mit ¹⁴C-Daten untermauert (I/1977 58ff u. 69ff) in zwei getrennte Stände gliedern, einen älteren „Jochwand“- und einen jüngeren „Goiserer“-Stand. Vergleiche dazu die Diagramme in Teil III und Abb. 37 c und d.

Dem Jochwandstand rechnet er die Moränenwälle unmittelbar unterhalb der Jochwand zu, die im Süden in eine Eisrandterrasse übergehen und denen östlich der Traun die Wälle von Posern und von Primesberg entsprechen und sich gegen Lasern in einer Staukante fortsetzen. Südöstlich St. Agatha ist der Eisrand in 726–727 m durch die Feinsedimente eines kleinen Stausees gekennzeichnet, die als Bergkreide abgebaut wurden (KIESLINGER I/1970). Sande und Schotter im Liegenden der Moränen, z. B. in der Grube Wildpfad unter der Jochwand oder in der Bohrung Posern (v. HUSEN I/1977 59) lassen auf eine zumindest kurze Vorstoßphase schließen.

Die Vergletscherung des inneren Salzkammergutes während des um 16.000 v. h. eingestufenen Jochwandstandes, der dem Steinach-Stadium nach H. HEU-



BERGER & F. MAYR (I/1968) entsprechen dürfte, hat v. HUSEN auf Abb. 33 (I/1977) dargestellt. Danach erfüllt zwar der Gosaugletscher damals noch das Becken von Gosau, erreicht aber nicht mehr den Traungletscher im Hallstätter Seebecken. Auch die Gletscherabflüsse vom Toten Gebirge hängen nicht mehr mit jenen vom Dachstein zusammen. Heute meist gestörte Moränenreste um die Leisling-Alm in über 800 m nördlich des Pötschenpasses dürften zum Ischlstand gehören (v. HUSEN I/1977 55).

Im Gosaubecken weist v. HUSEN (S. 60f) auch auf spätglazial verfrachtete, vom Gebirgsbau und den Gesteinen her begünstigte Bergsturmassen und die teilweise gestaffelte, ebenfalls spätglaziale Hangbewegung von der Hornspitze herab hin.

Der „Goiserer“-Stand ist deutlicher als die beiden vorhergehenden mit einem Gletschervorstoß verbunden, was die bis nördlich Bad Goisern reichenden mit Vorstoßschottern verknüpften Moränenwälle auf der Westseite des Beckens beweisen, die durch eine Umfließungsrinne von den älteren Jochwand-Moränen getrennt sind (v. HUSEN I/1977 Abb. 38). Palynologische Untersuchungen (siehe Teil III: DRAXLER in v. HUSEN I/1977 und 1983) und ¹⁴C-Datierungen ermöglichten eine Einstufung um 14 000 v. h. (Tab. 2). Die Vorstoßschotter setzen sich anschließend an das Gletscherende als Terrasse traunabwärts fort. Geringfügige Gletscherschwankungen haben zu einer Staffelung dieser Wälle bis zum letzten etwas nach innen versetzten, gut entwickelten Wall von Ramsau geführt. Der Gletscherstand ist auch auf der rechten Talseite durch Moränenreste angedeutet. Weitere Abschmelzformen und Ansätze zu Moränen sind auch noch bei Untersee am Nord-Ende des Hallstätter Sees zu finden.

Am Ostrand des Beckens von Goisern konnte v. HUSEN (I/1977 72) bei Herndl ebenfalls spätglaziale Hangzergleitungen feststellen.

Die dem Vorderen Gosausee vorgelagerten Endmoränen mit anschließender Sanderschüttung entspricht dem Goiserer Stand (S. 73). Kleine Lokalglatscher aus dem Gosaukamm erreichten den Hauptglatscher nicht mehr. Im Bereich der Gosau-Lacke weist eine weite Tomalandschaft auf einen spätglazialen Bergsturz hin (S. 74).

In der dem Goiserer Stand folgenden Bölling-Wärmeschwankung (siehe Teil III) verschwand das Eis aus allen Talböden und blieb nur noch auf das zentrale Dachsteinplateau sowie auf Reste in den höchsten Teilen des Toten Gebirges beschränkt. In der nur mehr relativ unbedeutenden Kälteschwankung der Älteren Dryaszeit stießen vom Dachsteinplateau nochmals Gletscher über den Steilabfall herab vor. Zwei bescheidene Zungen Richtung Obertraun und eine ins Echerntal hinterließen Endmoränen bei der Talstation der Krippensteinseilbahn und im Echerntal beim Simonydenkmal. Sie sind von v. HUSEN (I/1977 79) als „Echernstand“ bezeichnet worden und können mit dem bekannten Daunstadium der Älteren Dryas um 12 000 v.h.

gleichgesetzt werden. Z. T. handelt es sich dabei um regenerierte Gletscher, d.h. daß sie am Steilrand durch Eislawinen auch noch unterhalb der Schneegrenze verstärkt wurden (Tab. 2 und Abb. 38).

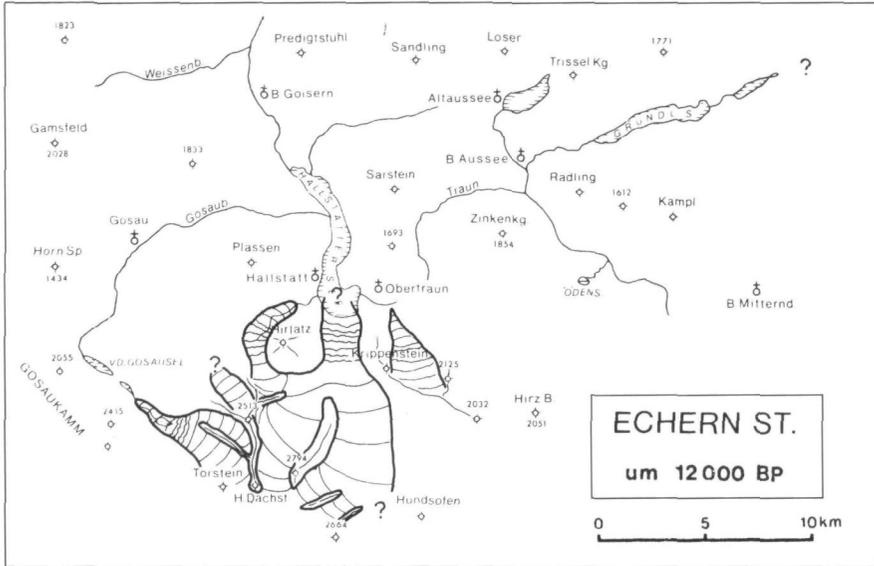


Abb. 38: Echern Stand. v. HUSEN 1977

Zwischen Gosau Lacke und Hinterem Gosausee dürften Moränen einen entsprechenden Stand des Gosaugletschers kennzeichnen. Aus der Abb. 39 (v. HUSEN I/1977 81) geht auch hervor, daß westlich des Krippensteins aus der Gjaidalm heraus mit einem bis in den Hallstätter See reichenden Gletscher zu rechnen ist.

Die sich in der folgenden Allerödschwankung (11 500–10 500 v. h.) fortsetzende Erwärmung schränkte die Dachsteinvergletscherung weiter ein, so daß die folgende kurze Abkühlung der jüngeren Dryaszeit nur mehr geringe Spuren einer abermaligen Eiszunahme, vor allem am Hallstätter- und Gosaugletscher hinterlassen hat, die wenigstens z. T. dem herkömmlichen Egesenstadium KINZLS (1929) entsprechen können, ehe dann endgültig die postglaziale Entwicklung einsetzte, deren Moränen sich schon an der wesentlich bescheideneren Vegetation deutlich unterscheiden. D. v. HUSEN (I/1977 82f) spricht nach den Moränen des Hallstättergletschers im Taubenkar von einem „Taubenkar-Stand“, der nach der Alleröd-Wärmeschwankung anzunehmen ist (siehe Tab. 2). Auf Abb. 43 (S. 85) sind auch noch weitere kleine Gletscher dieses Standes verzeichnet u.a. auch ein entsprechender Gosaugletscher.

Auch im Ausseer Becken sind nach dem noch das ganze Becken erfüllenden Ischler Stand schon lange spätglaziale Gletscherstände an Hand einer ganzen Moränenfolge nachgewiesen, wobei es in der Deutung Auffassungsunterschiede gibt. So hatte A. PENCK (P. & B. I/1909 368) die ausgeprägte Endmoräne mit dem Hotel Seeblick am Ende des Grundlsees und auch die in einigem Abstand vom Altausseer See erhaltenen Moränenreste als gschnitzzeitlich, die weiter auswärts liegenden als älter (Bühl) betrachtet, während sie GÖTZINGER (I/1936 93ff) insgesamt mit gschnitzzeitlichen Gletscherschwankungen verbindet. Ein von PENCK vertretenes Ende der Daunvergletscherung am Toplitzsee (S. 368f) kann v. HUSEN (I/1977 80) nicht bestätigen, er nimmt das Ende seiner entsprechenden Echern-Vergletscherung bereits am Plateaurand des Toten Gebirges an.

D. v. HUSEN unterscheidet auch im Ausseer Becken Moränen des Goiserer (Gschnitz-) Standes unmittelbar am Ende des Grundlsees und in der Umgebung von Altaussee von jenen des größeren und älteren Jochwandstandes, dem er die Wälle um St. Leonhard und nördlich Eselsbach sowie des Altausseer Gletschers beim Schmiedgut auf dem Plateau westlich der Altausseer Traun und bei Obertressen zuordnet. Die Verteilung dieser Wälle läßt darauf schließen, daß zu Beginn des Jochwandstandes diese beiden Gletscher aus dem Toten Gebirge sich bei Bad Aussee noch vereinigt hatten, sich aber dann im Laufe mehrerer Abschmelzphasen voneinander trennten. Über der Grundlseetraun dürfte die sehr ausgeprägte als Eiskontaktform zu deutende Hohlform bei Hinterkogel nördlich des Gallhofkogels einen letzten Gletscherhalt dieser Gruppe kennzeichnen. Eine ausgeprägte, später zerschnittene Staukante in ca. 760 m über dem westlichen Ende des Grundlsees könnte zum Jochwandstand gehören (Kohl, unveröffentlichte Beobachtungen). Die äußersten Wallformen auf dem Plateau von Reitern – Teicht, darunter die ausgeprägte Form mit dem Hotel Wasnerin werden von v. HUSEN (I/1977 40f) bei Betrachtung der Gesamtanlage wohl überzeugend als überformte Grundmoränen (Drumlins) in der Strömungsrichtung zum Pötschenpaß gedeutet. Dagegen bezeugen Moränen im Süden des Sommersberger Sees zur Zeit des Jochwandstandes noch einen kleinen Gletscher in NO des Sarsteins und eine Moräne bei der Ortschaft Sarstein das Vordringen des Traungletschers von Obertraun durch die Koppenschlucht bis an den Südrand des Ausseer Beckens (v. HUSEN I/1977 62). Im Raum Eselsbach-Unterkainisch sind Feinsedimente auf einen vorübergehenden spätglazialen Stausee zurückzuführen (GÖTZINGER I/1936 97, v. HUSEN I/1977 63f).

Die zum Altausseer See hin von einer bis 8 m hohen Steilstufe begrenzten Schwemmkegel des Augstbaches und des bei Puchen in die Altausseer Traun mündenden Baches werden als Deltas in einen einst höher spiegelnden See (PENCK in P. & B. I/1909 367, GÖTZINGER I/1936 97) oder als Schüttungen an einen Eisrand gedeutet (v. HUSEN I/1977 74). Eine ähnliche Kante verläuft in

8–10 m Höhe entlang des Nordufers des Grundlseees, sie geht an der Mühlbachmündung beim Gaiswinkel und bei Gößl in ausgeprägte Deltaschüttungen über und läßt beide Deutungen zu. Hinweise auf ein tieferes Niveau gibt es vor allem zwischen Toplitz- und Grundlsee (Kohl unveröffentlicht).

Bei dem ausgedehnten Trümmerfeld im Trogschluß des Altausseer Beckens westlich der Trisselwand handelt es sich, wie Toteisformen zeigen, um einen spätglazialen Bergsturz (v. HUSEN I/1977 74).

Entlang der Grundlsee-Traun sind in die würmhochglazialen Grundmoränen mit ihren Vorstoßschottern (Ausseer Konglomerat) Terrassen eingeschnitten, die bei Archkogel mit dem in mehrere Stufen zerschnittenen Schwemmkegel des Weißenbaches zusammenhängen und dessen oberstes Niveau mit dem Gletscherstand am Ende des Grundlseees verbunden werden kann (P. & B. I/1909 368, v. HUSEN I/1977 74). In Bad Aussee dürfte sich in der Friedhofsterrasse, + 4 m über der Traun, die erwähnte Form fortsetzen; eine hier darüberliegende Terrasse könnte den Einschüttungen aus dem Jochwandstand entsprechen (Abb. 39). Auch längs der Altausseer Traun treten Terrassen in unterschiedlichen Niveaus auf, deren Korrelierung wegen der fehlenden Zusammenhänge schwierig ist. Ab der evangelischen Kirche in Bad Aussee ist dann in das untere Terrassenniveau eine weitere Form eingeschnitten.

Die höheren Terrassen b und c des Ausseer Beckens können somit als eigene glazifluviale Schüttungen aus dem Spätglazial aufgefaßt werden,

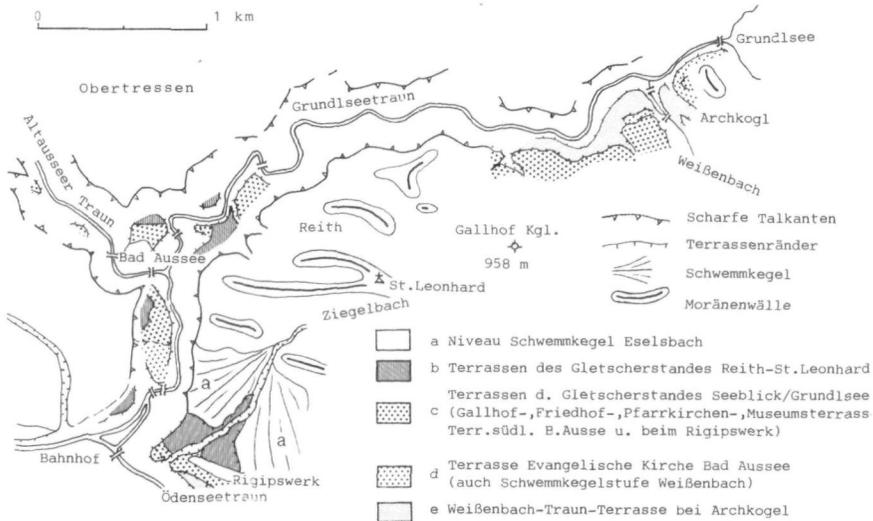


Abb. 39: Spätglaziale Terrassen bei Bad Aussee. H. Kohl 1998

wofür auch die hangenden Grobschotterlagen sprechen; bei den tieferen kann es sich aber nur um Erosionsformen handeln.

Das Mitterndorfer Becken nimmt insofern eine Sonderstellung ein, als hier die Eismassen des Traungletschers mit dem Ennsgletscher in Verbindung traten. Diese Verbindung bestand aber nur während des Hochglazials. Denn vorher war das Becken von Eismassen erfüllt, die aus den östlichen Ausläufern des Dachsteins und auch aus dem Toten Gebirge und dessen Vorlagen im Tauplitzgebiet kamen. Das gilt auch für das Spätglazial, als die Verbindung zum Ennsgletscher über die breite Schwelle beim Steinpaß nach dessen Abschmelzen bis zu einer Eisoberfläche unter 1450 m abriß und Ennseis nicht mehr über die Bresche längs des Grimmingbaches in das Becken vordringen konnte. Schließlich ging auch die Verbindung zum Ausseer Becken verloren, was zur Folge hatte, daß während der Aufbau- und Abschmelzphase im Mitterndorfer Becken längere Zeit stagnierende Eismassen vorlagen, die nur im Hochglazial an die allgemeine Gefällsrichtung des Traungletschers angeschlossen waren. So ist es verständlich, daß in den Grundmoränen des westlichen Beckenbereiches und auch noch Trauntal abwärts bis in den Raum Bad Ischl nur kalkalpines Material vorkommt, während im östlichen Teil des Mitterndorfer Beckens, südöstlich der Salza, reichlich Kristallin aus dem Einzugsgebiet des Ennsgletschers vertreten ist (vgl. v. HUSEN I/1977 97ff).

Mit der besonderen Lage dieses Beckens läßt sich hier der Eiszerfall besser als sonstwo rekonstruieren, was schon E. EBERS (I/1942) versucht hat und im Westteil noch detaillierter v. HUSEN mit Hilfe der Palynologie (I. DRAXLER in v. HUSEN I/1987) und ^{14}C -Daten gelungen ist. Demnach bestand während des Ischler Standes (v. HUSEN I/1977 57 Abb. 27) noch die Eisverbindung über das Kainisch-Trauntal und über den Radling-Paß zum Ausseer Becken, die aber in der folgenden Abschmelzperiode endgültig verloren ging. Im Becken blieben noch Toteisreste zurück, zu denen während des Jochwandstandes nochmals Gletscher aus dem östlichen Dachsteinplateau vorgestoßen waren (I/1977 64ff). Ein anfangs noch weitgehend geschlossener, den Beckenboden erfüllender Eiskörper zerfiel in der Folge unter Bildung von Randseen in mehrere inaktive Teile, an die Staukörper (Kames) mit Deltaschichtung geschüttet wurden. Für den westlichsten dieser Seen im Raum Kainisch wird ein Spiegel um 810 m angenommen; sein Abfluß erfolgte zunächst über das heute von der Bahn benutzte Trockental südlich der Felskuppe des Kamp (886 m) zur Salza hin (I/1977 66). Infolge rückschreitender Erosion der Kainisch-Traun wurde dieser See von Westen her angezapft, die dort durch Schotterabbau gut aufgeschlossene Kamesterasse in etwa 810 m zerschnitten und unter Zurücklassung entsprechender Seesedimente allmählich entleert. Damit setzte die Verlandung ein, die einst gegen das Eis geschütteten Kamesterrassen von Kainisch bzw. Koppfen blieben als Hügelgruppen mit trockenen Standorten

zurück, während dort, wo Seesedimente oder auch dichte Grundmoräne die Oberfläche bilden, starke Staunässe auftritt, die vor allem in flachen Hohlformen zur Bildung zahlreicher Moore geführt hat.

Aus den liegenden Seesedimenten des Röschitzmoores westlich Mitterndorf konnte als ältester Nachweis für ein eisfreies Mitterndorfer Becken ein ^{14}C -Datum von $> 15\,000$ v.h. ermittelt werden, was neben dem Einsetzen der Vegetation auch bedeutet, daß die vorher noch vorhandenen Eismassen aus dem Jochwandstand bereits abgeschmolzen waren und dieser um etwa $16\,000$ v.h. anzusetzen ist. Ab dieser Zeit konnten im Moor palynologisch auch die weiteren Klimaschwankungen nachgewiesen werden (DRAXLER in v. HUSEN I/1987 32, vgl. dazu Teil III).

Gletscher des Goiserer Vorstoßes sind noch beim Ödensee und zwei weitere östlich davon nachgewiesen (v. HUSEN I/1977 65 Abb. 31), von denen der Ödenseegletscher am weitesten vordrang, was durch drei den See abdämmende Moränenschüttungen bezeugt ist. Die übrigen Gletscher dieses Standes erreichten nicht mehr den Beckenboden. Jüngere Gletscher blieben auf die höchsten Teile des Plateaus beschränkt.

Spätglaziale Gletscherstände der Lokalvergletscherung wurden von PENCK (P. & B. I/1909 369) aus dem westlichen Toten Gebirge und dem Höllengebirge (S. 235) erwähnt, von GÖTZINGER (I/1941 15) aus dem oberen Ischler Rettenbachtal, der Ziemnitz (Ischltal), der Gruppe des Retten- und Bergwerkskogels (S. 16) und aus dem Höllengebirge beim Hinteren Langbathsee (S. 17–19). Auch WICHE (I/1949b) weist auf spätglaziale Bildungen am Südabfall des Höllengebirges mit Moränenresten, eine mächtige Verschüttung im Wasserscheidenbereich und lokale Seebildungen hin, die z. T. mächtige Seekreideablagerungen hinterlassen haben (S. 141f). Seiner Meinung nach ist auch der ins Trauntal Richtung Lahnstein abfließende Gletscher noch spätglazial bis ins Tal herab vorgedrungen (S. 137f). D. v. HUSEN (I/1977 46f) schließt auf Grund von randlichen Seebildungen auf einen beim Abschmelzen des hochglazialen Gletschers im Wasserscheidenbereich der Weißenbachtalung vorübergehend zurückgebliebenen Toteiskörper.

Die Zuordnung der einzelnen Gletscherstände ist teilweise noch unsicher. Während bei den älteren Autoren noch das Bühlstadium (Penck, Götzinger), bei Wiche auch noch das inzwischen aufgelassene Schlernstadium in den Vordergrund tritt und das Ende des hochglazialen Gletschers im Langbathal am Vorderen Langbathsee angenommen wird, vertritt v. HUSEN (I/1977 70) eine hochglaziale Verbindung zwischen Langbath- und Traungletscher und ordnet die Endmoränen am Vorderen Langbathsee wie auch die Moränen im Grimmbachtal (Totes Gebirge) dem „Goiserer Stand“ (Gschnitz) zu. Zuletzt hat DOLLINGER (I/1986) mittels Schneegrenzberechnungen versucht, die Einstufung der Gletscherstände im Langbathal zu klären; er kommt zu dem Ergebnis, daß der Stand am Vorderen Langbathsee älter als Gschnitz sein

müsse und schlägt daher vorläufig die Bezeichnung „Langbath I“ dafür vor und für den Stand über dem Hinteren Langbathsee, der eher dem Gschnitz entsprechen könnte, „Langbath II“.

Abschließend sei noch kurz auf die im Trauntal besonders auffallende, auf bestimmte Abschnitte begrenzte glaziale Übertiefung hingewiesen (Abb. 40). Im Süden schließt unmittelbar an den Steilabfall des Dachsteinstockes das fjordartige Becken des Hallstättesees an, dessen heutige Tiefe 125 m beträgt und das sich in dem aus geologischen Gründen wesentlich weiteren Becken von Goisern fortsetzt. Vom Toten Gebirge herab sind es die Becken des Grundl-, Toplitzsees und des Altausseer Sees. Auf die Felschwelle von Anzenau – Lauffen folgt dann mit einer zwar nur 40 m unter die heutige Talsohle nachgewiesenen Übertiefung das Ischler Becken. Nach einer weiteren bis südlich Lahnstein reichenden lokal nur wenig überformten Felschwelle schließt dann im Traunseebecken die größte Übertiefung an.

Die Bohrung südlich Ebensee (BAUMGARTNER I/1983 49 Abb. 4), wo in 184,5 m der feste Untergrund noch nicht erreicht wurde, hat bewiesen, daß die starke Übertiefung hier sehr unvermittelt einsetzt. Die Seeuntersuchungen durch SCHNEIDER et al. (I/1984) haben den Nachweis erbracht, daß im Bereich der größten Seetiefe von 191 m südöstlich des Traunsteins etwa 40 m Sediment liegen, so daß hier vom Seespiegel bis zum Felsuntergrund mit etwa 230 m zu rechnen ist.

Selbst wenn man von der um etwa 390 m liegenden Felsschwelle des Seeabflusses nördlich Gmunden ausgeht, bleiben immer noch fast 200 m Übertiefung des Felsuntergrundes. Neuerdings gibt es Hinweise, daß die Übertiefung des Traunseebeckens in der Talsohle bei Ebensee noch wesentlich größer sein dürfte (> 350 m) und möglicherweise unter wülm-, wülm spät- und postglazialen auch noch präwülmzeitliche Sedimente erhalten sind (seismische Untersuchungen Institut für Angewandte Geophysik, freundliche Mitteilung Dr. P. Baumgartner). Diese Vorstellung wird bestärkt durch die Feststellung fester unterseeischer Konglomerate an der steilen Felswand südlich Traunkirchen.

Abgesehen davon, daß dieses ungleichmäßige Ausmaß glazialer Übertiefung, das niemals mit fluvialer Erosion erklärt werden kann, von einer Eiszeit zur anderen verstärkt wurde, haben auch der geologische Bau und die Widerstandskraft der Gesteine modifizierend mitgewirkt, wie auch die Diffluenz bei Bad Ischl und z. B. auch die Konfluenz der Eisströme am Südende des Attersees dazu beigetragen, daß lokal die Übertiefung geringer oder größer ausfiel. Vor allem mögen lösliche Gesteine des Salinars (Salz, Gips, Anhydrit) und die meist damit verbundenen Störungen eine Rolle dabei gespielt haben (SCHADLER I/1959 43). Im übrigen läßt sich aber nicht leugnen, daß gerade die große Stufe am Hallstätter See einen gewissen Rhythmus in die eisintern sehr differenzierte Gletscherbewegung eingebracht haben

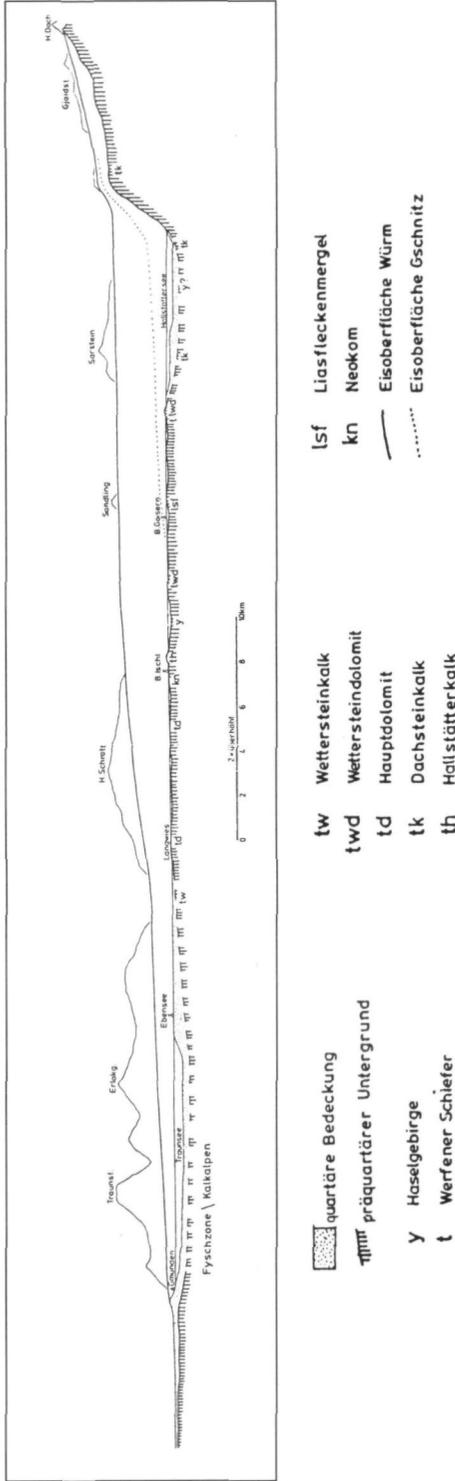


Abb. 40: Längsprofil Trauntal mit Übertiefungen und würmzeitlicher Gletscheroberfläche. Aus v. HUSEN 1987, Tafel 4

dürfte, der sich anscheinend in Großwellen bis zum Eisende fortgesetzt hat. An den Enden der Zweiggletscher mögen auch die relativ geringfügigen Oszillationen wie auch die Zunahme der Eiskubatur zur Verstärkung beigetragen haben. Ähnliche Überlegungen gelten auch für die Seebecken der westlichen Zweige des Traungletschers. HABBE (1996) weist jüngst auf die Komplexität der Übertiefungsvorgänge hin, die besonders an den Gletscherenden unter Mitwirkung des unter hydrostatischem Druck stehenden Schmelzwassers wirksam seien.

5.3 Die glazifluvialen Schüttungen der eiszeitlichen Traungletscher

5.3.1 Die glazifluvialen Schüttungen der westlichen Gletscherzweige

Für die Beurteilung der Schmelzwasserschüttungen zumindest der jüngeren Vereisungen der westlichen Traungletscherzweige ist zu beachten, daß die vorrückenden Gletscher bis zum Erreichen ihrer Höchststände die Wasserscheide der auch heute bestehenden zentripedalen Entwässerung zur unmittelbar nach Norden ins Vorland führenden Vöckla und zur Ager zu überwinden hatten. Das bedeutet, daß diese Schüttungen erst ab Erreichen der hochglazialen Gletscherstände möglich geworden sind, aber auch bereits mit dem Zurückschmelzen vom Hochstand an wieder zu Ende waren. Vorher wurden die Schmelzwasserschüttungen vor den vorrückenden Gletscherenden gestaut; sie sind z. T. als Vorstoßschotter erhalten oder sind auch zu einem beträchtlichen Teil in die Grund- und Endmoränen einbezogen worden. Das gilt vor allem für den Thalgau, das Irrseebecken, das Oberwanger Tal und den St. Georgener Lobus des Atterseezweiggletschers, wo würmzeitliche Schüttungen nur geringe Mächtigkeiten aufweisen und kaum spät- bis postglazial zerschnitten sind.

An der Ager, dem Abfluß des Attersees, fehlen Nachweise dafür, ob es einen dem heutigen See entsprechenden Reiß/Würm-Interglazialsee gegeben hat, wie etwa am Mondsee, ob bzw. wie weit ein solcher See verschüttet war und ab wann die NT-Schüttung der Ager nördlich Schörfling eingesetzt hat.

Am Nordende des Irrsee-Zweiggletschers setzt die **würmzeitliche NT** im Bereich Oberhofen ein, zieht über Irrsdorf weiter nach Straßwalchen, wo sie sich mit der NT-Schüttung aus dem Wallersee-Zweigbecken des Salzachgletschers vereint und dann gemeinsam weiter zum Schwemmbachtal und damit ins Mattigtal führt (Abb. 25). Zum Teil können in unmittelbarer Nähe der beiden Hauptgletscherstände sowohl vom Irrsee- wie auch vom Wallersee-Gletscherlobus her Teilfelder der NT unterschieden werden. Eine bescheidene NT-Schüttung schließt auch an die seitliche Moränenausstülpung beim Haslauer Sattel östlich des Irrsees an und folgt dem obersten Vöcklatal.

Diese Schüttung vereinigt sich gegen Frankenmarkt hin mit den zeitgleichen Schuttmassen der kleineren Bäche aus dem nicht vergletscherten Gebiet und wird weiter talabwärts bei Vöcklamarkt und bei Redl-Zipf bis Timelkam von den Periglazialschüttungen der beiden aus dem Kobernauserwald und dem Hausruck kommenden Redltäler abgelöst. Erst längs der Dürren Ager führt wieder eine zunächst vom St. Georgener Lobus des Atterseegletschers und nach dem Durchbruch durch die Reißendmoränen auch vom Seewalchener Lobus her verstärkte glazifluviale NT-Schüttung Richtung Timelkam, wo sie sich niveaugleich mit den Periglazialschüttungen der Vöckla vereint. Nur wenig oberhalb Timelkam setzt dann auch die Zerschneidung dieser NT-Schüttung und damit eine holozäne Talsohle ein.

Am Seewalchen-Schörflinger Atterseelobus folgen die NT-Schüttungen zunächst dem als Eisrandtal angelegten Tal des Kraimser Baches, das sowohl die Schmelzwässer des Maximal- wie auch des Hochstandes aufgenommen hat und nach dem Durchbruch durch die Reißsedimente sich nördlich Lenzing mit der aus dem Schörflinger Bereich kommenden NT der Ager vereint. Östlich Schörfling hat v. HUSEN auf Bl. Gmunden (1996) ein um mehrere Meter höheres dem Maximalstand entsprechendes Teilfeld der NT ausgeschieden, das bis zum Steinbach reicht. Das gemeinsame Schüttungsniveau der NT von Vöckla und Ager bei Schöndorf und bei Regau südlich Vöcklabruck wird hier vor allem von den glazifluvialen Schüttungen der Ager bestimmt, was auch aus der Geröllzusammensetzung hervorgeht. Die Zerschneidung der NT in mehrere Erosionsstufen hängt mit der Vereinigung der beiden Flüsse zusammen, eine Erscheinung, die immer wieder zu beobachten ist. Östlich Schörfling vereinigen sich längs der Dürren Aurach wieder mehrere Periglazialschüttungen, die auf die NT von Regau ausmünden.

Die **rißzeitlichen HT-Schüttungen** aus dem Irrseegletscher gehen einerseits aus den Reißwällen bei Straßwalchen hervor, die sich dann mit der HT vom Wallerseelobus des Salzachgletschers vereinen und gemeinsam über das Schwemmbach-Mattigtal zum Inn ziehen. Andererseits aber sind HT-Schüttungen auch vom obersten Vöcklatal her und von der äußeren Reißmoräne des Irrseegletschers nach Osten bis zum Frankenmarkter Tor erhalten (Abb. 25). Nach Aufnahme der autochthonen Schüttung der Freudenthaler Ache folgt bereits das vom Oberwanger Zweig und vom St. Georgener Lobus her geschüttete große HT-Feld der Hoad (Heidewald), das im Norden noch vor Erreichen des heutigen Vöcklalaufes an Reste günzzeitlicher Schotter und in deren Fortsetzung nach Osten an die mindelzeitlichen Moränenreste von Mösendorf stößt. Der so nach Osten umgelenkte Abfluß vereinigt sich dann längs der Dürren Ager mit der glazifluvialen Schüttung des St. Georgener Lobus und etwa ab Gampern auch mit jener des Seewalchener Lobus.

Längs der Dürren Ager beißen unter rißzeitlicher Grundmoräne noch rißzeitliche Schotter aus, die wie v. HUSEN demonstrieren konnte (I/1996 6), bis

auf wenige Kalkgerölle nur aus Flyschmaterial bestehen, während die hangenden Moränen bis zu 30 % kalkalpines Material führen. Es zeigt sich also, daß ähnlich wie während der Würmeiszeit auch im Riß hier vor Überwinden einer Schwelle bei St. Georgen im Tal der Dürren Ager ausschließlich periglaziales Abtragungsmaterial aus den Flyschalpen abgelagert worden ist, über das dann die Rißvergletscherung hinweg ging und erst am Außensaum der Moräne ihre glazifluvialen HT-Schüttungen hinterlassen hat. Vorstoßschotter werden zumindest randlich auch hier unter den Endmoränen angeschnitten, besonders längs des Kraimser Baches. Die Hauptschüttung aus dem Nordende des Atterseebeckens ist jedenfalls einer prärißzeitlichen Rinne gefolgt, die von Seewalchen ostnordostwärts und weiter nordostwärts nach Wankham südlich Attnang-Puchheim führt (Abb. 41). Anscheinend hat die Ager erst nach Auffüllung dieser Rinne das heutige nach Norden ziehende Tal eingenommen, eine Auffassung, die durch die breite Erosionsterrasse im HT-Niveau bei Altlenzing (Bl. 66 Gmunden I/1996) gestützt wird. Dem HT-Strang von Schörfling Richtung Wankham wird westlich Aurach am Hongar längs der Dürren Aurach auch beim Austritt aus den Flyschalpen eine autochthone HT aus periglazialen Flyschschutt zugeführt.

JDS und **ÄDS** der **Mindel-** und **Günzeiszeit** sind im Bereich der Vöckla-Agerfurche infolge der Abflußbehinderung durch die Tertiärhöhen des Kobernauserwaldes und des Hausruckvorlandes nur im Liegenden der zugehörigen Endmoränen in Form von Vorstoßschottern erhalten. Nur im Westen, wo sich die mindelzeitlichen Gletscher aus dem Irrsee- und dem Wallerseebecken vereinigt hatten, verzeichnet anschließend an die Mindelmoräne bei Lengau L. WEINBERGER (I/1955) den Rest eines JDS, der einen Abfluß zum Mattigtal hin bezeugt. Nach Osten sind entsprechende Schüttungen erst östlich der Mindelmoräne des Atterseezweiges möglich, wobei L. WEINBERGER (in DEL NEGRO I/1969) den an die Moräne von Obereck anschließenden Sporn und ebenso die ältere Schüttung östlich der Dürren Aurach als JDS ausscheidet, während v. HUSEN (Bl. 66 I/1996) im Sporn südlich Regau ein Erosionsniveau der ÄDS im prägünzeitlichen quarzreichen Kies sieht und in der Decke südöstlich der Dürren Aurach ÄDS, die am Flyschrand von mächtigen Frostschuttdecken der Mindeleiszeit bedeckt sind. Es bleibt also nur eine vom Atterseezweiggletscher nach Osten gerichtete glazifluviale Schüttung, die entweder dem JDS oder dem ÄDS zugeordnet werden kann.

Größere Schotterreste finden sich auch am Rande des dem Hausruck vorgelagerten Tertiärhügellandes längs des Vöcklatales in verschiedenen Höhen, so östlich Zipf in 560 m, bei Kogl östlich Neukirchen a. d. V. in 510–515 m, auf dem Rücken südlich Puchkirchen in > 560 m, nördlich Oberau in 510 bis > 520 m, nördlich Timelkam in 520 m, im Wartenburger Wald in 540–560 m, im Einwald in etwa 540 m, Sonnleitenwald in 514–450 m herab und im südlich davon gelegenen Buchenwald in 509 m bei einem Schliersockel in

Das Eiszeitalter in Oberösterreich

480 m. Es handelt sich um umgelagerte Quarz- und Kristallinschotter aus dem Hausruck – Kobernauserwald, die von SEEFELDNER (1935), H. GRAUL (I/1937) u. a. meist dem ÄDS, in den Seitentälern auch dem JDS zugeordnet werden, die aber auf Grund ihrer Höhenlage, worauf bereits G. GÖTZINGER (I/1936 111f) anspielt, teilweise auch noch älter sein dürften, also altpleistozän bis pliozän. H. SPERL (Bl. 65 I/1989) und H. G. KRENMAYER (I/1989a) verweisen bei ihren Kartierungen darauf, daß z. B. bei Altwartenberg noch in 520 m Flysch- und Kalkblöcke und nördlich Timelkam in etwas tieferer Lage kalk- und flyschalpine Schotter über den umgelagerten Altschottern zu finden sind, was das Vordringen glazifluvialer Schmelzwässer bis in diesen Randbereich bezeugt. Eine genauere Zuordnung ist hier rein aus dem Niveau heraus kaum möglich.

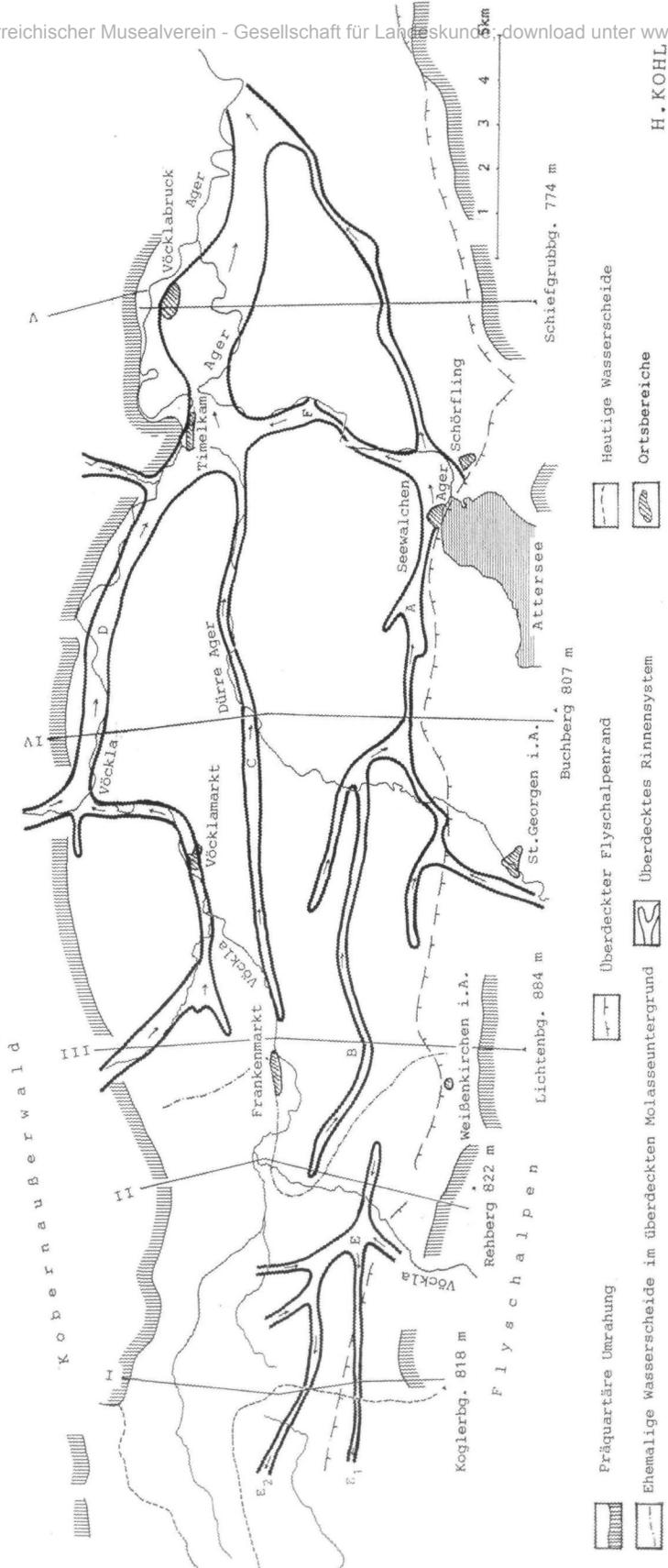
Ähnlich wie in der Traun-Enns-Platte überlagern auch in der Vöckla-Ager-Pforte im Westteil bis gegen 200 m, im östlichen Teil bis > 100 m mächtige Quartärsedimente ein ausgeprägtes **Relief der tertiären Molasse** und des unmittelbar anschließenden Flyschalpenrandes (Abb. 41). Unabhängig vom heutigen Relief können mehrere W-O streichende Rinnen unterschieden werden, in die nur die Sohlen der größeren Täler aus den Flyschalpen bzw. aus dem Kobernauserwald – Hausruckhöhenzug mit mehr oder weniger deutlichen Stufen einmünden.

Die Einzelheiten können der Karte „Schlier-Flyschrelief unter eiszeitlichen Schottern“ aus H. FLÖGLS Gutachten (I/1969 83) entnommen werden. Diese Karte stützt sich zwar auf eine große Zahl eingemessener Bohrpunkte der RAG; die das Relief darstellenden höhengleichen Verbindungslinien beruhen auf entsprechender Interpolation und können daher in ihrem Verlauf auch Fehler enthalten. Dessen ungeachtet können doch wesentliche Zusammenhänge entnommen werden.

Die vom Verfasser (H. Kohl) entworfenen Profile I–V (Abb. 42) zeigen durchgehend eine breite asymmetrische Furche, deren größere Tiefe unmittelbar am Alpenrand liegt, was dafür spricht, daß zur Zeit ihrer Anlage zumindest von der damaligen Wasserscheide an ein größeres Sammelgerinne durch Zuflüsse aus dem Norden nach Süden gedrängt worden ist, wobei auch Quarz- und Kristallinschotter aus diesem Raum herangeführt worden sind, die sich überall in den basalen Lagen finden.

Die Wasserscheide dieses Untergrundreliefs verläuft bei Frankenmarkt und damit etwa 7 bis 11 km weiter östlich als heute (Abb. 41). Nach Westen führt eine aus dem Bereich nordwestlich Weißenkirchen i.A. kommende, sich in zwei Äste (E1 und E2) gabelnde Rinne (E) in Richtung Mattigtal. Die von Norden einmündenden Mulden und auch die Furche unter der aus den Alpen austretenden Vöckla verweisen eher auf eine ostorientierte Abflußrichtung.

Östlich der Wasserscheide setzt südwestlich Frankenmarkt eine fast 10 km lange Rinne (B) ein, die sich mit der ca. 6 km weiter östlich beginnenden Alpenrandrinne (A) vereint und erst östlich Schörfling sich allmählich vom



H. KOHL

Abb. 41: Das Rinnensystem in der Vöckla-Ager-Pforte. H. Kohl 1998

Alpenrand entfernt. Annähernd parallel dazu tieft sich östlich Frankenmarkt eine weitere zum Unterlauf der Dürren Ager führenden Rinne (C) ein, die südlich Timelkam in das breite, von hier an nach Osten gerichtete Agertal übergeht. Sie ist weniger tief und auch flacher ausgebildet. Neben diesen beiden unterhalb Regau zusammenführenden Hauptsystemen gibt es noch ein von der Talmündung des Redlbaches westlich Vöcklamarkt, etwa der heutigen Vöckla folgendes, die breiten Talfurchen des aus dem Hausruck kommenden Frankensburger Redltales und des Ampfelwanger Mühlbachtals aufnehmendes Rinnensystem (D), das im Vergleich zu den beiden anderen nur eine geringe Quartärauffüllung aufweist und sich bei Timelkam mit der Rinne C vereint. Auffallend ist dabei das N-S verlaufende, den hier höheren Tertiärsockel durchbrechende Quertal der Vöckla unterhalb Vöcklamarkt. Ein ausgeprägtes Quertal stellt in diesem W-O orientierten System auch das Agertal (Lenzinger Ager-Querrinne F) vom Attersee bis Timelkam dar. Sonst ist nur noch eine ausgeprägte Furche einer früheren Dürren Ager am Flyschalpenrand entwickelt, die in die Alpenrandrinne A einmündet.

Aus den Profilen II, III und V (Abb. 42) geht hervor, daß günzzeitliche Sedimente unter jenen der Mindeleiszeit liegen und daß daher sehr wahrscheinlich, wie Profil V vermuten läßt, auch die tiefste Rinne schon prägünzzeitlich angelegt und mit Quarz-Kristallinschottern verfüllt worden ist. Aus Profil V kann auch abgeleitet werden, daß in die mit Günzschottern erfüllte alte Rinne eine zweite viel steilwandigere und schmalere prärißzeitlich eingeschnitten ist, die mit HT-Schottern erfüllt ist und die Tiefe der älteren Rinne nicht nur erreicht, sondern stellenweise auch übertrifft. Die sie querende Dürre Aurach versickert z. T., daher der Name. Solche Nachweise sind mangels Einsichtnahme bei den Profilen I und IV nicht möglich; dort läßt sich auch kein Zusammenhang mit der Schüttungsrichtung der Rißsedimente herstellen.

Während zwar eine Einmündung der aus den Flyschalpen kommenden Dürren Ager in die Alpenrandrinne A wahrscheinlich ist (Versickerungsbereich – daher Dürre Ager), ist eine Talfortsetzung nach Norden durch eine > 55 m hohe Barriere nicht gegeben. Erst der Unterlauf dieses Flusses lenkt in die weiter nördlich verlaufende Rinne C ein, die in diesem Bereich prärißzeitlich sein könnte.

Die aus mehreren Teilstücken zusammengesetzte Vöcklarinne D ist zwar im unteren Teilstück als mindestens mindelzeitliches Gletscherrandtal nachweisbar, in dem die Periglazialschüttungen aus dem Frankensburger Redltal und dem Ampfelwanger Mühlbachtal abgeführt worden sind. Die starke Eintiefung bis > 60 m in den Tertiärsockel weist aber nur eine geringe Auffüllung mit wenig mehr als 10 m Periglazialschutt auf, der bei Timelkam in die rasch tiefer und breiter werdende mit glazifluvialen NT-Schottern erfüllte Rinne des Agertales übergeht. Der Rinnenabschnitt D geht aus dem Redlbachtal hervor,

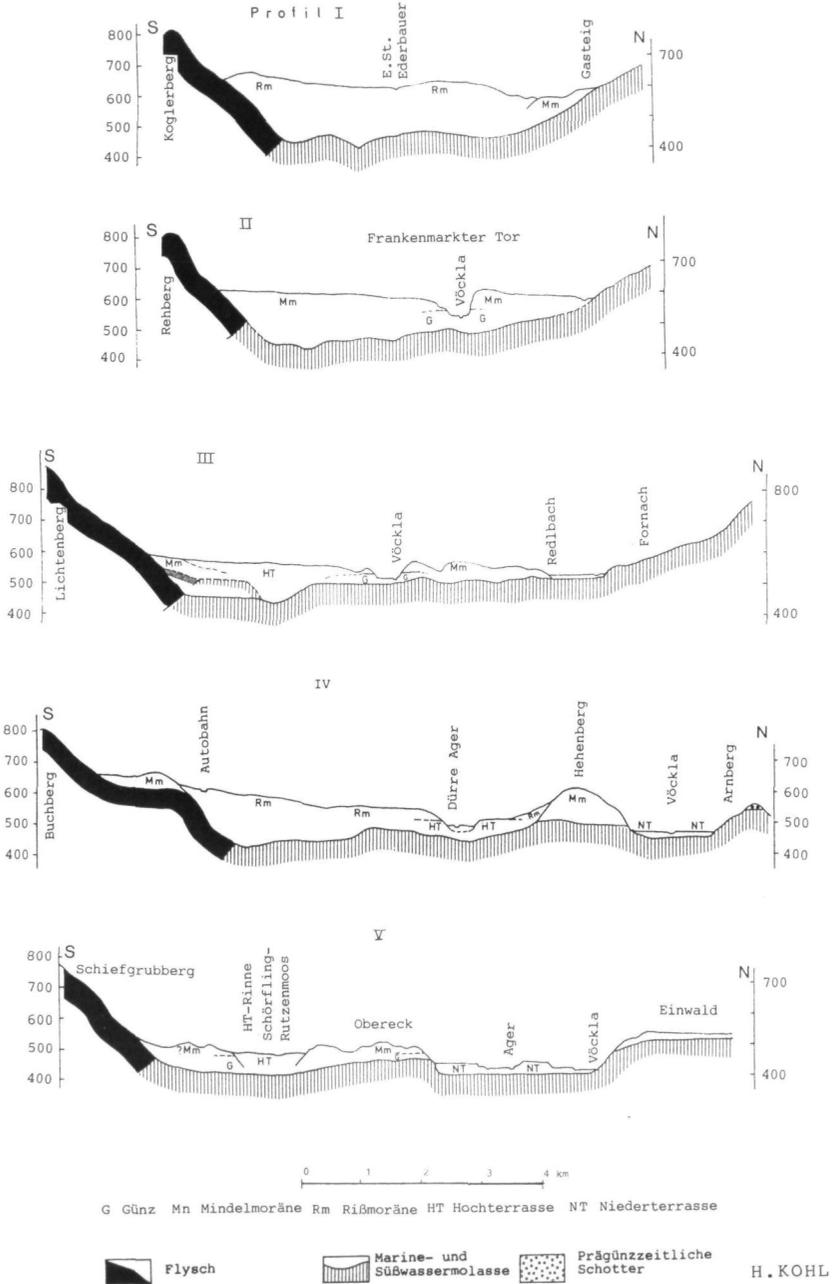


Abb. 42: Querprofile durch das Rinnensystem der Vöckla-Ager-Pforte. H. Kohl 1998

in dessen Rinnenbereich die Vöckla westlich Vöcklamarkt eintritt, nachdem sie von Frankenmarkt kommend nicht nur die liegenden Günzschotter sondern auch die Mindelmoräne nordwestlich Mösendorf durchbrochen hat. Dem folgenden Durchbruch nach Norden dürfte bereits eine ältere Anlage in Fortsetzung des Frankenburger Redtales vorausgegangen sein, in die die Vöckla wohl anlässlich des vordringenden Mindelgletschers gedrängt worden ist. Die S-N verlaufende Talrinne (F) längs der Ager dürfte erst nach Auffüllung des über Rutzenmoos nach Wankham führenden mit HT-Schottern erfüllten Tales entstanden sein, die die Verlegung des Agerlaufes nach Norden ermöglicht hat. Somit ist das heutige Agertal nördlich Schörfling im wesentlichen erst eine präwürmzeitliche Anlage.

