

## **7. Die Entwicklung des Krappfeldes und seiner weiteren Umgebung im Pliozän und Pleistozän**

Von D. VAN HUSEN

Mit 4 Abbildungen

### ENTWICKLUNG DES GEWÄSSERNETZES

Als Ausgangsniveau für eine Betrachtung der Entwicklung des Krappfeldes im Pliozän und Pleistozän können die seit langem bekannten Waitschacher Schotter dienen, die zuletzt in einer zusammenfassenden Arbeit von F. Thiedig 1970 beschrieben wurden.

Es sind dies grobe Blockschutt- und Wildbachablagerungen mit Blöcken bis zu 1 m Durchmesser. Als Komponenten treten hauptsächlich die Gesteine des Saualpenkristallins auf, die