Die mit Quartärsedimenten erfüllte, 6–9 km breite Pfortenlandschaft längs Vöckla und Ager verdankt ihr vielfältiges heutiges Erscheinungsbild einem sehr komplexen Zusammenwirken von Erosion und Akkumulation, das einerseits von dem wiederholten glazialen Vorrücken der mehrfach gegliederten Hauptvergletscherungen der Alpen, andererseits von den starken periglazialen Abtragungsvorgängen des Hausruck-Kobernaußerwald-Höhenzuges gesteuert worden ist. Die Folge dieser Pfortenlage war immer ein Ausweichen der Entwässerung vorwiegend nach Osten zum unteren Ager- und Trauntal, im geringeren Maße auch nach Westen, worauf auch die Anlage der W-O gerichteten begrabenen Mulden zurückzuführen ist. Die Ausdehnung der alten Vergletscherungen nach Norden hin und die Abfuhr ihrer Schmelzwässer war behindert, so daß sich die spätere Entwässerung zum Großteil unabhängig vom Verlauf der verschütteten Mulden den Strukturen verschieden alter Quartärsedimente angepaßt hat. Dieses Zusammenspiel kommt auch in der Gesteinszusammensetzung der aus beiden Richtungen geschütteten Sedimente zum Ausdruck, wobei die quarzreiche Fazies als lokale Komponente immer den Liegend- die alpine aber den Hangendbereich beherrscht, denn die von den Gletschern herbeigeführten Sedimente erreichten immer erst im Hochglazial diesen Raum.

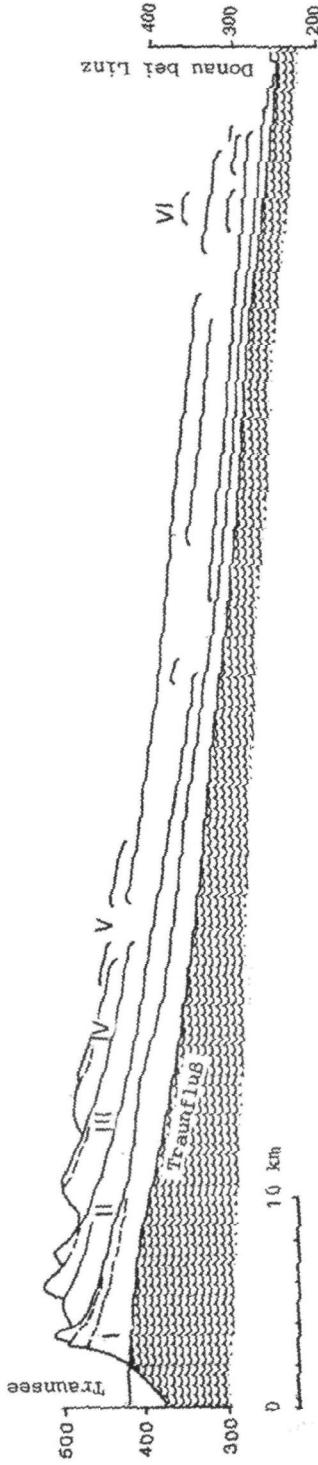
5.3.2 Die glazifluvialen Schüttungen der Traunsee-Zweigletscher

Während die Schmelzwässer der westlichen Traungletscherzweige vom Höhenzug Kobernaußerwald – Hausruck und dessen Tertiärsockel stark behindert waren und seitlich zum Mattig- und vor allem zum Agertal hin ausweichen mußten, konnten sich die verschieden alten Schüttungen aus dem Traunseezweig wesentlich freier nach Norden und NO hin dem Trauntal entlang bis zur Donau bei Linz entfalten und so eines der klassischen Terrassentäler des Nördlichen Alpenvorlandes hervorbringen (Abb. 27, 43, 44).



H. KOHL 1975, erg. 1994

Abb. 43: Quartärgeologische Karte der Traun-Enns-Platte



I Würm, II Rib, III Mindel, IV Günz, V Präglünzschotter von Eden-Reuharting
VI Forstholzschotter von St. Florian bei Linz ?

H. KOHL

Abb. 44: Glaziale Serien der eiszeitlichen Traungletscher. H. KOHL in FINK 1976

Den **würmhochglazialen Teilfeldern** (Abb. 33 und Kap. 5.2) aus dem Maximalstand östlich Pinsdorf (w0), dem Hochstand der Moräne von Eck (w1) und dem inneren Stand vom Hochkogel-Kalvarienberg (w2) westlich der Traun entsprechen östlich davon die zwei Teilfelder w1 und w2, die im Norden an die Moräne von Cumberland, im Osten an den Taiblberg anschließen. Die Umfließungsrinne von Engelhof, die zum „Wasserlosen Bach“ führt, muß demnach w3 entsprechen.

Die Teilfelder w0 bis w2 führen trichterförmig zu den durch die Rißmoränen bzw. die Flyschaufragung südlich Ohlsdorf verursachte Einengung, von wo an sie nur mehr ein gemeinsames oberstes Niveau bilden, das sich über Oberweis nach Laakirchen fortsetzt.

Alle tieferen Niveaus können nicht mehr unmittelbar mit Gletscherständen in Verbindung gebracht werden; sie sind als Erosions- und Umlagerungsformen zu deuten, die von den rasch tiefer verlegten Seeständen abhängen. Zuerst waren es ab 470 m im Tal von Engelhof und nördlich Schloß Traunsee, dann westlich des Kogls in 460 m und östlich davon in 455 m die Abflüsse von Eisseen und ab 450 m längs der heutigen Traun die einst höheren Seespiegel eines bereits zusammenhängenden Traunsees, die die weitere Terrassengliederung bestimmten (Abb. 35). Diese Formen gehen vielfach ineinander über und lassen sich zunächst als eher verschwommene getrepte Anlagen nur annähernd miteinander korrelieren. Sie sind gegenüber Theresenthal, an der Mündung des Wasserlosen Baches, bei Unterthalham und weiter im Traunfeld südwestlich Laakirchen und gegenüber in der Hildprechtinger Au entwickelt und werden von v. HUSEN als „Terrasse des zentralen Abflusses“ bezeichnet (Bl. 66 Gmunden I/1996).

Bei Ehrenfeld westlich Steyrermühl ist dann anscheinend noch ein Rest des fluvioglazialen Aufschüttungsniveaus erhalten, nördlich der Autobahn im Bereich der großen Grube des Kieswerkes „Viecht“ (Asamer & Hufnagel) liegt in 417 m bereits ein Erosions-Umlagerungsniveau vor, wie eine 2,5 bis 3,5 m mächtige, diskordant über mittel- bis grobkörnigen gut geschichteten, sandreichen Schottern liegende Auflage sehr grober Schotter mit Blöcken von 0,30–1,0 m Durchmesser beweist. Der normale Aufbau glazifluvialer Schüttungen zeigt dagegen einen kontinuierlichen Übergang weniger grober Schotter in blockführende Grobschotter an der Oberfläche. Dieses oberste Umlagerungsniveau beherrscht auch die ausgedehnten NT-Flächen östlich des Traunfalls und westlich des Flusses im Mitterholz, die sich bei Kemating auch wieder östlich der Traun in einer Gesamtbreite von zuerst $2\frac{3}{4}$ und südlich Stadl-Paura, durch eine HT-Insel unterbrochen, von > 3 km fortsetzen. Im Canontal der Traun zwischen Steyrermühl und Stadl-Paura sind an den Innenseiten der zahlreichen Flußkrümmungen in verschiedenen Höhen immer wieder Erosionsterrassen ausgebildet, die kaum in ein System eingeordnet werden können. Es dürften hier lokale Verhältnisse, weiter nördlich

wahrscheinlich auch schon die Vereinigung mit der Ager und der Alm eine Rolle gespielt haben.

Beim Vergleich mit dem Agertal fällt auf, daß die Hauptflächen der NT im Trauntal, obwohl hydrographisch weiter flußabwärts gelegen und bei einem eher höheren Ansatz der Agerterrassen am Nordende des Attersees längs der Traun um 10 bis 15 m höher liegen. Dieser Unterschied zeigt sich auch beim Zusammentreffen der beiden NT westlich Stadl-Paura. Dort springt an der Straße Stadl-Paura – Schwanenstadt anschließend an das Ende der schmalen HT-Zunge des Mitterberges ein höchster NT-Sporn in > 380 m 600 m weit nach Norden zur Ager hin vor, der zur Trauntalschüttung hin in einer 2 m hohen Stufe, zur obersten Agerschüttung aber > 10 m auf etwa 370 m abfällt. Es gibt im unteren Agertal keine Reste eines höheren NT-Niveaus. Nachdem beide Schüttungen ins Hochglazial einzustufen sind, müßte man erwarten, daß sie sich im gleichen Niveau vereinen. Neben einer schwächeren Schüttung im Agertal könnte man auch an eine zeitliche Verzögerung denken, die das Trauntal erst auf einem tieferen Niveau erreicht hat. Problematisch bleibt aber dennoch, daß eine frühere und höhere Trauntalschüttung im Agertal einen See oder zumindest eine sedimentäre Auffüllung zur Folge gehabt haben müßte, wofür es aber keine Anhaltspunkte gibt.

Unterbrochen durch das bei Stadl-Paura in Terrassen eingeschnittene Trauntal, setzt nach dem halbinselartigen NT-Fortsatz mit dem Stift Lambach (367 m) beim Bahnhof Lambach wieder eine geschlossene NT-Fläche ein, die offenbar ab dem leichten Talknick bei Wels von einer weiteren Schüttung abgelöst wird, der „Welser Heide“, die bei Linz in 260 m an die Donau heranhöhrt (Abb. 43 und KOHL I/1955 41ff). Auf der rechten Talseite setzt erst unterhalb Wels ein sich allmählich verbreiternder NT-Streifen ein, der sich bis Ebelsberg fortsetzt.

Die gesamte Abfolge der NT erweckt somit den Eindruck, daß eine durch den Talverlauf beeinträchtigte und daher nur angedeutete trompetentalartige Ausbildung mit sich ablösenden Schwemmkegeln im Sinne C. TROLL'S (I/1926) vorliegt. Die Vereinigung von Ager, Traun und Alm hat bei Lambach zur Ausbildung von 5 bis 10 Stufen geführt (Abb. Profile nach KOHL I/1955b Tafel III und IV Profil 1), der Talknick bei Wels bis zu drei Stufen, talabwärts fehlt dann eine weitere Gliederung durch Stufen (Profil 2). Diese Stufen können somit als lokale Bildungen, Erosionsformen mit geringfügigen Umlagerungen an der Oberfläche, betrachtet werden, wie Aufschlüsse immer wieder erkennen lassen. Keinesfalls aber handelt es sich um etwa klimabedingte, durchlaufende größere Aufschüttungen.

Beim Versuch, die Mächtigkeiten der NT-Schotter festzustellen, muß berücksichtigt werden, daß sie mit Ausnahme des untersten Talabschnittes in ein Relief eingeschüttet sind, dessen Oberfläche nicht nur in den marinen Tertiärsedimenten, sondern im Abschnitt Steyrmühl – Lambach auch noch über Resten begrabener Reißschotter angelegt ist. Unterhalb Lambach hat ebenfalls die präißzeitliche Erosion schon annähernd das Niveau der präwürmzeitlichen erreicht.

Im etwa 35 m tief eingeschnittenen Canontal der Traun oberhalb Stadl-Paura wechseln Abschnitte mit angeschnittenem Schliersockel, über dem

häufig ein festes Quarz und Kristallin führendes wohl rißzeitliches Konglomerat ansteht, mit Abschnitten von nur durch oberflächennahe Talrandverfestigung gekennzeichneten Schottern der NT. Vom älteren Konglomerat, das fallweise auch unter das Flußbett abtaucht, finden sich streckenweise Anhäufungen größerer abgestürzter Blöcke (KOHLE Ber. Bl. 48 Vöcklabruck und Erl. Bl. 49 Wels I/1997).

Es sei hier auf einen Vermerk A. PENCKS verwiesen, wo er 3 km oberhalb der Agermündung am rechten Traunufer unter 15 m grobem, nur stellenweise verfestigtem Schotter auf ein gelbes Lehmband mit *Succinea oblonga* über 15–20 m fester, an der Obergrenze etwas verwitterter Nagelfluh hinweist und hier HT-Schotter unter NT-Schottern annimmt (P. & B. I/1909 84).

Daneben muß es hier auch Mächtigkeiten von wesentlich > 35 m geben; im Raum oberhalb Laakirchen könnten es bis > 60 m sein, bei Stadl-Paura kann mit 40–50 m, oberhalb Wels 30–35 m, ab Wels mit 20–15 m gerechnet werden, wobei auch hier noch ein Relief ausgebildet ist, was bei Kleinmünchen bei 15 m Mächtigkeit nicht mehr festgestellt werden kann. Der leichte Talknick bei Wels dürfte hier neben einer stärkeren Eintiefung auch Unregelmäßigkeiten im Schlieruntergrund zur Folge haben (INGERLE I/1979b). Die Traun ist bei Lambach etwa 25 m, bei Wels 18 m und bei Ebelsberg 8 m in die NT-Schotter eingeschnitten.

Für ein frühes Einsetzen der NT-Zerschneidung sprechen verhältnismäßig reife Bodenbildungen und auch der lithologische Aufbau der Terrassen. In der vertikalen Aufschüttung zeigt sich durchgehend eine Zunahme der Flyschkomponenten gegen die Oberfläche hin, was meist schon zu verbraunten Bodenbildungen geführt hat (Kalkbraunerden – Parabraunerden). Bei Lambach/Graben weist erst das Niveau 14 m über dem Fluß Rendsina über Kalkschotter auf. Bei Wels ist das unterste Niveau mit der Altstadt von Holozänsedimenten bedeckt (siehe Teil III und KOHL I/1997 Erl. Bl. 49 Wels). Demnach muß wohl der Großteil der NT-Zerschneidung und auch die Ausbildung der höheren Stufen ins Spätglazial fallen. Aus dem Spätglazial stammen aber auch die die NT-Schotter bedeckenden Feinsedimente (periglaziales und fluviatil verschwemmtes Kolluvialmaterial). Sie finden sich am Rande zu den höheren Terrassen, aber auch in Mulden von den auf der NT versickernden, aus dem höheren Gelände kommenden Bächen wie Zeilinger Bach, Grünbach, Perwendter und Hörschinger Bach. Auf ihnen sind Pseudogleye und pseudovergleyte Braunerden entwickelt, die sich von holozänen Muldenablagerungen mit Gley- und Anmoorböden abheben (Erl. Bl. 49 I/1997). In bei Linz in den NT nachgewiesenen Mulden ist unter deren Füllung ein wahrscheinlich auch schon spätglazial entstandener Rendsinaboden erhalten (KOHLE I/1955 43 und Profil Tafel IV).

Das lithologische Spektrum der Traunschüttung weist die übliche Trauntalfazies (vielfältiges kalkalpines und Flyschmaterial mit nur vereinzelt Kristallin und Quarz) auf, das sich von jenem des unteren Agertales insofern wesentlich

unterscheidet, als dort neben einem höheren Flyschanteil zum Liegenden hin sich reichlich Kristallin und Quarze bzw. Quarzite dazugesellen, die zweifellos über das Vöcklatal aus dem Einzugsgebiet des Kobernaußewaldes und Hausrucks zugeführt wurden; nach oben hin nimmt der kalkalpine Anteil zu. Somit herrscht an der Ager ein lithologisches Spektrum, wie man es, sieht man von den Verwitterungsunterschieden ab, sonst von den ÄDS kennt. Dieses Agermaterial wird auch dem unteren Trauntal, natürlich entsprechend verdünnt, zugeführt.

Die **rißzeitlichen HT-Schüttungen** (RHt 2) schließen westlich der Traun längs des Aurachtales an den Endmoränengürtel von Hafendorf (RM 2), östlich des Flusses an die Wälle von Baumgarten und Gschwandt an (Abb. 27). Ihre Richtungen dürften durch die im Untergrundrelief erhaltenen Rinnen parallel zur Aurach und anscheinend auch schon längs des heutigen Trauntales vorgezeichnet sein (Abb. 34). Der etwas tiefere Terrassenansatz im Aurachtal nordwestlich von Pinsdorf ist zwar zeitgleich mit der dort erhaltenen jungrißzeitlichen Moränenkuppe (RM 3), die heutige Oberfläche geht aber auf eine Periglazialschüttung aus dem Aurachtal zurück (vgl. Kap. 5.2 Abb. 32). Diese Terrasse steht auch in zeitlichem Zusammenhang mit der kompliziert gebauten Terrasse von Pinsdorf-Buchen, die zur Zeit ihrer Ausbildung bereits ein Umlenken der Entwässerung zum heutigen Trauntal hin anzeigt. Die in beiden Fällen im Liegenden auftretenden, an der Oberfläche erodierten festen Konglomerate im Trauntalfazies müssen älter sein als diese spätglazialen Bildungen. Sie treten längs der Bahn auch im Liegenden der Endmoränen von Ehrendorf und Hafendorf auf; ihre genauere Einstufung ist noch nicht geklärt. Wie schon im Kapitel 5.2 angeführt, ist auch eine ähnliche jungrißzeitliche Form an der Innenseite der Moräne von Baumgarten angelegt. Möglicherweise gehört auch die Terrasse südwestlich Unterthalham in 465 m unweit Ohlsdorf zu diesem Niveau; auch sie weist eine Schüttung über einem erodierten festen älteren Konglomerat auf wie bei Buchen und auch im Aurachtal (Kohl in Druckvorbereitung).

Die Kartierungen im östlichen Bereich des Traungletschers (Kohl Ber. Bl. 67 Grünau I/1997) haben dann auch noch zur Ausscheidung eines etwa 5 m höheren HT-Niveaus geführt, das an einige dem Gschwandter Rißmoränenwall vorgelagerte flache Moränenreste anschließt und sich als eigene Schüttung bis zum Gehöft Hungerbauer fortsetzt (RHt 1, vgl. 5.2). Diese ältere Rißserie hebt sich bezüglich Verwitterung und Formen deutlich von dem bei Oberndorf östlich anschließenden Mündelkomplex ab. Eine die Haupt-HT (RHt 2) an der Straße Gschwandt-Laakirchen um etwa 5 m überragende Kuppe aus sehr grobem bis blockigem Material muß wohl ein Rest dieses höheren Niveaus sein. Auch in der HT (RHt 2) längs des Aurachtales gibt es zwischen Sicking und Deutenham eine inselartige lößbedeckte Aufragung, die zwar nicht einzusehen ist, aber wohl auch als Rest einer einst höheren

Terrasse zu deuten ist. Möglicherweise sind auch die in der HT beiderseits der Traun bei Steyrermühl erkennbaren Höhendifferenzen auf verschiedenen alte Schüttungen aus der Rißeiszeit zurückzuführen: Terrasse von Hildprechting (445 m), Terrasse westlich davon (450–455 m) – nach v. HUSEN eine Erosionsform über älteren Schottern (Bl. 66 Gmunden I/1996) und Terrasse im Bahniveau Steyrermühl (etwa 458 m).

Der prärißezeitliche Terrassensporn von Viecht teilt bis zu seinem Nordende die beiden HT-Schüttungen aus dem westlichen und östlichen Traungletscherlobus. Weiter nördlich schließt, weiterhin den Steilrand zum Agertal bildend, die sich rasch zungenartig verschmälernde Terrasse des Mitterberges an, dessen Zertalung nördlich Desselbrunn die Schüttung vom Trauntal her erkennen läßt, während oberhalb davon und westlich des Viechter Spornes lange parallel verlaufende Trockentäler (Dellen) die Schüttungsrichtung aus dem Bereich östlich des Aurachtales anzeigen.

Östlich der Traun ist erst ab Roitham wieder ein geschlossenes HT-Feld erhalten, das am untersten Almtal kurz vor dessen Ausmündung ins Trauntal abbricht. Die HT-Zunge zwischen Schwanenstadt und Lambach entspricht einer Schüttung aus dem Agertal, die oberhalb Schwanenstadt bis auf die schmale Terrasseninsel östlich des Bahnhofes Attnang-Puchheim ausgeräumt ist.

Nach einer Unterbrechung durch die sich im Raum Lambach vereinigenden Flüsse Ager, Traun und Alm setzt die HT nördlich des Bahnhofes Lambach wieder ein und bildet ein bis 1,5 km breites linsenförmiges Feld, das immer wieder durch die aus dem Schlierhinterland kommenden und auf der NT ausmündenden Tälern des Zeilinger, Irnharter, Grün- und Fallsbaches unterbrochen wird. Auf dem äußersten Sporn des längsten dieser Teilstücke liegt die Kirche von Gunkskirchen. Der schon bei der NT erwähnte Talknick bei Wels hatte eine entsprechende Prallhangerosion zur Folge und dabei die HT-Schüttung in einem weiten Bogen unterbrochen. Diese setzt bei Schloß Puchberg wieder ein und führt dann parallel zur NT über Hörsching bis 3 km breit an das Donautal bei Linz heran, wo sie bei Niedernhart zur NT abbricht. Dieser Abschnitt wird nur durch die aus dem benachbarten Schlierhügelland kommenden Bäche, den Perwendter und den Hörschinger Bach, zerschnitten.

Auf der rechten Traunseite ist nur noch im Mündungsbereich bei Ebelsberg ein HT-Rest (Terrasse mit Schloß und Kaserne) erhalten, dazwischen ist das Niveau nur an der Ausmündung der HT-Schotter der Pettenbachrinne gekennzeichnet.

Typisch für die HT ist die Löß-Lehmdecke, die im Ursprungsgebiet nur sehr bescheiden ausgebildet ist, die aber allmählich zunimmt und schließlich bei Linz eine Gesamtmächtigkeit von 8–10 m erreicht. Diese Zunahme der Deckschicht gegen die Mündung hin erklärt auch die Zunahme der Stufenhöhe zur

NT, die bei Lambach 7 m, bei Linz aber etwa 18 m beträgt, wogegen das HT-Schotterniveau nur 7–8 m über dem der NT liegt. Zwischen den HT-Schottern und der Deckschicht sind durchgehend die Reste der letztinterglazialen Bodenbildung erhalten, die die Lößdecke zusammen mit einer für sie typischen Abfolge als würmeiszeitlich ausweist (siehe Teil III).

Ein wesentliches Merkmal der HT ist auch die Gliederung ihrer Oberfläche durch autochthone, anfangs nur wenig eingesenkte, je nach Lage oft sehr lange Trockenmulden (Dellen).

Die Schottermächtigkeit der HT schwankt südlich Lambach besonders stark, weil die Schüttungen zum Teil eigene Rinnen auffüllen, wie etwa die aus dem Traunseebecken herausführende, parallel zum Aurachtal verlaufende Rinne, in der > 70 m bis 50 m Schotter liegen, sich aber auch über Kuppen und Rücken des Untergrundes hinweg ausbreiten. Westlich und nördlich Desselbrunn verläuft eine Rinne des Agertales so, daß sie immer wieder weit über den Steilrand der HT hinweg auch unter dieser Terrasse verläuft und somit älter als Riß sein muß. Auch im canonartigen Trauntal oberhalb Stadl-Paura ist schon auf das Relief unter den NT-Schottern hingewiesen worden, wo stark konglomerierte Reste rißzeitlicher Schotter liegen.

Südlich Laakirchen spricht die Zunahme der HT-Schottermächtigkeit gegen den Steilrand hin im Süden auf > 60 m und im Norden auf ca. 50 m dafür, daß diese Sedimente in eine etwa dem heutigen Trauntal folgende Rinne eingelagert sind. Bei der östlich erhaltenen höheren und älteren HT läßt sich jedoch kein Zusammenhang mit dem Untergrundrelief herstellen. Sie zieht vielmehr quer über die bis 425 m NN eingetiefte, von prärißzeitlichen Sedimenten erfüllte, nach NO zum Laudach- und Almtal gerichtete Rinne hinweg (Abb. 34).

Auch die HT von Roitham bis Bad Wimsbach liegt über einem zur NT hin einfallenden Schlierrelief, wo Mächtigkeiten von 40 bis 45 m erreicht werden. Etwa 40 m mächtig ist auch die HT-Schüttung der Ager westlich Lambach. Im unteren Trauntal nimmt die Schottermächtigkeit zuerst wegen der Randlege und schließlich bis Linz wegen der schon großen Entfernung von den Endmoränen auf 14 bis 15 m ab.

Die lithologische Zusammensetzung ist der der NT ähnlich, nur daß im allgemeinen Quarz- und Kristallinkomponenten häufiger anzutreffen sind. Wenn auch nicht immer als Unterscheidungskriterium brauchbar, so tritt doch ganz allgemein im Vergleich zur kaum tiefer eindringenden Talrandverwitterung der NT-Schotter eine deutlich stärkere Verfestigung auf, was am Traunfall, schon oberhalb davon und besonders unterhalb sehr überzeugend zutrifft.

Die **glazifluvialen Schotterfluren aus der Mindeleiszeit**, die JDS, können am überzeugendsten in Verbindung mit einem Übergangскеgel von dem hohen geschlossenen Moränenwall Eisengattern – Laakirchen abgeleitet werden (Kohl Ber. I/1996 und Abb. 27). Die Hauptschüttung in Trauntalfazies

folgt hier einer älteren schon mit prämindelzeitlichen Schottern erfüllten Rinne, die nördlich Kirchham zum Almtal führt, wo sie über ÄDS noch bis 1 km nördlich der Autobahn den Steilabfall zur Alm bildet.

Die Verfüllung dieser Rinne mit ÄDS und deren Überlagerung mit JDS bezeugen die Bohrungen Kirchham 1 und 2, die im Liegenden 7 bis 8 m groben quarzreichen Günz-Vorstoßschotter und darüber etwa 40 m JDS mit 2 bis 3 m Lehmedecke erschlossen haben.

Diese Schüttung kann im Almtal nicht mehr weiter nach Norden verfolgt werden, sie muß sich wohl mit heute ausgeräumten JDS des Alm- und Laudachtales vermengt haben. An der Abzweigung des Tales von Kößlwang und an den Terrassenspornen bei Wim und Bad Neydharting finden sich Reste von JDS, die im Kößlwanger Tal durch eine Erosionsleiste über ÄDS verbunden sind.

Westlich des Stranges JDS zum Almtal war die Schüttung zunächst durch den erhaltenen Günz-Moränenkomplex von Matzing – Berg behindert; sie konnte sich erst wieder westlich Lindach zum Wimbachtal hin entfalten, wo sie dann auskeilt und in eine Erosionsterrasse über ÄDS übergeht (KOHL GBA I/1996). Diese Lindacher Schotter gehen hier anscheinend aus mehreren Übergangskegeln des inneren Mindel-Moränenkranzes hervor. An die ab Innerroh auf der Westseite des Wimbachtales ausgebildete Erosionsterrasse schließt dann bei Bad Neydharting der erwähnte Terrassensporn des JDS aus dem Kößlwanger Tal an. Einen guten Einblick in diese Lindacher Schotter hat ein großflächiger Aufschluß auf dem Riedel westlich Lindach gegeben.

Unter der unterschiedlich tief eingreifenden lehmigen Verwitterung mit lehmefüllten geologischen Orgeln und noch erhaltenen stark angegriffenen Flyschresten und selten auch Quarzen, eher noch Radiolariten, folgen ungleich verfestigte, von Tiefenverwitterung geprägte, für das Einzugsgebiet des Salzkammergutes typische Kalk-Flyschschotter (Trauntalfazies), die an stark verfestigten Pfeilern bis nahe an die Oberfläche aufragen.

Für die moränennahe glazifluviale Schüttung sprechen die nach oben hin gröber werdenden, blockführenden, immer schlechter gerundeten und kaum sortierten Schotter. Erst im Grenzbereich zum ÄDS treten Quarze und Kristallinstücke häufiger auf.

Wesentlich komplizierter sind die Verhältnisse westlich der Traun. Hier erhebt sich über dem HT-Niveau der Terrassensporn von Viecht, der im nördlichen Bereich geomorphologisch, pedologisch wie auch lithologisch zur HT von Desselbrunn hin, im Trauntal auch zur NT gut abgrenzbar ist. Nach Süden zu aber erreichen etwa südlich des Haselholzes die HT-Schüttungen annähernd das Niveau der Viechter Terrasse, wo dann in Ermangelung entsprechender Aufschlüsse die Abgrenzung schwer fällt. So hat die hier offenkundig vorliegende Terrassenkreuzung mit den an sich schon komplizierten genetischen Verhältnissen zu sehr verschiedenen Alterseinstufungen dieser Viechter Terrasse geführt. PENCK (P. & B. I/1909 206) hat hier zwischen Ager und Traun eine einheitliche HT gesehen. Die tiefgründige Verwitterung und

vor allem der relativ hohe Anteil an Quarzen, Quarziten und kristallinen Bestandteilen hat v. HUSEN veranlaßt, diese Schüttung auf Bl. 66 Gmunden dem ÄDS zuzuordnen (GBA I/1996). Geht man jedoch vom Niveau 333 bis 335 m bei Viecht aus und vergleicht es mit dem des ÄDS östlich der Traun zwischen Roitham und Steyrermühl, das über 450 m ansteigt, so kann zumindest die Form nicht dem ÄDS, sondern nur dem JDS entsprechen (KOH. Ber. Bl. 48 I/1994). Da die Terrassenfläche ohne erkennbare Stufe allmählich nach Süden ansteigt, muß versucht werden, einen Zusammenhang mit dem Moränensystem der Traungletscher westlich des Flusses herzustellen. Wie schon bei der Gliederung der Moränen angedeutet (5.2) wurde, könnte der hier nirgends aufgeschlossene Rücken von Traich – Obernathal seiner Streichrichtung nach zum Günzmoränensystem gehören, von dem auch eine Schüttung ÄDS ausgegangen sein dürfte, so daß der Terrassenspron von Viecht wohl im Kern aus Resten ÄDS bestehen kann, die dann aber in der Mindeleiszeit auf das Niveau der JDS abgetragen wurden (Abb. 27). Dabei hat auch zweifellos eine entsprechende Umlagerung und Vermengung mit JDS stattgefunden. Dieser vorläufige Erklärungsversuch wäre noch durch entsprechende Aufschlüsse zu untermauern. D. v. HUSEN hat auch noch rißzeitliche Erosionsflächen südwestlich Steyrermühl über diesem Schotterkörper ausgeschieden (GBA I/1996).

Die Zerschneidung der Schüttung nördlich der Autobahnausfahrt Regau zum HT-Strang von Rutzenmoos läßt auf eine Schüttung vom Traungletscher her schließen, wobei ungewiß ist, ob es sich um JDS oder ÄDS handelt. Beachtet man die Entwicklung des günzzeitlichen Traungletschers an Hand der erhaltenen Endmoränen, so fällt die Annahme schwer, daß auch hier noch ein entsprechender Moränenrest aus dieser Eiszeit vorliegen könnte; es dürfte sich eher um einen Mindelmoränenansatz an den Flyschalpenrand handeln mit einer entsprechenden anschließenden Schüttung, die wie die Darstellung v. HUSENS (GBA Bl. 66 I/1996) zeigt, von periglazialen Solifluktionsschutt überlagert wird. Nur darf man die unter der Autobahn und südlich davon im Aurachtal aufgeschlossenen konglomerierten Schotter nicht außer Acht lassen, die hier zweifellos zu den ÄDS gehören und unter JDS ausbeissen.

Die JDS haben, ursprünglich mit Agerschottern vereint, sicher über das Agertal hinweg bis an den Rand des Tertiärhügellandes gereicht, wo sie nachträglich bis auf wenige Reste und Erosionsformen ausgeräumt worden sind (vgl. Abb 4 in KOHL 1994).

Während JDS auf der rechten Seite des unteren Trauntales, abgesehen von den ausmündenden, aus dem Almtal stammenden Aiterbachschottern und von einem kleinen Sporn bei Ebelsberg, fehlen, sind sie auf der linken Talseite zuerst in bescheidenen Ansätzen zwischen Irnharteringer und Grünbachtal und dann ab dem Fallsbachtal mit einer nur kurzen Unterbrechung bei

Puchberg weiter talabwärts unter einer zunehmenden Lößdecke erhalten (Abb. 43). Die Schotter treten jeweils nur an den Steilhängen der tieferen Taleinschnitte zutage. Einen guten Einblick bot eine etwa 10 m hohe Schottergrube etwa 1 km im WSW von Fallsbach in einer Höhe von 360–370 m NN.

Das Ausgangsmaterial, ein horizontal bis schrägschichteter Vollsotter, der zu 80–90 % aus Flysch und Karbonaten und der Rest aus Kristallin (Gneisen, seltener Grüngesteinen und Amphiboliten) sowie Quarzen und Quarziten besteht, ist tiefgründig verwittert. Eine intensiv rotbraune, oben z. T. ausgebleichte Lehmdecke greift taschenartig bis 2,5 m und in geologischen Orgeln bis ca. 4 m tief ein, darüber liegen zur Hangneigung parallele Schotterschnüre aus Restschottern und eckigen Flyschteilchen, die auf eine Überprägung durch Solifluktion hindeuten. In die darunter folgenden stark zersetzten und angeätzten Schotter ist bis tief hinab Lehm eingefiltert. Angeätzte Karbonate konnten bis 8 m Tiefe festgestellt werden.

Höhenlage und Gesteinspektrum kennzeichnen diesen Schotter als JDS, zu dem auch kleinere Ausbisse östlich von Puchberg, etwa bei Niederlaab (330–335 m) und Oberpriesching (ca. 330 m) gehören (GBA Bl. 49 I/1996). Die Terrassenleiste wird immer schmaler und schließlich ganz von Löß-Lehm überdeckt. Erst bei Linz ist an die Freinbergvorhöhen in knapp 300 m wieder eine schmale Leiste JDS angelagert (Kohl I/1955 46f).

Die Zertalung der JDS ist ihrem höheren Alter entsprechend weiter fortgeschritten. Die Mächtigkeiten dieser Schotter sind vor allem in Moränennähe schwer festzustellen, weil sie im Bereich von Schlier- und Flyschritten auch von den Vorstoßschottern der ÄDS unterlagert werden. In den Bohrungen westlich Kirchham beträgt sie etwa 40 m und trägt hier eine Lehmdecke von 2–3 m. Westlich Lindach ist, falls keine Unterlagerung durch ältere Sedimente vorliegt, mit etwa 50 m zu rechnen.

Im unteren Trauntal unterhalb Lambach liegt die Sohle der JDS bereits tiefer als jene der ÄDS. An den Talaustritten und vorwiegend längs des Steilabfalls zur NT-Fläche des Trauntales tritt auch unter JDS bereits der Sockel des tertiären Schliers zutage (vgl. Profile Abb. 45). Es dürfte hier unter der Lößdecke mit Schottermächtigkeiten von 15–20 m zu rechnen sein. An der Innkreis-Autobahn sind es nur noch 5 m, wenig östlich keilen sie ganz aus und setzen erst bei Oberlaab unter einer bis 9 m mächtigen Lehmdecke wieder ein.

Die lithologische Zusammensetzung, die lokal ebenfalls wechseln kann, ist im allgemeinen durch einen eher geringen Anteil an Quarz und Kristallin und einen eher etwas erhöhten Flyschanteil gekennzeichnet, soweit nicht engere Kontakte zu ÄDS bestehen oder größere Umlagerungen daraus stattgefunden haben, wie etwa in der Terrasse von Viecht.

Die vom Traunseegletscher ausgehenden **günzeitlichen Schüttungen der ÄDS** beginnen an der östlich des Laudachtales nach Norden ziehenden Moräne (Abb. 27). Ihre NO orientierte Schüttung zum Tal der Dürren Laudach wird auch hier durch die parallele Zertalung dorthin verdeutlicht, wo die Schotter an die gleichaltrige Moräne des Almtales stoßen.

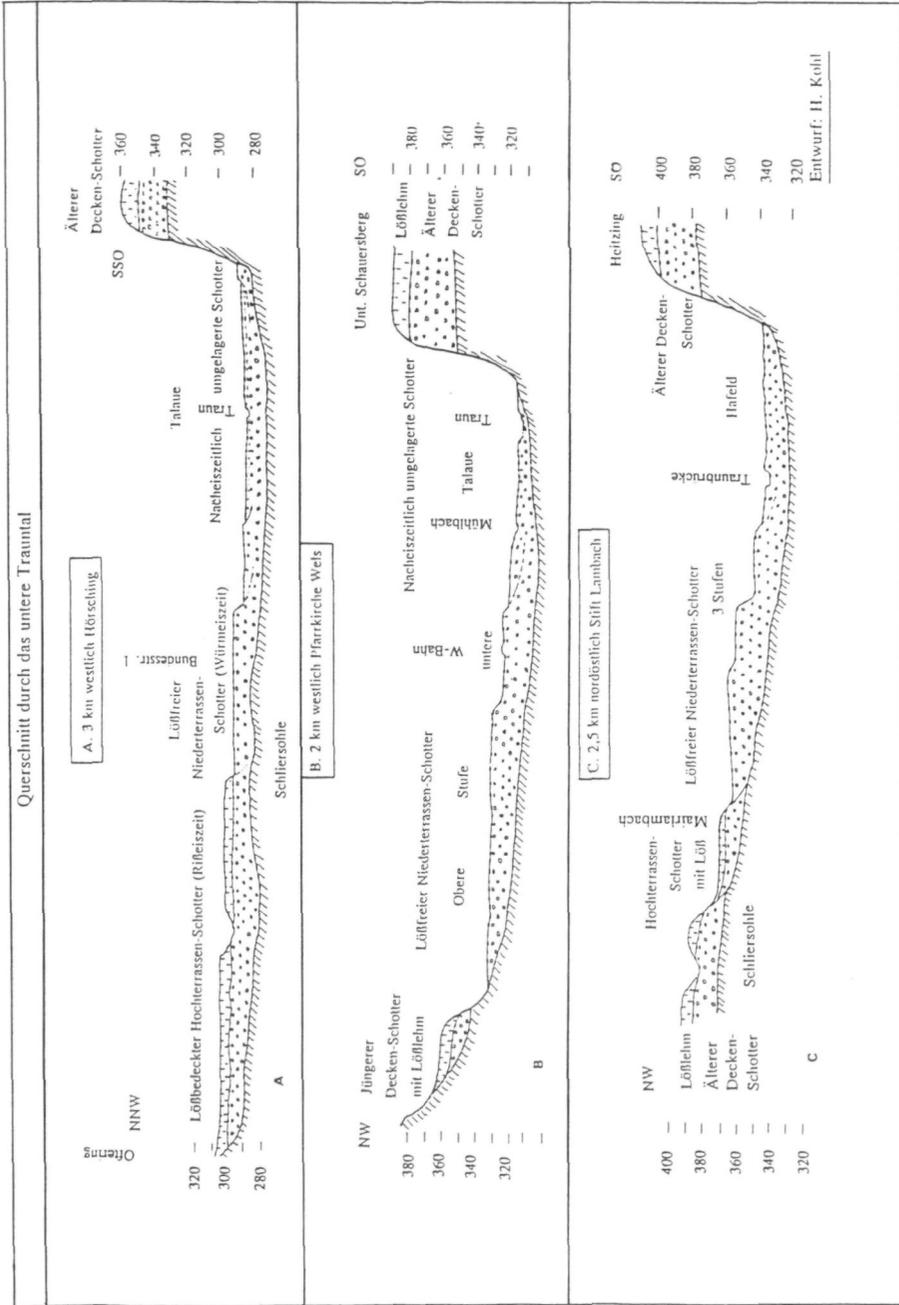


Abb. 45: Querschnitte durch das untere Trauntal. H. Kohl 1992

An den Günzmoränenkomplex von Berg – Matzing schließt nördlich der Autobahn ein bis zum Steilabfall zum Almtal reichender Komplex ÄDS an, der einerseits von der noch älteren Schotterinsel von Unter-Hörbach und weiter nördlich vom Kößlwanger Tal unterbrochen ist. Liegt der Moränenrest östlich Lindach auf einer flachen Kuppe des tertiären Untergrundes, so schließt nördlich davon eine breite Mulde an, die in etwa 30 m Tiefe das Kößlwanger Tal nach NO zum untersten Wimbachtal hin quert.

Ein bis zur Talsohle herabreichender Aufschluß 1,5 km südöstlich des Moorbades Neydharting hat in den unteren Partien ein buntes Gemenge von sehr gut gerundeten, relativ groben Kristallin- Quarzschootern (Zentralgneise, Amphibolite, Grüngesteine, Serpentine und andere Metamorphite, Quarzite, auch rote Sandsteine) mit auffallend zurücktretendem Anteil von Karbonaten (in Trauntalfazies) und Flysch gezeigt. Weiter nach oben zu sind die Schotter bei zunehmendem Karbonatanteil bankweise stark verfestigt und z. T. senkrecht geklüftet, wobei auch einzelne Kalkblöcke bis 40 cm Durchmesser enthalten sind. Unterhalb der verfestigten Bank fällt starke Gesteinszersetzung auf ohne irgend eine erkennbare Verlehmung.

Es dürfte kein Zweifel bestehen, daß es sich trotz der tief in das Liegendrelief hinabreichenden Schüttung um ÄDS mit hohem Anteil an zum Teil aus Umlagerungsmaterial bestehenden kristallinen- und quarzreichen Basislagen handelt, wobei aber schon damit zu rechnen ist, daß zur Günzzeit auch kristallreiches Material und Quarze durch Schmelzwasserschüttungen in die ÄDS gekommen ist.

Eine weitere Schüttung von ÄDS schließt nördlich der Autobahn an die stark verwaschenen Formen günzzeitlicher Moränenreste nördlich Steyermühl an und bildet den dominierenden Höhenzug, der von > 450 m mit einer Lehmdecke von mehreren Metern östlich Roitham über Deising verläuft und noch vor Bad Neydharting auskeilt. Seine parallele Zertalung zum Wimbachtal hin deutet die Schüttungsrichtung an, wobei das Wimbachtal sich an der Verschneidung mit der vorgenannten Schüttung östlich des Tales eingetieft hat.

Wie schon beim JDS erwähnt, dürfte die Terrasse von Viecht in ihrem Kern ebenfalls eine günzzeitliche, aber später überformte und z. T. umgelagerte Schüttung aus der Günzzeit darstellen. Wie die ÄDS östlich Roitham folgt auch sie einem Höhenbereich des Untergrundes.

Viele Beobachtungen zeigen, daß zumindest die kristallinen- und quarzreichen Basislagen der ÄDS unter den Endmoränen bis in den ehemaligen Zungenbereich vertreten sind. Beispiele dafür gibt es im Trauntal östlich Ohlsdorf (PREY I/1949a), unterhalb der Bahntrasse Steyermühl-Laakirchen, bei Matzing südlich Lindach (KOHLEBERG Bl. 67 I/1996) und in den oben erwähnten Bohrungen westlich Kirchham.

Auch die ÄDS des Traunseegletschers haben einst über das untere Agertal hinweg bis an den Rand des Tertiärhügellandes im Raum Attnang-Puchheim – Schwanenstadt gereicht. Nördlich Lambach erreichen die ÄDS abzüglich einer bis > 10 m mächtigen Löß-Lehmdecke in > 400 m eine Schottermäch-

tigkeit bis > 35 m. Die hier anfangs > 2 km breite Terrasse der ÄDS wird im Trauntal nördlich des Grünbaches von der Terrasse der JDS abgelöst. Erst bei Linz liegen über den Freinbergvorhöhen wieder durchgehend Reste von ÄDS, 6–8 m mächtig, in knapp 60 m über der Donau (KOHL I/1955, SCHADLER I/1964).

Südlich der Traun setzt sich anschließend an die Almmündung die Schüttung der ÄDS aus dem Traungletscher im Norden des älteren Schotterrückens von Reuharting–Schnelling auch über die Unterbrechungen durch die HT-Schüttung der Pettenbachrinne und der des JDS im Aiterbachtal hinweg fort, wobei sie eine anfangs gegenüber dem Untergrund in der südlich anschließenden Traun-Enns-Platte etwas tiefer liegende, erst 3 km, dann 5 km breite Vorstufe zum Trauntal hin erfüllt. Sie verliert sich etwa bei Schleißheim an der Ausmündung des vom Steyr-Kremsgletscher her geschütteten Sanders der ÄDS (FLÖGL I/1983). Dabei vermengt sich die Trauntalschüttung immer mehr mit den glazifluvialen Schottern der östlich benachbarten Gletscher, so daß in der Fortsetzung eine Trennung nicht mehr möglich ist (Abb. 43).

Auch die Mächtigkeit der ÄDS wechselt entsprechend dem Untergrundrelief, nimmt aber ebenfalls mit zunehmender Entfernung von den Moränen ab. Abzüglich der jeweiligen Löß-Lehmschicht beträgt sie gegen die Dürre Laudach hin 25–30 m, anschließend an die Moränen von Berg 25 m, in der Rinne südlich Bad Wimsbach-Neydharting aber etwa 50 m, im Höhenzug westlich des Wimbaches etwa 45 m und etwas darunter. Östlich der Alm nimmt die Schüttung von etwa 30 m auf 25 m und weiter bis etwa 20 m, von Lambach bis zum Ende östlich des Grünbaches von > 35 m auf 20 m ab.

Die Gesteinszusammensetzung der ÄDS ist durch die basal gut gerundeten, eher groben, bis 25 cm Durchmesser erreichenden Quarz-Kristallinschotter gekennzeichnet. Ihre Mächtigkeit ist in den Mulden und Rinnen des Untergrundes größer als über den Hochlagen, wo diese Basischotter auch fehlen können. Nach oben hin gehen sie in karbonat- und flyschreiche Schotter über, die aber immer noch häufiger als jüngere Schotter Quarz- und Kristallingerölle enthalten. Unter der Deckschicht folgt eine mächtige, in Geologischen Orgeln oft tief eingreifende lehmige Verwitterung, unter der noch > 6 –7 m tief Merkmale der Tiefenverwitterung mit zersetzten bzw. angeätzten Geröllen festzustellen sind. An der Oberfläche sind oft noch kilometerweit von den Endmoränen entfernt Blöcke von 0,5 m bis > 1 m Durchmesser anzutreffen.

Im glazifluvialen Schüttungsbereich der ehemaligen Traungletscher liegt beiderseits des Almtales noch ein älterer Rest eines Schotters, der, obwohl Endmoränen nach derzeitiger Kenntnis nicht erhalten sind, auf glaziale Schmelzwässer zurückzuführen sein dürfte. Es sind dies die **Schotter von Reuharting-Schnelling** (< 440 – < 430 m) östlich und von Unter-Hörbach

(450 m) westlich der Alm (Abb. 43). Sie liegen auf einer höheren, vom Almtal unterbrochenen Schlierschwelle, die nach Norden 25–30 m, nach Süden bis etwa 10 m abfällt (Flögl I/1983) und deren Schotteroberfläche um etwa die gleichen Beträge über dem ÄDS liegt. Die Schottermächtigkeit beträgt abzüglich der Lehmdecke 25–30 m, ihre Zusammensetzung ist ähnlich dem ÄDS. Für ein höheres Alter spricht neben der höheren Lage auch ein noch größerer Gehalt an Quarz- und Kristallinbestandteilen, wobei besonders rote Sandsteine auffallen. Außerdem scheint der gesamte Schotterkörper von der Verwitterung erfaßt zu sein, wie angeätzte Kalke in den basalen Schotterlagen bei Schnelling und eine Anhäufung der Restschotter am Nord-Abfall der Kuppe von Unter-Hörbach erkennen lassen.

Etwa mit gleichem Niveauunterschied zum ÄDS liegt auch etwa 2,5 km nordwestlich vom Stift Lambach östlich Mernbach in 430 m ein Schotterkörper, der mit der Schüttung von Reuharting – Schnelling vergleichbar ist. Diese wenigen Reste einer höheren und älteren und damit präglazialen, vermutlich glazifluvialen Schüttung dürften für eine in ihrer Ausdehnung unbekannte Donauzeit sprechen und wären somit ins Altpleistozän einzuordnen.

6 DER BEREICH DER EISZEITLICHEN GLETSCHER DES OÖ. ALMTALES

6.1 Die eiszeitlichen Gletscher des oö. Almtales

Die im Osten des weit verzweigten Traungletschersystems folgende Almtalvergletscherung ist auf ein wesentlich kleineres Einzugsgebiet beschränkt, das die Kare und Trogschlüsse am steilen Nordabfall des Toten Gebirges umfaßt. Es sind die Quellbereiche des Weißenegg-, Nessel-, Kolmkar- (Kohlenkar-) baches und der Hetzau, wobei von der Hetzau aus die Vergletscherung auch über die Wasserscheide zum Steyrtal ausgreift und so auch die Kargletscher am Nordabfall des vom Gr. zum Kl. Priel ziehenden Grates einbezieht. Dazu kommt die während der letzten Eiszeit vielleicht mit einer Ausnahme im Süden bereits isolierte Lokalvergletscherung des Kasberges (1767 m) und der Traunstein-Zwillingskogelgruppe. Während der Würmeiszeit war der Hauptgletscher des Tales nur mehr unmittelbar am Nordrand des Toten Gebirges mit dem übrigen Eisstromnetz in Verbindung, wobei das Eis der Plateauvergletscherung bereits vorwiegend nach Süden zum Ausseerland hin abfloß. Während der älteren Eiszeiten war allerdings auch die Vergletscherung des Almtales durch weitere Verbindungen zu den benachbarten Gletschern voll in das alpine Eisstromnetz integriert, wobei aber, soweit bisher nachgewiesen, nur der günzeiszeitliche Gletscher noch relativ weit ins Vorland vorgestoßen war. Insgesamt ergibt sich für den kürzesten, den würmeiszeitlichen Glet-

scher, eine Nord-Süd-Erstreckung von etwa 20 km, für den längsten, der Günzzeit, von etwa 36 km.

Die folgende Darstellung stützt sich im Alpenen Bereich auf eigene ältere unveröffentlichte Untersuchungen (Kohl 1955–1958, 1961, 1963/64, 1972), im alpinen Randgebiet ergänzt durch S. PREY (1950, I/1956, I/1983b) und seit der Intensivierung der geologischen Aufnahmen auf Bl. 67 Grünau auf v. HUSEN (Ber. Bl. 67 I/1992, I/1994/95); G. FRICK (Ber. Bl. 67 I/1989/90 und I/1991) und CH. ROGL (Ber. Bl. 67 I/1990/91), im Vorlandbereich auf H. KOHL (Ber. Bl. 67 I/1995–1997 und Bl. 49 Wels GBA I/1996 mit Erl. I/1997), wozu dort noch eine Reihe älterer Veröffentlichungen kommt (I/1955a, I/1958b, I/1972, I/1974, I/1976b).

Die älteste im Almtal nachweisbare Vergletscherung ist die der **Günz-eiszeit**. Sie war lange unbekannt, wie überhaupt Endmoränen aus dieser Eiszeit östlich der Traungletscher erst anlässlich des Baues der Westautobahn entdeckt werden konnten (KOHL I/1955, I/1958b). Zu den ersten Nachweisen gehört der tiefe Einschnitt östlich der Almbrücke, wo völlig ungeschichtetes, wirres Blockwerk aus Flysch- und Karbonatgesteinen zutage trat (Abb. 46). Zudem gestattete hier an der Prallstelle des Almflusses der Brückenbau einen guten Einblick in die unterlagernden Sedimente.



Abb. 46: Verwitterte Günzmoräne im Autobahneinschnitt östlich Vorchdorf.
Foto: H. Kohl 1954

Über dem in 405 m, d. i. ca. 18 m über dem Fluß liegenden Schliersockel, folgt eine feste Konglomeratbank gut geschichteter und sortierter bis faustgroßer Schotter, die nach oben hin, immer noch bankartig verfestigt, allmählich in gröbere, weniger bis kaum mehr sortierte und nur mehr teilweise geschichtete Schotter übergehen. Auch die lithologische Zusammensetzung zeigt von unten nach oben eine laufende Abnahme des unten noch bedeutenden Quarz- und Kristallinanteils (Hornblendegneise, granatführende Gneise und Schiefer, Marmore, Quarzite usw.) zugunsten der Karbonat- und Flyschgesteine. Zwischen 415 und 420 m NN hört jede Schichtung auf und das wirre Durcheinander von Grob- und Feinmaterial mit massenhaft gerundeten und eckigen Kalk- und Flyschblöcken in allen Größen bis 2 m \varnothing setzt ein, wobei Quarze und Kristallinstücke selten werden. Die 6 bis 8 m tief eingreifende Verwitterung besteht an der Oberfläche aus graubraunem Lehm mit einzelnen Restgeröllen und splitterigen Flyschstücken, der mit taschenartigen Vertiefungen in mächtigen gelbbraunen bis rotbraunen Lehm übergeht und auch in den von der Tiefenverwitterung erfaßten (Zersatz und chemische Gesteinsauflösung), teilweise pfeilerartig verfestigten Schotterbereich noch infiltriert ist. Eine ausgeprägte Diskontinuität gibt es aber nicht.

Betrachtet man die Verbreitung dieses Sedimentaufbaues und auch die Verbreitung der übrigen Quartärsedimente, kann kein Zweifel bestehen, daß hier günzeiszeitliche Vorstoßschotter in eine Endmoränenschüttung übergehen und das Nordende eines entsprechenden Gletscherzungenbeckens kennzeichnen. Die dieses Becken umschließende End- und Seitenmoräne setzt im Westen, auch geomorphologisch deutlich erkennbar, bei Aggsbach am Flyschalpenrand ein und verläuft über Radhaming – Seyerkam unmittelbar über dem Tal der Dürren Laudach (ortsüblich auch als Innere Laudach bezeichnet), wo sie einst bei der Brauerei Eggenberg auf ca. 100 m Länge gut aufgeschlossen (KOHL I/1976 30,31) und wo auch der Übergang in die ADS einzusehen war. Derzeit zeigt ein neuerer kleinerer Aufschluß unmittelbar am Ende dieses Moränenspornes noch einen Teil der hier auskeilenden Blockmoräne.

Östlich der Alm verläuft die entsprechende Moräne, geomorphologisch kaum mehr hervortretend, jedoch als Wasserscheide zwischen Pettenbachrinne und Almtal noch immer erhalten, in SO-Richtung weiter, keilt aber dann bei Lungendorf knapp vor Erreichen der Straße Vorchdorf – Pettenbach aus, so daß hier der Ansatz an den Alpenrand nicht erhalten ist. Der Verlauf langer Trockentäler erlaubt eine sehr gute Rekonstruktion dieses Moränenastes. Bezüglich einer durch die Weiße Nagelfluh (WNF) vertretenen Kaltphase sei auf die später folgenden Ausführungen verwiesen (Kap 6.2 und 7).

Über eine **mindelzeitliche** Vergletscherung des Almtales bestehen keine Zweifel, auch wenn anscheinend keine entsprechenden Endmoränen erhalten sind. Aber das Einsetzen ausgedehnter Felder JDS gleich nördlich des Flyschalpenrandes und der Nachweis von Moränenmaterial sowie erraticen Gesteinsstücken nördlich der Talung von St. Konrad bis in 665 m Höhe hinauf, läßt auf eine etwa bis St. Konrad reichende seitliche Zunge des Almgletschers schließen (PREY I/1949, I/1956) und ebenso auf ein Ende des Mindelgletschers im Almtal an der Enge des nördlichsten Flyschalpenzuges im Bereich der Steinbachbrücke (PREY I/1983).

Der Unterschied zwischen den Enden des Günzzeitlichen und des mindelzeitlichen Gletschers erreicht im Almtal den überraschend großen Betrag von 12 km, ein Ausmaß, das bei keinem der anderen Gletschersysteme erreicht wird. Wenn weiter westlich Günzmoränen mitunter gut erhalten sind, so ist das größtenteils einer anderen Vorstoßrichtung der Gletscher dieser Eiszeit zu verdanken. Somit wächst die Wahrscheinlichkeit, daß während der Günzzeit auch Eis vom Steyr-Krems-Gletscher über den 680 m hohen Ziehb ergsattel zugeführt worden ist, worauf verschwemmtes Moränenmaterial (PREY I/1950 132 u. Tafel IX) und auch einzelne Erratika aus der Endmoräne bei Eggenberg sprechen, die sehr wahrscheinlich aus dem Windischgarstener Becken stammen.

Auf das Ende eines **rißzeitlichen** Almgletschers weisen im Raum westlich Scharnstein Altmoränen am Rande der Flyschberge hin, die vom Herndlberg bis nördlich „In der Thann“ reichen und schon von A. PENCK (P. & B. I/1909 237) und auch von S. PREY (I/1956 Beil. 2) in die Rißeiszeit gestellt wurden, was auch die Neuaufnahme von CH. ROGL (I/1990) bestätigt. Dagegen kann man Preys Einstufung der ausgedehnten Schotterterrasse von Scharnstein – Mühldorf in diese Eiszeit nicht teilen, wie noch später zu zeigen sein wird. Der diese Terrasse überragende Schlehbichl bei Dorf, der zwar an eine Flyschaufragung gebunden ist, wird im höchsten südlichen Teil aber noch von einem Moränenrest bedeckt, an dem ein die Terrasse von Scharnstein überragender, langsam abfallender Übergangskegel anschließt. Er dürfte seinem Verwitterungsgrad nach dem Riß entsprechen (Kohl 1975 unveröffentlicht). Zu diesem Ergebnis kam auch G. FRICK (I/1989).

PREY (I/1956) weist auch noch auf präwürmzeitliche Vergletscherungsspuren am Nordsaum des Traunstein-Zwillingskogel-Zuges hin, so im Sattel beim „Franzl im Holz“ südlich des Flachberges, wo er Moränenmaterial sogar für mindelzeitlich hält. Andere von Prey als ältere Moränenreste bezeichnete Ablagerungen wurden von v. HUSEN (Ber. Bl. 67 I/1992), wie auch aus der Würmeiszeit nachgewiesen, als altes Blockschuttwerk gedeutet, das z. T. in Form von Blockgletschern weiter transportiert worden ist. PREY (I/1956, I/1973) verweist auch auf stark verfestigte interglaziale Breccien, die er z. T. auch bereits ins Mindel-Riß-Interglazial einstuft.

Zweifellos gibt es auch im inneralpinen Bereich weitere Spuren einer älteren Vergletscherung, wie sie v. HUSEN (Ber. Bl. 67 I/1994) z. B. in Form von Staukörpern und Moränenresten südöstlich Grünau bis 740 m hinauf festgestellt hat. Eine gewisse Vorsicht ist im Almtal bei der Alterseinstufung von Bodenbildungen geboten, weil die dort häufig anstehenden Gutensteiner und Reiflinger Kalke, aber auch andere stark mergelige Gesteine eine lehmige Verwitterung aufweisen. Dennoch dürfte z. B. im Vorderen Rinnbachtal eine über tiefer liegender frischer Grundmoräne am Petersschlag bis weit über 700 m reichende mächtige Moränenschüttung mit Blöcken aus Dachsteinkalk und

taschenartig eingreifender lehmiger Verwitterung aus der Rißeiszeit stammen.

Ferner ist anzunehmen, daß an Stellen, wo es während der Würmeiszeit keine Gletscherverbindungen gab, solche während der Rißeiszeit und auch älterer Eiszeiten existiert haben, wie z. B. zwischen dem Almgletscher bei Grünau und dem Kasberggletscher aus dem Schindlbachtal und der Dürren Grünau, deren gewaltige Trogschlüsse wie auch das Trogtal am unteren Grünaubach für die Würmvergletscherung überdimensioniert erscheinen. Auch zwischen der Hetzau und dem Steyrtal hat es solche Verbindungen gegeben, wie auch zwischen Alm- und Offenseegletscher, wo zumindest eine Berührung sogar für die Würmeiszeit nicht völlig auszuschließen ist.

Das **würmzeitliche Gletscherende** darf im Almtal wohl wie schon von PENCK vermutet (P. & B. I/1909 237) mit dem Einsetzen der sehr mächtigen Niederterrassenschüttungen südlich Scharnstein – Mühlendorf oberhalb der Kothmühle in > 530 m angenommen werden, wo mit einem scharfen Knick das Zungenbecken von Grünau einsetzt und gegen den westlichen Bergrand zu noch undeutliche Endmoränenansätze erhalten sind. Verschieden hohe Terrassenansätze lassen (siehe später) auf Oszillationen schließen, die möglicherweise auch im Almtal auf einen „Maximal“- und einen „Hochstand“ im Sinne v. HUSENS (I/1977) zurückgeführt werden können.

S. PREY (I/1956 Beil. 2) hat entlang des ganzen Nordabfalls des die Kalkalpenstirn bildenden Traunstein-Steineck-Zwillingskogel-Zuges weit herabreichende moränenähnliche Blockschuttanreicherungen der würmeiszeitlichen Vergletscherung zugeschrieben, wobei ihn die bereits ins Grünauer Zungenbecken reichenden Massen aus dem Hauergraben veranlaßt haben, sogar noch an spätwürmzeitliche Gletscher zu denken. Eine dafür notwendige tiefe Schneegrenzdepression bis etwa 700 m NN herab kann jedoch für diese Zeit nicht angenommen werden, was v. HUSEN bewogen hat, diese Formen als Blockgletscher zu deuten, die auch noch im Würmspätglazial über gefrorenem Boden aktiv sein konnten (v. HUSEN et al. I/1996 28). Somit blieben an dieser Kalkalpenstirn fünf hochwürmzeitliche Gletscher auf die obersten und höchsten Kare und Talbereiche dieses Höhenzuges beschränkt (ROGL I/1990), wobei die Zunge des Laudachgletschers nach v. HUSEN (Ber. Bl. 67 I/1992) etwa bis zur Mündung des Schrattenbaches in die Laudach gereicht haben dürfte.

Während am Nordende des Almgletschers mit einer Eishöhe von > 540 m zu rechnen ist, steigt sie bei Grünau auf 680 bis 700 m an (v. HUSEN Ber. Bl. 67 I/1994). Wenig südlich davon deutet im Vorderen Rinnbachtal eine Terrassenkante in 680 bis 690 m auf einen Rückstau durch den in das untere Rinnbachtal eindringenden Gletscher hin, der im Haupttal jedenfalls bis über 700 m gereicht haben muß (Kohl 1965 unveröff.). Eine Tiefbohrung der ÖMV in der Kiesgrube Vielhaber in der Heckenau (HAMILTON I/1989) hat 112 m Quartärsedimente über Hauptdolomit nachgewiesen, was eine beachtliche

Talübertiefung bedeutet und für die Würmeiszeit hier eine Gesamtmächtigkeit des Gletschers von > 350 m ergibt. Im obersten Talabschnitt des Vorderen Rinnbachtals hat A. PENCK (P. & B. I/1909 238) noch eine kleine Eigenvergletscherung angenommen, die aber, wenn überhaupt vorhanden, nur auf eine karartige Nische am Ostabfall des Hochkogels (1486 m) beschränkt sein konnte.

Auch das Auerbachtal westlich der Habernau läßt auf Grund entsprechender Sedimente trotz der Enge des Tales auf ein Eindringen eines seitlichen Gletscherzweiges bis etwa 2 km schließen. An die im unteren Talabschnitt streckenweise erhaltenen Moränenreste schließen talaufwärts in kurzen rechten Seitentälern zuerst bis knapp 800 m, weiter oben bis fast 900 m erhaltene Stausedimente an, womit im Haupttal mit einer Eishöhe von > 950 m gerechnet werden muß (Kohl 1964 unveröff.). Auch im hintersten Auerbachtal wird man die karähnlichen Formen vom Steinberg (1458 m) herab und vom etwa 1410 m hohen Kamm westlich des Zwieselecks auf eine kleine Lokalvergletscherung zurückführen können.

Bei dieser Eishöhe von > 950 m im Almtal, die schon nahe der eiszeitlichen Schneegrenze (Gleichgewichtslinie) liegt, dürfte auch ein Zusammenhang mit der Kasbergvergletscherung zwischen Spitzplaneck (1617 m) und dem Kasberggipfel (1747 m) über den Röllgraben zum Wallischbachtal bestanden haben, was noch einer näheren Untersuchung bedarf.

Brauchbare Rückschlüsse auf die Höhe der Eisoberfläche läßt zwischen den Trogschlüssen der Hetzau und der Röll mit dem anschließenden Almseebecken der Kammverlauf vom Rotgschirr (2261 m) nach Norden zu. Dieser bildet bis zu den > 1900 m hohen Hetzaukegeln herab einen scharfen Felsgrat und bricht dann steil ab. Von etwa 1300 m abwärts folgen dann deutlich eisüberformte Kuppen und Rücken, die eine typische Rundhöckerlandschaft bilden. Natürlich ist diese Eisüberformung nicht nur auf die würmeiszeitlichen Gletscher zurückzuführen. Bei der ausgeprägten Stufe von den zweifellos alle eiszeitlichen Gletscher überragenden Hetzaukegeln bis > 1300 m herab dürfte aber die Annahme einer würmeiszeitlichen Gletscheroberfläche etwas über 1300 m realistisch sein, wobei sich die beiden vom Hochplateau her gespeisten Gletscher der Röll und der Hetzau über dieser Rundhöckerlandschaft vereinigt hatten. Bei der Ausbildung dieser ausgeprägten Stufe dürfte auch die Gesteinsgrenze zwischen dem massigen Dachsteinkalk des Toten Gebirges und dem liegenden, spröden, stark zerklüfteten und daher weniger widerstandsfähigen Ramsaudolomit eine Rolle gespielt haben.

Auf die gleiche Höhe der würmeiszeitlichen Gletscheroberfläche lassen auch das vom Gr. Woising (2064 m) zum Lassel- und Möserberg abfallende und das vom Feigenthalhimmel (1984 m) herabziehende, das Nesseltal begrenzende Profil schließen (Kohl 1958 unveröff.).

Im Dürrenbachtal westlich des Almsees hat v. HUSEN (Ber. Bl. 67 I/1995)

aus Grundmoränenresten eine Eisfüllung des Talkessels bis 900 bzw. 950 m angenommen. Im Vergleich zu den erwähnten Höhen am Fuße des Toten Gebirges dürfte das nicht den hochglazialen Eisständen entsprechen. Aus dem oberen Weisenegtal fehlen zwar noch ausreichende Beobachtungen, aber auf dem Wege zum Offensee sind jedenfalls im Hochtal zwischen Gschirreck und Himmelstein Moränenreste erhalten, wobei westlich davon im Sattelbereich Lokalschutt liegt (Kohl 1963 unveröff.).

Es ist anzunehmen, daß Eis auch über den etwa 810 m hohen Sattel westlich des Wolfsberges (1099 m) zum unteren Auerbachtal geflossen ist, obwohl hier in etwa 770–780 m das Ende einer Eiszunge angedeutet ist, die jedenfalls bereits einer Abschmelzphase entsprechen muß.

Auch Eisübertritte aus der Hetzau in das Einzugsgebiet der oberen Steyrling über den Ring und nördlich davon in ca. 900 m in das Trogtal der Bernerau verlangen hier eine Eishöhe, die beachtlich über 900 m liegen muß, worauf auch die glaziale Überformung des Ringsattels schließen läßt. Das gilt auch noch für den nördlich davon liegenden, in etwa 880 m ins Zösenbachtal hinüberleitenden Sattel, wo die Eisausdehnung noch unbekannt ist. Immerhin muß ein von der Hetzau her gespeister und von den Hängekaren am Nordabfall des Gr. Priel, 2515 m, (Hungerau u.a.) verstärkter Gletscher noch, wie erratische Blöcke aus Dachsteinkalk mit Megalodonten beweisen, bis zum Brunnwinkel und nach Osten über den Haselsattel auch noch zum Eis des oberen Weisenegtales Verbindung gehabt haben.

Es muß ein prächtiger Anblick gewesen sein, als die sich im Almtal vereinigen den z. T. noch vom Plateau des Toten Gebirges gespeisten Gletscherzungen in etwa 500 m hohen Eiskaskaden zwischen den sie überragenden Felspeilern vom Roßkogel (1928 m), Feigenthalhimmel (1984 m), Gr. Woising (2064 m), Zwölferkogel (2099 m), Elferkogel (2038 m), Rotgschirr (2270 m), Schermberg (2396 m), Gr. Priel (2515 m) und dessen östlichen Ausläufern, oft über mehrere Hochkare zu den von ihnen übertieften Trogschlüssen abbrechen und dabei am Steilabfall die von Rundhöckern überformten Gletschergassen hinterlassen haben.

Auch die Lokalvergletscherung des Kasberges war sicher nicht auf die beiden Trogtäler des Schindlbaches und der Dürren Grünau beschränkt, wie Kare östlich und westlich des Gipfels bis zum Spitzplaneck und in tieferer Lage anscheinend auch im Norden andeuten.

Auch im Almtal muß mit einem raschen Zurückschmelzen der Gletscher mit Beginn des **Spätglazials** gerechnet werden. Das wichtigste Ereignis aus dieser Zeit, dem ein Großteil des inneralpinen Almtales seine heutige Erscheinung verdankt, war der große Bergsturz, der vom Hochplattenkogel (2154 m) auf die hintere Hetzau niederging (ABELE I/1970), dessen Sturzmassen das untere Tal des Straneggbachs erfüllten und auch noch weit das Almtal abwärts zu finden sind. Vor G. Abele wurden diese 70 bis 80 m hohen

dicht gepackten Blockschuttmassen der Hetzau und unterhalb der Habernau die bis zur Auerbachmündung die dortige Schotterterrasse überragenden Kuppen als spätglaziale Moränen gedeutet. PENCK und andere sahen darin einen bühlzeitlichen Gletscherstand (P. & B. I/1909 369, GEYER-ABEL GRA I/1918, HOLZINGER I/1946 25ff). Die außerordentlich unruhige Oberfläche dieser Bergsturzmassen mit 10–20 m großen Blöcken und Hohlformen wie die beiden Ödseebecken deuten auf eine ausgedehnte Tomalandschaft hin, deren Sturzmassen noch auf den abschmelzenden Gletscher gefallen sein müssen.

D. v. HUSEN (v. H. et al. Ber. Bl. 67 I/1995, I/1996 28–31) konnte in Ergänzung zu Abele auch eine plausible Erklärung für die nördlich der Habernau bis 2,5 km südlich Grünau in Gruppen oder vereinzelt auf der ca. 10 m hohen Terrasse liegenden Hügel geben.

Den besten Einblick in diese von den üblichen Sedimenten abweichenden Verhältnisse bietet derzeit die Kiesgrube Vielhaber in Heckenau. Die Terrassenschüttung besteht überwiegend aus locker gelagerten, ungeschichteten „kantengestoßenen“ Dolomiten und Kalken mit nur sehr wenig gerundeten Bestandteilen, die weiße Überzüge von feinst zerriebenem Kalk aufweisen. In dieser Grundmasse schwimmen unterschiedlich große Blöcke sehr dichten Bergsturzmaterials, das auch in aufragende Hügel übergeht. Außerdem kommen linsenartige Einschlüsse von Bänderschluffen, geschichteten Kiesen und eckigen Einzelblöcken bis 50 cm Ø vor.

D. v. Husen schließt daraus auf einen Suspensionsstrom, eine breiartig fortbewegte Masse. Die geschichteten Kieslinsen können nur in gefrorenem Zustand transportiert worden sein, was neben vereinzelt Pollen auf kaltzeitliche Verhältnisse hinweist. Die Bänderschluffeinlagen stammen aus einem damals das Tal erfüllenden See, worauf auch die bei der Tiefbohrung der ÖMV (HAMILTON I/1989) bis 112 m reichenden Quartärsedimente mit Seetonen in der Tiefe schließen lassen.

Aus dem Relief in der Hinteren Hetzau ergibt sich, daß die Bergsturzmassen noch von einem spätglazialen Gletscher zu einem kleinen Zungenbecken umgestaltet worden sind (ABELE I/1974 123).

Im Almseebecken ist aber unabhängig von den Bergsturzmassen der Hetzau ein spätglazialer Gletscherstand (Almsee-Stand) anhand gut erhaltener Moränenwälle auf dem Plateau vom Möserberg zum eisüberformten Ameisstein (776 m) westlich des Almsees nachzuweisen (Kohl unveröff. 1957/58, Abb. 47 und 48). Ein äußerster Wall (Almsee I) setzt an der Möserbergkante in etwa 800 m ein, zieht quer hinüber bis an den Weißeneggbach und setzt sich talabwärts jenseits des Baches fort. Demnach muß um diese Zeit Eis auch noch westlich des Ameissteins, dem Weißeneggbachtal entlang in die Weitung von Schwarzenbrunn vorgedrungen sein. Ob dabei die dort am Westrand auch den jungen Schwemmfächer überragenden Hügel Moränen, kamesartige Bildungen am Rande des Gletschers oder noch Ausläufer des Bergsturzes darstellen, wie v. HUSEN meint (Ber. Bl. 67 I/1995), mag vorläufig offen bleiben. Jedenfalls lassen sich östlich des Ameisbrunnbaches auf dem



Abb. 47: Almsee mit Woising, 2064 m, an dem im Norden das bewaldete Möserbergplateau anschließt, auf dem die spätglazialen Moränenwälle der Almseestände I und II liegen.
Nach einer alten Ansichtskarte.

erwähnten, hier noch 60 m über dem Almsee gelegenen Plateau mindestens zwei weitere 8–10 m und 4–6 m hohe mit Blöcken überstreute Wälle nachweisen (Almsee II), die nur mehr einen Eisabfluß östlich des Ameissteins anzeigen. Es gibt zwar bisher kaum noch nähere Anhaltspunkte für eine Alterseinstufung dieser Moränen, aber nach der bekannten Gliederung spätglazialer Gletscherstände in Tirol (HEUBERGER I/1968) könnten sie am ehesten dem Steinach- und möglicherweise auch noch dem Gschnitzstadium gleichgesetzt werden. Legt man den von F. DOLLINGER (I/1986 178) für das Höllengebirge ermittelten Betrag der gschnitzzeitlichen Schneegrenze von etwa 1500 m zugrunde, so wäre bei aller Unsicherheit diese Einstufung durchaus realistisch. Zumindest der größere Gletscher müßte noch bis an die Bergsturzmassen südlich des Jagersimmerl herangereicht haben. Im gesamten Almseebecken ist sowohl im Spät- wie auch im Postglazial mit einer andauernden starken Schuttfuhr zu rechnen, auf die die Einschränkung der einst sicher viel größeren Seefläche und die geringe Seetiefe von maximal 9 m zurückzuführen sind, die sicher nicht der zu erwartenden viel stärkeren Über-tiefung dieser Seewanne entspricht.

Ein Aufschluß am Westufer des Almsees zeigte über horizontal geschichtetem Grus mit auch gerundeten Komponenten aus verschiedenen Kalken z. T. nach Süden einfallende Lagen von größerem Schutt, die oben schließlich in Geschiebemergel mit reichlich gekritzten Blöcken über-

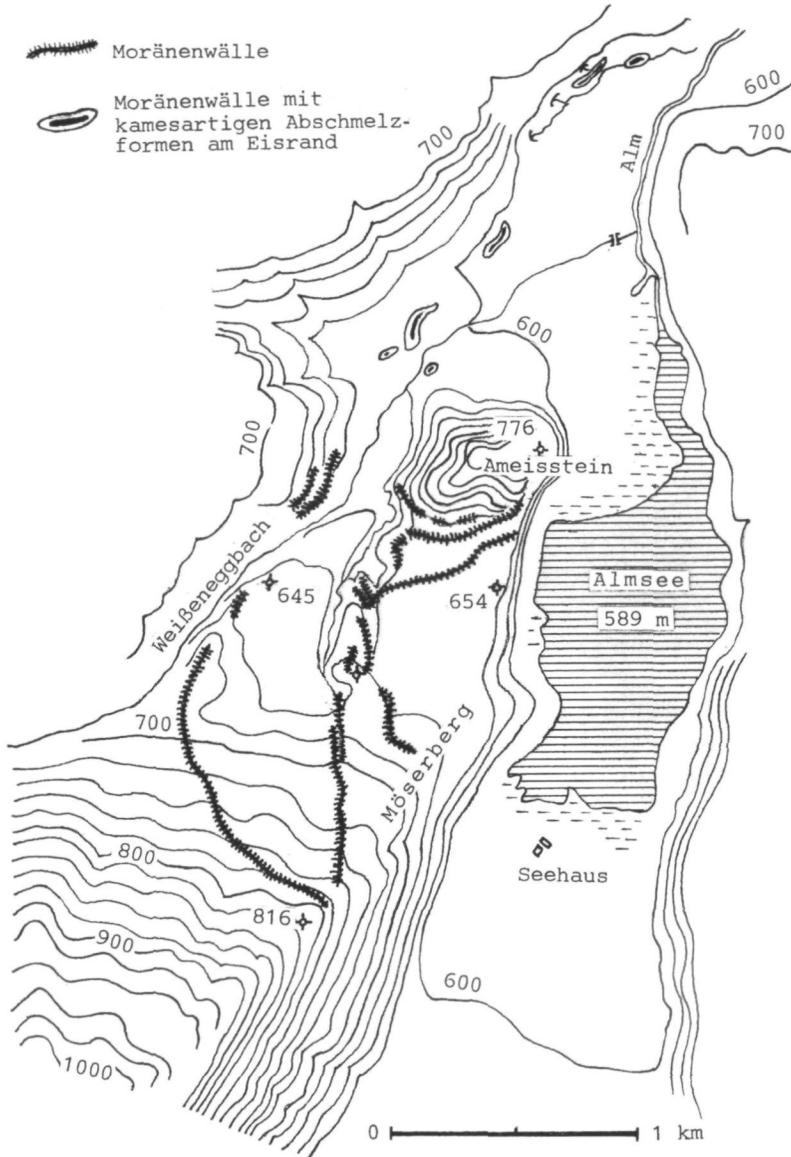


Abb. 48: Spätglaziale End- und Seitenmoränen auf dem Möserbergplateau westlich des Almsees. Nach Geländeaufnahmen 1957 von H. Kohl

gehen. Es könnte dies ein Hinweis auf einen vor der Würmeiszeit südlich des Ameissteins zum Almsee fließenden Weißeneggbach sein.

Hochkare am steilen Nordabfall des Toten Gebirges könnten auch noch während des Daunstadiums von kleinen Gletschern erfüllt gewesen sein.

Aus dem Spätglazial stammt auch die Terrasse, die etwa 20 m tiefer als die NT von Mühldorf südwestlich der Kothmühle auf der linken Talseite einsetzt und ca. 18–20 m über der Talaue der Alm geschlossen bis nordwestlich Grünau reicht. Nach einer größeren Unterbrechung könnte man in der Terrasse von Grünau eine Fortsetzung in das Trogtal des unteren Grünauer Baches hinein sehen, ohne eine Verbindung mit spätglazialen Moränen herstellen zu können, was nicht ausschließt, daß sie aus periglazialen Schüttungen spätglazialer Klimaschwankungen hervorgegangen sein kann. Eine Fortsetzung ins Almtal hinein ist ungewiß, weil nach der Enge und Felschwelle bei Reichenau zwei angeschnittene Schwemmkegelschüttungen aus den beiden Rinnbachtälern und weiter der Schwemmkegel aus dem Brennbachtal folgt, der in die etwa 6 km lange, dem Niveau zwar annähernd entsprechende, aber ihrer Entstehung nach ganz anders geartete Terrasse übergeht.

Bei der von S. PREY (I/1956) als Endmoräne angesprochenen Formen-
gruppe am Ausgang des Hauergrabens, die v. HUSEN (v. Husen et al. I/1996
28) einem spätglazialen Blockgletscher zuschreibt, fällt auf, daß bei den
wenigen schlechten Aufschlüssen in nicht als Moränenmaterial anzuspre-
chenden Lockermassen vor allem im nördlichen Teil und am Talausgang auch
der Eindruck entstehen kann, daß hier wenigstens zum Teil auch verkarsteter
anstehender Gutensteiner Kalk vorliegen könnte (Kohl 1975 unveröff.).

6.2 Die glazifluvialen Schüttungen der eiszeitlichen Gletscher des öö. Almtales (Abb. 43 und 49)

Wie schon oben erwähnt, setzen die **würmeiszeitlichen** Schmelzwasser-
schüttungen unmittelbar am Nordende des zweifellos auch übertieften
Grünauer Zungenbeckens, etwa 40 m über dem Almfluß ein. Diese hohe
Lage hat lange Verwirrung bei der Alterseinstufung dieser Terrasse hervorgeru-
fen. So wird sie in der alten geologischen Karte 1:75.000 (ABEL Bl.
Kirchdorf, GRA I/1913) als HT eingezeichnet, was später auch S. PREY ver-
treten hat (I/1956), obwohl er die weit nach Norden reichenden Endmoränen
am Westrand der Terrasse als Altmoränen der Rißeiszeit zugeordnet hat, was
bedeutet, daß Rißterrassen weit ins gleichalte Zungenbecken hineingereicht
hätten. Trat bereits A. PENCK (P. & B. I/1909 237) für würmeiszeitliche NT-
Schotter ein, so hat sich schließlich bei Beachtung der jungen Boden-
bildungen (vorwiegend Pararendsinen bis Kalkbraunerden mit 15–20 cm

Humus über 30–50 cm noch kalkhaltigem verlehmtm Unterboden) und der Fortsetzung dieser Terrasse ins Vorland hinaus deren Einstufung in die Würmeiszeit durchgesetzt (Kohl 1955, 1975 unveröff. und zuletzt G. FRIK I/1990).

Nach jüngsten Aufnahmsberichten auf Bl. 67 Grünau von G. FRIK (I/1989) und Ch. ROGL (I/1991) soll die etwa 10 m höher als die NT-Fläche von Mühlendorf – Scharnstein liegende Terrasse südwestlich Mühlendorf rißzeitlich sein. Dem widerspricht jedoch ein heute verfallener Aufschluß 500 m westlich Mühlendorf, der völlig lockere Almschotter mit zahlreichen großen Blöcken, darunter auch auffallend häufig aus wenig abgerollten Konglomeraten, mit einer den würmzeitlichen Schüttungen entsprechenden Bodenbildung zeigte (Kohl 1975 unveröff.). Es handelt sich um eine sehr moränennahe Schüttung, bei der in unmittelbarer Nachbarschaft ältere Konglomerate aufgearbeitet worden sind. Diese Terrassenstufe setzt sich östlich des mit Rißsedimenten überdeckten Schlehbichels bei Dorf gegen Viechtwang hin fort, wobei bei Haid, wie dies FRIK beschreibt (I/1990), in Fortsetzung des Dorfer Hügelzuges noch ein Kern der rißzeitlichen Schüttung vorliegen dürfte.

Die NT besteht also aus zwei Niveaus, die wie schon oben angedeutet, jedenfalls mit einem höheren Teilfeld eines „Maximalstandes“ und dem eines „Hochstandes“ zusammenhängen. Diese Unterscheidung ist schon ab der NT von Steinfeldern (Niveau a um 500 m) talabwärts nicht mehr möglich. Dafür aber schalten sich bei den talabwärts nicht zusammenhängenden NT-Feldern ein etwa 10 m tiefer liegendes Niveau b und ab dem Sausbach ein um weitere 10 m tieferes Niveau c ein. Westlich der Lederau sind nur die Stufen b und c, östlich der Alm abschnittsweise alle drei vertreten. Nach der längeren Unterbrechung an der Einengung bei Egenstein folgt das NT-Feld des Theuerwanger Forstes, in dem die Stufen weniger deutlich und weniger hoch sind.

Nördlich Vorchdorf bildet dann die NT von Feldham ab > 410 m ein bis 1,5 km breites und 2–3,5 km langes Feld zwischen Laudach und Alm, wobei einige NT-Sporne auch östlich der Alm dem Steilabfall vom Plateau herab vorgelagert sind. Auch längs der unteren Laudach sind im Bereich Kirchham immer wieder NT-Reste erhalten, die bei Vorchdorf an das Niveau des Almtales anschließen. Erst gegen die Mündung der Laudach in die Alm treten wieder tiefere Stufen auf, deren Anzahl sich auf der linken Talseite nördlich der Laudach auf vier bis fünf erhöht, bis dann bei Bad Wimsbach wieder ein geschlossenes Niveau in etwa 370 m sich mit der NT-Schüttung aus dem Trauntal trifft.

Die Maximalmächtigkeiten zwischen größter Rinnentiefe und dem jeweils obersten NT-Niveau betragen zwischen Rankleiten und Pfaffing 55 m, beim Theuerwanger Forst, wo die Rinne unter der NT durchstreicht, und auch nördlich Vorchdorf 45 m, am Nordende des Vorchdorfer NT-Spornes und bei Bad Wimsbach 40 m. Es darf hier mit großer Wahrscheinlichkeit diese gesamte mächtige Schüttung der Würmeiszeit zugeschrieben werden und die

vorausgehende Erosion dem Riß/Würm-Interglazial, weil das prärißzeitliche Almtal und deren rißeiszeitliche Füllung westlich Pettenbach in annähernd gleicher Tiefe zur Pettenbachrinne abzweigt. Für den inneralpinen Teil oberhalb der Steinbachbrücke dürfen noch größere Tiefen angenommen werden, wobei hier nicht auszuschließen ist, daß die Füllung auch noch Reste aus der Rißeiszeit enthält.

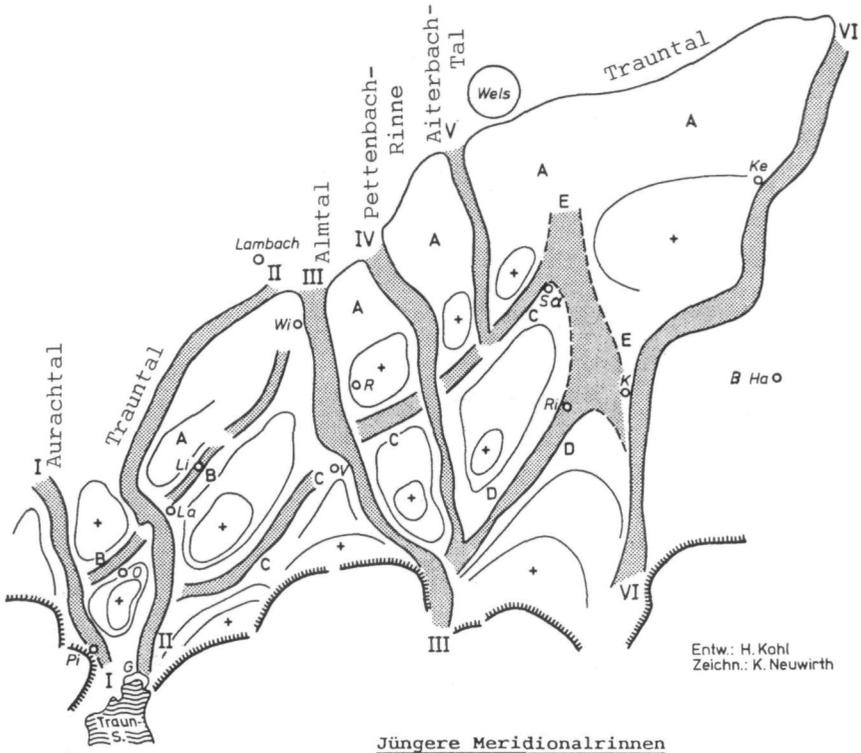
Die Geröllzusammensetzung mit einem hohen Dolomitanteil und einem deutlich auffallenden Anteil an dunklen Kalken (Gutensteiner Kalk und Reiflinger Kalk mit Hornsteinknollen) und relativ wenig Flysch unterscheidet die Almtalfazies deutlich von den benachbarten Schüttungen. Junge, relativ wenig ausgeprägte Bodenbildungen erlauben auch grundsätzlich eine eindeutige Unterscheidung von Sedimenten älterer Eiszeiten.

Die Schmelzwasserschüttungen der **Rißeiszeit** sind erstmals anschließend an den Moränenrest über der inselartig aufragenden Flyschkuppe von Dorf in einem etwa 10 m das obere NT-Niveau überragenden Terrassenrest (544 m) mit gut verfestigten, wesentlich stärker verwitterten moränennahen Schottern erhalten. Dann setzt die HT, sieht man von unsicheren Konglomeratresten westlich der Almaumühle ab, erst mit dem bei Heiligenleithen zwischen Sausbach und Almtal in > 500 m NN am Flyschalpenrand ansetzenden Sporn ein. Der Flyschberghang gleitet mit einem flachen Hangfuß über der HT aus, was auf eine entsprechende wohl würmzeitliche Solifluktsdecke zurückzuführen ist.

Den Beweis dafür lieferten frisch angelegte Wassergräben im Wald des oberhalb anschließenden Flyschhanges, die dicht gepackten, geschichteten, stark vergleyten lehmigen Flyschsutt aufgeschlossen hatten.

Erst ininigem Abstand vom Hangknick zur Terrasse treten dann die nicht überdeckten Schotter an die Oberfläche (Kohl, Ber. I/1995). Die äußerste Spitze dieses Spornes ist durch ein im Niveau a der NT verlaufendes Trockental, das von der Bahnlinie Wels-Grünau benützt wird, inselartig abgetrennt. Jenseits des in diesem Bereich zeitweise völlig versickernden Sausbaches setzt dann mit einem dem Almtal zugewandten Steilrand das etwa 17,5 km lange, von 490 auf < 380 m abfallende, nach Norden führende Feld der mit HT-Schottern in Almtalfazies erfüllten Pettenbachrinne ein. Das heutige Almtal biegt mit den NT-Resten nach Nordwesten gegen Vorchdorf ab, wo es sich mit einem schon früher bestehenden Laudachtal vereinigt (Abb. 49; Kohl I/1974).

Die *Pettenbachrinne* ist ein noch 20–40 m in das Schlierrelief eingetieftes prärißzeitliches Almtal und zieht auch quer durch alle älteren Quartärsedimente hinweg über Spielfeld-Wipfing zum Trauntal bei Fischlham. Die Talrinne folgt zunächst der Berührungslinie der beiden benachbarten Günzgletscher aus dem Alm- und dem Steyr-Kremstal, weiter nördlich ist sie zwischen den Endmoränen beider Gletscher und schließlich in die ÄDS eingetieft



Abkürzungen der Ortsnamen:

- B Ha Bad Hall
- G Gmunden
- K Kremsmünster
- Ke Kematen/Krems
- La Laakirchen
- Li Lindach
- O Ohlsdorf
- Pi Pinsdorf
- R Reuharting
- Ri Ried i. Traunkreis
- Sa Sattledt
- V Vorchdorf
- Wi Wimsbach

Jüngere Meridionalrinnen

- I Pinsdorfer Rinne (prärißzeitlich) parallel zum heutigen Aurachtal
- II Gmundner Trauntalrinne (präwürmzeitlich)
- III Almtalrinne (präwürmzeitlich)
- IV Pettenbachrinne (prärißzeitlich) aus dem Almtal über Pettenbach-Eberstallzell nach Fischlham
- V Aiterbachrinne (präindelszeitlich) von Oberaustall nordwärts (schwach)
- VI Kremsthalrinne (präriß- präwürmzeitlich)

Alte Hochmulden: Prägünzzeitl. Entwässerungssystem

- A Breite Randmulde des heutigen Trauntales
- B Ohlsdorf-Lindacher Mulde aus dem Aurachtal nach NE
- C Oberweis-Vorchdorf-Sattledter Mulde aus dem Trauntal
- D Voitsdorfer Mulde, aus dem Almtal über Pettenbach nach Voitsdorf
- E Schleißheimer Mulde aus dem Kremstal

Abb. 49: Westliche Traun-Enns-Platte. Alte Abflußrinnen in der tertiären Molasse.

(Abb. 43). Die Mächtigkeit der sie erfüllenden Schotter erreicht westlich Pettenbach > 60 m und nimmt bis zum Nordende auf 40 m ab. Im Süden greifen die Schotter über die Rinne hinaus und erreichen dort 2,5 km Breite, an der Einengung im Mittelabschnitt 750 m und nördlich der Autobahn werden am Außensaum der Günzmoräne des Steyr-Krems-Gletschers wieder 1,5–2 km erreicht. Die Schotter weisen durchgehend eine bereits südlich Pettenbach einsetzende nach Norden hin zunehmende Löß-Lehmdecke von 1,5–3 m auf. Darunter liegt der typische Riß/Würm-Interglazialboden; er greift mit seinem verlehnten B-Horizont taschenartig in die von der beginnenden Tiefenverwitterung erfaßten Schotter ein. Der bei der Verwitterung frei gewordene Kalk hat besonders in den oberen Lagen eine stärkere Verfestigung bewirkt. Im Süden liegt die Schotteroberfläche kaum tiefer als die älteren Sedimente. Im Norden dagegen hebt sich der Schotterkörper, z. T. infolge der randlichen Zerschneidung durch den Eberstallzeller- und den Heischbach betont, bereits deutlich von der höheren und älteren Umgebung ab.

Die für die Oberflächengestaltung der HT typische Zerdellung führt im Süden zu kilometerlangen Trockentälern, im Norden eher zu kurzen, zum Heischbach führenden Mulden. Es gibt zwar ein vom Pettenbach zum Eberstallzeller Bach durchlaufendes Tal, das aber nur in Ausnahmefällen, meist auf wenige Tage beschränkt, auch durchlaufend Wasser führt, sonst versiegen die im Süden von den Flyschbergen kommenden Bäche (Pettenbach, Dürnbach) sehr bald nach Eintritt in diese Schotter. Vom Grundwasser gespeiste Quellen treten erst wieder dort aus, wo der höher liegende Rinnenrand des tertiären Schliersockels angeschnitten wird, was von Eberstallzell an und weiter nördlich auch im Heischbachtal der Fall ist (KOHL I/1970).

Im heutigen Almtal gibt es keine entsprechende HT-Schüttung. Die HT-Schotter des Kösselwanger Tales können auf ein älteres Laudachtal zurückgeführt werden. Sehr wohl gibt es aber ein den HT entsprechendes Terrassenniveau, das über verschieden alte Sedimente, bei Egenstein und Einsiedeln über Weißer Nagelfluh, bei und südlich Vorchdorf über ÄDS und z. T. Günzzeitlichen Moränenschutt hinweg zieht. Es handelt sich also um eine Erosionsform, die nur wenige Meter mächtige, stark lehmige Umlagerungen aus dem älteren Material aufweist. Die Schmelzwässer aus dem Almtal sind also nach Auffüllung der Pettenbachrinne ins heutige Almtal abgelenkt worden.

Geht man von der Untergliederung der Rißsedimente im Traungletscherbereich aus, erhebt sich die Frage, ob vielleicht ein jüngerer Riß vorliegen könnte, was hier aber nicht beweisbar ist. Das Auftreten blockführenden, wesentlich dichter gepackten Materials an der Sohle der ehemaligen Gemeindegrotte von Pettenbach am Steilabfall westlich des Ortes könnte ein Hinweis auf die Existenz einer älteren Rinnenfüllung, etwa aus dem älteren Riß, sein, die hier mehr als die Hälfte der Rinnenfüllung einnehmen dürfte, sofern nicht auch noch ältere Quartärsedimente enthalten sind, was zwei

Bohrungen bei Pettenbach (Baumgartner & Friedl 1990 unveröff.) nicht abschließen.

Für **mindelzeitliche** JDS sprechen erste Reste unmittelbar am Flyschalpenrand südlich Pettenbach, was ohne erhaltene Moränen auf ein wahrscheinliches Gletscherende an der Einengung bei der Steinbachmündung schließen läßt. Weiter nördlich gibt es dann zwei Stränge von JDS, von denen der östliche nördlich Pettenbach einsetzt, sich auf etwa 3 km verbreitert und somit noch unter die mindelzeitliche Endmoräne des Steyr-Krems-Gletschers ausgreift, wobei die Schotterfazies eine deutliche Abgrenzung zur gleich alten Schüttung aus dem Kremstal ermöglicht. Die Schotterflur folgt dann weiter dem Aiterbachtal, wo sie mit Annäherung an die Autobahn eingengt wird und talabwärts bis zur Ausmündung ins Trauntal auf einen schmalen Streifen auf der Westseite des Tales beschränkt ist. Während die Schüttung im Süden völlig unabhängig vom Untergrundrelief verläuft, liegt im Nordteil die Sohle dieser Schotter etwas tiefer als jene der ÄDS.

Die im wesentlichen stärker verfestigten und tiefer verwitterten Schotter sind noch z. T. in alten Brüchen an den Steilhängen längs der asymmetrischen Täler nordwestlich Rührendorf aufgeschlossen, wie auch in Gruben des unteren Aiterbachtals. Eine mindestens durch einen Paläoboden gegliederte fünf Meter mächtige Staublehmauflage über lehmig verwittertem, z. T. zeretztem Schotter war lange in einer Grube 1 km südwestlich des Bahnhofes Voitsdorf aufgeschlossen.

Ein größerer Rest eines zweiten Schotterfeldes von JDS ist bis 2 km breit von Pfaffing bis östlich Vorchdorf längs des heutigen Almtales erhalten, wo er z. T. die WNF überlagernd den Ostteil des günzzeitlichen Gletscherzungenbeckens auffüllt. Auf der linken Talseite sind JDS nur in der heterogen aufgebauten Terrasse von Pamet enthalten.

In den am Steilrand gelegenen Schottergruben nordwestlich Pfaffing, bei Felling und östlich der Fischböckau fehlt die im Inneren bei Bauaufschlüssen immer wieder nachzuweisende Deckschicht, und auch die Verwitterungszone muß dort an der Talrandkante stark gekappt sein. Die Zertalung durch lange wasserlose Mulden ist entsprechend intensiver als bei den HT-Feldern.

Die Mächtigkeiten der Aiterbachflur reichen je nach Schlierrelief von knapp 50 m im Süden bis um 20 m am nördlichen Talaustritt, wobei zu beachten ist, daß in Rinnen des Untergrundreliefs noch mit älteren Füllungen zu rechnen ist. Ähnliches gilt auch für die Almflur, wo Mächtigkeiten von > 40 m bis unter 30 m auftreten. Die mehr als 18 km lange Aiterbachflur fällt von 480 m auf 370 m, die 5 km lange Almflur von 480 m auf 440 m ab.

Es ist schwer zu beurteilen, ob diese beiden Schüttungen in die beiden benachbarten günzzeitlichen Zungenbecken gleichzeitig erfolgt sind oder nacheinander. Jedenfalls muß aber die Aiterbachflur bereits bestanden haben, als sie zumindest randlich von der ebenfalls mindelzeitlichen Moränen-

schüttung aus dem Kremstal überlagert wurde, was auch durch eine Phasenverzögerung infolge eines längeren Weges durch das Steyrtal bis ins Kremstal verursacht sein könnte.

Das älteste in das günzzeitliche Gletscherzungenbecken eingelagerte Sediment ist die **Weißer Nagelfluh** (WNF). Sie kann in der Region Alm-Kremstal auf Grund ihrer auffallenden lithologischen Zusammensetzung und ihrer außergewöhnlich starken Verfestigung sowie den damit zusammenhängenden diagenetischen Veränderungen als bedeutender Leithorizont betrachtet werden. Ihre stratigraphische Position zwischen den Günz- und Mindesedimenten und ihre Bedeutung für die Quartärstratigraphie soll beim Kremstal erörtert werden (Kap. 7.2), wo sie am überzeugendsten nachgewiesen werden kann.

Im Almtal tritt die WNF als älteste, stark erodierte Füllung des günzzeitlichen Zungenbeckens am Talrand entlang auf und erreicht hier bei Egenstein und Einsiedling eine Mächtigkeit bis 30 m. Sie keilt dann linksseitig an der Pappelleiten 4,5 km südlich der Autobahnbrücke über Vorstoßschottern der ÄDS aus (KOHL Ber. Bl. 67 I/1996). Ihr südlichstes Vorkommen liegt hier in einer abgetrennten Kuppe innerhalb der Terrasse von Pamet. Auf der rechten Talseite bildet sie den Steilrand bei Egenstein bis Theuerwang. Am Innenrand des östlichen Günzmoränenzuges tritt sie in einer Mischfazies mit umgelagerten Blöcken aus der Moräne auf. Die WNF hat sich, wie im Kap. 7.2 ausgeführt, als kaltzeitliche Schüttung erwiesen. Ob sie eine glazifluviale Schüttung darstellt, ist noch nicht gesichert, denn zugehörige Moränen sind bisher nicht oder noch nicht gefunden worden.

Glazifluviale Schüttungen aus der **Günzzeit**, die ÄDS, lassen sich in Form eines flachen Übergangskegels aus dem östlichen Moränenast ableiten. Ihre Ausrichtung nach Norden ist, abgesehen vom Gefälle, auch an der Zertalung erkennbar und reicht bis zur älteren Schwelle mit den Schottern von Reuharting – Schnelling, die die Schmelzwässer längs des heutigen Katzenbaches nach NO hin abgelenkt hat, wo dann die ÄDS des Almtales sich mit denen des Steyr-Krems-Gletschers und weiter nördlich auch des Traungletschers vereinen (KOHL Bl. Wels GBA I/1996 und Abb. 34). Ähnlich wie bei anderen an Günzmoränen anschließenden ÄDS sind auch hier immer wieder weit nach Norden verschleppte Blöcke zu finden. Die Schotter gleichen auch bezüglich Verwitterung, Diagenese, Lehmbedeckung und Gehalt an Nichtkarbonat- und -flyschschottern den übrigen Vorkommen von ÄDS in Oberösterreich.

Die **prägünzzeitlichen Schotter** von Unterhörbach-Reuharting-Schnelling (vgl. Kap. 5.3.2) bedürfen noch einer genaueren lithologischen Untersuchung, um feststellen zu können, ob sie aus dem Almtal oder aus dem Trauneinzugsgebiet stammen. Der Verlauf der Schwelle spricht eher für das Traungebiet.

7 DER BEREICH DER EISZEITLICHEN GLETSCHER DES STEYR- UND KREMSTALES

7.1 Die eiszeitlichen Vergletscherungen des Steyr- bzw. Steyr-Kremstaales

Beim Steyrtal bzw. der Steyr-Kremstaltung fällt vor allem das sehr unterschiedliche Verhalten der Gletscher zwischen der Würmeiszeit und den älteren Eiszeiten auf. Die Gletscher der Würmeiszeit sind auf zwei getrennte Zungen beschränkt, den kleinen Steyrtal- und den etwas größeren Teichltalgletscher, der das Windischgarstener Becken erfüllt hat und noch über den Pyhrnpaß vom Ennsgletscher her gespeist wurde. Dazu kommt noch eine eingeschränkte Lokalvergletscherung der Kalkhoch- und der höheren Kalkvorpalpen. Dagegen sind die Gletscher der Rißeiszeit um etwa 37 km, die der Mindel- und Günzeiszeit noch weiter nach Norden über die Wasserscheide von Schön ins oö. Kremstal und weiter bis ins Alpenvorland vorgestoßen, wo sie ausgeprägte Zungenbecken mit Endmoränen hinterlassen haben. Ein zweiter schwächerer Zweig ist jeweils dem unteren Steyrtal gefolgt; keiner dieser Gletscher dürfte jedoch den Alpenrand überschritten haben.

Während dieser älteren Vergletscherungen war das Gebiet sowohl mit den Lokalgletschern vor allem des Sengsengebirges wie auch noch mit dem westlich benachbarten Eisstromnetz verbunden. Die Länge des würmzeitlichen Teichlgletschers steht mit knapp 20 km der des Almtalgletschers kaum nach, hingegen wurden die Gletscher der Rißeiszeit maximal 57 km lang, die größten der Günzeiszeit haben mit etwa 62 km die der Mindeleiszeit noch um 2 km übertroffen. Somit waren die älteren Gletscher der Steyr-Kremstaltung wesentlich größer als jene des Almtales.

Die folgenden Ausführungen stützen sich vor allem auf maßgebende Arbeiten der letzten Jahrzehnte: im Bereich der Würmvergletscherung auf die geomorphologischen Untersuchungen von F. ZWITTKOVITS (I/1962), die Kartierungen von S. PREY (Ber. I/1962–64 und I/1971) und von B. PLÖCHINGER (Ber. I/1963, I/1965, I/1968), die Darstellung der letzten hochglazialen Vergletscherung durch H. EICHER (I/1979, I/1980); im Teichl- und dem folgenden Steyrtal bis zu dessen Ausmündung in das Ennstal auf D. v. HUSEN (I/1975), im mittleren Steyrtal J. ZEITLINGER (I/1954), im Bereich des oö. Kremstaales vor allem auf die Arbeiten von H. KOHL (I/1955a, I/1958b, I/1962a, b, I/1970, I/1971b, I/1976b, 1977; GBA I/1996 Bl. 49 Wels und Erl. I/1997), KOHL & SCHMIDT (I/1985) und unveröffentlichte Kartierungen auf Bl. Bad Hall (KOHL 1954, 1959–65, 1974, 1977–81).

Die weit ins Vorland vorstoßende **Günzvergletscherung** nähert sich bis auf etwa 30 km der Donau. Ihre Endmoränen wurden wie jene des Almgletschers ebenfalls erst durch Aufschlüsse anlässlich des Autobahnbaues am heu-

tigen Voralpenkreuz 2 km südwestlich Sattledt entdeckt (KOHL I/1955, I/1958).

In dem 8–10 m tiefen Einschnitt hat sich ein ähnliches Bild wie an der Almbrücke bei Vorchdorf geboten: eine sehr blockreiche, fast völlig durchverwitterte Moränenschüttung, in der gekritzte Bestandteile nur mehr ausnahmsweise erhalten, aber für die Gletscherbearbeitung typische Hohlschliffe an größeren Blöcken noch gut erkennbar waren. Wenige 100 m südlich war auch bereits stark verlehnte Grundmoräne einzusehen (1976) und nach Norden hin der Übergang in ADS mit den für sie typischen kristallin- und quarzreichen Basislagen.

Der Verlauf dieses etwa 1 km breiten, sehr flachen Endmoränenkomplexes mit einem ehemaligen Gletschertor bei Sattledt, von wo aus ein mächtiger Schwemmfächer (Sander) geschüttet wurde, konnte an den immer wieder zutage tretenden Blockanhäufungen festgestellt werden, wie auch am geomorphologisch auffallenden Gegensatz zwischen dem radial zertalten Schwemmfächer im Norden und einer leichten Querwellung innerhalb der Moränen bei Sattledt (Abb. 43 u. 50). Im Osten wird diese Günzmoräne von den Sipbachquellen an von der mächtigen Moränenschüttung des mindelzeitlichen Steyr-Kremsgletschers überlagert. Nach SW hin setzt sie sich nach einer Unterbrechung durch die mindelzeitliche Aiterbach-Schotterflur zur Pettenbachrinne hin fort, die sie entsprechend einengt und längs der sie allmählich auskeilt, wobei es nordöstlich Spieldorf zu einer Vermischung der blockreichen Moräne mit später stark verfestigter WNF kam.

Diese Günzmoräne umschließt ein weites Zungenbecken, das einer nach NW zum heutigen Schleißheimer Tal führenden Einmündung im Schlierrelief folgt (FLÖGL I/1983) und die Stoßrichtung des Günzgletschers vorgezeichnet hat. Infolge der immer weiter nach NNO gerichteten Vorstöße der Mindelvergletscherung ist dieses Zungenbecken gut erhalten geblieben und mit den jüngeren Sedimenten der WNF und des JDS sowohl in Almtal- wie auch in Kremstalfazies aufgefüllt worden (Abb. 43 und KOHL GBA I/1996 und Erl. I/1997).

Die die Wasserscheide zum Einzugsgebiet des Sausbaches bildende Schwelle in > 620 m NN am Fuße des Perneckerkogels südöstlich der Wallfahrtskirche von Magdalenaberg (schon von S. PREY I/1950 Taf. IX als Moränenmaterial ausgeschieden) dürfte eine Seitenmoräne dieser günzzeitlichen Vergletscherung sein. Dafür spricht die Lage etwa 40 m über dem hier in 580 m NN ansetzenden Mindelmoränenwall und die tiefgreifende Verwitterung (KOHL Ber. Bl. 67 I/1995). Dieser ältesten nachweisbaren Vergletscherung gehört wohl auch das von PREY kartierte verschwemmte Moränenmaterial auf dem Ziehbergsattel (680 m) an (S. 132).

Einige stark verlehnte Reste von Grund- bzw. Abschmelzmoräne fanden sich in alten Aufschlüssen des Kremstales (Abb. 53).

So sind z. B. im ehemaligen Aufschluß Lärchenwald bei Kremsmünster unter der WNF mitunter sehr große, z. T. noch gekritzte Blöcke bis 2,5 m Ø von Gesteinen aus dem Windischgarstener Becken über Vorstoßschottern der Günzzeit aufgetaucht.

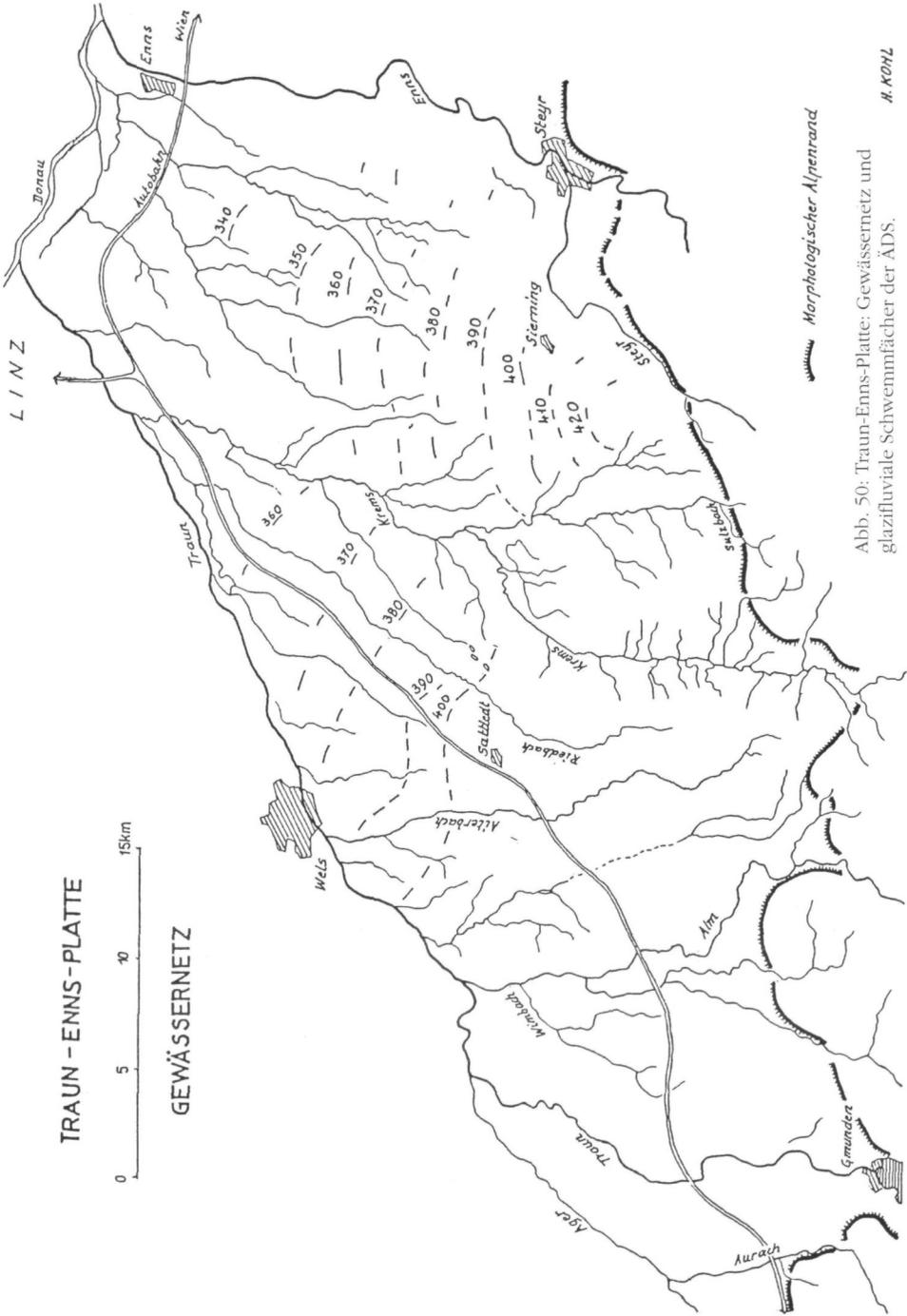


Abb. 50: Traun-Enns-Platte: Gewässernetz und glazifluviale Schwenmfächer der ÄDS. H. KÖHL

Alpeneinwärts können abgesehen vom Ziehberg kaum mehr gesicherte Sedimentreste aus dieser Zeit nachgewiesen werden.

Ein östlicher, dem Steyrtal folgender Ast der Günzvergletscherung muß am Flyschalpenrand nordöstlich Waldneukirchen geendet haben, weil von dort aus Schmelzwässer einen ähnlich großen Schwemmkegel von ÄDS geschüttet haben wie bei Sattledt. Auch hier läßt die radiale Zertalung (Abb. 50) darauf schließen.

Die beiden hohen und breiten **mindelzeitlichen Moränenwälle** beiderseits des Kremstales setzen auf der Westseite in etwa 580 m, auf der Ostseite nach der Einsattelung von Nußdorf in knapp 530 m NN an den Alpenrand an und fallen bis Wolfgangstein eher allmählich und östlich des Bahnhofes Kremsmünster vom Gusterberg herab steiler bis auf etwa 410 m ab (Abb. 51). In der älteren Literatur (siehe Teil I) wird der westliche Wall auf der Innenseite, der östliche zur Gänze als rißeiszeitlich angenommen und nur der westliche Außensaum als mindelzeitlich. Seit F. LOTZE (I/1945 unveröffentlicht) wird an der Zugehörigkeit der über einer einheitlichen Unterlage älterer Quartärsedimente (siehe später) liegenden Wälle nicht mehr gezweifelt. Auf der Westseite fallen bei Pettenbach und bei Voitsdorf nach NW vorspringende Sporne auf, die auf eine allmähliche Verlegung der Vorstoßrichtung des Gletschers von der NW- in die NNW- und schließlich in die NO-Richtung schließen lassen (Abb. 51). Der ersten Vorstoßrichtung entspricht der obere Aiterbach, der zweiten östlich Voitsdorf der Riedbach und erst der dritten folgt das bei Kremsmünster nach NO umbiegende Kremstal. Diese Änderungen der mit entsprechenden Oszillationen verbundenen Vorstoßrichtung können auch durch entsprechende Vorstoßschotter unter den Moränen sowohl am Aiterbach, am Riedbach wie auch an der Kreams nachgewiesen werden (KOHL I/1962b, Ber. Bl. 67 I/1995, GBA Bl. 49 und Erl. I/1996/97).

Bei der großen Mächtigkeit von 60–80 m übertreffen die Mindelmoränen alle Moränen der anderen Eiszeiten dieses Vergletscherungsbereiches, und sie zeigen somit zusammen mit ihrer Lage über entsprechend älteren Quartärsedimenten große Übereinstimmung mit den Mindelmoränen des Traun- und des Salzachgletschers.

Der Aufbau der beiden Wälle ist nicht einheitlich. Im Nordteil konnte F. LOTZE (I/1945) einen von fluvioglazialen Zwischenschottern in 440–450 m getrennten oberen und unteren Geschiebemergel unterscheiden und in 470–480 m auch stellenweise einen „Höhenschotter“ feststellen. Die sehr unterschiedlichen Brunnentiefen lassen auch auf das stockwerkweise Auftreten von Schotterlagen bzw. -linsen schließen (KOHL I/1967–69). Eine Staublehmauflage liegt nur an wenigen Stellen vor.

Die bis > als 10 m tiefen Aufschlüsse beim Bau der Pyhrn-Autobahn (KOHL Ber. Bl. 49 I/1990) haben einen ausgezeichneten Überblick über die Zusammensetzung und die Verwitterungsverhältnisse dieser Moränen gegeben: Unter anderem zeigte ein bis 12 m tiefer und 300 m langer

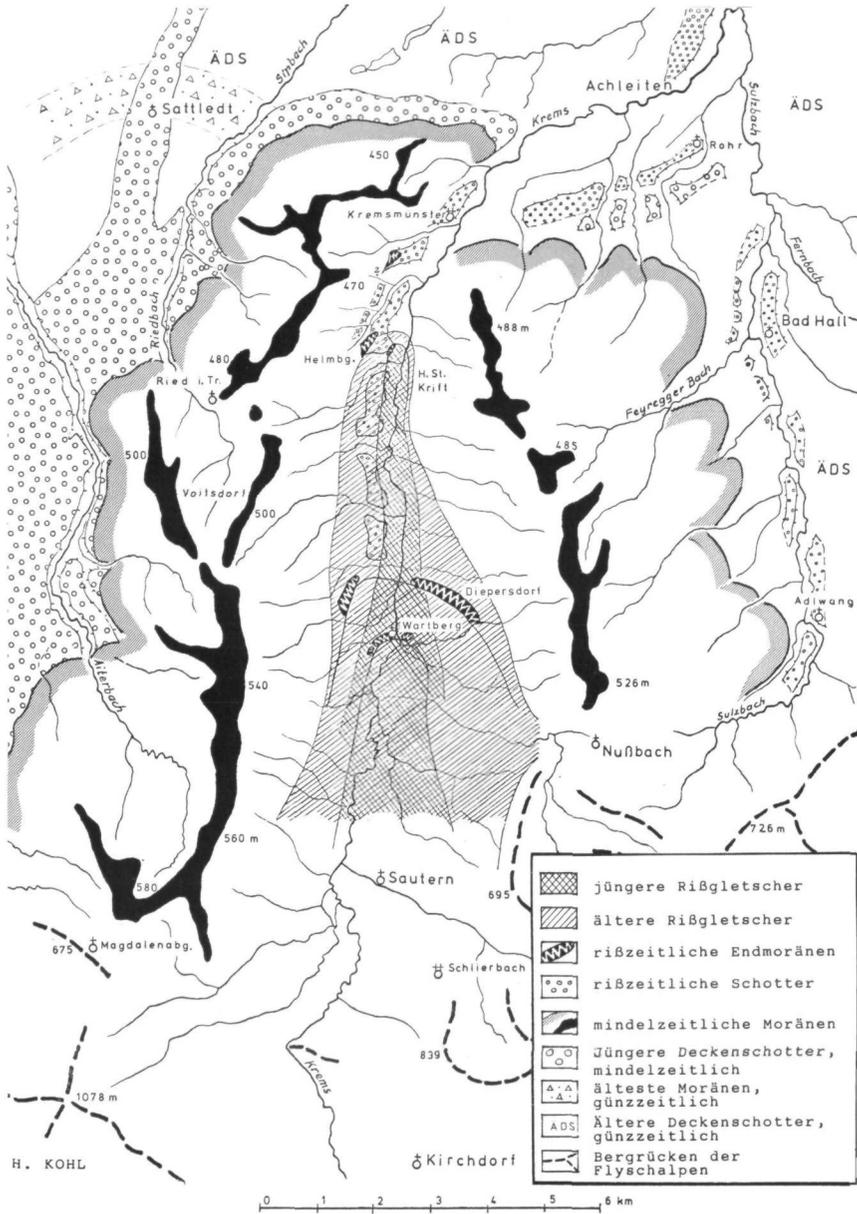


Abb. 51: Die mindel- und rißzeitlichen Gletscherbecken des Kremstales.

Einschnitt etwa 750 m nordöstlich Voitsdorf eine 2–3 m vollkommen entkalkte, braune, verlehnte Decke mit nur widerstandsfähigen Flyschrestgeröllen und vereinzelt stark angewitterten Flysch-, seltener Kalkblöcken. Die Untergrenze greift unterschiedlich tief in eine oben noch teilweise verlehnte, aber bereits kalkhaltige Zersatzzone mit angewitterten und angeätzten Geschieben und Blöcken ein. Sie geht allmählich in eine gelblichbraune Oxidationszone über und läßt außer der Verfärbung kaum mehr nennenswerte Verwitterungsspuren erkennen. Mit ziemlich scharfer Untergrenze folgt in 8–10 m Gesamttiefe völlig frischer grauer, von kleinen örtlichen Ausnahmen abgesehen, ungeschichteter und unsortierter, sehr dicht gepackter Geschiebemergel. Der Flyschanteil beträgt hier > 80 %, der Rest entfällt auf Karbonate und nur selten auftretende Kristallinbestandteile aus den Zentralalpen. Als Bodenbildung herrschen z. T. stark überprägte Pseudogleye in Form von Reliktböden vor. In Hanglagen sind die mächtigen Verwitterungshorizonte infolge späterer Abtragungsvorgänge stark erodiert, z. B. im ehemaligen Steinbruch Lärchenwald bei Kremsmünster auf 1–2 m.

Südlich des Sattels von Nußbach (< 480 m) ist der mindelzeitliche Gletscherrand noch an dem mit Moränenmaterial überstreuten Flyschrücken erkennbar, der bei Wimberg in 540 m an die höheren Flyschkuppen anschließt. Er deutet eine kleine Ausbuchtung des Gletschers beim Sattel von Nußbach an (Abb. 51), wobei der außerhalb abfließende obere Nußbach (Regengraben) ursprünglich über den Sattel nach Osten zum Sulzbach hin abgeflossen sein dürfte und erst beim Abschmelzen des Gletschers, wie das Knie des Bachlaufes anzeigt, den heutigen Weg zum Kremstal hin gefunden haben.

Nördlich Wartberg a. d. Krems entsteht besonders auf der rechten Talseite an den breiten, von 440 m nach außen bis etwa 460 m NN ansteigenden Verflachungen der Eindruck eines hochgelegenen Zungenbeckens, das deutlich von der Krone des Moränenwalles überragt wird. Weiter südlich gibt es dafür keine Anhaltspunkte mehr.

Ganz andere Verhältnisse als im oberen Kremstal herrschen im nur von der Weitung des Mollner Beckens unterbrochenen engen Steyrtal von Klaus abwärts. Es fehlen dort schön ausgebildete, von End- und Seitenmoränen umschlossene Zungenbecken. Die ehemaligen Gletscherenden können nur mühsam rekonstruiert werden. Die Anlage spricht auch sehr dafür, daß das obere Steyrtal und das obere Kremstal einst einen durchgehenden Talzug bildeten. Die Überwindung einer ehemaligen Wasserscheide zum unteren Steyrlauf war sicher im Laufe der wiederholten älteren Vergletscherungen kein Problem. Die Wasserscheide von Schön zwischen den Flüssen Steyr und Krems dürfte jedenfalls zu Beginn der Mindelzeit bereits bestanden haben, denn sonst wären die fast ausschließlich aus Flyschgeröllen bestehenden mindelzeitlichen Vorstoßschotter der Grauen Nagelfluh nicht zu verstehen.

J. ZEITLINGER (I/1954 Abb. 5) ordnet einige dem Alter nach unsichere Reste von Moränenmaterial wie im Schmiedleitental und südlich Obergrünburg der Mindelzeit zu, führt das Becken von Molln zumindest z. T. auf entsprechende Glazialerosion zurück und nimmt mit dem Einsetzen der Terrassen des JDS ein Eisende südlich Obergrünburg an, wobei er die Möglichkeit einer etwas größeren Eisausdehnung offen läßt. In einer Kartenskizze versucht er

die mindelzeitliche Vergletscherung zu rekonstruieren, woraus sich auch die volle Einbindung der Lokalvergletscherung des Sengsengebirges in das Eisstromnetz ergibt. Aus der quartärgeologischen Karte (Abb. 63) von v. HUSEN (I/1975 Beilage) kann auf ein ähnliches Gletscherende geschlossen werden. Seine Verbindung einer als präglazialer Talboden bezeichneten Erosionsform mit JDS, wobei auch alte Konglomerate bei Frauenstein > 12 km vom Gletscherende entfernt mit einbezogen werden (S. 276), erscheint allerdings unverständlich. Der Begriff „präglazialer Talboden“ ist seit A. Penck immer wieder für den prägünzeitlichen Talboden verwendet worden, wobei aber nach heutigen Kenntnissen der Begriff „präglazial“ viel früher anzusetzen wäre.

Endmoränen aus der **Rißeiszeit** sind im Kremstal erst spät richtig erkannt worden, weil sie in dem schmalen mindelzeitlichen Zungenbecken im Vergleich zum Traun- oder Salzachgletscher recht unscheinbar auftraten. Sie sind relativ tief in das Tal eingelagert und in eine höhere Gruppe bei Diepersdorf (BRAUMÜLLER I/1959) und Penzendorf in 430 m sowie in Helmberg in 415 m und eine tiefere bei Krift in 380 m und Wartberg a. d. Krems in 390 m (KOHL I/1962b, 1977) gegliedert (Abb. 51). Diepersdorf–Penzendorf und Helmberg liegen etwa 4 km voneinander entfernt, wobei sich die Gletscherstände auch jeweils an dem Verlauf der Seitentäler mit einer Verzögerung ihrer Mündung zu erkennen geben. An den Stand von Helmberg schließt über der Gablonzer Siedlung die klassische HT von Kremsmünster an. In Aufschlüssen oberhalb dieser Siedlung war im oberen Drittel lange Zeit ein etwa 1 m mächtiges Band einer Grundmoräne einzusehen (Abb. 52), das zur Annahme berechtigt, daß der Gletscher vor Ablagerung der Helmlberger Endmoräne noch etwa 1 km weiter vorgestoßen ist. Das geht auch aus dem Verlauf der Seitentäler und dem Ansatz der HT beim Kalvarienberg von Kremsmünster hervor. Die HT findet südlich Helmberg in der vom Tiefenbach umflossenen Terrassenzunge von Mörtenhub eine Fortsetzung, die sich jedoch durch die sehr unruhige Oberfläche von der nördlich Helmberg einsetzenden HT unterscheidet und deren Schliersockel um etwa 30 m tiefer liegt als unter den älteren Quartärsedimenten westlich des Tiefenbaches. Obwohl bisher eine zu erwartende Grundmoräne vielleicht mangels eines geeigneten Aufschlusses nicht nachgewiesen werden konnte, ist doch eine glaziale Überarbeitung sehr wahrscheinlich. So scheint es sich bei der Terrasse von Mörtenhub um eine glazifluviale Schüttung des Gletscherstandes von Diepersdorf–Penzendorf zu handeln, die beim Vorstoß zur Helmlbergmoräne überformt worden ist. Das bedeutet aber, daß die ohnehin* sehr undeutlich und flach erscheinende Moräne von Diepersdorf–Penzendorf auch vom Eis überformt sein dürfte. Die Moräne von Helmberg ist westlich des Tiefenbachtals deutlich diskordant mit Resten einer Lehmzwischenlage an die höheren und älteren Quartärsedimente angelagert (Abb. 53).



Abb. 52: HT-Schotter Gablonzer Siedlung 2,75 km SW Kremsmünster. Über dem gut horizontal geschichteten HT-Schotter ist ein dunkles Band Grundmoräne eines kurzen maximalen Gletschervorstoßes vor dem Helmbergstand zu erkennen, über dem Sedimente des zurückschmelzenden Gletschers liegen. Foto: H. Kohl

Die tiefer liegende Moränengruppe von Krift und Wartberg setzt eine bedeutende vorausgehende Tiefenerosion voraus, die nur durch ein weit zurückreichendes Abschmelzen des Gletschers möglich war. Der kleine Moränenwall nördlich der Haltestelle Krift kann nur auf einen neuerlichen Vorstoß eines jedenfalls sehr schmalen Talgletschers bis in die Gegend von Helmberg zurückgeführt werden. Dies beweist auch die durchgehende Auskleidung des östlichen Talhanges mit Grundmoräne von Krift bis Diepersdorf. Sie war beim Bau der Ölsammelstation Krift der RAG und weiter nördlich bei der Gewinnung von Schüttmaterial anlässlich des Baues eines Tanklagers als Anlagerung an die älteren Sedimente einschließlich Schlier einzusehen (Abb. 55, KOHL 1977 unveröff.).

Ebenso stellt die Querwelle von Wartberg in 390 m eine Endmoräne dar, die bei Brunnenbauten und großflächig beim Bau der neuen Schule 1967 nachgewiesen werden konnte. Südlich schließt das Zungenbecken von Wartberg – Sautern an, nach Norden hin ist kaum eine entsprechende Terrassenschüttung erkennbar, wenn auch – angelagert an die höheren Terrassen – scheinbar gestörte Reste einer solchen Schüttung vorliegen dürften. Es wäre also durchaus möglich, daß auch die Moräne von Wartberg von einer nachfolgenden Gletscherzunge überfahren worden ist.

Hermann Kohl

Das Eiszeitalter in Oberösterreich

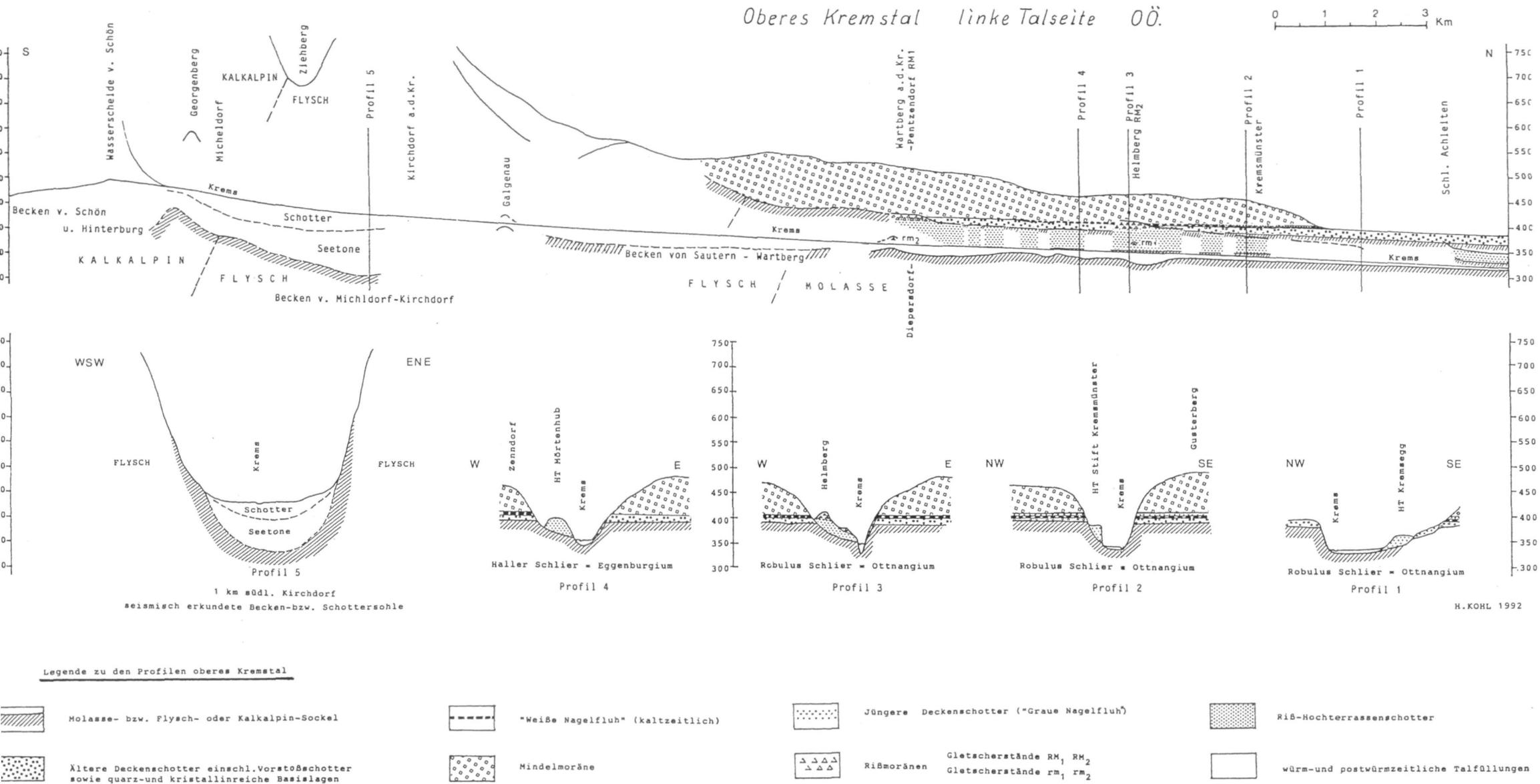


Abb. 55: Oberes oö. Kremstal. Längsprofil durch die orographische linke Talseite und Querprofile. H. Kohl 1992, erg. 1995

Die Gesamtanlage spricht dafür, daß nach der mit der HT verbundenen Hauptrißvergletscherung mit einem kurzen über Helmberg hinausgehenden maximalen Vorstoß eine deutlich abgesetzte, spätrißzeitliche Vergletscherung gefolgt ist. Ein Aufschluß in Rißsedimenten westlich der Haltestelle Ried–Diepersdorf dürfte auch einen Hinweis auf ein älteres Riß enthalten (Abb. 54 KOHL 1967 unveröff.).

Auf der Wasserscheide von Schön konnte anlässlich der Bohrungen für die Pyhrn-Autobahn zwischen zwei Grundmoränen palynologisch ein doppeltes Interstadial (siehe Teil III) nachgewiesen werden, das sehr wahrscheinlich zwischen dem Haupt- und dem Spätriß einzuordnen ist (KOHL & SCHMIDT I/1985). Die südlich Wartberg anschließende Folge von Gletscherzungenbecken (Abb. 55) mit dem 7,5 km langen Becken von Wartberg–Sautern, nach der Flyschschwelle von Galgenau dem 5,5 km langen Becken von Kirchdorf – Micheldorf und weiteren kleineren Becken ist zuletzt von den spätrißzeitlichen Gletschern eingenommen worden. Es bietet sich hier somit die sonst kaum gegebene Möglichkeit, eine durch die Würmvergletscherung nicht mehr gestörte Folge rißzeitlicher Gletscherbecken vorzufinden. Erst spät konnte wenigstens seismisch annähernd die Beckentiefe ermittelt werden, die im Kirchdorfer Becken bis etwa 120 m beträgt (LOHBERGER W. & F. WEBER 1985). Dort liegen bei Micheldorf unter bis > 40 m mächtigen, nach Norden hin rasch auskeilenden würmzeitlichen Schottern eines Schwemmfächers aus der Lokalvergletscherung der Kremsmauer Seesedimente, die im Nordteil des Beckens bis zur dort stark versumpften Oberfläche reichen.

Anlässlich des Ausbaues der Pyhrnbahn im Zuge der Streckenverbesserungen „Neue Bahn“ sind 1992–1995 am Ostrand des Beckens zwischen Krift und Kirchdorf zahlreiche Bohrungen vorgenommen worden, deren Auswertung durch die GBA (HOFMANN, DRAXLER, KOHL et al. I/1996) bisher etwa folgende Ergebnisse gebracht haben: Seismische Untersuchungen (Institut für Geodäsie und Geophysik, TU Wien) im Südteil des Beckens von Wartberg – Sautern lassen auf die hier geringe Beckentiefe von nur etwa 30 m schließen. Die Bohrkerne haben mächtige Seetone bzw. -schluffe erschlossen und – soweit deren Sohle erreicht wird – darunter auch Grundmoräne über Flysch. Die Seesedimente schließen zwischen 390 und 400 m NN mit einer Folge von Anmoor- und Moorbildungen ab, die z. T. Schieferkohlen und Holzreste enthalten. Überlagert wird diese Folge am Beckenrand von unterschiedlich zusammengesetzten Schüttungen, die überwiegend als Solifluktuionsströme und z. T. auch als lokale Bachsedimente gedeutet werden können.

Die Pollenanalyse durch I. Draxler (GBA) hat für die Abfolge der stark organisch geprägten Horizonte von oben nach unten ein eher kühles Interstadial mit einem ^{14}C -Datum von > 41.000 (VRI 1580) ergeben, anschließend eine weitere Folge von überwiegend Fichten- bzw. Föhrenpollen und im Liegenden, bis etwa 11 m in die ton- bis schluffreichen Seesedimente reichend, eine zwar z. T. durch Umlagerungen gestörte Pollenfolge mit deutlichen Hinweisen auf eine Interglazialflora, die möglicherweise dem R/W-Interglazial entspricht. Sollte dies zutreffen, dann

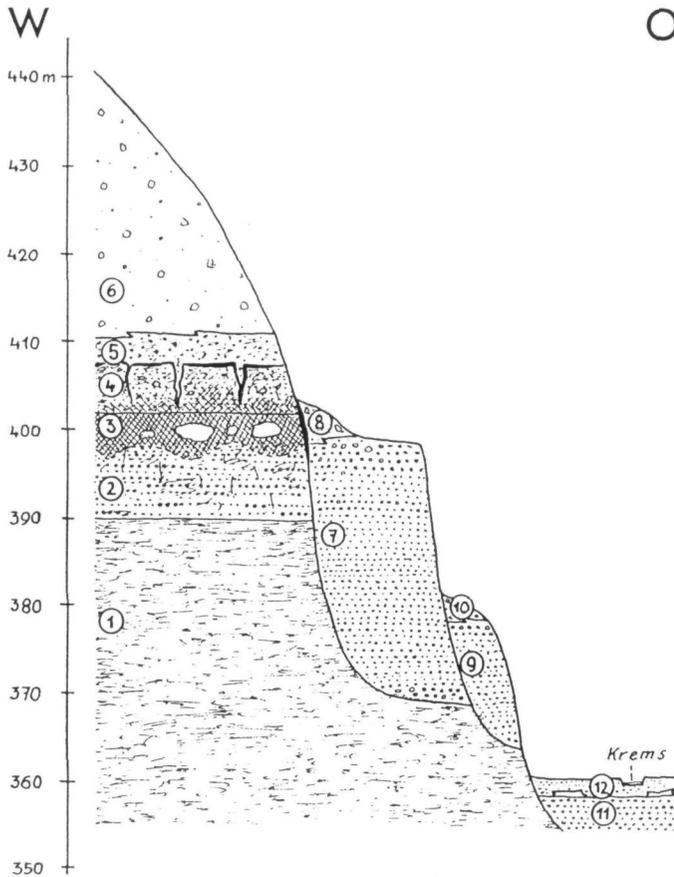
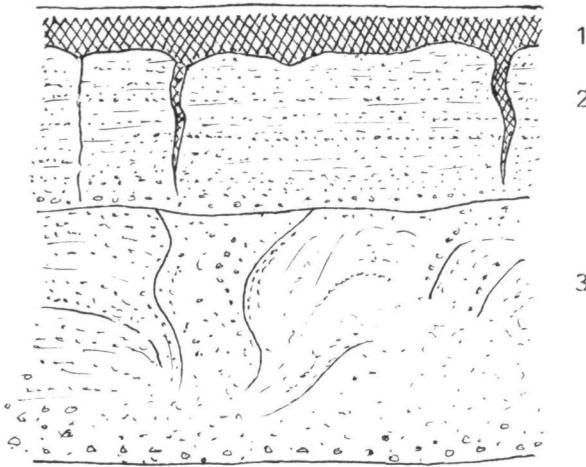


Abb. 53: Schnitt durch die Westseite des ö. Kremstales etwa 3 km südlich Kremsmünster.
H. Kohl 1977

1. **Tertiäre Meeresmolasse:** Mittelmiozäner Robolus-Schlier (Ottangium).
2. **Günz-Vorstoßschotter:** Grob- bis mittelkörniger, sandreicher, gut gerollter, 10–12 m mächtiger, an der Basis reichlich Quarz und Kristallin führender Karbonat- und Flyschschotter, nur lokal auch stärker verfestigt. An der Oberfläche Reste einer warmzeitlichen Verwitterung (Verlehnung und Geröllersatz) = „Kremsmünster A“.
3. **Reste von Günzmoräne:** Teilweise geglättete, selten noch gekritzte Kalk- und Flyschblöcke in Verwitterungslehm = „Kremsmünster A“. Nicht überall vorhanden.
4. **Weißer Nagelfluh:** Im allgemeinen stark verfestigtes kaltzeitliches Konglomerat aus Karbonatgeröllen. An den abbauwürdigen Stellen eher fein- als grobkörnig, vereinzelt eckige Flyschblöcke enthaltend, seltener Karbonatgesteinsblöcke. Mächtigkeit 4–10 m. Gelegentlich deltaähnliche Schrägschichtung. Spuren einer kräftigen Tiefenverwitterung und Bodensedimente an der Oberfläche setzten eine nachfolgende Warmzeit voraus = „Kremsmünster B“. Klüftung mit Kalksinterbildungen und Kalzitkristallen. Im unteren Bereich durch Lehmeinlagerungen aus dem Liegenden (zum Teil in Blockform) häufig locker. In dieser Position treten Hohlräume auf wie die Lettenmayrhöhle.



1. 1–1,5 m Verwitterungsdecke (Reliktboden aus dem R/W-Interglazial), dessen Material in die Spalten des liegenden Konglomerates nachgesackt ist.
2. 3–4 m gut verfestigter, horizontal gebankter, schlecht gerundeter und schlecht sortierter Schotter in grusig-sandiger Matrix, von spaltenartigen Klüften durchzogen.
3. 6–7 m bis zur Aufschlußsohle. Sehr stark gestörter oben scharf diskordant abgeschnittener Schotter mit z. T. sandigen und lehmig-mergeligen Lagen längs der Störung. Der mächtige Trichter ist mit wirr durcheinander liegendem Schutt ausgefüllt. Hier liegen zwei durch eine beherrschende Diskordanz getrennte rißzeitliche Schotter vor, von denen der Hangende seiner Höhenlage nach aus dem Haupt-(mittleren) Riß stammen müßte und damit der Liegende aus einem älteren Riß.

Abb. 54: Aufschluß 1967 in den Rißsedimenten des ö. Kremstales etwa 550 m westlich der Bahnhofstestelle Ried-Diepersdorf. Zeichnung H. Kohl

5. **Graue Nagelfluh:** Mindelvorstoßschotter. Schlecht gerundete, mittel- bis grobkörnige, vorwiegend aus Flyschalpensteinen bestehende Schotter, schwach bis mittelmäßig verfestigt, 5–7 m mächtig. Verzahnung mit
6. **Midelmoräne:** Block- und schutterreicher Geschiebemergel mit einzelnen Schotterlagen, insgesamt bis 80 m mächtig. Tiefgründige Oberflächenverwitterung. Damit Abschluß der übereinanderliegenden älteren Quartärsedimente.
7. **Höhere (ältere) Rißschotter (Hochterrasse):** Nach Erosion in den Talraum eingelagert. Mäßig gerundete, meist grobe moränennahe Kalk-Flysch-Schotter. Mächtigkeit 30–40 m, kräftige lehmige Bodenbildung an der Oberfläche, verzahnt mit
8. **Höhere (ältere) Riß-Endmoränen** von Helmberg, 415 m, und Diepersdorf, 430 m. Im Tiefenbachtal Riß-Blockmoräne diskordant an Weiße Nagelfluh angelagert mit Lehmzwischenlage.
9. **Tiefere (jüngere) Rißschotter,** nach Erosion eingelagert. Moränennahe Schotter ähnlich wie 7. Nur fragmentarisch auf der linken Talseite bei Krift erhalten, verknüpft mit
10. **Tiefere (jüngere) Rißmoränen:** Endmoräne von Wartberg a. d. Krems in 390 m und Endmoräne von Krift in 380 m. Auf der rechten Talseite auch angelagerte Grundmoräne bis zur Talsohle herab.
11. **Würm-Periglazialschotter:** Gemenge aus allen im engeren Einzugsgebiet vorkommenden Schottern. Nicht mit Moräne verknüpfbar = Talfüllung, überdeckt von
12. **Nacheiszeitliche (holozäne) Schotter und Aulehme** in Talsohle, nur wenige Meter mächtig. An der Basis subfossile Eichenstämme.

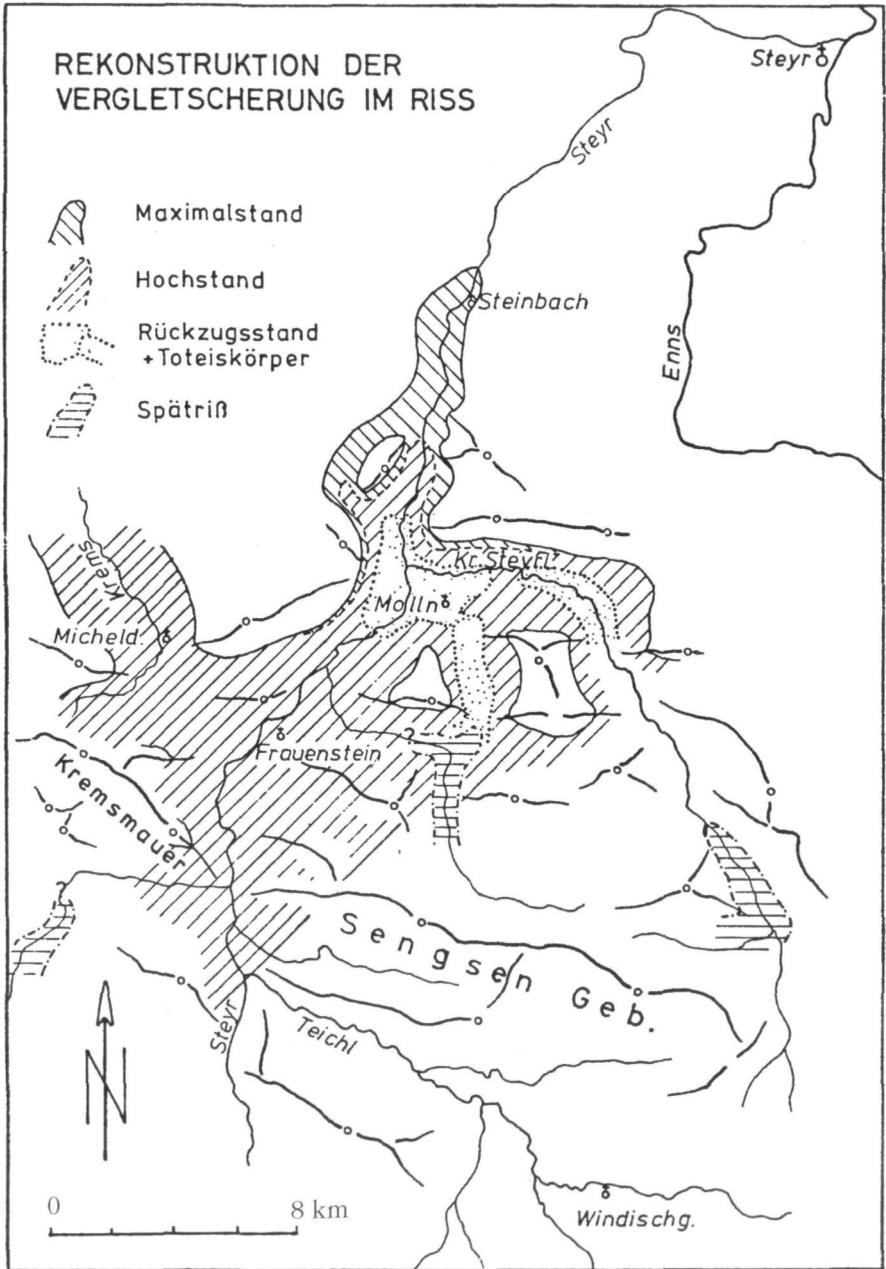


Abb. 56: Rekonstruktion der Vergletscherung des unteren Steyrtales im Riß. v. HUSEN 1975

wäre das ein Hinweis, daß der das Becken erfüllende See nach dem Abschmelzen des spätrißzeitlichen Gletschers in dieser Randzone über das R/W-Interglazial hinaus bis zur Verlandung im Frühwürm bestanden hat und die Schuttdecke darüber, soweit nicht durch Bäche umgelagert, als würmzeitlicher Solifluktionsschutt gedeutet werden kann. Die in der Beckensohle westlich des Bahnhofes Schlierbach liegende Bohrung KB-9/94 hat hingegen aus Torf in 3 m Tiefe nur ein Alter von 11.350 ± 100 (VRI 1681) ergeben, was auch gut mit dem Ergebnis der Pollenanalyse (I. DRAXLER in HOFFMANN et al. I/1995 16) übereinstimmt, die eine fortschreitende Klimaverbesserung und Waldentwicklung zu einer Warmzeit hin anzeigt, womit wohl die spätglaziale Alleröd-Wärmeschwankung vertreten sein dürfte.

Offen bleibt somit noch die Frage, ob auch die tieferen Beckensedimente (Seetone und Grundmoräne) noch weiter gegliedert werden können, wofür Bohrungen im zentralen Teil des Beckens erforderlich wären.

Im unteren Steyrtal fehlen auch aus der Rißeiszeit entsprechende von Endmoränen umgebene Zungenbecken, so daß auch für diese Eiszeit das Einsetzen der HT, womöglich mit Anreicherung von Blöcken und einem gegen das Gletscherende sich verstärkenden Gefälle als Anhaltspunkte für die Rekonstruktion des ehemaligen Gletscherendes herangezogen werden müssen. Man wird also das Gletscherende im Raum Steinbach–Obergrünburg annehmen dürfen (Abb. 56), wo v. HUSEN (I/1975 278ff), ähnlich wie bei der Würmvergletscherung auf einen „Maximalstand“ bei Steinbach und einen „Hochstand“ südlich Obergrünburg schließt, während J. ZEITLINGER (I/1954 233) ein Gletscherende in der Enge bei Agonitz annimmt, was ihm aber beim Vergleich mit dem mächtigen Rißgletscher im oberen Kremstal problematisch erscheint, weshalb er auch ein Ende um Obergrünburg nicht ausschließt.

Die bedeutende Lokalvergletscherung des Sengsengebirges war damals, als noch immer Eis aus dem Windischgarstener Becken in den Bodinggraben und ins Tal der Krummen Steyrling eindrang, mit dem übrigen Eisstromnetz in Verbindung.

Im Mollner Becken nimmt v. HUSEN einen aus Eisrandterrassen mit Deltaschüttung rekonstruierten „Rückzugsstand“ an, der Toteis hinterließ, in dessen Randseen von den durch Endmoränen gekennzeichneten Gletscherenden aus der Garnweid und an der Krummen Steyrling entsprechende Sander geschüttet wurden (I/1975 281, 283). Dazu kommen noch weitere spätrißzeitliche Gletscherenden im Tal der Krummen Steyrling und des oberen Paltenales (Abb. 56).

Reste wohl rißzeitlicher Grundmoränen sind entlang des Wiener Weges, einer das oberste Kremstal mit dem Steyrdurchbruch verbindenden Talung, erhalten, wo auch kristalline Geschiebe mit Granatamphiboliten nicht selten zu finden sind, ferner bei Frauenstein, wo die von Konglomeraten gekrönten Rundkuppen auch zum Teil mit Grundmoräne verkleidet sind, und unter anderem auf dem kurz vor der Mündung der Teichl in die Steyr ins Vordere Rettenbachtal überleitenden Pernkopfsattel, der etwa 70 m über dem NT-Niveau liegt.

Viel überzeugender als im Traungletschergebiet können vor allem im Gebiet der Lokalvergletscherungen am Nordabfall des Warscheneckstockes und der Prielgruppe wie auch der Haller Mauern schon von PREY (I/1971) und vor allem von H. EICHER (I/1979, I/1980) verfestigte Altmoränenreste (Riß; vielleicht auch noch älter), teilweise mit alten Bodenresten außerhalb und auch im Liegenden der Jungendmoränen nachgewiesen werden, was schon 1955 vom Verfasser anlässlich einer Massenbewegung in den Gosauschichten oberhalb des Schafferteiches beobachtet werden konnte (Abb. 57). Wie nun feststeht, reichen solche Altmoränenreste bis über die Talung von Vorderstoder nach Norden und liegen auch über der Enge der Strumboding. Dazu kommen auch Reste von wahrscheinlich interglazialen Breccien (ZWITTKOVITS I/1962 56f und PREY I/1971), die mit ihrer auffallend roten Färbung bis ins Mindel/Riß-Interglazial zurückreichen könnten.

Das Warscheneckgebiet bietet vor allem mit den Ergebnissen der Grabungen in der Ramesch-Knochenhöhle (HILLE, RABEDER et al. I/1986) einen Einblick in die wärmezeitlichen Verhältnisse vor Erreichen der um 20.000 v. h. anzunehmenden hochglazialen Vergletscherung (siehe Teil III). Im Profil des Höhlenbodens folgt über Sedimenten des letzten Interglazials eine fossil-



Abb. 57: Hangzergleitung in Rißmoräne über Gosauschichten beim Schafferteich nahe Vorderstoder. Foto: H. Kohl 1955

leere, schuttreiche, zweifellos kalte Klimaverhältnisse anzeigende Schicht, über der mit dem ältesten U-Serien-Datum von 64.000 eine reichlich von Höhlenbärenknochen durchsetzte Schichtfolge einsetzt, in der auch fünf den Mousterien zuzuordnende Artefakte gefunden wurden und die von etwa 30.000 v. h. an von fossilereen Mergeln überdeckt wird. Die in 1960 m unmittelbar unter dem Warscheneckgipfel (2387 m) im oberen Brunnsteiner Kar gelegene Höhle muß also zwischen 64.000 und 30.000 für Höhlenbären und Menschen zugänglich gewesen sein, was für diese Zeit eine längere Vergletscherung des etwa 1780 – > 1900 m hochgelegenen Kars ausschließt.

Die gegenüber den älteren Vereisungen so wesentlich kleinere **würmzeitliche Vergletscherung** des Steyr-Einzugsgebietes mag verschiedene Gründe haben, auf die später eingegangen werden soll. Die heute recht gute Dokumentation der Vergletscherung dieses Raumes ist den Kartierungen S. PREY (Ber. I/1962 64, I/1971 und einer kurzen Zusammenfassung I/1974) und vor allem H. EICHER (I/1979, I/1980) zu verdanken, der an Hand eines äußeren und inneren Moränengürtels zwei hochglaziale Gletscherstände nachweisen konnte, einen „Hochstand“ und einen „Neuen Hochstand“ (Abb. 58). Er nimmt zwischen beiden eine größere Abschmelzphase, möglicherweise im Ausmaß eines Interstadials an (I/1980 170). Die Bezeichnung „Neuer Hochstand“ ist in Anlehnung an H. SPREIZERS Untersuchung am Murgletscher (1961) erfolgt.

Die hochglaziale Würmvergletscherung besteht in der Steyrregion bereits aus zwei getrennten Talgletschern, dem größeren Teichlgletscher mit einem beachtlichen Eiszufluß vom Ennstalgletscher und dem wesentlich kleineren Steyrtalgletscher, der nur mehr während der ersten größeren Vergletscherung als Talgletscher nachweisbar ist und über das Salzsteigjoch wie auch vom östlichen Steilabfall des Toten Gebirges her mit Eis versorgt wurde (LECHNER I/1969 95). Dazu kommt die bedeutende Lokalvergletscherung vom Nordabfall des Warscheneckstockes und der Haller Mauern, die nur mehr ausnahmsweise mit den Talgletschern in Verbindung trat oder diese eher nur mehr berührte.

Der Teichlferngletscher erhielt außer der über dem Pyhrnpaß (954 m) etwa 350 m mächtigen Eismasse aus dem Ennstal eine entsprechende Eiszufuhr aus dem Brunnsteiner und dem Frauenkar sowie dem anschließenden Höhenbereich am Ostabfall des Warschenecks, die auch das Becken der Wurzeralm bis über 1600 m hinauf erfüllte. Von dort floß dieser oberste Teichllokalgletscher über das Tal der Höll ab und stieß nahe der Schmiedalm in etwa 1300 m auf den Ferngletscher. Unterhalb des nördlich anschließenden felsigen Steilabfalls des Schwarzenberges setzt bei Aibreith etwa $2\frac{3}{4}$ km nordwestlich Spital a. P. in 900 m der obere und äußere Moränenwall ein, der – stellenweise 40 m Mächtigkeit erreichend – nördlich vom Gleinkersee bis unterhalb des Pießlingursprungs verläuft. Von dort an zeichnet er weniger deutlich einen nach

Westen ausgreifenden Eislappen nach, der etwa bis Gaisrigl und noch ein Stück ins Pießling-Engtal hinein reichte, ehe er sich über den Osthang des Schweizerberges im Norden des Windischgarstener Beckens in das anschließende Teichtal hinein fortsetzt. Das Vordringen des Gletschers noch etwa 1 km ins untere Pießlingtal zeigt an, daß die Endmoräne westlich der Teichlbrücke nicht zu diesem Stand gehören kann, dessen Endmoränenreste etwa 4 km weiter talabwärts bei der Bahnbrücke über die Teichl erhalten sind und wenig oberhalb auch bei der Haltestelle Pießling. Diese Gletscherstände sind aber entgegen der Darstellung bei Eicher auch schon S. PREY (I/1964 1971) bekannt gewesen.

Die östliche Eisbegrenzung ist eher lückenhaft nachvollziehbar. EICHER (I/1980 167) konnte sie nördlich des Bosruck ab 1080 m, allmählich bis Oberweng auf 960 m abfallend, und nach einer leichten Ausbuchtung nach Osten beim Gütl am Pichl (in 810 m) über den Fraitgraben hinweg ins untere Dambachtal bis ca. 1 km westlich Rosenau (in 760 m) feststellen, wo PREY (I/1974 68ff) zurückgestaute Sedimente auch eines stehenden Gewässers erwähnt. Bei Windischgarsten schmiegt sich dann der Gletscher an den Wurbauerkogel an und greift westlich davon in die Bucht bei Mayrwinkel und abermals zwischen Radingberg und Giererkogel bis Rettenbach vor, ehe entlang des östlichen Talhanges die äußere Endmoräne in 560 m erreicht wird.

Der innere „Neue Hochstand“ läßt sich am besten am Westrand des Teichlferngletschers nachweisen, wo Seitenmoränen ebenfalls unter dem Schwarzenberg bei Aibldreith in 810 m fast 100 m tiefer als der ältere Moränenrand einsetzen und mit kurzen Unterbrechungen parallel zu diesem verlaufen. Nördlich des Gleinkersees setzt dann ein eindrucksvoller geschlossener Wall ein, der die Ausbuchtung bei Roßleiten in 706 m bis hin zum Fuß des Schweizerberges abgrenzt und so den Pießlingbach zum Durchbruch westlich des Schweizerberges abdrängt. Mit diesem Stand sind die innersten Endmoränen 1 km nordwestlich der Teichlbrücke zu verbinden, die, von der Teichl durchbrochen, an den Fuß des Radingberges anschließen.

Ähnlich gibt es auch auf der Ostseite immer wieder Anhaltspunkte für diesen späteren Gletscherstand, die nördlich des Bosruck in etwa 1000 m beginnen, östlich und nordöstlich Spittal a. P. von 900 m weiter abfallen, westlich Fahrenberg noch knapp in über 700 m verlaufen und weiter nur mehr wenig ins untere Dambachtal hineinführen, wo Moränenreste in 685 m erhalten sind. Dann ist der Karte von H. EICHER (I/1980 Tafel 2, siehe Abb. 58) bereits eine stärkere Auflösung der immer noch breiten Gletscherzunge zu entnehmen. Zum Garstener Eck und zum Gusterberg entstehen eisfreie Verbindungen, letzterer wird durch eine Mittelmoräne mit dem Giereck (761 m) verbunden.

Das Gefälle der gewölbten Gletscheroberfläche gibt EICHER (I/1980 170),

dem Relief entsprechend, vom Paß herab mit dem hohen Betrag von 67 ‰ an, mit 35 ‰ im zentralen Beckenbereich und 47 ‰ gegen das Gletscherende. Das bedeutet bei einer Eisoberfläche von > 1300 m über dem Pyhrnpaß (v. HUSEN I/1968) eine Eismächtigkeit am Paß von etwa 350 m, etwas mehr im Raum Spital a. P. und dann im sich ausweitenden Beckenbereich eine entsprechende Abnahme bis zum Gletscherende. Annähernd parallel dazu dürfte ungefähr 100 m tiefer die Eisoberfläche des „Neuen Hochstandes“ verlaufen sein (EICHER I/1979 390).

Etwas anders liegen die Verhältnisse im obersten Steyrtal, dem Stodertal, wo es nach PREY (I/1971 1974) im Würm keinen zusammenhängenden Gletscher mehr gegeben hätte, was aber schwer vorstellbar ist. EICHER (I/1980 176) konnte ausreichend Nachweise erbringen für einen Talgletscher, der noch in die z. T. trogförmig umgestaltete Felsenge der Strumboding eingedrungen sein muß. Der Steyrgletscher wurde von mindestens acht Gletscherzungen des steilen und hohen Ostabfalls des Toten Gebirges gespeist, von denen allerdings die südlichen kaum ein auf die Plateauvergletscherung weiter zurückgreifendes Einzugsgebiet hatten. Sie haben tief eingesenkte Hochkare mit anschließenden steil abfallenden, durch Rundbuckel gekennzeichnete Gletschergassen hinterlassen (Abb. 59). Erst der in einen schön aus-



Abb. 59: Blick von der Hutterer Höhe auf den Ostabfall des Toten Gebirges zum Stodertal mit Gr. Priel, 2515 m, und Spitzmauer, 2442 m, sowie auf die mit Rundhöckern versehenen ehemaligen Gletscherabflüsse zu den Trogschlüssen der Dietlhöll (links) und der Polsterluck'n (rechts der Spitzmauer). Foto: H. Kohl 1972

gebildeten Trogschluß abgeflossene Gletscher der Dietlhöll hatte mit der bis zum Felsrücken Temlberg–Feuertalberg zurückgreifenden Weitgrube ein größeres Einzugsgebiet, von wo aus auch noch der über die Klinserscharte abfließende Gletscher Eis bezog, der dann, von den Karen des Großen Priel her verstärkt, ins Trogtal der Polsterlucken vordrang. Immerhin hat aber hier an mehreren Stellen eine innigere Verbindung mit der Plateauvergletscherung des Toten Gebirges bestanden. Die nördlichste Zunge sammelt die nebeneinander liegenden Kargletscher des vom Großen zum Kleinen Priel ziehenden Felsgrates.

Aus dem Dolomitgebiet des westlichen Warscheneckstockes erreichte keiner der winzigen Karoidgletscher auch nur annähernd das Tal. Erst der aus dem tief eingesenkten Hochtrog des Rottales abfließende Gletscher stieß zur Zeit des Höchststandes noch auf den Stodertalgletscher.

Alle zum Teil gut erhaltenen Moränenreste des Stodertales nördlich von Baumschlagereith, am Talausgang der Dietlhöll, der Polsterlucken und des Stegerbaches stammen zweifellos vom „Neuen Hochstand“, für den EICHER (I/1980 177) hier eine Schneegrenze in 1500 m annimmt. Für die maximale Eisausdehnung des „Hochstandes“ rechnet EICHER (I/1980 164) in weitgehender Übereinstimmung mit ZWITTKOVITS (I/1963) und A. LECHNER (I/1969) mit einer Schneegrenze (Gleichgewichtslinie) um 1400 m; PENCK nimmt für das Stodertal 1300 m an (P. & B. 1909 239). Im Vergleich zu den weiter westlich gelegenen Gletschern, z. B. des Höllengebirges mit ca. 1100 m (P. & B. 1909 236) sind diese Beträge wesentlich höher (dazu Kap. 10).

Im Rahmen der Lokalvergletscherung, zu der EICHER (I/1979, 1980) gegenüber den Auffassungen von ZWITTKOVITS (1962) Korrekturen anbringt, sind noch mehrere kleine Gletscher um den Kleinen Priel zu erwähnen, vor allem aber die zum Teil beträchtlichen Gletscherzungen am Nordabfall des Warscheneckgebirges (Warscheneckgipfel 2387 m). Neben dem schon erwähnten Gletscher des Rottales, der zum Stodertal abfloß, folgte östlich davon der isolierte Loigistal-Gletscher, der bis in den Wasserscheidenbereich der Talung von Vorderstoder vordrang, wobei das Zungenbecken beim Schafferteich dem inneren Stand zugeordnet wird (EICHER I/1988 174). Östlich des kleineren Windhager See-Gletschers schließt das verzweigte System von Eisabflüssen an, die von den nordöstlichen Ausläufern des Warscheneckstockes ausgehen und einerseits beim Pießling-Ursprung den Teichl-Ferngletscher zumindest noch berührt hatten und von denen auch ein Ast zum Nordende des Gleinker Sees abzweigte. Auf dem Hochplateau Seespitz–Schwarzenberg–Stubwieswipfel konnte H. EICHER (I/1980 172) mehrere isolierte Eiskörper nachweisen; ferner zwei kleinere Zungen am Nordabfall des Bosruck, die den Ferngletscher berührten, sowie einen kleinen Gletscher auch im Finstertal am Westhang des 2244 m hohen Pyhrgas. Zum Steyr-Teichl-Einzugsgebiet gehören dann noch die beiden längeren Eiszungen aus

dem Holz- und aus dem Eiskar, die in den beiden Trogtälern des Goslitz- und des Winkler Baches abfließen und während des Höchststandes noch an den Ferngletscher heranreichten. Völlig getrennt davon verläuft noch östlich davon ein bis 7,5 km langer Gletscher durch das Trogtal des Dambaches, der sein Eis aus den beiden Hochkaren am Nordabfall des Scheiblingsteins (2197 m) bezog und während des Maximalstandes kurz vor Rosenau endete (Abb. 58).

Mit einer bisher nicht bearbeiteten hochwürmzeitlichen Lokalvergletscherung muß, abgesehen von den Gletschern der Nordabdachung, auch auf der Südseite des Sengengebirges gerechnet werden. Hier sind einige recht frisch wirkende Hochkare mit Gletschergassen besonders vom Hohen Nock (1963 m) und vom Gamsplan (1902 m) herab entwickelt. Aber auch noch weiter westlich sind Ansätze dafür vom Hochsengs (1838 m) herab und auch noch am Schillereck (1748 m) und am Gamskogel (1710 m) zu erkennen. D. v. HUSEN (I/1975 286) hat nahe dem bekannten Lokalgletscher am Nordabfall der Kremsmauer beim Krems-Ursprung, auch noch bei der Schedelbauer Alm einen kleinen Gletscher und südlich der Kremsmauer in der oberen Kaltau drei relativ tief, unter 1400 m liegende Kargletscher in Nordexposition festgestellt.

Die **spätglaziale Entwicklung** beginnt mit der auch hier rasch vor sich gehenden Abschmelzphase nach dem zweiten Hochstand, wobei anzunehmen ist, daß nach Aufhören der Eiszufuhr über den Pyhrnpaß der Teichgletscher sehr rasch in zwei durch den Rücken Wurberg-Garstener Eck getrennte Eisplatten längs des Teichtales zur Gleinkerau und dem Edlbach entlang bis östlich Windischgarsten zerfallen ist. In diesen beiden großen Talbecken ist mit Toteiskörpern zu rechnen, die größere Seen zurückgelassen hatten, auf deren Feinsedimenten die Moore südlich des Seebachhofes in der Gleinkerau und entlang des versumpften Edelbachtals entstanden sind.

Während bei Bohrungen zum Bau des Jugendgästehauses 1979 in Spital am Pyhrn unter lockeren Schottern zwei mächtige, unterschiedliche Pakete von Geschiebemergel angetroffen wurden, was den beiden hochglazialen Eisständen entsprechen könnte, sind weiter nördlich schon in den 50er Jahren unter 4–5 m Torf Seeschluffe und -tone nachgewiesen worden. Hier wäre sicher palynologisch und mit ¹⁴C-Datierungen noch etwas herauszuholen. Beim Bau einer Kläranlage am unteren Dambach westlich Windischgarsten (1983) waren schräg nach WSW einfallende (foreset) Deltaschichten von feinsandigen Feinschottern mit einer 2 m mächtigen Decke von horizontal geschichteten Grobschottern (topset) eines Dambach-Schwemmkogels aufgeschlossen worden (unveröffentlichte Beobachtungen des Autors).

Kleinere Toteislöcher und Moorbildung über Seetonen (Mooswiesen) kennzeichnen bereits den beginnenden Eiszerfall innerhalb der inneren Moränen nordwestlich Windischgarsten (PREY I/1964, I/1971).

Über spätglaziale Gletscherstände herrscht noch eine gewisse Unsicherheit, obwohl solche fallweise durch Moränen, Kare oder Stufen angezeigt werden. Im Warscheneckgebiet und in den Haller Mauern werden diese Hinweise am

ehesten in die Gruppe der Steinach-Gschnitz-Gletscherstände einzuordnen sein. Eine Daun-Vergletscherung dürfte es hier wegen der relativ hohen Lage der Schneegrenze, abgesehen vom Toten Gebirge, kaum mehr gegeben haben.

EICHER (I/1980 179) erwähnt u.a. spätglaziale Moränenreste im Rottal in 900 m, in der Dietlhöll in 910 m oder in Karbodennähe, z. B. in 1360 m vom Sigistalgletscher am Salzsteigweg und am Kühkar unter dem Großen Priel. Im Bereich des Teichlgletschers muß wohl das etwa 2 km lange und 500 m breite als Polje anzusprechende Becken mit dem Filzmoos bei der Wurzeralm auch noch von einem spätglazialen Gletscher erfüllt gewesen sein (Abb. 60). Dafür sprechen zwei Seitenmoränenansätze auf der Nordseite von etwa 1400 m abwärts, denen auf der Südseite am Fuße des Wurzer Kampels ebenfalls Seitenmoränenreste entsprechen (Abb. 61 und 62). Eine darüberliegende Seitenmoräne in 1600 m führt F. ZWITTKOVITS (I/1962 56) auf den Würmhochstand zurück. Aus Vergleichen und einer entsprechenden Schneegrenzlage könnte dieser spätglaziale Gletscher am ehesten in die Zeit Steinach-Gschnitz eingestuft werden. Eine exaktere Beweislage ist derzeit noch nicht gegeben. Nach einer Pollenuntersuchung von v. VEEN (I/1961) beginnt das Pollendiagramm erst mit der Pollenzone IV (nach Firbas, Rückgang der Kiefern, Anstieg der Fichten) also im Postglazial. In der „Höll“ konnte E. EBERS (I/1969) einen kleinen spätglazialen See nachweisen, den um 8500 v.h. ein Bergsturz vom Stubwieswipfel verschüttet hatte. Im kleinen Becken des Brunensteiner Sees, wo auf der abdämmenden Schwelle größere Kalkblöcke liegen, ist ein selbständiger spätglazialer Stand nicht auszuschließen, wenn auch hier schon eine ältere Anlage vorliegen könnte, wie an der Außenseite stark verfestigtes Konglomerat andeutet. Ungewiß ist auch, ob das ausgeprägte Brunensteiner Hochkar in > 1780 m noch einem selbständigen spätglazialen Gletscherstand entspricht. ZWITTKOVITS dachte hier an einen Gschnitz-, beim Brunensteiner Seekar an einen (nicht mehr aktuellen) Schlernstand.

Eine den Ergebnissen v. HUSENS (I/1977) am Traungletscher entsprechende Untersuchung der spätglazialen Gletscherstände ist im Bereich der Teichl-Steyratal-Vergletscherung noch ausständig.

7.2 Die glazifluvialen Schüttungen der Gletscher des Steyr- bzw. Kremstales

Im Teichtal beginnt das Hauptniveau der **würmeiszeitlichen** NT an der Mündung des hinteren Rettenbaches, wo auch die äußerste Endmoräne des Teichlgletschers erhalten ist. Talaufwärts gibt es in tieferer Lage NT-Reste, die EICHER (I/1979 422ff) vom innersten Moränenstand ableitet und als „Zwischenniveau“ bezeichnet. Dieses begleitet unterhalb der äußeren Moräne das

Haupt-NT-Niveau in einem annähernd gleichbleibenden Abstand von 15 m und weist eine etwa 5 m mächtige Eigenschüttung gröberer Schotter auf, worin Eicher seine Annahme einer größeren Schwankung zwischen den beiden hochglazialen Gletscherständen bestätigt sieht.

Im Steyrtal, wo an der Stromboding-Schlucht (auf der neuen ÖK: Strumboding) keine Moränen erhalten sind, setzen in der anschließenden kleinen Talweitung der Hintertambergau ebenfalls mehrere nicht zusammenhängende NT-Niveaus ein, die EICHER (I/1979 420) ebenfalls einem Haupt- und einem Zwischenniveau zuordnet. Die Terrassen setzen dann im etwa 2 km langen Engtal oberhalb der Vereinigung mit dem breiteren Teichtal aus.

Ganz anders als im auch wärmezeitlich vergletscherten Trauntal ist weiter talabwärts die Steyr ca. 40 m in die randlich verfestigten NT-Schotter eingeschnitten, so daß innerhalb des von älteren Vergletscherungen gestalteten Trogtales ein jüngeres Cañontal eingelagert ist. Seit dem Bau des Kraftwerkes Klaus wird diese tiefe Schlucht z. T. von einem Stausee eingenommen.

Im Steyrlingtal, in das über den Ring und den Haselsattel (siehe Kap. 6.1) vom Toten Gebirge noch Eis vordrang, setzen in der Weitung des Brunnenwinkels eine obere und eine untere Terrasse ein. In der talabwärts folgenden Talerweiterung bei Steyrling können vier Terrassenniveaus unterschieden werden, von denen das unterste und das zweite Niveau (Kirche von Steyrling) mit den beiden NT-Stufen des Steyrtales korrelierbar sind, während die beiden höheren, das Friedhofniveau und eine noch 6–8 m darüberliegende Terrasse, auf Grund der starken Konglomerierung sowie der weniger gut erhaltenen Oberfläche eher als Reste eines späteren Reiß anzusehen sind, worauf auch mögliche Moränenreste nordwestlich Steyrling hindeuten (Kohl Beobachtungen 1964). Die Zunahme der Stufenhöhen wie auch der Schüttungsmächtigkeiten gegen die Mündung hin zeigt, daß die Schüttungen des Haupttales wesentlich größer waren und jene des Seitentales zurückgestaut haben.

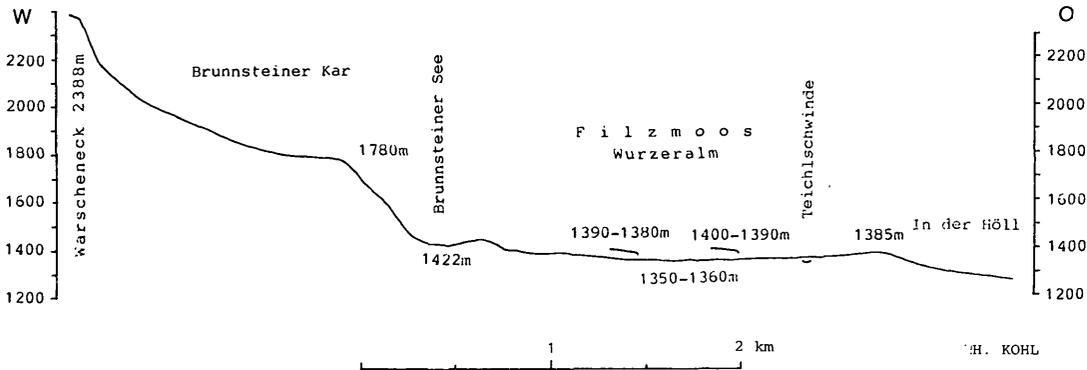


Abb. 60: Profil Warscheneck, 2388 m, – Brunsteiner Kar – Filzmoos – Höll



Abb. 61: Brunensteiner Kar mit Ramesch, 2119 m, und Warscheneck, 2388 m. Blick vom Jugendheim Wurzeralm. Foto: H. Kohl 1971



Abb. 62: Wurzeralm mit Teichboden und spätglaziale Seitenmoräne unterhalb der Roten Wand. Foto: H. Kohl 1971

QUARTÄRGEOLOGISCHE KARTE DES STEYRTALES UND SEINER NEBENTÄLER

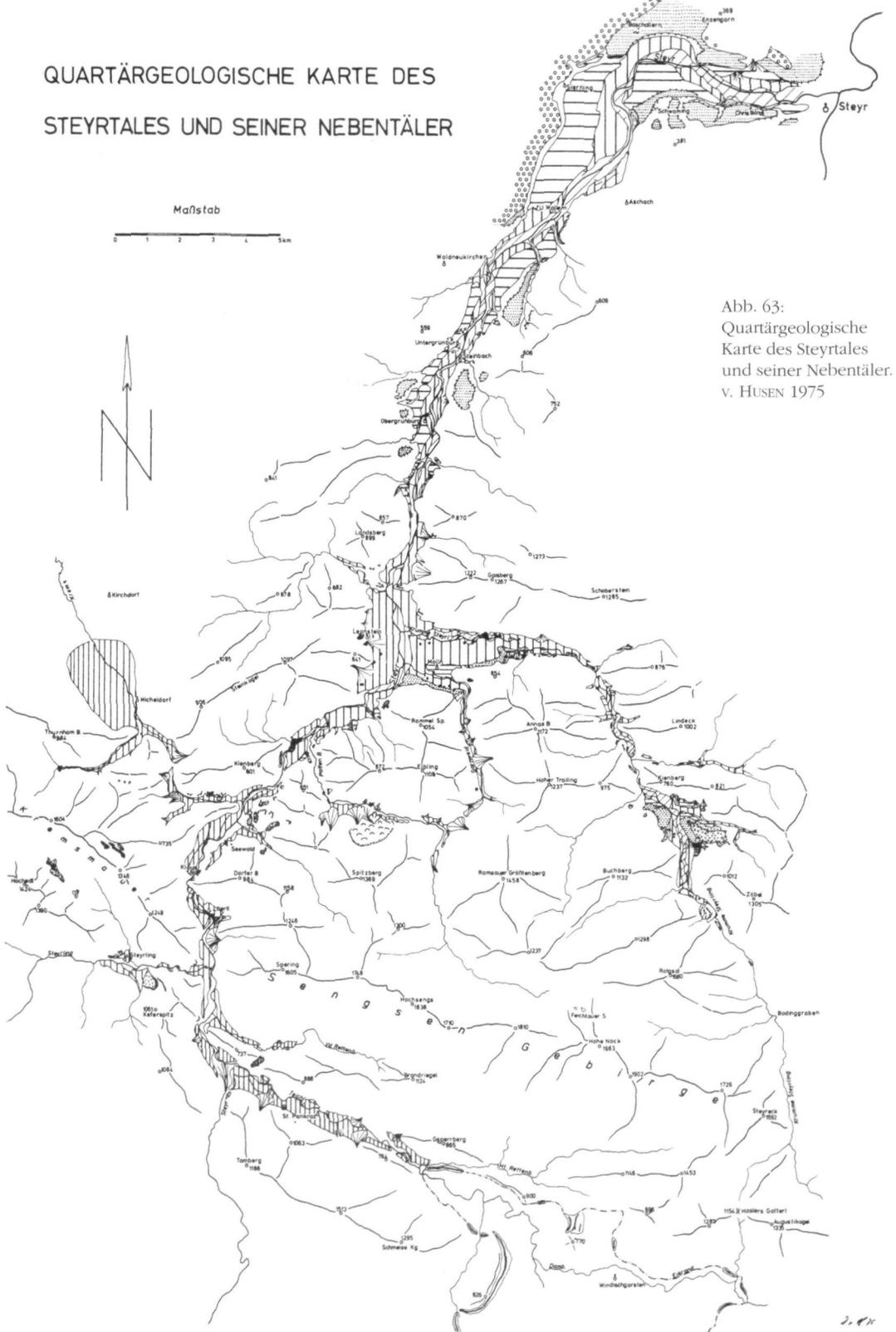


Abb. 63:
Quartärgeologische
Karte des Steyrtales
und seiner Nebentäler
v. HUSEN 1975

Ähnliche Verhältnisse zeigen sich im Anschluß an die im Norden des Sengsengebirges abfließenden Gletscher zum Paltental und längs der Krumpfen Steyrling, deren Schüttungen v. HUSEN (I/1975 Beilage) in Längsprofilen dargestellt hat. Seinem Profil der Steyrtal-NT-Schüttung kann die Beeinträchtigung des im allgemeinen nach unten hin abnehmenden Gefälles durch die größere Schotterzufuhr vergletscherter Seitentäler entnommen werden. So schwillt die Mächtigkeit der Schotter im Bereich der Steyr-Teichl- und der Steyrlingmündung auf mehr als 40 m an, die nochmals im Bereich des Mollner Beckens erreicht wird (Mündung der Krumpfen Steyrling) und erst nach Austritt aus den Alpen auf etwa 20 m abnimmt, bevor sie gegen die Mündung in die Enns abermals ansteigt.

Am Steyrdurchbruch, wo der Fluß anstehenden Fels durchschneidet, verläuft das alte von NT-Schottern erfüllte Tal östlich davon, womit hier ein epigenetischer Durchbruch erwiesen ist. Dieser untere Talabschnitt zeigt auch wieder eine stärkere Gliederung der NT in 2 bis 3 Stufen, wobei schwer nachzuweisen ist, wie weit hier Zusammenhänge mit den Verhältnissen im Teichtal bestehen. ZEITLINGERS Terrassengliederung nach dem heute veralteten Schema W-I bis W-III (I/1954 204ff und Beilage) konnte durch die jüngere Aufnahme v. HUSENS (I/1975) dahingehend korrigiert werden, daß das W-I Zeitlingers als eine mit Moränen verbundene spätrißezeitliche Terrasse gelten kann und erst W-II und W-III der würmzeitlichen NT entsprechen (Abb. 63).

In der Gesteinszusammensetzung entspricht die Steyrtal-NT ihrem kalkalpinen Einzugsgebiet einschließlich der Gosaugesteine des Windischgarstener Beckens; nur selten sind zentralalpine Bestandteile zu finden.

Im Kremstal gibt es außer der rasch auskeilenden würmzeitlichen Schwemmkegelschüttung bei Micheldorf keine glazifluviale Schüttung aus dieser Eiszeit und damit auch keine NT. Die periglazialen Sedimente aus dieser Eiszeit liegen unter dem Holozän der Talsohle, was bei der Kremserregulierung durch den Fund von holozänen Eichenstämmen in der Tiefe von mehreren Metern bei Wartberg a. d. Krems nachgewiesen werden konnte (Kohl unveröff. Beobachtungen).

LEGENDE

	Erdfälle, Dolinen		untere Niederterrasse		Hochterrasse
	Schwemmkegel, Murkropf		obere Niederterrasse		große Erratika
	Hangbewegung		Endmoräne Würm		Grundmoräne Rin
	epigenetischer Talverlauf		Grundmoräne Würm		alter Talboden
	Erosionskante innerhalb der Terrassenflur		Terrasse des Spättriif		Jüngere Deckenschotter
	Hochflutfeld		Endmoräne Spättriif		Ältere Deckenschotter
	untere Niederterrasse		Eisrandterrassen (Eiszerfall, Rin)		anstehender Fels, Hangschutt



Abb. 64: Ansätze zur Bildung „geologischer Orgeln“ auf HT-Schotter bei Hehenberg, 1 km südöstlich Unterrohr. Foto: H. Kohl 1954

Bei der Vielfalt der **rißzeitlichen Gletscherstände** im Kremstal fällt auf, daß schon vom Terrassensporn des Kalvarienberges in 400 m südlich Kremsmünster an nur eine die Talseite mehrmals wechselnde HT bis zum Talende bei Nettingsdorf vorliegt (siehe Längsprofil Abb. 55). Aus dem Profilverlauf geht hervor, daß zwei Ansätze vorliegen, einmal an die Moräne von Helmberg in knapp über 400 m und bei der Terrasse des Kalvarienberges wieder in der gleichen Höhe, die zwei sich rasch vereinigenden Teilfeldern eines maximalen und eines Hochstandes entsprechen dürften. Dagegen paßt die weiter südlich erhaltene Terrasse von Mörtenhub nicht zu dieser HT, sie kann nur mit den höheren Moränen von Diepersdorf–Penzendorf bei Wartberg a. d. Krens zusammenhängen und kann als Terrasse nördlich Mörtenhub nicht mehr weiter verfolgt werden. Der sich nach unten verflachende Gefällsverlauf der Kremstal-HT von anfangs 13 ‰ und zuletzt 2,5 ‰ entspricht einer glazifluvialen Schüttung, wobei ein Gefällsknick zwischen der Terrasse nördlich Achleiten und der östlich Kematen auf die Einmündung des Sulzbachtales zurückgeführt werden kann, in dem ab Adlwang ebenfalls eine HT-Schüttung liegt, bei der allerdings ein Zusammenhang mit einem rißzeitlichen Abfluß über den Sattel von Nußbach kaum nachweisbar ist. Das Gefälle der Krens-HT entspricht der rasch abnehmenden Schottermächtigkeit von > 40 m oberhalb Kremsmünster auf etwa 15 m unterhalb Achleiten und 10 m im unteren Talabschnitt. Größtenteils tragen die Schotter über der letztinterglazialen Bodenbildung eine talabwärts von etwa 1,5 m bis 3 m zunehmende Staublehmdecke. Im Unterschied zum Trauntal tritt größtenteils ein über die heutige Talsohle aufragender Tertiärsockel zutage, der hier auf eine deutlich tiefere Erosion im Riß-Würm-Interglazial schließen läßt als im Mindel-Riß-Interglazial.

Die an der Oberfläche kräftig lehmig verwitterten Schotter zeigen erste Ansätze zur Orgelbildung, die am alten Aufschluß in der Kalvarienbergterrasse sowie der ehemaligen großen Grube knapp 2 km südlich Kematen und auch am Nordende der Sulzbachtal-Terrasse bei Hehenberg gut einzusehen waren (Abb. 64). In der Sulzbachtal-Terrasse herrscht bei weitem der Flysch vor, selbst in der Kremstalterrasse überwiegt noch der Flysch den Karbonatanteil, dazu kommen Gosaugesteine und ein anfangs geringer, nach Norden zunehmender Anteil an Kristallingeröllen und umgelagerten Quarzen.

Vergeblich sucht man bei den gut erhaltenen spätrißzeitlichen Moränenständen eine entsprechende Schmelzwasserschüttung. Bescheidene Ansätze könnte man in einer tieferen Stufe am Ostabfall der Terrasse von Mörtenhub sehen, talauswärts vielleicht auch wenige Meter über dem Talboden unterhalb Oberrohr und in einer Leiste 1 km nördlich Achleiten unmittelbar über der Krems.

Im Steyrtal (Abb. 63) setzt die HT, z. T. mit Blocklagen verzahnt, an den von v. HUSEN (I/1975 278ff) rekonstruierten Gletscherenden eines „Hoch-“ und eines „Maximalstandes“ 3 km südlich Obergrünburg und etwa 4 km weiter talabwärts nördlich Steinbach ein. Die mehrmals die Talseite wechselnden Terrassenreste erreichen schon vor Austritt aus den Flyschalpen eine ehemalige Talbodenbreite von > 1 km, eine Breite, die sich in den anschließenden Feldern von Sierning und nördlich Steinfeld verdoppelt. Die von etwa 420 m bis 340 m bei Steyr abfallende Terrasse weist Mächtigkeiten von 55–60 m auf, wobei die heutige Steyr die Schüttung noch nicht durchschnitten hat. Sie setzt sich aus z. T. verfestigten, vorwiegend kalkalpinen Schottern zusammen mit einem deutlich geringeren Flyschanteil als die HT des Kremstales; Kristallingerölle sind eher selten zu finden. Geringe Lehmauflagen mit Flyschstücken vor allem im Flyschalpenbereich dürften auf Aufschwemmungen bzw. Solifluktionsvorgänge zurückzuführen sein.

D. v. HUSEN (I/1975 282f) weist auch noch am Südrand des Mollner Beckens, östlich des Steyrdurchbruches und im Tal der Krumpfen Steyrling beim Jaidhaus auf eine spätrißzeitliche Terrasse hin, die er von entsprechenden Gletscherständen ableiten kann. Da diese Bildungen im Mollner Becken mit Toteis-Randschüttungen in Verbindung gebracht werden, ist nicht gesichert, ob es sich dabei um zeitgleiche Bildung mit jenen des Kremstales handelt.

Die **mindelzeitlichen Schmelzwasserschüttungen** (JDS) werden im ö. Kremstal wegen ihres dominierenden Flyschgehaltes als „Graue Nagelfluh“ bezeichnet (vgl. Abb. 43). Sie treten als Vorstoßschotter schon unter den Mindelmoränen am oberen Aiterbach, am Riedbach und im Kremstal, hier bis etwa 1,5 km südlich Kremsmünster vereinzelt auch noch weiter südlich unter der Mindelmoräne, z. T. mit dieser verzahnt zutage. Westlich des Tales bilden sie bei Wolfgangstein einen nach Norden auskeilenden Saum um die geomorphologisch deutlich abgesetzte Moräne. Auf der Westseite des Moränenwalles führt die Hauptschüttung, von der aus dem

Almtal kommenden kalkreichen Aiterbachflur gut abgrenzbar, östlich des Aiterbaches, den Nordteil des Günzzeitlichen Gletscherbeckens größtenteils ausfüllend, zur Pforte durch die Günzendorfer Moräne beim Bahnhof Sattledt. Von dort ist noch etwa 1 km nach Norden ein schmaler Streifen östlich der Autobahn erkennbar, der sich dann jenseits der Autobahn in den ÄDS verliert.

Den besten Einblick in diese Graue Nagelfluh bot anlässlich des Baues der Pyhrn-Autobahn (Kohl Ber. Bl. 49 I/1990) der > 1 km lange, bis ca. 8 m tiefe Einschnitt im Bereich der Bahn- und Straßenüberführung nördlich Großendorf, wo dieser JDS (Graue Nagelfluh) unmittelbar an das Ende der Moräne anschließt. Unter einer etwa 1,5 m betragenden geröllfreien Staublehmschicht waren diese hier nur wenig verfestigten Schotter < 5 bis 8 m mächtig über einem Relief der stark verfestigten WNF gut einzusehen. Unter einer tiefgründigen unterschiedlich weit eingreifenden lehmigen Verwitterung mit zahlreichen Resten zerfallender Flyschstücke folgen die noch stark von der Tiefenverwitterung betroffenen flyschdominierten Schotter, die unregelmäßig, eher schwach verfestigt sind.

Östlich der Krems gibt es nur bescheidene, nicht weiter verfolgbare Ansätze am Nordrand der Moräne und im Osten bei Pfarrkirchen im Sulzbachtal. Auch Kremstal auswärts konnten, abgesehen von einer kurzen Schotterzunge am Talausgang, südlich von Ritzlhof keine dem JDS entsprechenden Schüttungen mehr gefunden werden. Wie aus der vom Aiterbach über den Riedbach zum heutigen Kremstal hin verlagerten Vorstoßrichtung der Mindelgletscher hervorgeht, dürfte die Entwässerung aus dem oberen Kremstal zum heutigen unteren Kremstal, das der Richtung des Sulzbachtales entspricht, erst gegen Ende der Mindelzeit hergestellt worden sein. Das Vorherrschen der Flyschgesteine in der Grauen Nagelfluh könnte ein Hinweis auf eine zu dieser Zeit bereits bestehende Wasserscheide zwischen Steyr- und Kremstal sein.

Im Steyrtal beginnen kaum 2 km nördlich der ersten HT-Ansätze noch oberhalb Obergrünburg in ca. 465 m die ersten Reste der mindelzeitlichen Schmelzwasserschüttung. In der Folge setzt sich die Terrasse zwischen den kurzen ausmündenden Seitentälern aus einer Reihe gut entwickelter Eckfluren zusammen, besonders bei Obergrünburg, südlich Steinbach und bei Piesenwang (440–430 m) (Abb. 63). Nach einer Unterbrechung von 6,5 km zweigt bei Baschallern ein 2 km breiter geschlossener Strang JDS (Schotter von Wolfen), die bisherige Richtung des Steyrtales beibehaltend, vom nach Osten umbiegenden Steyrtal ab und erreicht, im nördlichen Teil stark zertalt, nach etwa 17 km westlich Enns das Donautal (vgl. Abb. 43). Die Sohle dieses prämindelzeitlichen Steyrtales ist verglichen mit der Sohle der ÄDS 15–20 m tiefer in die Molassesedimente eingesenkt (Fl.ÖGL I/1983), aber auch ihre Oberfläche liegt 10–15 m tiefer als jene der ÄDS und fällt von 380 m bei Baschallern auf 300 m bei Tillysburg ab.

In einer Schottergrube 500 m südwestlich Unterwolfen waren 1962 unter bis 2 m Verwitterungslehm mit einzelnen Schotterresten ca. 5 m sehr stark verfestigte, oben stark angewitterte, vertikal geklüftete überwiegend aus Karbonaten bestehende Schotter aufgeschlossen, die nach unten rasch in vorwiegend lockere und nur teilweise verfestigte Schotter übergehen und bis unter die lokale Talsohle reichen.

Die im alpinen Bereich 15–20 m mächtigen JDS erreichen bei Wolfen 40 m und nehmen nach Norden hin bis Tillysburg auf etwa 25 m ab. Stellenweise tragen sie auch eine geringmächtige Staublehmdecke. Nachdem Terrassen von JDS beiderseits der Steyr auch auf kurzem Wege im Stadtbereich Steyr zur Enns führen, ergibt sich die Frage, welche der beiden Steyrflüsse der ältere ist. D. v. HUSEN (I/1975 275) ist der Meinung, daß diese kurze Verbindung zur Enns bereits mit Eintiefung in die ÄDS entstanden sei und in der Wolfener Rinne eine Wasserscheide anzunehmen wäre. Könnte aber nicht auch eine umgekehrte Entwicklung möglich gewesen sein? Es fällt auf, daß die nach Steyr ziehenden Terrassen bei Schwaming–Pergern gegen Christkindl, aber auch auf der Nordseite des Flusses bis nordwestlich der Stadt tiefer liegen als die Wolfener Schotter, so daß die Wolfener Rinne anscheinend bereits aufgegeben war, als die Steyr vielleicht in einer letzten Mindelphase endgültig den kürzeren Weg zur Enns genommen hat.



Abb. 65: Kräftige fossile Bodenbildung „Kremsmünster A“ auf ÄDS-Vorstoßschotter im Graben unterhalb des Gusterberges, 2 km südlich Kremsmünster. Diskordante Überlagerung mit Weißer Nagelfluh. Derzeit verschüttet. Foto: H. Kohl



Abb. 66: Ehemaliger Steinbruch Lärchenwald in Weißer Nagelfluh bei Kremsmünster. Die Weiße Nagelfluh schließt oben mit einem verfestigten Bodensediment („Kremsmünster B“) ab. Darüber folgt diskordant die graue Nagelfluh (= JDS in Kremstalfazies), die nach oben hin in Mindelmoräne übergeht. Foto: H. Kohl

Der **Weißer Nagelfluh** (WNF), einer selbständigen kaltzeitlichen Formation zwischen den günz- und den mindelzeitlichen Sedimenten kommt gerade im Kremstal große stratigraphische Bedeutung für die Gliederung des mittleren Quartärs zu (Abb. 53). Sie hat außerdem als Nutzstein eine große kulturhistorische Tradition (KOHL I/1986) und soll daher an dieser Stelle mit behandelt werden, wenn auch ihre glazifluviale Natur bisher unsicher erscheinen mag.

Die an sich alte Bezeichnung „Weiße Nagelfluh“ oder auch „Kremsmünsterer Nagelfluh“ ist schon von A. PENCK (PENCK & RICHTER I/1903 26ff und PENCK & BRÜCKNER I/1909 221) im Gegensatz zur „Grauen Nagelfluh“ aufgegriffen und dann von L. ANGERER (I/1910) klarer definiert worden. Die kaltzeitliche Eigenständigkeit ist aber erst nach Entdeckung der sie von den Günst- (Bodenbildung Kremsmünster A) und den Mindelsedimenten (Kremsmünster B) trennenden warmzeitlichen Bodenbildungen erkannt worden

(Kohl I/1962a, I/1971b und in Fink et al. I/1976 44ff). Besonders der große, heute leider verschüttete Aufschluß gegenüber der Fabrik Greiner, 2,5 km südlich Kremsmünster (Abb. 65), sowie der zuletzt intensiv betriebene Abbau in den Brüchen Lärchenwald (Abb. 66 – heute ebenfalls stillgelegt) und Wolfgangstein (als Naturdenkmal erhalten) haben neben zahlreichen kleineren Abbaustellen einen ausgezeichneten Einblick in die stratigraphische Position der WNF ermöglicht. Eine Reihe charakteristischer Merkmale machen die WNF zu einer Leitformation im gesamten Bereich ihres Vorkommens.

Die überwiegend hellen Kalke in Verbindung mit der ebenfalls sehr hellen fast durchgreifenden starken Verfestigung waren für die Namengebung maßgebend. In früheren Beschreibungen wird immer die Feinkörnigkeit hervorgehoben, die den Stein auch für eine anspruchsvollere Nutzung brauchbar machte. Tatsächlich gibt es auch ausgesprochen grobe Lagen, die oft auch weniger gut verfestigt sind. Die Verfestigung tritt weithin flächenhaft und nicht nur an Talrändern auf. Durchwegs handelt es sich um gut gerollte horizontal bis kreuzgeschichtete Schotter, die vor allem im Almtalbereich gelegentlich auch deltaartige Schüttungen einbeziehen. Der schwankende untergeordnete Flyschanteil fällt durch meist schlechte Zurundung auf, durch gröberes Korn bis zu Blöcken von 30–50 cm Ø. Nur ausnahmsweise kommen auch kalkalpine Blöcke vor. Die liegenden Partien enthalten häufig reichlich Lehm, der aus der unterlagernden Bodenbildung stammt, unter Klüften oft ausgeschwemmt ist und dann auch größere Hohlräume hinterläßt (Beispiel Lettenmayrhöhle). Auffallend sind aber Lehmblöcke bis > 50 cm Ø, die nur in gefrorenem Zustand in die Basislagen dieses Schotters gelangt sein können und zweifellos ebenfalls von der sehr kräftigen Bodenbildung (Kremsmünster A) der Liegendschotter stammen. An der Erosionsoberfläche der WNF findet sich eine bis 20 cm mächtige verfestigte Lage eines rötlichen Bodensediments (Kremsmünster B), das auch gelegentlich an den Wänden der Klüfte zu finden ist. Es muß also auch nach Ablagerung dieses Sediments eine Zeit intensiver Bodenbildung gegeben haben, der auch die starke Löchrigkeit als Folge der Tiefenverwitterung zu verdanken ist, bei der vor allem die Dolomite aschenartig zerfallen und ausgespült worden sind.

Die schon von A. Penck und L. Angerer erkannte Verbreitung zwischen dem Almtal bis östlich des Kremstales hat auch die Vermutung einer Schüttung aus dem Almtal aufkommen lassen. Dafür spricht auch die vom Almtal zum Kremstal abnehmende Mächtigkeit von > 30 m bis < 5 m. Im Kremstal läßt sich die WNF talaufwärts auf der Westseite ziemlich geschlossen 4,5 km weit bis Getzenberg, auf der Ostseite bis über der Haltestelle Krift, 3 km südlich Kremsmünster, verfolgen. Das östlichste Vorkommen dürfte im unteren Feyregger Tal südwestlich Bad Hall liegen. Die Verbreitung bleibt fast ausschließlich auf die günzeitlichen Zungenbecken des Alm- und des Steyr-Kremsgletschers beschränkt, wobei das Auskeilen der Schüttung vor allem im Kremstal bis etwa 2 km nordöstlich Kremsmünster gut verfolgt werden kann. Rätselhaft bleibt, daß bei diesen jedenfalls aus dem Almtal kommenden Schottern die für Almtalschüttungen so charakteristischen dunklen, geäderten Gutensteiner und Reiflinger Kalke kaum zu beobachten sind.

Auf die kaltzeitliche Natur der WNF kann, abgesehen von der Lage zwischen zwei warmzeitlichen Böden, aus den gefrorenen Lehmblöcken, der kaltzeitlich überprägten Bodenbildung der Liegendschotter (Abb. 65), der

nicht ins Geröllspektrum passende Flyschanteil, der am ehesten als periglazial eingebrachter Bestandteil zu betrachten ist, und schließlich das Vorkommen vereinzelter kaltzeitlicher Pollen (Prof. B. Frenzel, anlässlich einer gemeinsamen Exkursion).

Offen bleibt jedoch die Frage, ob es sich bei der WNF um eine echte glazifluviale Schüttung handelt, weil bisher Reste einer zugehörigen Vergletscherung fehlen, die etwa eine Gleichstellung mit der Haslachvergletscherung im Rheingletschergebiet erlauben könnte (SCHREINER & EBEL 1981). Die Beschränkung des Vorkommens auf das Alm-Kremsgebiet könnte lithologisch bedingt sein.

Die **günzeiszeitlichen Schmelzwasserschüttungen** schließen an das flache Zungenbecken von Sattledt an und an den Ausgang des Steyrtales am Alpenrand (Abb. 43 und 50). Von beiden Gletscherenden aus sind mächtige Schwemmfächer (Sander), die ÄDS, geschüttet worden, die an ihrer radialen Zertalung noch gut erkennbar sind und einen Großteil der mittleren und vor allem der östlichen Traun-Enns-Platte aufbauen (KOHL I/1981). Sie vereinen sich teilweise längs des unteren Kremstales (vgl. Abb. 43). Im Norden werden sie durch die Molasseauftragung im Gebiet des Zirnbirg (373 m) und des Radner Berges (379 m) sowie der hochgelegenen Schotterreste des Forstholzes südwestlich St. Florian getrennt, während diese Schwelle zwischen Nettingsdorf und Neuhofen a. d. Krems unter die ÄDS untertaucht, durch das Kremstal unterbrochen wird und sich westlich davon zum Schacherwald hin fortsetzt, wo die Schottermächtigkeit bis auf < 5 m abnimmt (FLÖGL I/1983). Liegt die jeweils größte Schottermächtigkeit (abzüglich der Deckschicht) von etwa 30 m jeweils an der Wurzel der Schwemmfächer, so nimmt sie nach außen hin allerdings in starker Abhängigkeit vom Untergrundrelief ab. Sie beträgt am erhaltenen Nordende des Sattledter Fächers (abzüglich Deckschicht) westlich des Kremstalausgangs noch 10–15 m. Ähnliche Verhältnisse gelten auch für den Steyrtalzweig, der durch die Tertiärauftragung des Enzengarn (420 m) vom Ennstal getrennt ist. Über dem Schotter liegt eine bis zu drei Paläoböden enthaltende Löß- und Staublehmdecke (siehe Teil III), die von den Schüttungswurzeln weg, wo sie kaum 1–2 m beträgt, gegen die Ränder längs des Trauntales auf 10 m und gegen das Donautal hin auf fast 15 m zunimmt.

Gegenüber allen jüngeren Schottern fällt die große flächenhafte Verbreitung von etwa 218 km² der Sattledter Schüttung und 330 km² der Steyrtalschüttung und der ungeheuren damit verbundenen Schottermassen auf, die zwar schwer zu berechnen sind, aber schätzungsweise mit > 5 km³ und > 7 km³ ohne Berücksichtigung des Schwundes durch Verwitterung ermittelt werden konnten (KOHL I/1994 und Tab. 3).

Tabelle 3: Vergleich der Flächen und Massen glazifluvialer Schüttungen des Steyr-Krems- und des Steyrgletscher

	Günz-	Mindel-	Riß-	Würmeiszeit	
Flächen in km ²	218	54	32	3	Kremstal- Steyrtalschüttung
	330	59	23	25	
Massen in km ³	> 5	> 0,9	≈ 0,5	> 0,07	Kremstal- Steyrtalschüttung
	> 7	> 1,7	> 1	> 0,8	

Diese Mengen heben sich auch von allen anderen Gletscherschüttungen in ÖÖ ab. Das mag z. T. damit zusammenhängen, daß ein großer Teil der ÄDS gegenüber jüngeren Schüttungen wegen der Möglichkeit einer flächenhaften Ausbreitung liegen geblieben und weniger auf fluviatilem Wege weiter transportiert worden ist. Ein anderer Grund mag auch sein, daß in den sich kaum über die Sander erhebenden Endmoränen vor allem die größeren Blöcke liegen geblieben, die geringeren Korngrößen jedoch von den Schmelzwasserfluten in den Sander gelangt sind. Zwischen den Mindelmoränen und den JDS des Kremstales ist eher das Gegenteil der Fall. Im Steyrtal sind überhaupt keine Moränen abgelagert worden, es ist also dort das gesamte vom Gletscher und seinen Schmelzwässern transportierte Material in den Sander der östlichen Traun-Enns-Platte gelangt.

Die Verwitterungsintensität der Schotter übertrifft selbst unter einer schützenden Deckschicht alle jüngeren Sedimente. Es ist also sowohl mit immer wieder überprägten und laufend weitergebildeten Reliktböden wie auch mit fossilen Böden zu rechnen, die allerdings auch nicht völlig unverändert erhalten blieben. Auch die durch eine Deckschicht konservierten fossilen Böden können infolge ihres hohen Alters bei nicht immer gleich vor sich gehenden diagenetischen Veränderungen unterschiedlich aussehen. Es soll daher versucht werden, den anlässlich der hydrogeologischen Untersuchungen (Kohl Teilber.I/1967–69) und einer großen Zahl von Bohrungen gewonnenen Gesamteindruck wiederzugeben.

Die oberste ehemalige Schotterlage ist mehrere Meter tief, an geologischen Orgeln oft bis 8 und mehr Meter vollkommen entkalkt, wobei in den Orgeln oft Hohlräume auftreten, in die beim Autobahnbau gelegentlich Baumaschinen eingebrochen sind (mündliche Mitteilung Schadler). Die als Verwitterungsrückstand verbliebenen Lehme enthalten nur noch sehr widerstandsfähige Restgerölle und zeigen meist auch die Merkmale einer intensiv rotbraun gefärbten Bodenbildung. Überall wo eine jüngere Deckschicht fehlt oder abgetragen ist, kann diese intensive Farbe, besonders auf frisch geackerten Feldern, zutage treten (z. B. im Raume St. Marien östlich Neuhofen a. d. Krems). Darunter folgen stärkstens von der Tiefenverwitterung geprägte Schotter mit oben stark aufgelösten, zersetzten, auch weiter unten noch angeätzten Kalken und bis tief hinab aschenartig zersetzten Dolomiten sowie auch zerfallenden Kristallinstücken (z. B. Zentralgneise). Dabei ragen oft Pfeiler stark verfestigter Partien hoch hinauf. Soweit größere, geschlossen verfestigte Bereiche vorliegen, sind sie stark geklüftet, wobei sich Störungen in Form von Nach-

brüchen infolge des bei der fortgeschrittenen Verwitterung erfolgten Massenverlustes zeigen. Bis tief hinab sind immer wieder Einfiltrationen von Lehm festzustellen. Dabei zeigt sich vielfach den ganzen Schotterkörper erfassende gelbliche Verfärbung (Oxidation). Dazu können horizontale braune (Limonit-) und schwarze (Mn-Hydroxid-) Bänder ehemalige Hochwassermarken anzeigen. Einen schärferen Übergang zu völlig unverwitterten Schottern gibt es kaum, wenn sich auch in wechselnden Tiefen das lithologische Vollspektrum der Schotter einstellt.

In dem großen Verbreitungsgebiet zeigen die ÄDS sowohl in ihrem vertikalen wie auch horizontalen Aufbau entsprechende lithologische Abwandlungen. Wie schon bei den westlich benachbarten Schüttungen gilt auch hier, daß sie in ein Relief des Tertiäruntergrundes eingelagert sind, das bis zur mittleren Traun-Enns-Platte mehrere SW-NO gerichtete Mulden der präglünzeitlichen Entwässerung erkennen läßt (Abb. 49 und KOHL I/1974 40). Gerade in diesen Vertiefungen finden sich Anhäufungen älterer, relativ grobkörniger, gut gerundeter Schotter (Quarze, Quarzite, zentralalpines Kristallin), die nicht unmittelbar aus den Alpen, sondern erst auf dem Umwege wiederholter Umlagerungen aus den ursprünglich über weite Teile des Alpenvorlandes verteilten Hausruckschottern in diese Position gekommen sind. Von wenigen Stellen abgesehen nehmen sehr rasch kalk- und flyschalpine Gesteine nach oben hin zu, wobei aber immer noch der Gehalt an nicht kalk- und flyschalpinen Gesteinen größer ist als bei jüngeren Schottern. Daraus kann auch auf eine größere Zufuhr vor allem kristalliner Gesteine aus den Zentralalpen durch diese ältesten, weit ins Vorland vordringenden Gletscher geschlossen werden. Dafür spricht auch die Erhaltung solcher Gesteinsstücke (vor allem von Gneisen), die im älteren umgelagerten Material längst zerfallen wären. G. FRUK (Ber. Bl. 67 I/1990 429) weist im Almtal auf die Möglichkeit hin, daß kristalline Gesteine (Quarzporphyre) auch aus dem Randcenoman der Kalkzone und aus dem geröllführenden Ultrahelvetikum der Flyschzone kommen können. An der Oberfläche führt die Verwitterungsauslese abermals zu einer Anreicherung widerstandsfähiger Restschotter, zu denen auch Radiolarite aus den Kalk- und quarzitischen Gesteine aus den Flyschalpen zählen. In der horizontalen Verteilung zeichnet sich jeweils im Bereich der Gletschervorstöße aus den Alpentälern ein vorherrschender Kalk- und Flyschgehalt ab.

Viel weiter alpenwärts als Vorstoßschotter der jüngeren Vergletscherungen sind die mit Vorstoßschottern vermengten kristallin- und quarzreichen Basislagen der ÄDS noch im Liegenden der Zungenbeckenfüllungen von Sattledt zu finden. Im Kremstal reichen die südlichsten Vorkommen bis in den Bereich Wartberg a. d. Krems, das ist 12 km von den Endmoränen entfernt. Bohrungen innerhalb des Sattledter Zungenbeckens haben diese Basischotter, die aber meist bedeutende glazifluviale Anteile enthalten, unter den JDS und auch der WNF bis > 10 km beckeneinwärts nachgewiesen.

Auf die Tatsache, daß die große Verbreitung der ÄDS in der Traun-Enns-Platte eine gewaltige vorausgehende Ausräumung voraussetzt und Verwitterungs-(Bodenbildungs-)dauer und -intensität auf diesen Schottern einen

größeren und ausgeprägteren Warmzeitkomplex voraussetzen als bisher angenommen, soll später eingegangen werden (Kap. 10).

8 DER BEREICH DER EISZEITLICHEN ENNSTALES

8.1 Die eiszeitliche Vergletscherung des Ennstales

Die eiszeitlichen Gletscher des Ennstales unterscheiden sich in vielen Punkten von den im wesentlichen in den Nördlichen Kalkalpen wurzelnden Gletschern des Trauntales, des Almtales und im gewissen Sinne auch noch von dem zwar stark vom Eiszufluß aus dem Ennstal über den Pyhrnpaß abhängigen Teichl-Steyr-Krems-Gletscher (Abb. 3). Ihr Haupteinzugsgebiet liegt in den Zentralalpen der Niederen Tauern, aus denen sich die Eismassen im breiten Längstalbereich des steirischen Ennstales sammelten und in den älteren Eiszeiten auch noch über den Talknick bei Hieflau in die Nordrichtung einlenkten. Somit ist eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Salzachgletscher gegeben, mit dem die Ennsgletscher im Raume Radstadt-Altenmarkt und zwischen Tennengebirge und Dachstein in breiter Verbindung standen. Die rasche Abnahme der Gebirgshöhen gegen Osten und auch das Abklingen des atlantischen Klimaeinflusses hatten jedoch geringere Eismächtigkeiten und selbst in den älteren Eiszeiten ein noch inneralpines Gletscherende zur Folge, ja der würmeiszeitliche Ennsgletscher kam nicht einmal mehr über das Gesäuse, den Durchbruch durch die Kalkhochalpen, hinaus (Abb. 1/3). Immerhin hatte er aber noch eine Länge von etwa 110 km erreicht, seine älteren Vorgänger von 150 km und wahrscheinlich noch mehr. Damit übertreffen die eiszeitlichen Ennsgletscher ihre in Oberösterreich westlich und nördlich benachbarten Gletscher beträchtlich. Mit dem Teichl-Steyr-Krems-Gletscher haben sie den großen Unterschied von etwa 40 km in ihrer Längenerstreckung zwischen den großen Gletschern älterer Kaltzeiten und jenen der letzten Eiszeit gemeinsam.

Eisübertritte vom steirischen Ennstal über das Mitterndorfer Becken zum Traungletscher, über den Pyhrnpaß zum Teichl-Steyr-Krems-Gletscher sowie die Aufspaltung bei Liezen-Salzthal ins Paltental und wenig unterhalb über dem Buchauer Sattel, ferner die Zuflüsse zumindest in den älteren Eiszeiten von Osten her, über das Erzbach-, das Salzatal und z. T. aus dem Ybbstal bei Weyer, haben auch die Ennstalvergletscherung noch in das ostalpine Eisstromnetz einbezogen.

Der von Hieflau abwärts nach Norden und Nordwesten gerichtete Abschnitt des Ennstales unterscheidet sich von den westlich benachbarten Tälern durch den stark vom geologischen Bau beeinflussten häufig geknickten Verlauf, die zahlreichen engen Felsdurchbrüche und immer nur

kurzen, oft quer zum Talverlauf streichenden Weitungen. Dabei blieben in den größeren Beckenräumen zwischen Hieflau und Altenmarkt noch eher größere zusammenhängende Quartärsedimente, vor allem Terrassenschotter, erhalten als im unterhalb folgenden oberösterreichischen Ennstal. Dort sind Endmoränen, abgesehen von jenen der Rißeiszeit bei Großraming und am Saurüssel, sonst kaum abgelagert worden und noch weniger erhalten.

Die weit zurückreichende Erforschungsgeschichte der Ennstalvergletscherung (vgl. Teil I) brachte zwar allgemein anerkannte Fortschritte, ließ aber immer noch größere offene Probleme zurück, die im wesentlichen in der Natur dieses Talverlaufes begründet sind. So ist A. BÖHM v. B. (I/1885) die erste größere Monographie dieses Talraumes zu verdanken, in der er alle wesentlichen älteren Beobachtungen zusammenfaßte und bereits auf mehrere Vergletscherungen hinwies, ohne jedoch genauere Reichweiten der Gletscher nachweisen zu können, was später A. PENCK (P. & B. I/1909) gelungen ist, der auf ein würmzeitliches Gletscherende auf dem Buchauer Sattel (S. 230) und ein rißzeitliches bei Großraming schloß (224). Diese Ergebnisse konnten in der Zwischenkriegszeit durch Kartierungen O. AMPFERERS (I/1926–1935 und GBA I/1919–1931) und spezielle Untersuchungen quartärgeologischer Probleme entsprechend erweitert werden (I/1924, I/1927 und 1935), wobei er die tief herabreichenden Lokalgletscher der Gesäuseberge mit einer „Schlußvereisung“ erklärte. Er war nicht von der herkömmlichen Ableitung der Terrassenschotter von den jeweiligen Moränen überzeugt, sondern hielt sie für jünger als diese. Die Ursache dafür suchte er in isostatischen Ausgleichsbewegungen nach Abschmelzen des Eises. Außerdem glaubte Ampferer nur an zwei kaltzeitliche Schüttungen.

Nach weiteren Ergänzungen über Schotter und Gehängebreccien im steirischen Ennstal durch H. P. CORNELIUS (1939 und 1941), folgten in der Nachkriegszeit spezielle Untersuchungen im Zusammenhang mit dem Ausbau der Kraftwerke an der Enns und den Grundwasserverhältnissen im Becken des steirischen Ennstales (BISTRITSCHAN, flußbaueolog. Karte I/1951–53, I/1952, I/1956, G. SPAUN I/1954 und SPAUN & FISCHER I/1965). Den Raum des steirischen Ennstales bezog auch W. SENARCLENS-GRANCY in seine Untersuchungen über die Schladminger Tauern ein (1962).

Auf diesen Grundlagen konnte D. v. HUSEN im Rahmen seiner Dissertation nach umfangreichen Kartierungen zunächst im oberen und mittleren Ennstal (I/1967, I/1968) und anschließend über das untere Ennstal (I/1971) abermals eine zusammenfassende Darstellung des Ennstales vorlegen. Seine Auffassungen zur Vergletscherung des Talzuges während der Rißeiszeit fanden eine Bestätigung durch die Untersuchungen von H. NAGL (I/1968, I/1972) im Ybbstal. Seither sind nur wenige neue Kartierungen durch v. HUSEN auf Blatt Schladming (I/1986–89, GBA I/1995) erfolgt, wo in Zusammenarbeit mit I. DRAXLER (1978) eine überzeugende Einstufung der schon lange bekannten

Schieferkohle der Ramsau bei Schladming gelang, und neuerdings durch Aufnahmen auf Blatt 100 Hieflau durch M. F. SEIFERT (I/1990). Eigene Begehungen wurden im Raume Landl – Gorzer (auf der neuen ÖK Ganser) 1996, bei Weyer 1967 und in der Umgebung Großraming 1967, 1979 durchgeführt.

Die Reichweite der **günz-** und auch der **mindelzeitlichen** Ennsgletscher ist unbekannt. Selbst das vermutete Einsetzen der Schmelzwasserschüttungen der ÄDS unweit des KW. Rosenau (v. HUSEN I/1971, 513) und der JDS im Bereich von Ternberg bleibt wegen der Enge des Tales unsicher, da talaufwärts, weit abgesetzte Schotter auf einem alten Talbodenrest bei Oberau

DIE PLEISTOZÄNEN GLETSCHER IM YBBSGEBIET

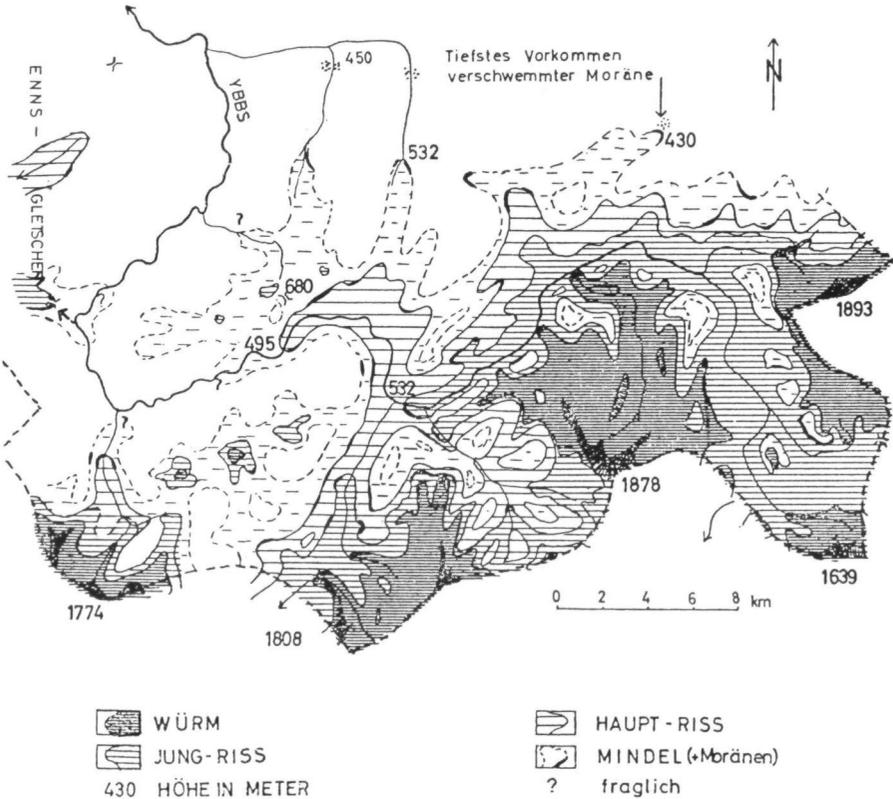


Abb. 67: Die pleistozänen Gletscher im Ybbsgebiet. H. NAGL 1972

westlich Großraming, wie schon von PENCK (P. & B. 1909, 223 f) angenommen, auch von v. HUSEN (I/1971, 514) noch mit dem JDS verbunden werden, der auch noch entsprechende Schotterreste im Reichramingtal feststellen konnte. Erst bei Großraming ist mit einiger Sicherheit das schon von PENCK (P. & B. I/1909, 223 ff) dort vermutete Ende des rißzeitlichen Ennsgletschers anzunehmen.

Somit dürfte der maximale Günzgletscher noch die Flyschzone erreicht haben, während das Ende des maximalen Mindelgletschers noch in den Kalkalpen zwischen Ternberg und Großraming zu suchen sein wird. Demnach entspricht die Ausdehnung dieser alten Ennsgletscher durchaus den Gegebenheiten der westlich benachbarten Gletschersysteme mit dem Unterschied, daß kein Ennsgletscher mehr das Vorland erreicht hatte.

Unter Berücksichtigung dieser großen Reichweiten ist auch anzunehmen, daß günz- und mindelzeitliche Gletscher weiter als dies für die rißzeitliche Vergletscherung nachweisbar ist, in die größeren Nebentäler im Raum Hieflau – Altenmarkt eingedrungen sind bzw. sich mit den von dort kommenden benachbarten Gletschern vereinigt hatten und so noch ein entsprechendes Eisstromnetz bildeten. Außerhalb der Rißvereisung gibt es Hinweise auf eine noch größere ältere Vergletscherung (Abb. 67) im Ybbstalbereich (H.NAGL I/1972, 187, 195, 198, 202 und GBA 1988 Geol. Karte Bl. 71 Ybbsitz).

Schwierigkeiten bereiten immer noch die hochgelegenen, nicht zusammenhängenden alten Schotterreste innerhalb dieser ältesten Vergletscherungen, die unterhalb des Gesäuses in der Umgebung von St. Gallen (Abb. 68), östlich der Weitung von Landl und am Gesäuseausgang bei Hieflau auftreten, oberhalb des Gesäuses in der Mulde von Lassing sowie auf dem Gröbminger Mitterberg. PENCK hatte die Schotter bei Hieflau (P. & B. I/1909, 229) und beim Gorzer (Ganser auf der neuen ÖK) östlich Landl (S. 226) als ÄDS bezeichnet und daraus geschlossen, daß die Günzvergletscherung im Ennstal etwa das Ausmaß der Würmgletscher erreicht haben dürfte (S. 227), mit deren Ende am Gesäuseausgang zu rechnen wäre. Von dieser Vorstellung ging damals auch noch v. HUSEN aus (I/1968), der in Anlehnung an PENCKs präglazialen Talboden (I/1909, 232) in den ca 150 m über der Talsohle des Ennstales gelegenen alten, nicht zusammenhängenden Talbodenresten und auch in den Felssockeln dieser Schotter, auch jener der Schotter oberhalb des Gesäuses, von Lassing und dem Gröbminger Mitterberg, eine einheitliche zumindest prämindelzeitliche Anlage sah (Abb. 68), die während des sog. „großen Interglazials“ tief zerschnitten und bis auf die wenigen verbliebenen Reste abgetragen worden sei. Die Schotter selbst seien als Rückzugsschotter des abschmelzenden mindelzeitlichen Gletschers, möglicherweise auch als Vorstoßschotter zu verstehen (v. HUSEN I/1968, 265). Weitgehend schotterfreie Reste dieses alten Talbodens werden vor allem an der Stufenmündung des Sölktales in ca 760 m, zwischen Irnding und Aigen um 700 m (S. 667f) und

auch an einigen Stellen in Oberösterreich bei Kleinreifling, Kastenreith und östlich Großraming erwähnt (v. HUSEN I/1968 275).

Bei genauerer Betrachtung dürften diese Schotter bzw. Konglomerate nicht alle dem gleichen Niveau und damit auch nicht einer einheitlichen Schüttung angehören. Dieser Eindruck läßt sich auch nicht verdrängen, wenn man lokale lithologische Einflüsse, bei den großen Mächtigkeiten auch unterschiedliche Korngrößen, eine wiederholte nachträgliche Glazialersion und auch mögliche tektonische Verstellungen berücksichtigt. Demnach dürften zwar die mächtigen Konglomerate bei Hieflau im Waaggraben und am Waagsattel und beim ehemaligen Scheibenbauer in etwa 780 m sowie die bis ca 740 m reichenden Konglomerate beim Gorzer (Ganser) weitgehend übereinstimmen; sie können aber nach heutiger Kenntnis über die maximale Ausdehnung der Günzvergletscherung nicht mehr mit einem bei Hieflau endenden maximalen Günzgletscher verknüpft werden.

Nach eigenen Beobachtungen (unveröff. 1966 Abb. 69) bilden die stark konglomerierten Schotter beim Gorzer (Ganser) östlich Mooslandl in etwa 740 m ein ausgeprägtes, jedenfalls eisüberformtes Plateau das steil nach Norden zum Becken von Gams und nach Süden bzw. SW zum Ennstal abfällt. Ihre Mächtigkeit erreicht mehr als 60 m. Der bis ca 675 m aufragende Felssockel besteht aus Gosaugesteinen. Soweit einzusehen, überwiegt ein relativ feinkörniges, stärkstens ver- und angewittertes löcheriges Konglomerat aus Fernschottern, teilweise mit Kalzitkrusten und mit mächtigen lehmigen Verwitterungsrückständen. Zwischen der bei Mooslandl angelagerten HT (Arbesberger Terrasse) und dem Sockel der Gorzer Terrasse aus Gosaugesteinen ist in verschiedenen Höhen an mehreren Stellen wiederholt blockführende schluffreiche Grundmoräne anzutreffen, die am Kontakt zu den Gosauschichten tiefer hinabreicht als die Oberfläche der Arbesberger-HT (Urbaberger auf der neuen ÖK) und daher älter sein muß als diese. In wesentlich

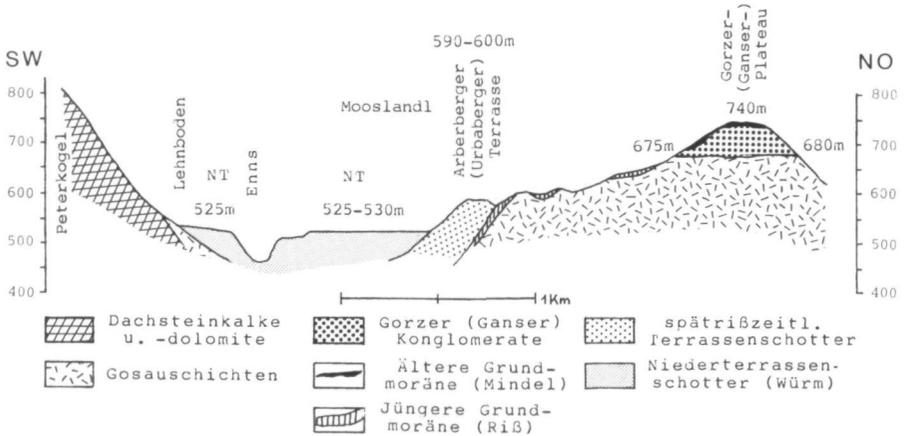


Abb. 69: Querprofil durch das steirische Ennstal bei Landl.
H. Kohl

höherer Position, etwa um 700 m, findet sich abermals Moränenmaterial, das aber im Unterschied zum tiefer liegenden stark verfestigt und verwittert ist. Dieses ist diskordant an das Gorzer Konglomerat angelagert und greift soweit einzusehen auf das Plateau über. Nachdem die HT von Mooslandl ins Spätriß (siehe später!) zu stellen ist, dürfte die relativ frisch wirkende die Arbesberger (Urbaberger) Terrasse vom Sockel des Gorzer Konglomerates trennende Moräne wohl rißzeitlich sein. Die höhere an das Gorzer Konglomerat angelagerte und dieses anscheinend überlagernde Moräne muß entsprechend älter sein, aber junger als das Gorzer Konglomerat. Man wird wohl mit einer mindelzeitlichen Grundmoräne rechnen können.

Da für das Gorzer Konglomerat ein präquartäres Alter schon wegen der lithologischen Zusammensetzung nicht in Frage kommt, aber auch für ein biber- oder donauzeitliches keine Hinweise vorliegen, ist wohl am ehesten mit einer günzzeitlichen Schüttung zu rechnen, wobei Vorstoßschotter wegen der relativ geringen Korngrößen kaum in Betracht kommen, oder mit einer zwischen dem Günz und dem Mindel liegenden Ablagerung, wofür es Anhaltspunkte in der „Haslach-Eiszeit“, aber auch in der in manchen Belangen ähnlich erscheinenden „Weißen Nagelfluh“ (WNF) von Kremsmünster gibt. Mit diesen Gorzer Konglomeraten sind auch die anscheinend bis etwa 100 m Mächtigkeit erreichenden, aus Fernschottern bestehenden ebenfalls größtenteils feinkörnigen Konglomerate in etwa 780 m am Gesäusausgang beim ehemaligen Scheibenbauer und am Waagsattel vergleichbar, die ebenfalls überformt sind und Reste einer alten Grundmoränendecke aufweisen, die 1966 vom Verfasser gut einzusehen waren, wobei es auch Andeutungen dafür gibt, daß es sich hier bei der großen Mächtigkeit nicht um eine einzige zusammenhängende Schüttung handeln müsse (KOHL 1966). Vor allem liegen die von E. ZIRKL (1981 186 f) beschriebenen Konglomerate im Waaggraben teilweise tiefer und enthalten Lehm führende Lagen.

Die von v. HUSEN (I/1968 274) aus der Umgebung von St. Gallen erwähnten alten konglomerierten Fernschotter mit nach oben hin zunehmender Kalkkomponente in 570–580 m, 550 m und in der Hochmulde beim Kupferbauer bis 675 m, wo auch Moräne erwähnt wird, können schon auf Grund ihrer relativ geringen Höhenlage kaum dem Gorzer Konglomerat entsprechen, auch wenn diese Fernschotter unter Umgehung des Gesäuses über den Bereich des heutigen Buchauer Sattels in die Umgebung von St. Gallen gelangt sind. Ihre Höhenlage ist auch innerhalb der geringen Entfernungen zu verschieden, so daß sie kaum auf unterschiedliche nachträgliche Glazialerosion über einer einst einheitlichen Schüttung erklärt werden können. Insgesamt müssen sie wohl jünger als die Gorzer und wahrscheinlich auch als die alten Hieflauer Konglomerate sein. Die höheren Vorkommen könnten, wie v. HUSEN vermutet (I/1968 275), aus der Mindeleiszeit stammen, während die tieferen auch einem frühen Abschnitt der Rißeiszeit zugeordnet werden könnten.

Oberhalb des Gesäuses können die isolierten, sehr mächtigen sandreichen Schotter des Gröbminger Mitterberges und auch die Schotter der Hochmulde von Lassing am ehesten einer prärißzeitlichen Schüttung zugeordnet werden

(v. HUSEN I/1968 264ff). Ihr Sockel aus Grauwackengesteinen überragt nicht nur bis > 100 m die heutige Sohle des Ennstales, er wird auch durch das Tal des Gröbmingbaches von den Kalkalpen getrennt. Die Schotter sind deutlich in ein Relief dieses Sockels eingelagert, ihre sehr unruhige Oberfläche ist neben einer gewissen Zertalung wohl primär auf wiederholte nachfolgende Gletschererosion zurückzuführen. Eine Moränenbedeckung konnte jedoch bisher unter Hinweis auf H. P. CORNELIUS (1939 36) nicht nachgewiesen werden (v. HUSEN I/1968 265). Die ungünstigen Aufschlußverhältnisse lassen kaum eine genauere stratigraphische Gliederung zu und damit auch keine entsprechende Aussage, ob die gesamte Sedimentmächtigkeit von einer einheitlichen Schüttung stammt. Die relativ geringe Verfestigung der größtenteils gut gerollten Schotter dürfte auf den geringen Karbonatanteil zurückzuführen sein, der nur auf der den Kalkalpen zugewandten Seite stärker hervortritt.

Nach derzeitigen Kenntnissen sind diese Schotter mit v. HUSEN (I/1968 265) am ehesten in den Mindelkomplex einzustufen, wobei der Autor eher an „Rückzugsschotter“ als an Vorstoßschotter denkt. Man wird vielleicht noch ergänzen können, daß auch spätmindelzeitliche Gletscherstände dabei eine Rolle gespielt haben könnten. Die weiter talaufwärts liegenden Schotter der Ramsau bei Schladming können, wie von älteren Autoren angenommen (BÖHM I/1885, AMPFERER 1935 und CORNELIUS 1939), nicht diesem Komplex zugeordnet werden (dazu später). Insgesamt wird man aber auch die vom Gröbminger Mitterberg abwärts folgenden, von v. HUSEN (I/1968) als ältere Ennstalschotter zusammengefaßten hochgelegenen Sedimentreste nicht als eine einheitliche mindelzeitliche Schüttung auffassen können; zu unterschiedlich sind ihre Höhenlagen und auch ihr Sedimentaufbau. Die Konglomerate von Hieflau und besonders vom Gorzer Plateau scheinen älter, die von St. Gallen jünger als Mindel zu sein.

Aus dem nachfolgenden „Großen Interglazial“ nach Penck werden Gehängebreccien vom Typ der Höttinger Breccie bei Innsbruck von O. AMPFERER (1935 30) aus dem Gesäuse, von H. P. CORNELIUS (1944 133f) vom Grimming und von F. KÜMEL (siehe GANSS et al. I/1954 37) von der Südseite des Dachsteins erwähnt (v. HUSEN I/1968 268f). Außer eines Hinweises von v. HUSEN (I/1968 259), der im Süden des Admonter Reichensteins in 1600–1650 m, d. i. weit über der Oberfläche des Würmgletschers, kristallinführende Moräne über einer Gehängebreccie erwähnt, gibt es kaum einen zwingenden Nachweis, daß diese Gehängebreccien alle dem Riß-Mindel-Interglazial zugeordnet werden müßten.

Das schon von PENCK erkannte **rißzeitliche** Ende der Ennsgletscher bei Großraming und auf dem Saurüssel bei Weyer (P. & B. 1909 224 f) konnte später von v. HUSEN bestätigt werden, der bei Großraming auf Seitenmoränenwälle nördlich und südlich (bei Oberpleissa) der Enns und das Einsetzen der HT hinweist (I/1968 259).

Bei genauerer Betrachtung können bei Großraming nördlich der Enns zwei durch ein Trockental (mit dem Sportplatz) getrennte Wälle unterschieden werden, einer über der Ausmündung des Neustiftgrabens in den Pechgraben in 450 m und ein zweiter mit Kirche und altem Ortsteil in 445m, der sich an eine durchragende Felskuppe anlehnt. Somit zeichnen sich auch hier zwei maximale Reißgletscherstände ab. Der etwa 50 m steil abfallende Erosionsrand des bei Aschau westlich Großraming ausstreichenden Trockentales weist eine ausgeprägte Deltaschichtung (mit fore- und topset beds) zum Ennstal hin auf, woraus auf eine entsprechende Gletscherschwankung geschlossen werden kann (Kohl, unveröffentl. 1979).

Aus den Lagerungsverhältnissen der Reißsedimente in dem von Weyer zum Saurüssel führenden Tal schließt v. HUSEN (I/1968 275f) auf zwei Reißvorstöße, die durch rein kalkalpine HT-Schotter aus dem Ybbstal getrennt seien. Eine kristallinreiche Grundmoräne vor dem Saurüssel führt er auf einen ersten, von ihm als Maximalriß bezeichneten Vorstoß zurück, dessen Ende aber unbekannt ist. In einer von O. AMPFERER (1935 43) auf der HT des Kirchbichels von Weyer beobachteten Grundmoräne, die er mit dem aus Lokalmaterial bestehenden Endmoränenwall auf dem Saurüssel verbindet, sieht er einen zweiten Reißvorstoß, auf dessen Abschmelzphase er die die HT bedeckenden Schotter als lokale Einschwemmungen zurückführt.

H. NAGL (I/1972 198) leitet die über den Saurüssel führende HT des Ybbstales, auf die schon O. AMPFERER (1924) hingewiesen hat, von einem Reiß-Gletscherstand auf der Hochau bei St. Georgen am Reith ab (Abb. 67), wo diese obere, dem „Hauptriß“ zugeordnete HT einsetzt. Aus diesen Gegebenheiten muß der Schluß gezogen werden, daß das Ende des Ybbsgletschers bei St. Georgen a. R. zeitlich weder mit dem ersten Vorstoß des Ennsgletschers (nach v. Husen) noch mit dem zweiten gleichgesetzt werden kann. Falls die angeführten Beobachtungen den Tatsachen entsprechen, wird man mit einer beachtlichen Phasenverschiebung rechnen müssen, die vom Einzugsgebiet her verständlich wäre. Es müßte demnach der erste Ennsgletscher bereits mindestens bis in den Raum Weyer zurückgeschmolzen sein, ehe der Ybbsgletscher die HT über den Saurüssel schütten konnte bzw. muß diese Schüttung bereits abgeschlossen gewesen sein, als der zweite Ennsgletschervorstoß bis zum Saurüssel erfolgt ist. Obwohl keine entsprechenden Sedimente erhalten sind, muß der reißzeitliche Ennsgletscher bei Weyer, abgesehen von dem zum Saurüssel führenden Zweig, wie aus den Talformen zu schließen ist, auch im Tal der Gafrenz bis kurz vor dem Sattel von Oberland und auch in das Tal der Breitau eingedrungen sein (v. HUSEN I/1968 276).

Abgesehen von kristallinreichen, auf die Reißvergletscherung zurückzuführenden Grundmoränenresten im Talabschnitt Altenmarkt – Hieflau und im Bereich der Talübergänge zwischen St. Gallen und Landl hat SPAUN (I/1964 160) über dieser Grundmoräne hangparallele, nur aus kalkalpinem Material bestehende Moränenrücken 3 bis 3,5 km südöstlich Altenmarkt in 550 und 630 m feststellen können, die mit v. HUSEN (I/1968 260) als spätrißzeitlich eingestuft werden.

Außer diesen spätrißzeitlichen Moränenresten gibt es im Abschnitt Hieflau – Altenmarkt zwei über dem Niveau der würmzeitlichen NT liegende Terrassenreste, die jedenfalls auf Grund ihrer Lage und Verwitterung auch aus der späteren Rißeiszeit stammen müssen. FISCHER & SPAUN (1962) stufen die untere Terrasse, obwohl 20 m über dem Niveau der bei Hieflau einsetzenden NT gelegen, in die Würmeiszeit ein, was aber neben der höheren Lage und auch der wesentlich stärkeren Verwitterung nicht zutreffen dürfte. Die Terrasse von Mooslandl (Arberberger bzw. Urbaberger) in ca 600 m ist auf Grund ihres Aufbaues (Bändertone und Deltaschüttungen im Liegendbereich (PENCK & B. I/1909 226 und SPAUN I/1964 179) eher auf einen rückschmelzenden Gletscher zurückzuführen als auf einen vorrückenden. Während die beim Gesäuseausgang einsetzende untere Terrasse (Abb. 68), die bis Kleinreifling verfolgt werden kann, mit einem spätrißzeitlichen Gletschervorstoß zusammenhängen könnte. Es dürfte hier auf Grund der Geröll- und Geschiebezusammensetzung eine starke spätrißzeitliche Vergletscherung der Gesäuseberge für die Gestaltung dieses Ennstalabschnittes eine Rolle gespielt haben, was sich auch in der Umgebung von St. Gallen abzeichnet (v. HUSEN I/1968 260f und 277). Eine spätrißzeitliche Hangbewegung beschreiben v. HUSEN & W. L. WERNECK (I/1972) auf der linken Talseite ca 3 km südlich Kleinreifling, die vorübergehend einen See aufgestaut hatte, dessen Sedimente beim Bau des KW Schönau angetroffen wurden.

Oberhalb des Gesäuses erwähnt v. HUSEN wahrscheinliche rißzeitliche Moränenreste ca 5 km südlich Admont am Westende der Kaiserau etwa 100m über dem Niveau der obersten Würmerratika und südlich des Admonter Reichensteins in 1600–1650 m über einer Gehängebreccie, die hier auf einen rißzeitlichen Gletscherstand in 1650–1700 m schließen läßt (I/1968, 259). Keine Anhaltspunkte gibt es für die Reichweite eines rißzeitlichen Gletschers über den Schoberpaß ins Liesingtal.

Im benachbarten Ybbstal konnte H. NAGL (I/1972) einen jungrißzeitlichen Gletscherstand durch Endmoränen bei Gösting nachweisen (Abb. 67), von dem eine entsprechende Terrassenschüttung ausgeht, die unterhalb St. Georgen a. R. in die HT des Hauptrißstandes eingeschnitten ist. Bei St. Georgen setzt ein spätrißzeitlicher epigenetischer Durchbruch der Ybbs vor den neuen spätrißzeitlichen Gletschervorstoß eine größere Abschmelzphase voraus. Am Fuße des Saurüssels liegt die jüngere HT des Ybbstales in 430 m und damit etwa 20 m tiefer als die über den Saurüssel führende Schüttung. Die tiefere Terrasse folgt bereits über Opponitz-Weidhofen usw. dem heutigen Ybbstal, so daß hier der heutige Verlauf der Ybbs zwischen dem Haupt- und dem Spätriß entstanden sein muß.

Die **würmzeitliche** Vergletscherung des Ennstales war wesentlich kleiner als die der älteren Eiszeiten. Sie drang daher weniger weit in einmündende Täler ein, gab nur mehr zwischen Dachstein und Grimming über das Mittern-

dorfer Becken größere Eismengen an den Traungletscher ab und ernährte über den Pyhrnpaß vor allem den Teichlgletscher. Verstärkung erhielt der Ennsgletscher vor allem noch von den südöstlichen Ausläufern des Toten Gebirges und von der Südseite des Warschenecks. Auch Gletscher der Südseite der Haller Mauern haben noch die zum Buchauer Sattel abzweigende Zunge erreicht. Die auch in der Würmeiszeit kräftige Vergletscherung der Gesäuseberge stand nur mehr in der Enge des Gesäuses mit dem Ferngletscher in Verbindung (Abb. 70).

Abgesehen von der Eisabgabe über den Pyhrnpaß zweigte westlich Liezen über die Hochmulde von Lassing, die das Paltental erfüllende Zunge ab, wo bei Furth in etwa 800 m Endmoränen und Stausedimente das Gletscherende knapp vor dem Schoberpaß (849 m) kennzeichnen (v. HUSEN I/1968 262). Östlich Admont verzweigte sich der bis dahin noch > 4,5 km breite Ennsgletscher abermals in eine nördliche, den Buchauer Sattel (860 m) noch etwa 5 km überschreitende und eine südliche wahrscheinlich bis zum Gesäuseausgang reichende Zunge (Abb. 70).

Der Buchauer Zweig hat ein weites, von 2–3 Gruppen reichlich Ennstalkristallin führenden Endmoränenwällen umgebenes Zungenbecken hinterlassen. An der Außenseite dieser Ennsgletschermoränen sind von Norden und Osten her rein kalkalpine Moränen der Lokalvergletscherung angelagert (AMPFERER 1924, 39 f). Im Gesäuse vertritt O. AMPFERER (1935 16) die Meinung, daß der Ennsgletscher am Eindringen durch die kräftige Lokalvergletscherung der Gesäuseberge gehindert war. Dagegen treten v. HUSEN (1968 262 und 273) und SPAUN (1964 153) für ein Gletscherende am Gesäuseausgang ein, wo bei Hieflau die NT einsetzt und wo schon PENCK (P. & B. 1909 229) Moränenmaterial am Ausgang des Hartelsgraben feststellen konnte und daraus auf ein Gletscherende in diesem Bereich schloß.

Gestützt auf Vorarbeiten mehrerer Autoren hat v. HUSEN an Hand von Erratikafunden, Moränenresten und gelegentlich Eisrandbildungen (I/1968 Abb. 2 und Beilage: Quartärgeolog. Karte des Ennstales) versucht, die Eisoberfläche des würmzeitlichen Ennsgletschers zu rekonstruieren. Ausgehend von der Annahme, daß im Bereich des Mandling Passes in etwa 2000 m wahrscheinlich die Eisscheide zum Einzugsgebiet des Salzachgletscher lag, was eine Eismächtigkeit von 1200 bis 1300 m bedeutet (SENARCLENS-GRANCY, 1962, 114), wird bis in den Bereich von Gröbming dank der großen zuströmenden Eismassen aus den Schladminger Tauern und der großen Höhe des Dachsteins nur ein geringes Absinken der Eisoberfläche angenommen. Längs des Grimming, wo auf kurze Distanz ein Abfall von 1800 auf < 1600 m erfolgte, macht sich bereits der Eisabfluß zum Mitterndorfer Becken bemerkbar. Obwohl auch im östlichen Mitterndorfer Becken mit einer Eisscheide in < 1800 m zwischen Traun- und Ennsgletscher zu rechnen ist (v. HUSEN I/1968 272) und somit noch Eis dem Ennsgletscher zugeführt wurde, fällt die Ober-

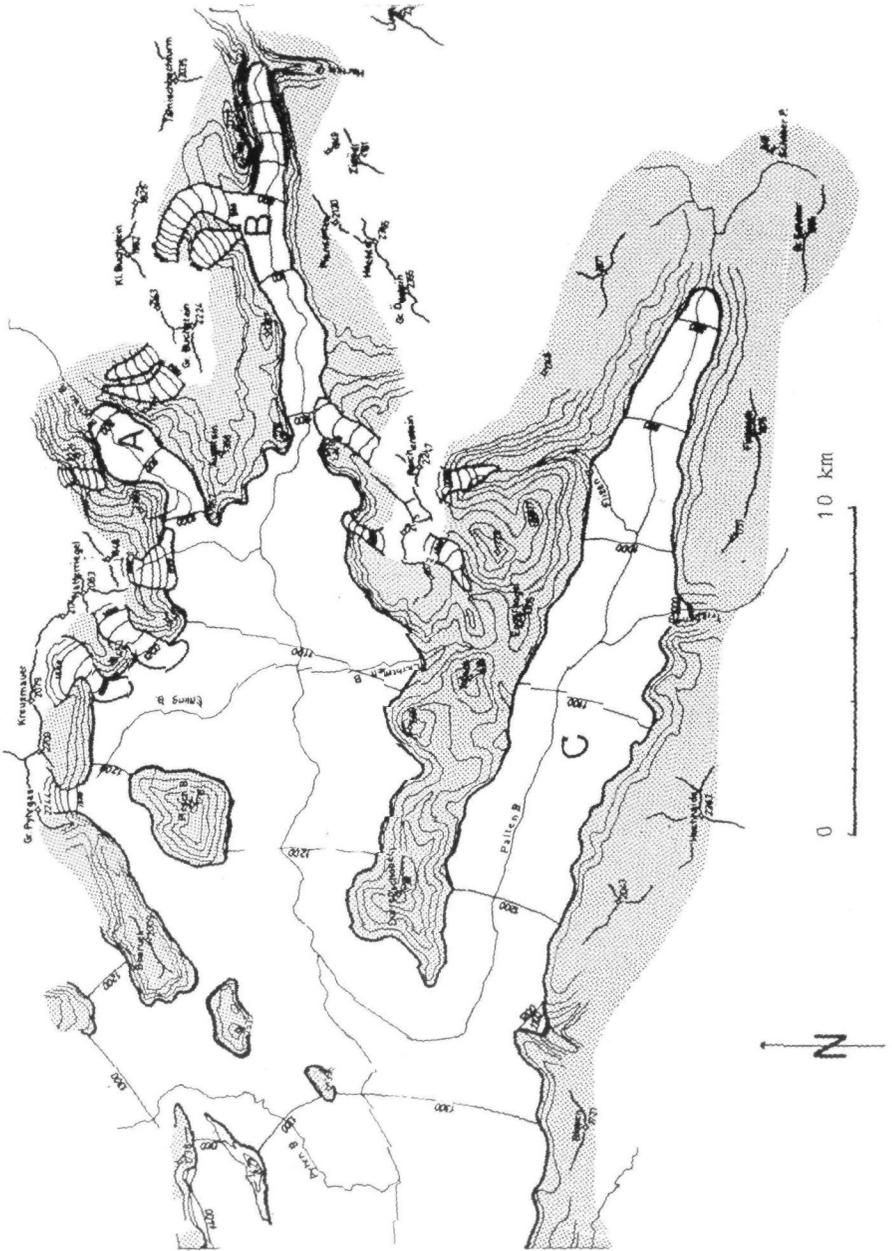


Abb. 70: Die Gletscherzweige am Ende des würmzeitlichen Ennsgletschers. Ausschnitt aus v. HUSEN 1968. A: Buchauer Sattel, B: Gesäuse, C: Paltental.

fläche weiter rasch auf 1400 m bei Wörschach ab und erreicht bei Hall und Admont bereits 1100 m, wofür wohl die Aufspaltungen ab Liezen verantwortlich sind. Über dem Buchauer Sattel rechnet v. HUSEN (S. 271) noch mit etwa 900–1000 m und hält die von O. AMPFERER (I/1924 39) erwähnten Grundmoränenreste und Erratikafunde, nach denen dieser Autor auf eine würmzeitliche Eishöhe von > 1100 m schloß, nicht für würmzeitlich. Auch am Gesäuseeingang gibt v. HUSEN eine Eishöhe von 850–900 m (S. 262) bzw. von ca 1000 m (Karte Abb. 2) an.

Einen Einblick in die Zeit vor der großen Würmvergletscherung des steirischen Ennstales gestatten die mächtigen von würmzeitlicher Grundmoräne bedeckten Schotter der Ramsau (GBA I/1995 Bl. 127 Schladming). Sie setzen bei Pichl ein und reichen bis Weißenbach, sind mit talwärts zunehmender Mächtigkeit bis mehr als 300 m an die Gesteine der Grauwackenzone und des Mandlingzuges (Ramsaudolomit) angelagert. Sie bilden die vom Eis überformte, in zwei Niveaus gegliederte wellige Terrasse der Ramsau, die steil zum Ennstal bei Schladming abfällt und an die im Norden die mächtigen Schutthalden am Fuße der östlich des Hohen Dachsteins nach Süden vorspringenden Scheichenspitze grenzen. Die Schotter bestehen vorwiegend aus Kristallin der Niederen Tauern, sind überwiegend horizontal geschichtet und somit als reine Flußschotter zu deuten, in die fallweise grobes kalkalpines Material aus den im Norden anschließenden Schuttkegeln eingelagert ist. Östlich Pichl werden diese Schotter in 950–920 m durch einen geringmächtigen Horizont mit Feinsedimenten (Sanden, Schluffen und Tonen) gegliedert, der mehrere dünne bis in dieses Jh. noch fallweise abgebaute Schieferkoh-

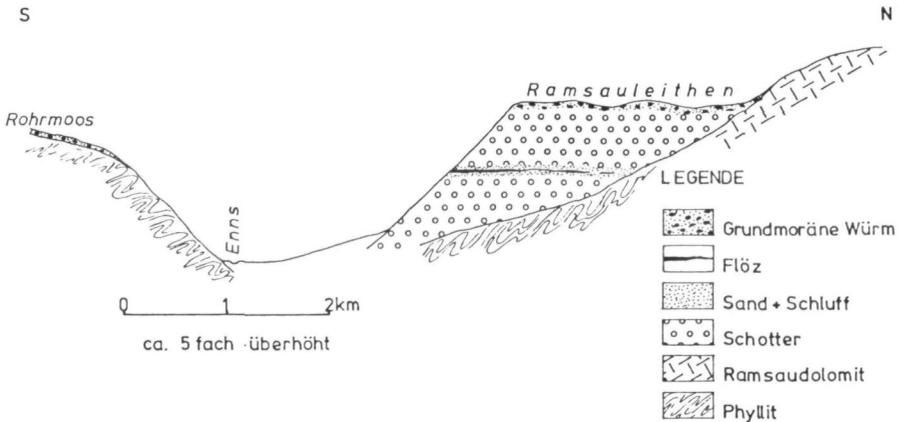


Abb. 71: Schematisches Querprofil über das Ennstal knapp westlich von Schladming.
v. HUSEN & DRAXLER 1978

lenflötzchen enthält (Abb. 71), die abermals palynologisch untersucht und datiert werden könnten (DRAXLER & v. HUSEN I/1978). Bezüglich des Alters dieser lange bekannten Kohle (BÖHM v. B. I/1885) gab es sehr unterschiedliche Auffassungen, die vom „Großen Interglazial“ (V. Zailer 1910), dem R/W-Interglazial (BRÜCKNER 1913, F. FIRBAS 1925) bis Würm-Interstadial (FIRBAS 1958, SENARCLENS-GRANCY 1962 121) reichen, was auch die oben erwähnte Untersuchung ergab. Die Pollenanalyse (1978 111) deutet auf eine waldgrenznahe Vegetationszone eines subalpinen Fichtenwaldes in der Nähe von Staunässe hin, dem ein kurzer Tannengipfel folgt. Aus dem ^{14}C -Datum von 30.700 ± 1200 v. h., VRI 542 (S. 112) ergibt sich, daß die überlagernden Schotter als Vorstoßschotter des erst damals weiter vorrückenden Würmgletschers zu deuten sind.

Die würmeiszeitliche Vergletscherung des Ybbstalbereiches blieb bereits auf die höchsten Gebirgsstöcke im Süden und Osten dieses Tales (Ötscher 1893 m, Breimauer 1489 m, Dürrenstein 1878 m, Hochkar 1808 m) beschränkt. Einen gemeinsamen Talgletscher gab es nicht mehr, wenn auch die längsten Zungen aus dem Dürrensteingebiet gerade noch bis zum Ybbstal vorstoßen konnten; die längste unter ihnen aus dem Seebachtal endete unterhalb des Lunzer Sees unweit Lunz. Mit dieser Auflösung in Lokalvergletscherung gab es auch keinen Zusammenhang mehr mit dem Eisstromnetz weiter im Westen.

Die späteiszeitliche Entwicklung im Ennstalbereich setzt mit dem Rückschmelzen des Gletschers von der inneren Endmoräne der Buchau ein. Da sich bis in den Raum von Schladming keine überzeugenden Spuren spätwürmzeitlicher Gletscherstände zeigen, muß dieser Abschmelzprozeß wie auch bei anderen Gletschern sehr rasch erfolgt sein. Die von PENCK bei Haus und auf der Ramsau erwähnten Bühlmoränen (P. & B. 1909 369 f) konnte SENARCLENS-GRANCY (1962 113) nicht bestätigen. D. v. HUSEN (I/1968 263 und 1987c 92) beschreibt Eisstaukanten in Verbindung mit Schwemmkegelschüttungen an Talausgängen am Südhang des Ennstales zwischen Schladming und Ruperting in ca 1000 m und in 800–900 m, die er auf Schüttungen gegen einen abschmelzenden Toteiskörper zurückführt. Alle jüngeren Gletscherstände der Niederen Tauern erreichten das Ennstal nicht mehr und brauchen daher hier nicht berücksichtigt werden.

Späteiszeitliche Moränenwälle finden sich auch auf der Südflanke des Dachsteinstockes. Die Geologische Karte (GBA I/1995 Bl. 127) verzeichnet solche in verschiedener Höhenlage unterhalb der Dachstein-Südwand bis zur Austriahütte und eher vereinzelt auch weiter östlich, die geologische Karte der Dachsteingruppe 1:25.000 (GANSS et al. I/1954) nicht weiter differenzierte Endmoränen am Westfuß des Gosaukammes und im Quellgebiet der Warmen Mandling. In den älteren unter ihnen vermutet v. HUSEN (1987 92) gschneiszeitliche Vorstöße um 14.000 v. h. mit einer Schneegrenzlage um 1700 m.

Wie zahlreiche Bohrungen ergaben, weist das steirische Ennstal oberhalb des Gesäuses eine beachtliche glaziale Übertiefung auf (Abb. 68). Der feste Talboden liegt zwischen Admont und Wörschach bei > 200 m unter der heutigen Talsohle. Es liegt somit eine gewaltige Talverschüttung vor. K. BISTRITSCHAN (I/1952a) konnte im Zuge von Grundwasseruntersuchungen unter den von Stainach abwärts auftretenden ausgedehnten Moorflächen in 10–15 m Tiefe einen bis zum Gesäuseeingang reichenden Schluffhorizont nachweisen, einen weiter östlich einsetzenden in 20–25 m und ab Liezen einen dritten in 30–35 m. Diese Schluffhorizonte werden durch z. T. auskeilende Kieszwischenlagen getrennt und bilden erst unterhalb Admont einen geschlossenen Schluffkörper. BISTRITSCHAN führte diese Horizonte auf Seen zurück, die durch Bergstürze am Gesäuseeingang aufgestaut wurden. Durch die seitliche Schotterzufuhr einmündender Bäche findet sich auch gespanntes (artesischen) Grundwasser. D. v. HUSEN (I/1979 20) sieht die Ursache für den Aufstau von Seen in einer riesigen Massenbewegung, die am Gesäuseeingang nachgewiesen werden konnte. Bezüglich des Alters dieser verlandeten Seen ergaben palynologische Untersuchungen an Bohrkernen durch I. Draxler ein spätglaziales Alter. Somit ist die Aufschüttung bis zur heutigen Talsohle bereits weitgehend im Spätglazial erfolgt. Im Postglazial brachten nur noch die Weiterbildung der Moore und die Aufschüttung großer Schwemmkegel der Seitenbäche entsprechende Veränderungen.

Auf eine glaziale Übertiefung weist v. HUSEN (I/1979 17) auch im Paltental hin. Auch hier engen größere postglaziale Schwemmkegel den oberhalb Rottemann teilweise versumpften Talboden ein.

Während die *Lokalvergletscherung* vom Südabfall der im Grenzbereich Oberösterreich/Steiermark liegenden Kalkhochalpen im Würmhochglazial noch unmittelbar mit dem Ennsgletscher in Verbindung stand, blieb sie in den Gesäusebergen, von einigen kurzen zur Gesäuseschlucht abfallenden Gletschern abgesehen, davon völlig getrennt. AMPFERER (GBA I/1933 und 1935) hatte die äußersten Lokalmoränen der inzwischen fallen gelassenen „Schlußvereisung“ zugeordnet, man wird sie aber unter Berücksichtigung der dafür notwendigen Schneegrenze von etwa 1300 m mit SPAUN (I/1964 174) besser der Hauptwürmvergletscherung zuordnen müssen. Es handelt sich dabei um Gletscher, die entlang des ganzen Nordabfalls von der Tamischbachturmgruppe (2035 m) bis zur Buchsteingruppe (2224 m), je nach Einzugsbereich bis bestenfalls 700 m herabreichten und somit die Talung St. Gallen-Erbsattel-Übergang-Landl nicht mehr erreicht hatten. Im Westen drängten sie an die Endmoränen des Ennsgletscher der Buchau heran. Nur im Gesäuse muß damit gerechnet werden, daß einzelne Gletscherzungen bis zur heutigen Enns herabreichten, das gilt nördlich des Flusses vor allem für den mächtigen Gletscher aus dem Hinterwinkel der Buchsteingruppe bei Gstatteboden. Hier wird der Eindruck erweckt, daß bei Annahme eines Ennsglet-

schers im Gesäuse diese tiefe Lage der Lokalgletscher erst nach Abschmelzen des Ferngletschers erreicht werden konnte. Dabei wird eher an eine Schwankung des Hochglazials als an einen spätglazialen Wiedervorstoß zu denken sein. Auch vom Tamischbachturm herab weisen jüngere Moränenwälle auf ähnliche Verhältnisse hin. AMPFERER (I/1924 40) erwähnt auf der Nordseite drei voneinander getrennte Moränengruppen in 800–900 m, 970–1100 m und in ca 1500 m, die wohl abgesehen von der untersten auf spätglaziale Vorstöße aus der Buchsteingruppe zurückzuführen sind.

8.2 Die glazifluvialen Schüttungen der eiszeitlichen Ennsgletscher

Die **würmeiszeitliche NT-Schüttung** setzt in der Waaghochfläche bei Hieflau unmittelbar am Gesäuseausgang in > 550 m ein (Abb. 68), führt mit abnehmendem Gefälle von anfangs 7 ‰ zunächst ziemlich geschlossen bis Altenmarkt und weiter talabwärts mit Unterbrechungen bis ins Alpenvorland. Gefällsverhältnisse und Aufbau mit oben sehr grobem Korn und zahlreichen großen auch deutlich glazial bearbeiteten Blöcken abschließend, lassen in der Waaghochfläche auf das unmittelbare Ennsgletscherende am Gesäuseausgang schließen (SPAUN I/1964 172). Gewisse Unregelmäßigkeiten werden auf den Wechsel von größeren Weitungen und engen Abschnitten sowie die Einmündung größerer Nebengewässer zurückgeführt. Eine mächtige NT folgt auch dem bei Altenmarkt mündenden Billbach (Weißenbach), die aber erst kurz vor St. Gallen einsetzt, keine Verbindung mit den Endmoränen der Buchau aufweist und niveaugleich in die NT des Ennstales übergeht. Sie ist demnach vom Ennstal her zurückgestaut worden. Dieser Umstand wie auch das Fehlen einer unmittelbaren Verbindung der Hieflauer Terrasse mit Endmoränen veranlaßte AMPFERER (I/1924 41 f) zur Annahme, daß die NT älter sein müßten als die Endmoränen und nicht von diesen abzuleiten wären, eine Vorstellung die sich aber nicht durchsetzen konnte.

Bohrungen ergaben maximale Schottermächtigkeiten um etwa 100 m, wobei fallweise mit Unterlagerungen von älteren Sedimenten zu rechnen ist. Bei Hieflau reicht die junge Aufschüttung einschließlich der die NT-Schotter unterlagernden Seetone bis > 50 m, bei Altenmarkt bis > 45 m unter das heutige Ennsbett hinab. Die Enns ist stellenweise bis 80 m tief meist canyonartig eingeschnitten, wobei mehrere epigenetische Durchbrüche entstanden sind (SPAUN I/1964).

Gelegentlich treten auch tiefere Erosionsstufen auf. Im Gegensatz zu den sehr reifen verlehmtten Böden über Rißsedimenten finden sich auf der NT mehr oder weniger verbrauchte Rendsinen und Kalkbraunerden. Nur lokal vorhandene postglaziale Stufen kommen über Rendsinen nicht hinaus.

Die erhaltenen NT-Reste des Ennstales können gut den quartärgeologi-

schen Karten von v. HUSEN (I/1968 Taf. 5, I/1971 Taf. 1) entnommen werden.

Unterhalb von Altenmarkt ändert sich der Talcharakter der Enns. Im Unterschied zu den beckenartigen Weitungen oberhalb mit zusammenhängenden, immer wieder zu breiten Flächen ausgreifenden NT sind nach einer fast 2 km langen schluchtartigen Unterbrechung nur schmale immer wieder unterbrochene Terrassenreste vorwiegend rechtsseitig erhalten. Vor Kastenreith folgt abermals eine > 2,5 km lange terrassenlose Engtalstrecke. Erst weiter talabwärts sind dann zunächst bis Großraming, hier 20–25 m über der Enns, auf beiden Seiten des Tales immer wieder längere Reste der NT erhalten. Auch im Tal des Gaflenzbaches findet sich vor allem oberhalb Weyer eine fast zusammenhängende NT, mit der auch Reste am unteren Dürnbach korrespondieren und die talaufwärts allmählich auskeilen.

Nach einem abermaligen Aussetzen auf fast 2,5 km unterhalb Großraming ist zunächst mit kurzen Unterbrechungen und unterhalb der Mündung des Laussabaches dann mit langsam zunehmender Breite die NT immer geschlossener auf beiden Talseiten bis in die Umgebung von Steyr erhalten (Abb. 72).

Von Großraming ab ist die NT in zwei Niveaus mit 5–7 m Höhenunterschied gegliedert, ab Ternberg scheidet v. HUSEN (I/1971 518) eine dritte um weitere fast 5 m tiefere Stufe aus. Alle drei Niveaus können bis zum Donautal bei Enns nachgewiesen werden, wo sie gut mit den von H. KOHL (I/1968) unterschiedenen oberen und unteren NT-Niveaus und die unterste Stufe mit dem oberen Hochflutfeld (OHF) übereinstimmen. Daraus geht hervor, worauf auch v. HUSEN (I/1971 519) besonders hinweist, daß keinerlei Zusammenhang mit spätglazialen Gletscherständen bestehen kann, sondern die auffallende Stufung von der Donau ausgehen muß.

Im Vorlandbereich (Abb. 72) nördlich Steyr nimmt die NT-Schüttung bei Dietachdorf auf > 4 km Breite zu, wird dann bei Ernthofen auf < 1,5 km eingeeignet bis sie sich nördlich davon trichterförmig zur Donau hin auf etwa 5,5 km erweitert.

Der glazifluviale Charakter der Enns-NT wird auch durch das gegenüber dem heutigen Fluß (vor dem Bau der KW) größere flußabwärts abnehmende Gefälle dokumentiert. Die Terrasse liegt bei Hieflau 80 m und gegen die Mündung hin nur mehr 15 m über der Enns. Im oberösterreichischen Talabschnitt liegt die Felssohle ungefähr im Niveau des heutigen Flusses. Kompliziertere Verhältnisse weist hingegen der Aufbau der Terrasse auf. Bei vorherrschender Horizontalschichtung treten gelegentlich Störungen auf, worauf v. HUSEN (1971 517) an der Laussamündung hinweist. Auch gibt es Schwankungen in der lithologischen Zusammensetzung und in den Korngrößen. Vergleicht man z. B. den Sandreichtum der NT unterhalb Hieflau mit den relativ groben Schottern im Unterlauf, so muß mit bedeutenden Grobmaterialzufuhren im Mittel- und Unterlauf gerechnet werden. Auch dazu gibt v. HUSEN einen Hinweis aus einer Analyse an der Mündung des Laussabaches, wo er

Van HUSEN - 1971

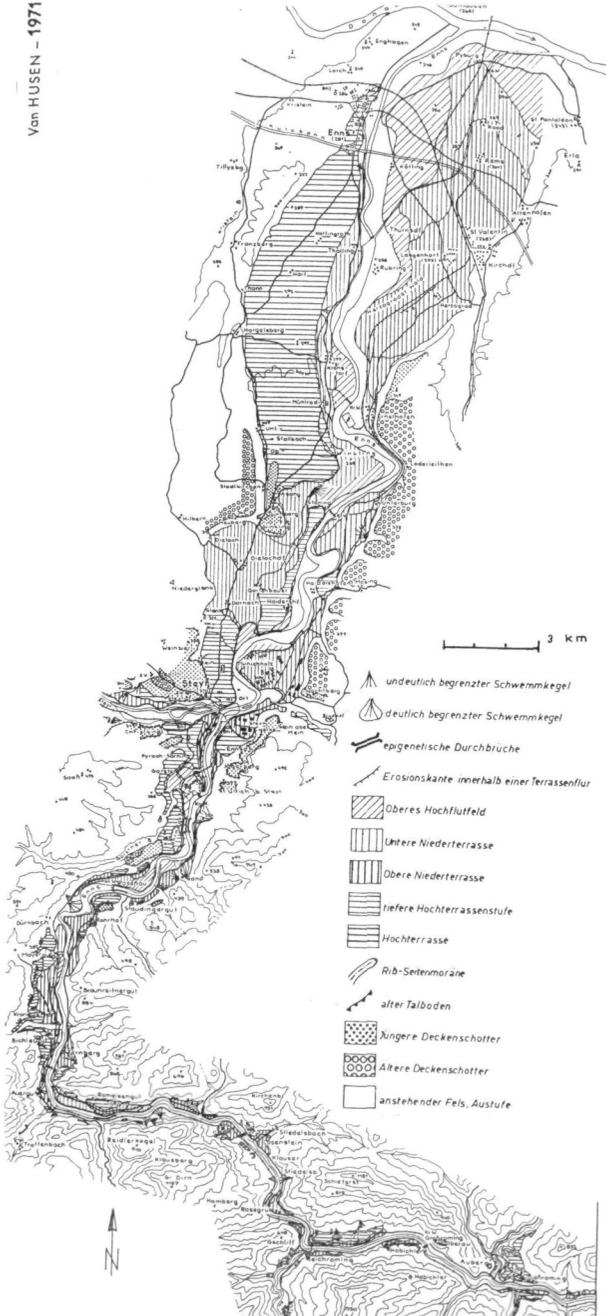


Abb. 72: Terrassenschüttungen im unteren Ennstal. Aus v. HUSEN 1971

zuerst eine Ennsschüttung, dann mehr und mehr den Einfluß der Lokalmaterialzufuhr durch den Laussabach feststellen konnte, der am Abschluß der Schüttung am stärksten ist. Er führt das auf die Bedeutung der periglazialen Frostschuttverwitterung zurück, die die autochthonen Täler zunehmend mit Schutt versorgt hatten. Vielfach liegen über den NT-Flächen noch spätglaziale Schuttkegel der Seitengerinne, die später mit den Terrassen zerschnitten wurden.

Die Bodenbildungen schwanken auf der NT des Ennstales stärker als etwa im Trauntal. So hat v. HUSEN (I/1971 517) über der NT bei der Laussamündung eine auffallend mächtige und kräftige Bodenbildung feststellen könne, während sonst Kalkbraunerden bis verbrauchte Rendsinen vorherrschen. Solche Erscheinungen können bei nicht oder nur schwach karbonatischem Material wie etwa Mergeln immer wieder auftreten. Auböden über dem OHF beweisen das bereits postglaziale Alter dieser untersten Terrassenstufe.

D. v. HUSEN (1971 519) weist auch im unteren Ennstal auf epigenetische Durchbrüche hin, die selbst in diesem engen Tal durch die Wiederauffüllung älterer Talfurchen möglich geworden sind. Er erwähnt sie unterhalb Reichraming, bei der Wendbachmündung, wo eine steile Felsnase auf der rechten Talseite auffällt, ferner beim KW Rosenau im Flysch (heute überstaut) und bei Larndorf. Nördlich Steyr schneidet die Enns östlich ihrer alten Talfurche sogar 20 m in den tertiären Schlier ein.

Abgesehen von den spätrißzeitlichen Terrassenstufen unterhalb des Gesäuses und der anscheinend im Hochriß entstandenen über den Saurüssel führenden HT aus dem Ybbstal, die bei Weyer endet, setzt die **hochglaziale HT** des Ennstales erst bei Großraming ein. Aus der dortigen Lage der HT zwischen zwei Seitenmoränenwällen könnte man auf zwei zeitlich nicht weit auseinanderliegende Gletscherstände schließen, wie sie aus dem Riß durch Endmoränen auch an anderen Gletschern nachgewiesen sind. Die Tatsache, daß die HT unterhalb Großraming zunächst nur in Resten bei Reichraming, bei Breitenfurt oberhalb der Trattenbachmündung zwischen jeweils größeren Unterbrechungen nachweisbar ist und erst ab Ternberg auf beiden Talseiten, später bis über Garsten hinaus vor allem linksseitig auftritt, macht es schwierig etwa zwei Teilfelder im Sinne Pencks zu erkennen. Das dann ab der Trattenbachmündung nachweisbare 10–15 m tiefere HT-Feld wird von v. HUSEN (I/1971 515f) nicht auf einen eigenen Gletscherstand zurückgeführt, sondern ähnlich wie bei der NT auf die Entwicklung an der Donau.

Schon bei Steyr nahm die heute durch die Flüsse Steyr und Enns zerschnittene HT mit ihren steilen Stufenabfällen zur Stadt an der Ennsleiten, vom Tabor mit dem Friedhof und den HT-Resten im untersten Steyrtal eine größere Fläche ein (Abb. 72). Gegen Gleink hin fällt dann die Taborterrasse in Stufen zum unteren HT-Feld und weiter zur NT von Dietachdorf ab. Der heutige Ennslauf mit dem Stausee von Staning wird aber von diesem wärm-

zeitlichen Tal durch den > 4 km langen Rest der HT-Insel von Haidershofen, deren Schliersockel von Westen nach Osten abfällt, getrennt. Die damit verbundene Flußverlegung, die die Anlage eines epigenetischen Durchbruches zur Folge hat, hatte schon A. PENCK beschrieben (P. & B. I/1909 95f). Auf der rechten Talseite sind nördlich Steyr, von einem kleinen Rest bei Weixelgarten abgesehen, keine HT erhalten. Dagegen setzt nördlich des Dürnbergspornes (JDS) das große 12 km lange und bis 2,5 km breite lößbedeckte HT-Feld ein, das geschlossen bis Enns reicht. Ob der äußerste Sporn mit der Altstadt von Enns noch zu diesem Aufschüttungsfeld gehört oder eine Erosionsform in älteren Konglomeraten, etwa JDS verkörpert, ist noch nicht geklärt.

Charakteristisch für die HT ist gegenüber der NT eine leichte Zerdellung durch wasserlose Mulden. Infolge der Abdrängung der periodischen und episodischen Entwässerung an den Westrand, schneidet südwestlich Enns der Moosbach den hier seicht liegenden Schliersockel an, was die dort auftretende Versumpfung und Moorbildung verursacht.

Das von Großraming an etwas steilere Gefälle der HT gleicht sich talabwärts dann dem der NT an. Die Stufe zur NT beträgt anfangs > 20 m und nimmt abzüglich der Lößdecke, die donauwärts zunimmt, auf 12–15 m ab.

Der Aufbau der HT ist ähnlich wie bei der NT, nur daß eine wesentlich stärkere Verfestigung und an der Oberfläche eine weiter fortgeschrittene lehmige Verwitterung auftritt. Während im Alpenbereich der Felssockel mit dem unter der NT weitgehend übereinstimmt, ist gegen die Donau hin die NT etwa bei Thalling und Kronsdorf 5–10 m tiefer in den Schlier eingeschnitten. An mehreren Stellen wie z. B. bei Hiesendorf wird dieser Sockel der NT von der Enns angeschnitten, wobei austretendes Grundwasser einen Quellhorizont bildet. Da hier auf der linken Flußseite nur ein schmaler NT-Streifen vorliegt, ist anzunehmen, das die Schliersohle östlich des Flusses allmählich tiefer abfällt.

Im großen HT-Feld südlich Enns sind die Schotter deutlich in ein Schlierrelief eingelagert (FLÖGL I/1983), so daß die Schottermächtigkeit einschließlich Lößdecke von ca 30 m im Süden auf 17–18 m im Norden abnimmt und nach Westen hin allmählich auskeilt. An einzelnen Kuppen wird sie auch inmitten der Terrasse auf ca 12 m reduziert. Auch die Lößmächtigkeit schwankt bei Zunahme nach Norden zwischen 5 bis > 8 m. An der Grenze zum Schotter ist stets der intensiv rötlichbraune verlehnte fossile Boden des Riß/Würm-Interglazials anzutreffen (siehe Teil III).

Wie schon in Kap. 8.1. ausgeführt, setzen die ersten den **mindelzeitlichen JDS** zuzuordnenden Schotterreste unterhalb Großraming ein, womit trotz Fehlens entsprechender Endmoränen ein Gletscherende noch innerhalb der Kalkalpen zwischen Ternberg und Großraming anzunehmen ist. Sind diese Schottervorkommen anfangs auf die schon früher erwähnten kleinen Reste in Oberau 2 km unterhalb Großraming und bei Dirnbach im Reichramingtal

beschränkt, so werden sie von Ternberg abwärts zahlreicher und größer, bis sie bei Steyr von St. Ulrich an am Fuße des Damberges eine geschlossene von 377 bis > 360 m abfallende Leiste bilden. Im untersten Steyrtal bestehen die Terrassensporne oberhalb Steyrdorf und bei Christkindl aus JDS. Damit ist die Verlegung des Steyrlaufes aus der unmittelbar zur Donau führenden Wolfener Rinne zur Enns bei Steyr während der Mindeleiszeit erwiesen.

Nördlich Steyr ist abgesehen vom Herantreten der Wolfener Schüttung bei Hargelsberg und Thann an das Ennstal JDS nur noch im Sporn von Dürnberg am Heuberg bei Stadlkirchen und rechtsseitig nordöstlich Ernsthofen anschließend an die ÄDS der Loderleiten erhalten (Abb. 72 und 73).

Das höhere Alter der JDS geht neben der höheren Lage und einer deutlich stärkeren Verfestigung auch aus den rotbraunen Verwitterungslehmen, dem Auftreten geologischer Orgeln, der unruhigeren, z. T. schon zertalten Oberfläche und bei Steyr einer entsprechend durch fossile Böden gegliederten Lößdecke mit mindestens zwei kaltzeitlichen Lößpaketen hervor (FINK I/1976 79ff).

An Hand der alten Talbodenreste, über denen die JDS liegen, konnte v. HUSEN (I/1971 514) gegenüber den jüngeren Terrassen eine Verstellung nachweisen, die er als Folge einer inzwischen erfolgten Gebirgshebung deutet.

Nachdem v. HUSEN (I/1971 513) Reste von **ÄDS** im Ennstal südlich Steyr nur bis in den Bereich Rosenau (Abb. 72 und 73) feststellen konnte, ist nicht auszuschließen, daß der maximale günzzeitliche Ennsgletscher noch die Flyschalpen erreicht hatte. ÄDS begleiten bzw. begrenzen das Ennstal im Vorlandbereich auf der linken Seite geschlossen von Steyr bis westlich Kronstorf und nach der Unterbrechung Hargelsberg – Thann wieder inselartig im Höhenzug Franzensberg – Rabenberg südwestlich Enns, auf der rechten Seite, nur unterbrochen durch die Talausmündung des Erlabaches, geschlossen bis zum Sporn des Breitfeldes bei Erla. Die ÄDS überragen beiderseits der Enns die jüngeren Terrassen mit einem hohen als Quellhorizont hervortretenden Schliersockel, der auf der Ostseite im Bereich der stark zu Rutschungen neigenden Loderleiten südlich Ernsthofen unmittelbar zum Fluß abfällt (vgl. Querprofile Abb. 73).

Der Höhenzug in 420 m zwischen Weinzierl und Enzengarn nordwestlich Steyr dürfte vor dem in der Mindeleiszeit erfolgten Durchbruch der Steyr zum Ennstal die beiden großen Schwemmfächer der ÄDS aus der Steyrtalschüttung (östliche Traun-Enns-Platte) und aus dem Ennstal (Enns-Ybbs-Platte) getrennt haben. Dafür spricht in beiden Fällen die jeweils am Alpenrand ansetzende fächerförmige Zertalung und auch die lithologische Zusammensetzung der Schotter. Somit war damals die Hauptschüttung aus dem Ennstal dem Alpenrand entlang nach Osten zum unteren Ybbstal hin gerichtet und durch den älteren Höhenzug des Strengberger Hügellandes mit der Oeder Hochflur vom Donaubecken des Machlandes getrennt. Daß es sich dabei um ein altes

Ennstal handelt, das während der Günzeiszeit aufgefüllt wurde und so die Verlegung des Flusses zur Donau bei Enns ermöglichte, war bereits A. PENCK (P. & B. I/1909 98 f) bekannt. In der klassischen Terrassenfolge bei Steyr (Abb. 74) sah er die Bestätigung seiner vier alpinen Eiszeiten (S. 89ff). Die Bedeutung dieses Raumes für die Eiszeitforschung dieser Zeit kommt in den Exkursionen anlässlich des IX. Internat. Geologenkongresses 1903 in Wien (PENCK & RICHTER I/1903 21–26) und auch noch zur Zeit des III. INQUA-Kongresses 1936 in Wien (GÖTZINGER I/1936 68–74) zum Ausdruck. 1979 erfuhr dann dieser Raum in der umfangreichen Habilitationsschrift von H. FISCHER (I/1979 137ff und I/1994 33ff mit Kartenbeilagen 6–10) durch den Einbau dieser Ennsschüttung in die gesamte Landschaftsentwicklung an und östlich der Enns eine gründliche Neubearbeitung.

Die Schüttung der ÄDS der Enns zum unteren Ybbstal ist in drei Abschnitte gegliedert: In den sehr ausgeprägten Haager Schwemmfächer, der ab St. Peter i. d. Au in die vom Uraltal zerschnittene nur mehr 5–7 km breite Aschbach-Seitenstetterer Plate übergeht und an die nach Erreichen des breiten unteren Ybbstales die südlich des Flusses erhaltene Euratsfeldener Plate anschließt. Vom Ybbstal her wurden weder JDS noch ÄDS geschüttet, weil das durchlaufende Tal erst seit der späteren Rißeiszeit besteht (siehe oben).

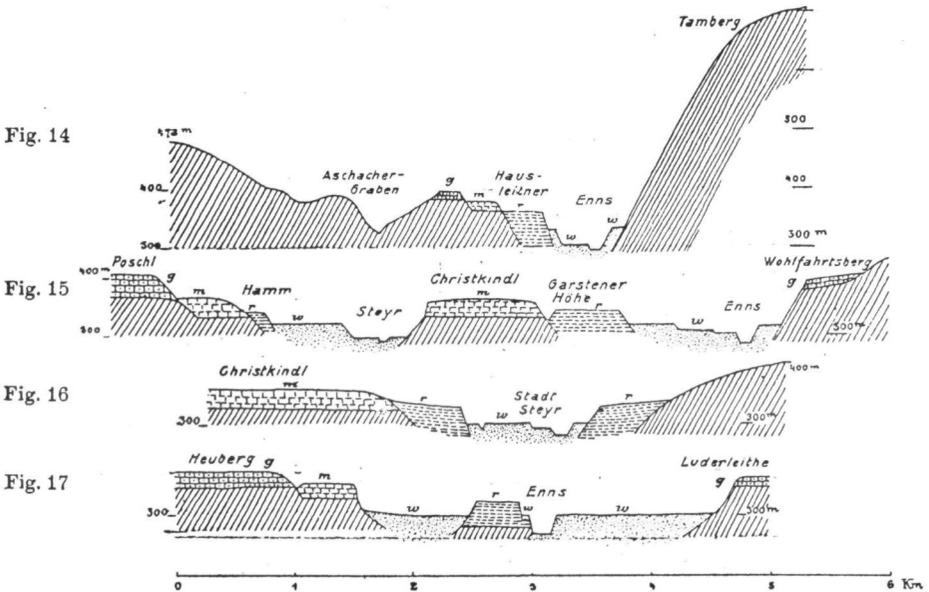
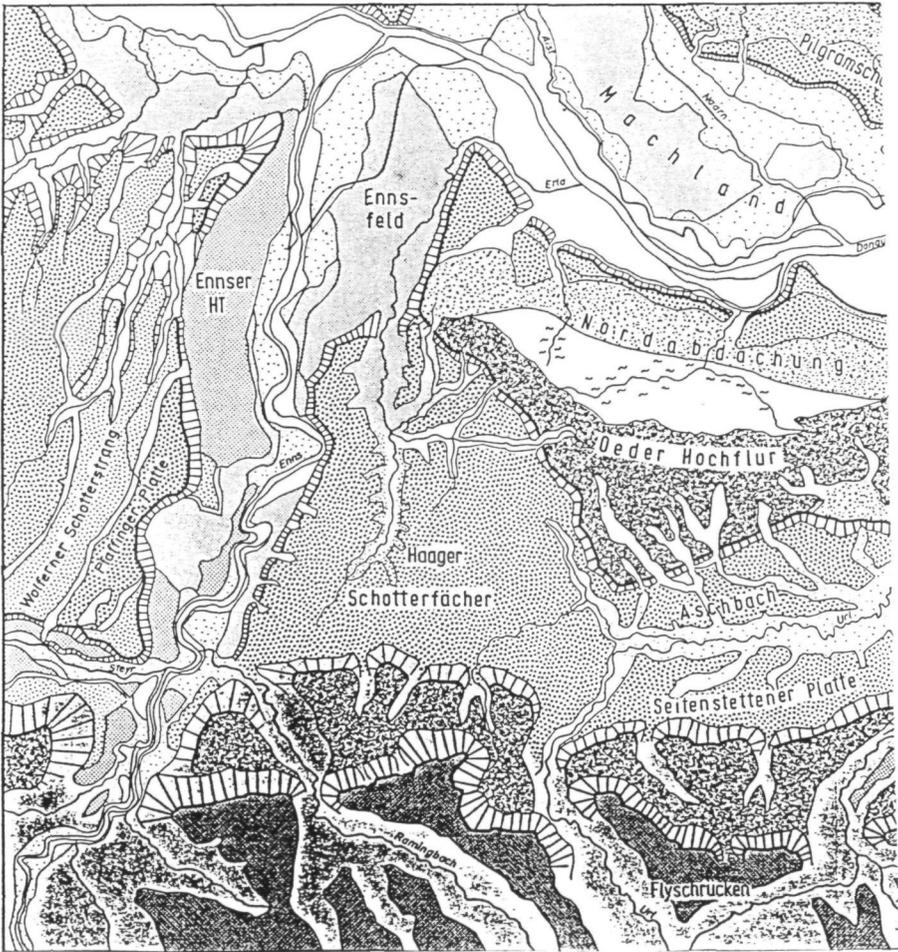


Abb. 74: Querprofile durch das Ennstal bei Steyr nach PENCK & BRÜCKNER 1909 S. 91

Hier soll nur der sich etwa 11 km nach Norden und > 13 km nach Osten erstreckende Haager Schotterfächer in die nähere Betrachtung einbezogen werden (Abb. 75), der in seiner Gesamtanlage das typische Bild eines Schwemmfächers zeigt, dessen Wurzel unmittelbar am Alpenrand bei Steyr in etwa 385 m liegt und der nach Osten bis St. Peter auf etwa 350 m abfällt, was das relativ große Gefälle von 3,3 ‰ ergibt. Die Schottermächtigkeit nimmt entsprechend von etwa 20 m gegen die Ränder hin auf 10–15 m ab, woraus sich für die Schlierunterlage ein geringeres Gefälle ergibt. Im Aufbau fällt mit der Entfernung von der Schüttungswurzel eine Zunahme des Quarz- und Kristallinanteils von 10–20 % bis auf > 50 % auf, die wohl ähnlich wie weiter im Westen durch Aufnahme umgelagerter Schotter aus dem Vorland zu erklären ist. Am Flyschrand erwähnt H. FISCHER (I/1979 145ff) auch die Verzahnung mit durch kaltzeitliche Solifluktion zugeführtem Flyschschutt. Auch bis in 8 m Tiefe reichende kryoturbate Störungen, wobei ungestörte Zwischenlagen auf eine syngenetische Entstehung (gleichzeitig mit der Schotterablagerung) hindeuten, bestätigen die kaltzeitliche Schüttung (S. 149). In einer Anzahl von Aufschlüssen werden die Schotter mit ihrer sich wandelnden Zusammensetzung beschrieben wie auch auf ihre tiefgründige Verwitterung zu „Pechschottern“ bis > 8 m mit Resten eines rötlichen Paläobodens und im südlichen Bereich auch auf dolinenartige Bildungen hingewiesen wird (S. 147ff).

Die radiale Zertalung, aus der schließlich das größere nach Norden gerichtete Tal der Erla hervorgeht, macht auch die Umschwenkung der Schüttungsrichtung von Osten nach Norden deutlich. Typisch für den ÄDS ist das Einsetzen der Zertalung an der Wurzel in Form flacher wasserloser Dellen, die mit fortschreitender Eintiefung in periglazial beeinflusste asymmetrische Täler bis zu Kasten- und Sohlentälern übergehen, wobei die bereits in den Schliersockel eingesenkten Abschnitte durch den flachen Hangfuß ein charakteristisches Querprofil annehmen (S. 151f und Teil III, Periglazialgebiet). Die Löß- bzw. Löß-Lehmbedeckung über den ÄDS schwankt stark und reicht von wenigen Metern bis etwa 10 m. D. v. HUSEN erwähnt östlich Dorf, > 7 km NNO vom Stadtzentrum Steyr, 10 m Löß mit zwei Verwitterungszonen über rotbraunen verlehmtten Schottern (I/1971 512).

Überreste **vorgünzeitlicher** Schüttungen werden von H. FISCHER (I/1979) im Bereich des Strengberger Tertiärriedellandes beschrieben, wo er über den ÄDS drei Höhen terrassen unterscheidet und sie dem ältesten Quartär zuordnet (dazu Teil III, Donautal). Den plateauartigen Abschluß dieser Anlage bildet in etwa 400 m die 20 km lange, schotterbedeckte „Oederhochflur“ in der FISCHER den Rest einer oberpliozänen Fläche sieht, die nördlich der Donau vom Rand des Kristallingebietes des unteren Mühlviertels und südlich des Urtales als Piedmontflächen den Flyschalpenrand bilden



Quartäres Akkumulationsrelief:

- rezente Talauen
- Niederterrassen: tiefere/höhere
- Hochterrassen
- Jüngere Decken
- Ältere Decken

- Reste von Höhenterrassen
- terrasierte Schlieriedel (ohne Schotterdecken)

Tertiäres Erosionsrelief:

- I. Oeder Hochflur im Vorland und entspr. Fußflächen am Massiv- u. Alpenrand

Abb. 75: Ausschnitt aus H. FISCHER 1979, Tafel 2: Geomorphologische Gliederung Alpenvorland-Kristallinmassiv-Alpenrand im westlichen NÖ.

(Abb. 75). Diese weite Einebnung wird als Ausgangsfläche für die Eintiefung der Täler im Quartär betrachtet (S. 11–116 und 194, dazu ebenfalls Teil III).

Auf der in der Literatur als Enzengarn bezeichneten Anhöhe in 400–420 m nordwestlich Steyr hatte schon J. ROHRHOFER (I/1938 Kartenbeilage) Schotter verzeichnet. H. FISCHER stuft diese in die Gruppe der „Höhenterrassen“ ein, was nach dem Abstand von 20 m über dem ÄDS möglich erscheint.

Auf der Suche nach diesen Schottern anlässlich eigener Begehungen (vor allem 1974) konnten vergleichbare Schotter nicht gefunden werden. Dagegen zeigte ein Aufschluß anlässlich eines Wasserleitungsbaues in etwa 400 m bis 1,5 m kräftig marmorierten Pseudogley, darunter bis zur Aufschlußsohle in 3 m gelbbraunen tonreichen Lehm mit vereinzelt Schotterstücken von Quarz und stark angeätzten Quarziten bis 15 cm Durchmesser und vor allem stark angewittertem relativ grobem Flyschschutt. Diese Beobachtung erweckt den Eindruck, daß es sich hier kaum um fluviatile Schotter, sondern eher um Lokalmaterial aus den Flyschalpen handelt, dem vereinzelt Quarze und Quarzite durch Umlagerungen aus dem Vorland beigemischt sind. So könnten diese Sedimente mit den von H. Fischer östlich der Enns beschriebenen Piedmontflächen zu tun haben. Weder für die „Höhenschotter“ H. Fischers noch für die Schotter der Oeder Hochflur gibt es Hinweise auf Beziehungen zu alpinen Vergletscherungen.

9 DIE EISZEITLICHE VERGLETSCHERUNG DES BÖHMERWALDES

Wie schon im Teil I angeführt, ist aus dem auf die höchsten Bereiche (über 1200–1300 m) des Böhmerwaldes beschränkten typischen glazialen Formenschatz wie Kare mit Seen, versteilte Talhänge, blockreiche Moränenwälle u.dgl., der im Gegensatz zu den sonst vorherrschenden Altflächen steht, schon lange auf eine eiszeitliche Vergletscherung geschlossen worden. Es betrifft dies die höchsten Teile des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges um den Gr. Arber (1456 m), den gesamten Bereich zwischen Falkenstein (1312 m), Rachel (1453 m) und Lusen (1373 m), ferner das oberste Moldaugebiet in Böhmen, dort auch den Kubany (1362 m) und schließlich davon abgesetzt die Dreiseselberg-Plöckensteingruppe im Dreiländerbereich Böhmen, Bayern und Oberösterreich.

Die Auffassungen über die Ausdehnung dieser Vergletscherung war starken Schwankungen unterworfen, weil G. PREHÄUSSER (I/1955 u. a.) über den typischen glazialen Formenschatz hinaus auch das Areal der Verbreitung der von ihm „Firmeisschutt“ genannten Sedimentdecke in die ehemalige Vergletscherung einbezogen hatte. Schließlich konnte P. J. ERGENZINGER (1965 und I/1967) seine Vorstellung über diese Vergletscherung auch kartogra-

phisch festhalten, woraus sich eine zwar nicht zusammenhängende, aber doch jeweils über die hohen Gipfelbereiche hinwegziehende Verfirnung ergab, aus der auch eine Reihe von Talgletschern hervorging, die den glazialen Formenschatz hinterlassen haben (Abb. 76). Für die tschechischen Gebiete, die damals nicht begehbar waren, wird nur eine extrapolierte Verbreitung angegeben (ERGENZINGER I/1967).

Der Autor konnte drei würmzeitliche Stände feststellen, für die er Schneegrenzen um 1060 m für die tiefstgelegenen Moränen, um 1140 m für die „Blockmoränen“ und 1230 m für die „Karmoränen“ berechnete. Über diese Würmvergletscherung hinaus gibt es auch tiefer herabreichende Spuren einer oder mehrerer älterer Vereisungen. Der längste würmeiszeitliche Gletscher erreichte 7 km, meist werden aber 3–4 km nicht überschritten.

Der östlichste Vergletscherungsbereich reicht nach ERGENZINGER (I/1967) vom Dreisesselberg (1332 m) über den Plöckenstein (1378 m) zum Hochficht (1338 m) und endet an dessen Abfall zum Sattel der Schöneben. Die auffal-

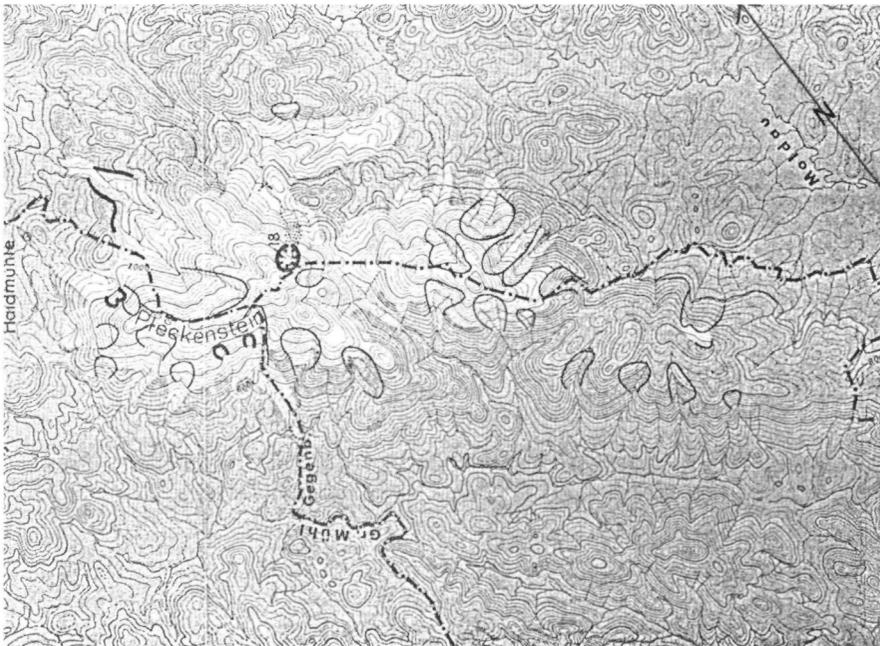


Abb. 76: Ausschnitt aus der Karte: Die maximale Ausdehnung der würmzeitlichen Vergletscherung des Böhmerwaldes von P. ERGENZINGER 1967. Die Plöckensteingruppe im Dreiländerbereich Bayern, Böhmen und Oberösterreich. Mit Nr. 18 ist das Plöckensteiner Seekar bezeichnet.

lendste Erscheinung ist das nach Norden gerichtete und damit auf der böhmischen Seite gelegene Kar mit dem Plöckensteiner See der von einer mächtigen Blockmoräne abgedämmt wird. Die Würmvergletscherung muß aber hier talauswärts noch Spuren von zwei weiteren Gletscherständen hinterlassen haben. Längere Talgletscher folgten auch an der Grenze Oberösterreichs zu Bayern dem Gegenbach, wo Moränen in knapp 700 m verzeichnet sind, wie auch auf bayerischer Seite Richtung Haidmühle. Auch am Hochficht wird beiderseits der Staatsgrenze eine Vergletscherung angenommen, die eine Reihe karoidartig überformter Quelltrichter hinterlassen hat. Dem „Firneisgrundschutt“ vergleichbare dicht gepreßte plattige Schuttmassen konnten beim Bau des Parkplatzes unterhalb des Dreisesselberges, allerdings in einem Bereich beobachtet werden, der auf der Karte Ergenzingers als vergletschert angegeben ist, so daß es sich hier auch um Grundmoräne handeln könnte (Kohl unveröff. Beobachtung).

Hat lange die Dreisesselberg-Plöckensteingruppe als der östlichste vergletscherte Teil des Böhmerwaldes gegolten, so konnte H. NAGL (I/1982) gewisse geomorphologische Nachweise erbringen, die auch noch eine Vergletscherung des Sternsteins, 1125 m, wahrscheinlich machen. Dieser schon etwas isolierte Ausläufer des Böhmerwaldes weist auf seiner Ostseite einen Steilabfall auf (Ski-Abfahrtspiste) an dem eine zungenbeckenähnliche Wanne, das Quellgebiet der Gr. Rodl, anschließt, die nach NAGL (S. 224) von zwei 500–600 m auseinanderliegenden Moränenwällen abgeschlossen wird. Daraus schließt der Autor auf eine entsprechende Verfirnung der Bergkuppe von der neben einem nach Osten abfließenden Gletscher auch ein kleinerer nach Norden gegen die Ortschaft Dürnau abfloß (Abb. 77), wo er ebenfalls Moränen zweier Gletscherstände anführt. Aus den inneren Moränen leitet NAGL eine würmzeitliche, aus den äußeren eine rißeiszeitliche Vergletscherung ab. Für die würmzeitliche Vergletscherung kommt er auf eine für diese Eiszeit sehr tiefe Schneegrenze von nur 950–960 m, während ERGENZINGER im Hauptvergletscherungsgebiet des Böhmerwaldes für die maximale Ausdehnung mit 1030–1100 m rechnet. Wenn überhaupt, dann käme nur ein Vergleich mit Ergenzingers Maximalstadium in Frage. Nun sind Schwankungen der Schneegrenzlagen auf Grund verschiedener Faktoren (Relief, Niederschlag u. a.) immer wieder nachzuweisen; im Falle des Sternsteins bereitet die Annahme einer so tiefen Schneegrenze für die Würmeiszeit insofern gewisse Schwierigkeiten, als die isolierte Lage zwar nach gegenwärtigen Verhältnissen gerade noch um 1000 mm Niederschlag zuläßt, aber gleich östlich davon bereits der Einfluß kontinentaler Klimaverhältnisse aus Südböhmen und auch vom Waldviertel her spürbar ist. Es wäre gerade hier von Bedeutung, wenn ein Nachweis für die Einstufung der inneren Moränen in die Würmeiszeit auch noch durch andere Argumente möglich wäre.

10 DER RÄUMLICHE UND ZEITLICHE ABLAUF DER EISZEITLICHEN VERGLETSCHERUNG IN OBERÖSTERREICH

Der gesicherte Nachweis einer bis ins Alpenvorland reichenden Großvergletscherung ist in Oberösterreich ab der Günzeiszeit durch Moränen und mit ihnen verknüpften Schmelzwasserschüttungen, den ÄDS, gegeben. Die ein Stockwerk höher liegenden, in ihrer Zusammensetzung den ÄDS ähnlichen Schotter von Reuharting-Schnelling im Traun- und Almgebiet dürften ebenfalls als Rest einer glazifluvialen Schüttung zu deuten sein, obwohl zugehörige Moränen bisher nicht nachzuweisen waren. Sie sind als prägünzeitlich einzustufen und könnten mit der Donauzeit EBERS (1930) zu tun haben, der L. WEINBERGER im Inngebiet die Eichwaldschotter zugeordnet hat (I/1955). Für die noch höheren und älteren völlig fossilereen Restschotter des Innviertels wie die Geiersberg-, Trittfeld-Federnbergschotter läßt sich kaum eine glazifluviale Schüttung nachweisen; das gilt auch für die Forstholzsotter bei St. Florian südlich Linz, wobei wenigstens zum Teil ältestpleistozäne periglaziale Schotterumlagerungen nicht auszuschließen sind.

Die letzte gesicherte Zeitmarke stellen die Deckschotter bzw. die Kohlenserie des Kobernaußerwald-Hausruckrückens dar, die bis in die pontische Stufe (= oberstes Miozän vor > 5 Mio. Jahren) reichen. Dann wird die Sedimentation aus den Alpen heraus unterbrochen und von einer stufenweisen Erosion abgelöst, die eine entsprechende Umlagerung der älteren Schotter zur Folge hatte. Wie weit diese Schotter dem Pliozän oder dem ältesten Pleistozän zuzurechnen sind, muß zunächst offen bleiben (vgl. Dazu Teil III).

Es stellt sich somit die Frage, wo hier die im schwäbischen Alpenvorland der Bibereiszeitgruppe zugeordneten höchsten Schotter bleiben. Möglicherweise waren damals die östlichen Ostalpen für eine Großvergletscherung noch zu niedrig, so daß es nur zu periglazialen Schüttungen aus Lokalmaterial der Hausruckschotter kam.

Von dem nach heutiger Ansicht etwa 2,4 Mio. Jahre dauernden pleistozänen Eiszeitalter entfallen nur etwas mehr als 700.000 Jahre auf die Zeit der bekannten alpinen Großvergletscherungen. Für den mehr als doppelt so langen vorausgehenden Zeitabschnitt gibt es aber in Oberösterreich keinen Nachweis einer zumindest den Alpenrand erreichenden Vergletscherung. Daraus folgt, daß für die Großvergletscherungen nur < 1/3 der Gesamtdauer des Eiszeitalters bleibt und diese auf das Mittel- und Jungpleistozän beschränkt sind. Die 1,7 Mio. Jahre des Ältest- und Altpleistozäns weisen somit sehr große Sedimentationslücken auf, während der es bei gleichzeitigen großräumigen tektonischen Verbiegungen auch zu einer gewaltigen Ausräumung im öö. Zentralraum, vor allem im Bereich der Traun-Enns-Platte gekommen sein muß. Erst dadurch ist die dort deckenartige Ablagerung der ÄDS möglich geworden. Diese Ausräumung muß bereits vor Ablagerung der

Schotter von Reuharting-Schnelling stattgefunden und sich zwischen diesen und den ÄDS fortgesetzt haben. Allein das Mengenverhältnis der in relativ geringen Resten erhaltenen Schotter von Reuharting-Schnelling und deren Äquivalenten zu den ÄDS läßt darauf schließen, daß in der Zwischenzeit im ö. Zentralraum ungeheure Mengen an Schottern umgelagert und zusammen mit Molassesedimenten ausgeräumt worden sind, was die Annahme entsprechend langer Zeiträume ohne nennenswerte Vergletscherung voraussetzt.

Versuche, die Günzsedimente paläomagnetisch zu datieren, haben bisher nur unsichere Anhaltspunkte ergeben. Wiederholte Probenreihen aus den Deckschichten der ÄDS in Linz (Froschberg) haben nur positive Werte geliefert (KOHL I/1976 37–41 und 1978 13–18). Das gilt auch für Einzelproben aus den Günzmoränen am Salzachgletscher, wo leider diese Sedimente nicht die Entnahme größerer geschlossener Probenreihen erlaubten (FINK 1980). Dagegen sind am Rheingletscher auch negative Werte ermittelt worden (HABBE 1995 58, DOPPLER G. & H. JERZ 1995 46). Wenn auch nicht unbedingt gesichert ist, ob es sich in beiden Fällen um Sedimente der gleichen Eiszeit handelt, so wird man die Günzzeit dennoch im Grenzbereich der Magnetumkehr (Brunhes/Matuyama), also um 780.000 v.h. (vgl. Tab. 1 Teil I) annehmen dürfen.

Im ö. Raum nimmt die Vergletscherung sehr rasch von Westen nach Osten hin ab; in der Würmeiszeit von dem in seinen Ausmaßen noch beträchtlichen Salzach-Vorlandgletscher zu den durch ein Eisstromnetz verbundenen, am Alpenrand endenden Zweigen des Traungletschers bis zu den weiter östlich immer tiefer innerhalb der Alpen endenden Talgletschern des Enns- und Ybbstales; gegen den Alpenostrand hin erfolgt schließlich die völlige Auflösung in Lokal- und Kargletscher. Dagegen erreichten in den älteren Eiszeiten mit Ausnahme der Gletscher des Ennstales auch noch jene östlich der Salzach das Alpenvorland. Liegen die Reißendmoränen am Traungletscher noch relativ nahe außerhalb der Würmendmoränen, so beträgt der Abstand zwischen diesen beiden Gletscherständen am Steyr-Krems- und am Ennsgletscher bereits etwa 40 km. Der Grund für diese Entwicklung ist neben der zunehmenden Klimakontinentalität vor allem in den nach Osten hin abnehmenden Gebirgshöhen zu suchen, wo schon geringe Schneegrenzenschwankungen das Vergletscherungsareal beträchtlich vergrößern oder verkleinern können. Auf diese Tatsache weisen bereits PENCK (P. & B. 1909 256) und auch spätere Autoren hin (NAGL 1972 145f, u.a.).

Zu den auffallenden Erscheinungen in Oberösterreich zählt auch, daß von Westen kommend erstmals am Salzachgletscher Endmoränen der Günzzeit vor jenen der nachfolgenden jüngeren Vereisungsperioden erhalten sind, was bei den östlich folgenden großen Talgletschern noch deutlicher hervortritt. Das mag z. T. durch Änderungen in der Vorstoßrichtung begünstigt worden sein, setzt aber nach Osten hin gegenüber der jüngeren Vergletscherung auch

eine zunehmend größer werdende Günzvergletscherung voraus. Eine Erklärung dafür ist insofern schwierig, als sie kaum in einer damals größeren Hebung der östlichen Ostalpen gesucht werden kann. Man wird primär eher an eine Verschiebung der Klimaschwelle zwischen dem feuchteren atlantisch beeinflussten und dem trockeneren kontinentalen östlichen Bereich denken müssen. Die Tatsache, daß in Oberösterreich die Günzeiszeit durch volle glaziale Serien im Sinne A. PENCKS (P. & B. 1909 16) nachweisbar ist, ließe auch die Festlegung einer Typlokalität in diesem Raum zweckmäßig erscheinen, wofür das Gebiet des Traunseegletschers nördlich Gmunden oder auch des Steyr-Kremsgletschers um Sattledt in Frage käme.

Die Zuordnung der erhaltenen Endmoränen zu den klassischen alpinen Eiszeiten Pencks dürfte in OÖ weitgehend geklärt sein, auch wenn es bei der Unterscheidung der Mindel- und Rißmoränen lange noch Unklarheiten gegeben hatte. Entscheidende Kriterien sind dabei nicht nur die Verknüpfung der Moränen mit den jeweils altersgleichen Terrassenschottern. Auf den Moränen bieten auch die bedeutenden Verwitterungsunterschiede, die in verschieden tief eingreifenden Reliktböden zum Ausdruck kommen, ein gutes Unterscheidungsmerkmal; auf den Terrassen, die durch Paläoböden gegliederten Löß- und Lehmdecken, wofür in OÖ. sehr gute Voraussetzungen gegeben sind (siehe Teil III). Weiters kann, muß aber nicht immer, periglaziale Überformung die Unterscheidung untermauern.

Bei der Unterscheidung zwischen Mindel- und Rißsedimenten spielt auch die zwischen diesen beiden Eiszeiten erfolgte besonders ausgeprägte interglaziale Tiefenerosion eine wesentliche Rolle. So liegen die Mindelsedimente grundsätzlich auf einem wesentlich höheren, meist noch mit Resten älterer Quartärsedimente (Günz und WNF) bedeckten Tertiärsockel als die Rißsedimente.

Beim Vergleich der Günz- mit den Mindelmoränen fällt auf, daß die Günzmoränen relativ flach sind und unauffällig in die anschließenden, im Wurzelbereich sehr mächtigen Schwemmfächer der ÄDS übergehen (besonders ausgeprägt in der Traun-Enns-Platte), während die oft bis 80 m mächtigen Mindelmoränen beherrschende Rücken (Ardenberg, Wälle von Ohlsdorf und Eisengattern sowie beiderseits des oberen öö. Kremstales) bilden und im Vergleich dazu die anschließenden Fluren der JDS relativ bescheiden ausfallen. Es ist also in diesem Fall jeweils ein größerer Teil des anfallenden Materials in den Moränen liegen geblieben.

Eine weitere Frage ist, wie weit Moränen und glazifluviale Schüttungen eine Untergliederung der bekannten Eiszeiten zulassen, wobei mehrere Moränenwälle oft nur auf zeitlich nahe beieinander liegende Oszillationen der Gletscher zurückgehen und Terrassenstufen der glazifluvialen Schüttungen nicht unbedingt als Folge einer Klimaschwankung angesehen werden können.

Während die Günzzeitlichen Endmoränen am Salzachgletscher kaum eine weitere Gliederung erkennen lassen, verweist G. DOPPLER (1980 20ff) auf eine im Alzgebiet durch Seesedimente gegliederte Grundmoräne, die aller Wahrscheinlichkeit nach der Günzzeit zuzuordnen ist und somit eine größere Schwankung dieser Gletscher voraussetzt. Der Günzmoränenkomplex der Traungletscher zwischen Lindach und Vorchdorf besteht neben dem beherrschenden Höhenzug von Berg auch aus einigen bis über die Autobahn nach Norden vorgelagerten Kuppen und einem im Süden bei Matzing entwickelten etwas niedrigeren Wallrest. Östlich der Laudach schließen die Günzmoränen dieses Gletschers in Form eines Doppelwalles an die Flyschalpen an (Abb. 30). Doppelwälle hinterließ auch der bis Vorchdorf reichende Almgletscher beiderseits des Almflusses. Eine undeutliche Wellung ist auch an dem sonst geomorphologisch wenig auffallenden Günzmoränen des Steyr-Krems-Gletschers bei Sattledt zu erkennen. Auf eine Gliederung der Günzsedimente könnte ein Aufschluß im Donautal am Nordende der Traun-Enns-Platte hinweisen (dazu Teil III).

Eine besondere Stellung nimmt die Weiße Nagelfluh (WNF) ein, deren sicherer Nachweis auf den Bereich zwischen Alm- und dem öö. Kremstal beschränkt ist (Kap. 6.2 und 7.2). Ob es sich dabei um eine glazifluviale Schüttung handelt, ist nicht völlig geklärt. Tatsache ist, daß sie eine eher kalt- als nur kühlzeitliche Schüttung darstellt und daher auch auf eine Vergletscherung der anschließenden Alpen zurückgeführt werden könnte, bei der ein Vergleich mit den großen alpinen Vergletscherungen insofern schwer fällt, weil ihre Schüttung kaum über die günzzeitlichen Zungenbecken hinaus reicht und auch in den anschließenden Gebieten nicht nachgewiesen ist – vielleicht deshalb, weil sie dort lithologisch nicht auffällt. Für die Stratigraphie des mittleren Pleistozäns ist jedoch die WNF von großer Bedeutung, teilt sie doch als kaltzeitliches Sediment das sog. Günz-Mindel-Interglazial in zwei sehr ausgeprägte, zeitlich nahe beieinander liegende Warmzeiten, deren Bodenbildungen sich überall dort, wo dieses Sediment fehlt, (weit verbreitet in der Traun-Enns-Platte) sowohl in ihrer Intensität (rötliche Färbung) und auch in deren Tiefenwirkung (Löchrigkeit) summieren. Dieses Doppelinterglazial übertrifft somit auch in seinem Zeitausmaß weit das Mindel-Riß-Interglazial, das von A. PENCK (P. & B. 1909 1161f) als längstes Interglazial betrachtet wurde und als „Großes Interglazial“ immer wieder in der Eiszeitliteratur zu finden ist. Penck ging von der großen, alle anderen damals bekannten Interglaziale übertreffenden Tiefenerosion aus, die aber als Folge tektonischer Vorgänge nichts über die Intensität und zuwenig über die Dauer dieser Warmzeit aussagt. Es wäre daher zweckmäßig, den Begriff des „Großen Interglazials“ fallen zu lassen.

Der ebenfalls auf A. PENCK (P. & B. 1909 116ff) zurückgehende Begriff der „präglazialen Landoberfläche“ erscheint insofern überholt, als Penck diese

zeitlich unmittelbar vor Einsetzen der Günzeiszeit annahm. Inzwischen sind aber auch noch ältere Vergletscherungen bekannt geworden; außerdem setzt nach heutigen Kenntnissen das pleistozäne Eiszeitalter schon viel früher ein als zu Pencks Zeiten angenommen.

Stratigraphisch wäre es naheliegend, die WNF mit der Haslacheiszeit des Rheingletschers (SCHREINER & EBERL 1981) zu vergleichen, was jedoch Probleme bezüglich des Ausmaßes der Gletscherausdehnung hervorruft. Möglicherweise liegt der Grund darin, daß damals die Ostalpen für eine mit dem Rheingletscher vergleichbare Eisausbreitung noch zu niedrig waren.

Während aus der Anordnung der Mindelmoränen im Salzachgletschergebiet kaum eine Gliederung herausgelesen werden kann, was auch, von undeutlichen Ansätzen abgesehen, für die westlichen Zweige des Traungletschers gilt, spaltet sich der dominierende Mindelwall des Traunseegletscherzweiges (Kap. 5.2) von Eisengattern an bis nach Laakirchen sehr deutlich in zwei, z. T. girlandenförmig verlaufende Wälle auf, denen beckenwärts und auch höhenmäßig etwas abgesetzt auch noch weniger prägnante Moränenreste eines innersten Gletscherstandes folgen. Diesen drei Gletscherständen entsprechen auch drei Stufen des von Ohlsdorf nach Norden verlaufenden Moränenzuges.

Verfolgt man die Schmelzwasserabflüsse der Mindelvergletscherung, so zeigt sich deutlich eine etappenweise Verlegung des jeweiligen Hauptabflusses vom Almtal, wohin auch noch der günzeitliche Traunseegletscher ausgerichtet war, bis zum heutigen Trauntal. Während die zum Almtal gerichtete Schüttung von JDS im äußeren Wall wurzelt, läßt sich die über Lindach zum Wimbachtal gerichtete Schüttung, wie deutlich zwei Taldurchbrüche durch den äußeren Wall zeigen, vom inneren Wall ableiten. Erst durch eine weitere Verlegung des Hauptabflusses nach Westen in den Bereich des heutigen Trauntales ist die Terrasse von Viecht entstanden, die in erster Linie eine mindelzeitliche Erosionsform über ÄDS sein dürfte. Möglicherweise entspricht die in drei Etappen erfolgte Verlegung des Abflusses den drei durch Moränen gekennzeichneten Gletscherständen, was aber ohne Annahme größerer Gletscherschwankungen schwer vorstellbar ist (vgl. dazu die Lößgliederung Teil III).

Glazifluviale Schüttungen in verschiedene Richtungen sind während der älteren Vergletscherungen auch im Almtalbereich wiederholt vorgekommen. Sie können, müssen aber ohne Verbindung mit entsprechenden Moränenresten nicht unbedingt als Nachweis einer größeren Gletscherschwankung betrachtet werden. So gibt es ausgehend vom Alpenrand, wo das Ende des mindelzeitlichen Almgletschers anzunehmen ist, eine Schüttung zum Aiterbachtal und eine zweite dem heutigen Almtal folgend (Abb. 49). Die Eintiefung in die prämindelzeitlichen Sedimente und die doch beträchtlichen Mächtigkeiten dieser JDS setzen eine angemessene Erosion voraus, die eher nachein-

ander als gleichzeitig erfolgt sein dürfte und einen Wechsel von Erosion und Aufschüttung voraussetzt. So kann auch hier die Mindeleiszeit kaum als einheitliche Kaltzeit betrachtet werden.

Eine ähnliche Dreigliederung wie am Traunseegletscher läßt sich auch am Steyr-Kremsgletscher nachweisen, wo auf der Westseite weit vorspringende Moränensporne kaum eine andere Erklärung zulassen als die einer im Zuge größerer Oszillationen des Gletschers von Westen in Richtung Aiterbach, über einen Stand zum obersten Riedbach und schließlich zum heutigen Kremstal bei Kremsmünster erfolgten Verlegung des Gletscherendes. Diese drei Vorstoßrichtungen entsprechen auch glazifluvialen Schüttungen zum Aiterbach-, zum Riedbach- und beiderseits des Kremstales, wobei letztere bescheidener ausfiel als die beiden ersteren, die einen Großteil des günzzeitlichen Zungenbeckens von Sattledt auffüllen (Kap. 7).

Die Rißvergletscherung weist zwar eine reiche, aber nach den einzelnen Gletscherbereichen unterschiedliche Entfaltung der zugehörigen Moränen auf, die bezüglich einer Gliederung der Rißeiszeit zu verschiedenen Auffassungen geführt hat. Am Salzachgletscher ist auf österreichischer Seite zwar nur der nach herkömmlicher Auffassung die Rißeiszeit repräsentierende Doppelwall – heute vielfach als Hauptriß bezeichnet – nachzuweisen, auf bayerischer Seite läßt der sehr breite von Rißendmoränen eingenommene Raum eine Unterscheidung bis zu vier Gletscherständen zu (GRIMM I/1979), zu denen auf Grund einer tieferen Terrasse noch ein fünfter, wohl spätglazialer Stand kommt. Hatte zwar EBERS (DEL NEGRO I/1966) auch an einen Altrißvorstoß geglaubt, so ergibt sich eher eine größere Zäsur zwischen dem dritten und dem vierten Stand. Neu war vor allem der Nachweis eines bis auf den Margarethenberg reichenden Maximalstandes. Hinweise auf größere klimabedingte Unterbrechungen fanden sich jedoch nicht (Kap. 4.1).

Auch am Atterseezweig des Traungletschers konnte eine stärkere Gliederung der Rißmoränen und ein flacher Vorstoß zu einem Maximalstand nachgewiesen werden (GBA 1989). Erst am Traunseezweig dieses Gletschersystems gelang der Nachweis eines älteren Rißabschnittes, der sich vom herkömmlichen Doppelwallriß mit anschließender HT bei Gschwandt durch weiter vorgeschobene Moränenreste und eine daraus hervorgehende höhere Schotterflur unterscheidet. Die dazwischen liegende Erosion ist nicht ohne die Annahme einer größeren Abschmelzphase erklärbar. In welchem Verhältnis dieses ältere Riß zu dem weiter westlich festgestellten Maximalstand steht, ist noch unklar.

Ebenfalls durch eine Erosionsphase von den herkömmlichen Rißendmoränen getrennt, finden sich noch Moränen- und Terrassenreste auf der Innenseite, die ebenfalls eher als ein stärker abgesetztes Jungriß als bloß als späteitlicher Abschmelzstand zu deuten sind (Kap. 5.2).

Noch deutlicher ergibt sich eine Gliederung der Rißsedimente im Bereich

des ö. Kremstales, wo zwei hochgelegene, offenbar dem Doppelwallsystem entsprechende durch Moränen markierte Gletscherstände (Penzendorf und Helmberg), von zwei 30 bis 40 m tieferen (Krift und Wartberg a. d. Kr.) eines jedenfalls jungrißzeitlichen Gletschers begleitet werden. Der innere (Penzendorf) der höheren Wälle dürfte wie die überformte anschließende Schotterterrasse zeigt, vom nachfolgenden bis Helmberg reichenden Vorstoß überfahren worden sein, wobei noch ein kurzer Maximalvorstoß darüber hinaus gereicht haben muß. Das könnte ein Anhaltspunkt für die Einstufung des Maximalvorstoßes in das Hauptriß sein. Die tiefe Erosionsphase zwischen der höheren und der tieferen Moränengruppe erfordert auch hier einen größeren Abschmelzprozeß, der über eine bloße Oszillation des Gletschers hinausgeht. Sehr wahrscheinlich steht diese Erosionsphase mit dem auf der Wasserscheide von Schön gefundenen Doppelinterstadial in Verbindung (Teil III).

Ein kaum 2 km nördlich Wartberg beobachteter Aufschluß (KOHL 1967 unveröff.) zeigte unter 3 bis 4 m gut verfestigtem, horizontal geschichtetem Schotter des Gletscherstandes von Penzendorf, durch eine scharfe Diskordanz getrennt, einen stark gestörten, meist sehr groben bis blockreichen Liegendschotter mit lehmig-mergeligen Lagen längs der Störungen (Abb. 54). Dieser Liegendschotter muß auf Grund seiner Lage ein Rißsediment darstellen und könnte ein Hinweis auf ein Altriß sein.

Auch im Norden des Sengengebirges (Kap. 7, Abb. 56) sowie im Enns- (Kap. 8.1) und im Ybbstal sind spät- bzw. jungrißzeitliche Gletscherstände nachgewiesen.

Zusammenfassend ergeben sich deutliche Hinweise auf eine Dreigliederung der Rißeiszeit wie sie besonders von SCHREINER (1989) im östlichen Rheingletschergebiet und inzwischen auch von anderen Autoren erkannt worden ist, u.a. auch auf Grund der Lösfgliederung E. BIBUS & M. KÖSEL (1996). Dabei ist eher mit klimabedingten Schwankungen im Ausmaß von Interstadialen als von Interglazialen zu rechnen.

Der Würm-Moränenkomplex besteht am Salzach- und an den Zweigen des Traungletschers (Kap. 4.1; 5.1 und 5.2) weitgehend übereinstimmend (Tab. 1 und 2) aus einem Maximalstand und drei weiteren Ständen, von denen der äußere von v. HUSEN als Hochstand bezeichnet wird (I/1977). Am Salzachgletscher ist außerdem ein das Spätglazial einleitender Laufenz- bzw. Oberndorfer Stand vertreten, dem am Traunsee ein Eisseeniveau entsprechen könnte (KOHL I/1976a). Diese differenzierte Gliederung ist weiter östlich kaum mehr möglich. Am Teichl-Steyrgletscher zeichnen sich im Windischgarstener Becken zwei deutlich von einander abgesetzte Gletscherstände ab, von denen der innere von H. EICHER (I/1979 und I/1980) im Sinne von H. SPREITZER (1961) als „Neuer Hochstand“ bezeichnet wird. Auch der Ennsgletscher hinterließ im Bereich des Buchauer Sattels zwei Gruppen von Endmoränen (AMPFERER I/1924).

Alle diese würmeiszeitlichen Gletscherstände stammen aus der Zeit der Hauptwürmvergletscherung um 20.000 bis 18.000 v. h., was der Stufe 2 der Tiefsee-Sauerstoff-Isotopenkurve (Teil I Abb. 2) entspricht. Wie aus ¹⁴C-datierten palynologischen Untersuchungen im Tiroler Innatal hervorgeht, hat dieser Höhepunkt der würmeiszeitlichen Vergletscherung mit Vorstoß und Abschmelzphase kaum 10.000 Jahre gedauert (F. FLIRI 1976 202 und PATZELT G. & W. RESCH 1986), wofür im öö. Traungletschergebiet auch das Datum 15.400 v.h. aus dem Mitterndorfer Becken spricht (I. DRAXLER 1977).

In den Westalpen wurde schon lange auch ein früherer würmzeitlicher Gletschervorstoß angenommen, der größer als die hochwürmzeitlichen gewesen sein sollte. Ein frühmittelwürmzeitlicher Vorstoß konnte schließlich im unteren Aaretal überzeugend bestätigt werden (CH. SCHLÜCHTER 1985; R. HANTKE Bd. II 394ff). Nur wurde dieser Gletschervorstoß an Ausdehnung vom hochwürmzeitlichen übertroffen. Eine ähnliche Entwicklung ist inzwischen auch in Skandinavien und in Nordamerika nachgewiesen (SCHLÜCHTER 1990). Auch die Sauerstoff-Isotopenkurve der Tiefsee zeigt am Beginn des Mittelwürms (Stufe 4) um 70.000 bis 60.000 v.h. einen bedeutenden Temperaturabfall an, der eine entsprechende Vergletscherung der Alpen erwarten ließe. In Oberösterreich gibt es bisher außer vielleicht im Grabungsprofil der Ramesch-Knochenhöhle (HILLE et al. I/1986; Teil III) keinerlei Anhaltspunkte für einen so frühen und so großen würmzeitlichen Gletschervorstoß. Auch in den Seesedimenten am Mondsee ist keine Unterbrechung durch eine Grundmoräne feststellbar. Die an der Oberfläche diese Sedimente abdeckende Grundmoräne steht mit dem hochglazialen Moränenkomplex in Verbindung. Das schließt natürlich nicht aus, daß es eine nicht so weit reichende frühere würmzeitliche Vergletscherung gegeben haben kann. Man wird bei weiteren Untersuchungen darauf achten müssen.

Es hat sich längst herausgestellt, daß die durch die Endmoränenreste jeweils feststellbaren Gletscherenden nur maximale und bestenfalls unmittelbar anschließende jüngere Gletscherstände anzeigen, woraus sich nur ein sehr lückenhaftes Bild ergeben kann. Die Erkenntnis, daß diese großen Vorstöße jeweils nur von relativ kurzer Dauer waren, drängt natürlich dazu, über diese viel längeren dazwischen liegenden Zeiträume, die nur wenig Spuren hinterlassen haben, mehr zu erfahren, was z. T. über die Lößforschung und, soweit die Voraussetzungen dafür gegeben sind, auch durch die Palynologie möglich wird (dazu Teil III).

Trotz gewisser regionaler Unterschiede ist der ab etwa 17.000 v.h. anfangs sehr rasch vor sich gegangene spätwürmzeitliche Abschmelzprozeß der Gletscher etappenweise mit überregional auftretenden Unterbrechungen erfolgt, die zu mehr oder weniger deutlichen Wiedervorstößen der Gletscher geführt haben. Diese durch Endmoränen feststellbaren Gletscherstände sind klimabedingt und werden seit A. PENCKS (P. & B. 1909) Unterscheidung eines Bühl-,

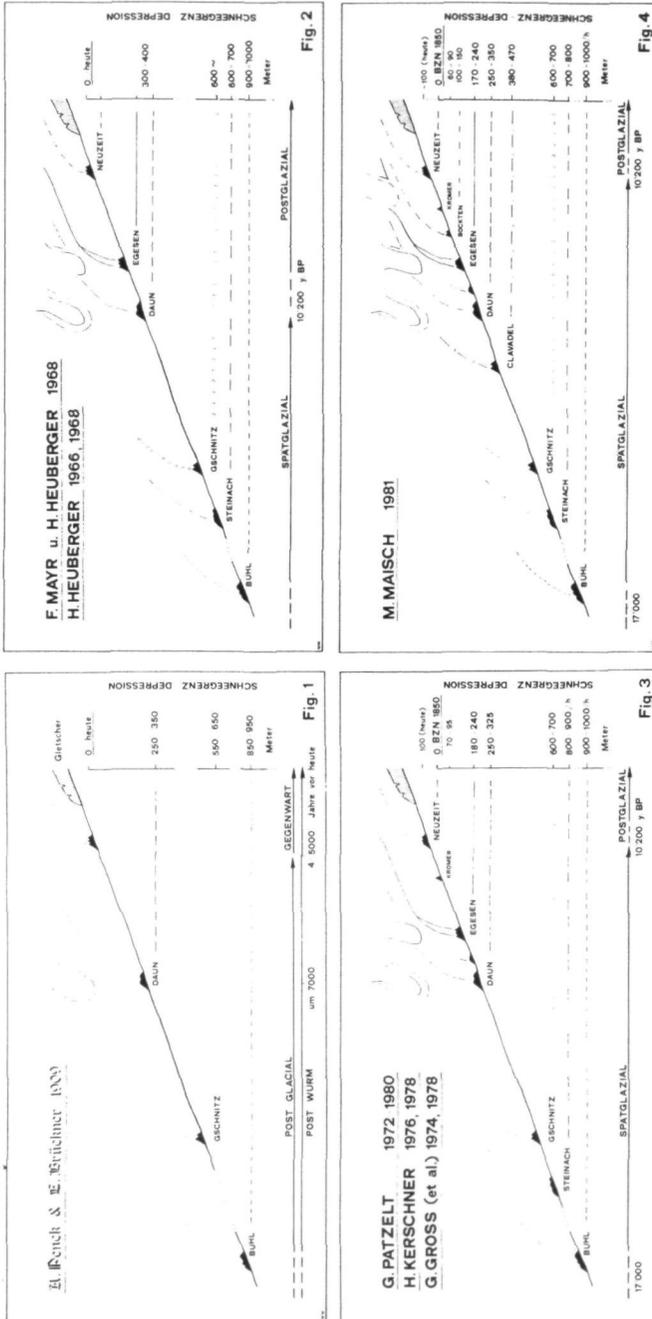


Abb. 78: Die spätglazialen Gletscherstände. Aus M. MAISCH, 1982

Gschnitz- und Daunstadiums (nach Typlokalitäten im Einzugsbereich des Tiroler Inngletschers) erweitert und auch verbessert, wobei vor allem ein Steinachstadium vor dem Gschnitz (HEUBERGER I/1968) und ein Egesenstand (H. KINZL 1929) erkannt wurden. Eine weitergehende Aufgliederung der bekannten spätglazialen Gletscherstände ist nur mehr sehr lokal möglich (H. KERSCHNER 1984 und M. MAISCH 1981 – siehe Abb. 78). Wie weit sie auf oberösterreichische Verhältnisse übertragbar ist, wäre zu überprüfen.

Das im Trauntal von D. v. HUSEN (und I. DRAXLER 1977) neu bearbeitete und palynologisch sowie mit ^{14}C -Daten untermauerte System eines Ischl- (knapp vor 16.000), Jochwand- (um 16.000), Goiserer- (um 14.000), Echern- (um 12.000) und Taubenkarstandes (10.500 v.h.) (Kap. 5.2 und Abb. 38) entspricht sehr gut den aus Tirol bekannten spätglazialen Gletscherständen. Eine entsprechende Neubearbeitung des Spätglazials wäre auch östlich des Trauntales zu begrüßen, wo zweifellos das Warscheneckgebiet entsprechende Voraussetzungen aufweist.

Im allgemeinen rückt die im Hochglazial auf die östlichen Ostalpen beschränkte Auflösung der geschlossenen Vergletscherung im Laufe des Spätglazials immer weiter nach Westen. Dabei reichen Schneegrenzberechnungen nicht immer aus, um gesicherte Einstufungen vornehmen zu können. Geht man jedoch von den verschiedenen Versuchen aus, zu den durch End- und Seitenmoränen angezeigten Gletscherständen die Höhenlage der Schneegrenze zu ermitteln, so kann damit gerechnet werden, daß das Tote Gebirge einschließlich Warscheneck sowie die Haller Mauern und die Gesäuseberge zur Zeit des Steinach- und Gschnitzstadiums noch vergletschert waren (Kap. 5.3.2; 6.1; 7.1; 8.1) und nur die höchsten Teile dieser Gebirgsgruppen wahrscheinlich auch noch im Daun einzelne Kargletscher trugen.

Bereits A. PENCK (P. & B. 1909 235f, 255f, 238f) hat für das Würmhochglazial generell eine um 1200–1300 m tiefer liegende Schneegrenze als heute angenommen, wobei er ein Ansteigen von etwa 1000 m NN vom niederschlagsreichen Alpenrand zum Alpeninnern hin und besonders gegen Osten zu feststellte, wo er im Stodertal und in den nördlichen Gesäusebergen bis etwa 1300 m und im Ennstal auf 1400 m kam. Im allgemeinen weichen die Angaben anderer Autoren nur unwesentlich davon ab. Nur A. BÖHM (I/1885 529) rechnet im Enns-Steyrgebiet mit 1400–1500 m und H. EICHER (I/1980 164) im Windischgarstener Becken ebenfalls mit 1400–1500 m, was für den Nordabfall zu hoch sein dürfte. Abgesehen von lokalen Unterschieden, die überall durch das Relief und vor allem durch die Exposition gegeben sind, besteht östlich des Dachsteins das Problem des Fehlens einer gegenwärtigen Vergletscherung. Es muß also bereits von hypothetischen Werten ausgegangen werden, um ehemalige Gletscher zeitlich einordnen zu können.

Legt man die von G. Gross et al. (1977) auf der Grundlage der Massenverhältnisse Akkumulationsgebiet zu Ablationsgebiet = 2:1 ermittelten mittleren

Werte der Gleichgewichtslinie gegenüber dem Bezugsniveau 1850 zu Grunde, die damals 100–150 m tiefer lag als die heutige Gleichgewichtslinie, so könnte am Dachstein von einer Schneegrenze um 2300–2350 m (GROSS I/1983 69 und 81) ausgegangen werden, die nach Osten hin entsprechend höher liegen mußte. F. DOLLINGER (I/1986 177f) leitet davon für das Höllengebirge eine gsnchnittzeitliche Schneegrenzdepression gegenüber 1850 von 800–900 m ab, was eine Höhenlage von 1500 m NN bedeutet, wobei für das Steinachstadium eine noch um etwa 100 m tiefere Lage anzunehmen ist. Damit besteht kein Problem, die markanten Gletscherstände (Almsee I und Almsee II) westlich des Almsees zwischen 800 und 650 m diesen beiden Stadien zuzuordnen und jene des Wurzeralmbereiches in 1390–1400 m bei dort etwas angehobener Schneegrenze ebenfalls.

Ergänzendes Schriftenverzeichnis zu Teil II

- AMPFERER, O., 1935: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Mit geologischer Karte 1:25.000. – Geol. B.-A. Wien, 177 S.
- BAUMGARTNER, P. & W. FRIEDEL, 1990: Geologische Betreuung und Interpretation der Bohrungen P-1 und P-2 für die hydrogeologische Untersuchung Pettenbach. – Unveröff. Gutachten v. 25.07.1990, 5 S.
- BAYERISCHES GEOL. LANDESAMT, 1982: Bericht über die seismischen Messungen im Saalach-Salzachtalraum (Piding bis Tittmoning) zur Erkundung der quartären Tal-füllung. – Bayer. Geol. Ldsamt. Nr. 405–II/5 v. 16.04.1982, 7 S. und 6 Anlagen.
- BEHBEHANI, R., MÜLLER, J., SCHMIDT, R., SCHNEIDER, J., SCHRÖDER, H.-G., STRAKENBROCK, J. & M. STURM, 1986: Sediments and sedimentary history of Lake Attersee (Salzkammergut Austria). – *Hydrobiologia* 143, 233–246, Amsterdam.
- BIBUS E. & M. KÖSEL, 1996: Paläopedologische Klimazeugen zur Untergliederung des Rißeiszeitenkomplexes im Rheingletschergebiet. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 46, 65–90, Hannover.
- BRÜCKNER, E., 1913: Das Zungenbecken des alten Ennsgletschers als Felsbecken. – *Z. f. Gletscherkde.* VII, 279–280, Berlin.
- CORNELIUS, H. P., 1939: Bericht über Aufnahmen in der Grauwackenzone des Ennstales (Bl. Liezen 4952 und Gröbming-St. Nikola 5052). – *Verh. Geol. B.-A. Wien* 1939/1–3, 35–38.
- CORNELIUS, H. P., 1941: Über die Bedingtheit der interglazialen Schuttumhüllungen der Alpen. – *Ber. d. R.-A. f. Bodenforsch.* 1941, 169–179, Wien.
- CRAMMER, H., 1903: Das Alter, die Entstehung und Zerstörung der Salzburger Nagelfluh. – *N. Jb. f. Min. etc.* XVI.
- DEL NEGRO, W., 1978: Zur Diskussion des Spätglazials im Salzburger Bereich. – In: *Beiträge z. Quartär- und Landschaftsforsch.* – *Festschr. J. Fink, Verl. Hirt*, 83–87, Wien.
- DOPPLER, G., 1980: Das Quartär im Raum Trostberg an der Alz im Vergleich mit den nordwestlichen Altmoränen des Salzachvorlandgletschers (Südostbayern). – *Diss. Fak. f. Geowissensch. Univ. München*, 198 S.
- DOPPLER, G. & H. JERZ, 1995: Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlandes. Geologische Grundlagen und stratigraphische Ergebnisse. – *Geol. Bav.* 99, 7–53, München.

- DRESCHER-SCHNEIDER, R., 1996: Die Klimaentwicklung des Eems in den nördlichen Vor- alpen an den neuen Daten der Interglazialablagerungen von Mondsee. – In: Kurzfassungen der Vorträge DEUQUA-Tagung 1996 in Gmunden, 8–12.
- EBERS, E., 1960: Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadial-Profil von Hörmating (Obb.). – Eiszeitalter und Gegenwart 11, 64–76.
- EICHLER, H. & P. SINN, 1974: Zur Gliederung der Altmoränen im westlichen Salzachgletscher-Gebiet. – Z. Geomorph. N.F. 18/2, 133–158, Berlin-Stuttgart.
- ERGENZINGER, P. J., 1965: morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald). – Berliner Geogr. Abh. 2, 1–48.
- FINK, J., 1980: Bericht der Kommission für Quartärforschung. – Tätigkeitsber. d. Österr. Akad. d. Wiss. 1978/79, 110–116.
- FIRBAS, F., 1925: Zur Waldentwicklung im Interglazial von Schladming an der Enns. – Beih. Zentralbl. Botan. 41/2, 295–310, Wien.
- FLURI, F., 1976: Die Inntalterrasse östlich von Innsbruck und der Bänderton von Baumkirchen. – Führer zur Exkursion des IGCP-Projektes 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“ vom 5. bis 13. Sept. 1976, 198–203.
- GEOL. BUNDES-ANSTALT, 1988: Geologische Karte 1:50.000 Blatt Ybbsitz. – Bearbeitet von A. Ruttner und W. Schnabel.
- GÖTZINGER, G., 1925: Zur nacheiszeitlichen Talbildung der Salzach und des Inn oberhalb Braunau. – Heimattagung in Salzburg 31.08.-02.09.1925, 27–37, Stampfl & Co., Braunau.
- GÖTZINGER, G., 1928: Ein geologisches Naturdenkmal im Stadtgebiet von Gmunden. – Bl. f. Naturkde. u. Naturschutz 15/2, 70–71.
- GÖTZINGER, G., 1935: Ein geologisches Naturdenkmal in der Mindelmoräne an der Bundesstraße bei Frankenmarkt, Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A. Wien 1935
- GÖTZINGER, G., 1936: Die Moränen des Atterseer- und Irrseer-Traungletschers und der Ostrand des Salzachgletschers. – Führer f. d. Quartärexkursionen in Österr. I. Teil, 111–119. Hrsg. Geol. B.-A. Wien.
- GÖTZINGER, G. & H. HASSINGER, 1938: I. Die Strecke Wien-Salzburg (9. bis 18. September 1936). – Verh. d. III. Internat. Quartärkonferenz, hgg. Geol. B.-A. Wien, 340–357.
- GROSS, G., H. KERSCHNER & G. PATZELT, 1977: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. – Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol. 12/2, 223–251, Innsbruck.
- HABBE, K.A., 1995: Zur Diskussion über die Chronostratigraphie des Pleistozäns im Alpenvorland und zu einigen daraus resultierenden Schlußfolgerungen für die Geomorphologie. – Regensburger Geograph. Schriften 25, 49–62.
- HABBE, K.A., 1996: Über glaziale Erosion und Übertiefung. – Eiszeitalter u. Gegenwart 46, 99–119, Hannover.
- HANTKE, R., 1978, 1980, 1983: Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – 3 Bde. Ott-Verl. AG., Thun.
- HEUBERGER, H., 1972: Die Salzburger „Friedhofterrasse“ – Eine Schlernterrasse? – Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol. 8/1–2, 237–251, Innsbruck.
- HOFMANN, TH. & M. HOMAYON, 1996: Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt Neue Bahn mit Schwerpunkten auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in der oberösterreichischen Molassezone. – Geol. B.-A. Wien 1995, Projekt OC 09, 23 S.
- HUSEN, D.v., 1987: Zur Entwicklung des oberen Ennstales im Pleistozän. – In: Geol. B.-A. Wien, Arbeitstagung Blatt 127 Schladming, 86–93.
- HUSEN, D.v., 1990: Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein, 2.4 Quartär, 29–36.

- HUSEN, D.v. & I. DRAXLER, 1978: Zur Einstufung innerwürmzeitlicher Sedimente von Ramsau/Schladming und Hohentauern (Steiermark). – Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol. 14/1, 105–114, Innsbruck.
- JANOSCHKEK, W., 1964. Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. – Jb. Geol. B.-A. Wien 107, 161–214.
- KELLER, O. & E. KRAYSS; 1987: Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrand-Komplex im Spätglazial. – Geogr. Helv. 2, 169–178, Zürich.
- KERSCHNER, H., 1986: Zum Senderstadium im Spätglazial der nördlichen Stubai Alpen, Tirol. – Z. f. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 61, 65–76.
- KINZEL, H., 1929: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. – Z. f. Gletscherkde. 17, 66–121, Berlin.
- KNAUER, J., 1935: Die Ablagerungen der älteren Würmeiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. – Abh. Geol. Ldsuntersuchg. am bayer. Oberbergamt 21, 65 S., München.
- KOHL, H., 1973: Zeugen eiszeitlicher Vergletscherung. Straßenbau legt eiszeitlichen Gletscherschliff frei. – Apollo, Nachrichtenbl. d. Naturkd. Station d. Stadt Linz F. 33, 3–4, Linz.
- KOHL, H., 1977: Kremsmünster, eine Schlüsselstelle für die Eiszeitforschung im Nördlichen Alpenvorland. – 120. Jber. Stiftsgymn. Kremsmünster, 245–254.
- KOHL, H., 1978: Gesteine und Landformen als Marksteine aus der Erdgeschichte des Innviertels. – OÖ. Heimatbl. 32/3–4, 129–145, Linz.
- KOHL, H., 1994: Die glazifluvialen Schottermassen im Bereich der Traun-Enns-Platte. – Jb. OÖ. Mus. Ver. 139/1, 83–109, Linz.
- KOHL, H., 1997: Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär des Alpenvorlandes auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A. Wien 140/3, 297–298.
- KOHL, H., 19..: Zur Gliederung der Reißmoränen in Oberösterreich und deren Abgrenzung zu den Mindelmoränen. – In Druckvorbereitung.
- KOHL, H. & W. KLAUS, 1978: Das Reiß/Würm-Interglazial von Mondsee. Vorläufige geologische und palynologische Ergebnisse aus der Grabung 1975. – In: J. Fink: Exkursion durch den österr. Teil d. Nördl. Alpenvorlandes usw. Mitt. Komm. f. Quartärforschg. Österr. Akad. d. Wiss. Ergänzung zu Bd. 1, 1–6, Wien.
- KRAMER, H. & A. KRÖLL, 1979: Die Untersuchungsbohrung Vigaun U-1 bei Hallein in den Salzburger Kalkalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges. 70 (1977), 1–10, Wien.
- LOHBERGER, W. & F. WEBER, 1985: Abschlußbericht Projekt OA-8E Forsch. Ges. Joanneum: Teil I/F. Weber: Bericht über geophysikalische Untersuchungen der Quartärmächtigkeiten im oberen Kremstal zwischen Kirchdorf und Obermicheldorf. – Teil II/W. Lohberger: Untersuchungen des Grundwasservorkommens im oberen Kremstal zwischen Kirchdorf und Obermicheldorf. – Unveröff. Gutachten GZ 10/85–1, Graz.
- MACKENBACH, R., 1984: Jungtertiäre Entwässerungsrichtungen zwischen Passau und Hausruck (Oberösterreich). – Wissensch. Schriftenr. Geol. Inst. Univ. Köln 55, 155 S.
- MAISCH, M., 1982: Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. – Geogr. Helv. 37/2, 93–104, Zürich.
- MORTON, F., 1929: Hallstatt. Führer mit Bildern durch Hallstatt und Umgebung. – Verl. Marktgem. Hallstatt, 86 S.
- MOSER, R., 1970: Der Flyschblock an der Sternstraße. Ein Naturdenkmal im Stadtgebiet von Gmunden. – B. Realgymn. 56. Jber., 3–5.
- NAGL, H., 1972: Zur pleistozänen Vergletscherung Österreichs. – Österr. in Gesch. u. Literatur 16/3, 163–176, Graz.

- NILSSON, T., 1983: The Pleistocene. Geology and Life in the Quaternary Ice Age. – Enke Verl. 651 S., Stuttgart.
- PATZELT, G. & W. RESCH, 1986: Quartärgeologie des mittleren Tiroler Inntales zwischen Innsbruck und Baumkirchen. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N.F. 68, 43–66.
- PENCK, A., 1910: Die interglazialen Seen von Salzburg. – Z. f. Gletscherkde. 4/2, Berlin.
- PENCK, A., 1922: Ablagerungen und Schichtstörungen in den nördlichen Alpen. – Sitzber. Preuß. Akad. d. Wiss., math-natwiss. Kl. 20.
- PIPPAN, TH., 1963: The late glacial terraces and remnants of interglacial sedimentation in the Salzburg basin. – Rep. of the VI-th Internat. Congr. on Quaternary, Warschau 1961, 115–128, Lodz.
- PIPPAN, TH., 1967: Die Stadtterrasse von Salzburg. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. 109, 115–128, Wien.
- PIPPAN, TH., 1969: The present state of glaciomorphological research in the Pleistocene Salzach glacier area. – Etudes sur le Quaternaire dans le Monde VIIIe Congres INQUA, 99–103, Paris.
- PIPPAN, TH., 1979: The present state of glacial Research in the Country of Salzburg. – IPPCCE Newsletter 2, 27–32.
- PREY, S., 1950: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a.d. Krems (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A. Wien 94, 93–165.
- PREY, S., 1959: Zwei Tiefbohrungen in der Stiegelbrauerei Salzburg. – Verh. Geol. B.-A. Wien 1959/1–3, 216–224.
- PREY, S., 1974: Erläuterungen zum geologischen Lehrpfad Windischgarsten. – Hrsg. Kurfonds Windischgarsten 72 S.
- SCHADLER, J., 1962: Gletscherschliff bei Hallstatt. – Österr. Naturschätze. Notring-Jb. 97–98, Wien.
- SCHLÜCHTER, CH., 1985: Das Maximum der letzten Eiszeit, dargestellt anhand der Verhältnisse im nördlichen Alpenvorland der Schweiz. – Guidebook zur Exk. anläßl. d. Symp. d. Subkomm. f. Europ. Quatärstratigraphie (SEQS) in Zürich, 56–58.
- SCHLÜCHTER, CH., 1990: The last glacial cycle – what do we know from continental glacial records? – Palaeogeogr., Palaeoclimatology, Palaeoecology 82, 69–72. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam.
- SCHREINER, A., 1989: Zur Stratigraphie der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Jb. Geol. Ldsamt. Baden-Württemberg 31, 183–196, Freiburg i. Br.
- SCHREINER, A. & R. EBEL, 1981: Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Geol. Jb. Reihe A 59, 3–64, Hannover.
- SCHREINER, A. & TH. HAAG, 1982: Zur Gliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Eiszeitalter u. Gegenwart 32, 137–161, Hannover.
- SEEFELDNER, E., 1935: Hausruck und Alpen. – Z. Ges. f. Erdkde., Berlin.
- SEEFELDNER, E., 1954: Entstehung und Alter der Salzburger Ebene. – Mitt. Ges. Salzbg. Ldskde.
- SENARCLENS-GRANCY, W., 1962: Beiträge zur Eingliederung der Moränen der Schladminger Tauern, der Mitterrennstaler Moore und der Ramsau- oder Ennstalterrasse bei Schladming in das alpine Jungquartär. – Jb. Geol. B.-A. Wien 105, 65–128.
- SIMONY, F., 1869: Über Urgesteinsablagerungen im obersten Trauntale. – Sitzgber. Akad. d. Wiss. Wien I, Abt. LIX 722.
- SLUPETZKY, H., 1975: Erste Radiokarbondatierungen im Pongau im Bereich des inneralpinen Salzachgletschers. – Anz. Österr. Akad. d. Wiss., math-natwiss. Kl. 1975 10, 154–160, Wien.

- SPREITZER, H., 1961: Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. – Geogr. Jber. aus Österr. XXVIII (1959–1960) Wien, 1–50.
- STÜCKL, E., 1978: Die Schotterterrassen des Inn bei Pocking. Anmerkungen zu einer naturräumlichen Gliederung unter Berücksichtigung der Vegetation. – Hoppea Denkschr. Regensburg, Bot. Ges. 37, 381–389.
- STUMMER, E., 1941: Zum interglazialen Alter des Mönchs- und Rainberges in Salzburg. – Ber. d. Reichsstelle f. Bodenforschung, H 5 u. 6, 95–99.
- ZAILER, V., 1910: Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiet der Enns. – Z. f. Moorkultur 8, 105–154, 171–203, Wien.
- ZIEGLER, J., 1981: Zur spätglazialen Seen- und Flußgeschichte im Gebiet des Salzach-Vorlandgletschers in Bayern. – Tagungsber. 11/81 „Die Zukunft der Salzach“ d. Akad. f. Naturschutz u. Landschaftspflege in Laufen/Salzach Nov. 1981, 7–23.
- ZIRKL, E., 1981: Das Hieflauer Konglomerat vom Praunseisbruch bei Hieflau, Steiermark. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau, Ldsmus. Joanneum 42, Graz.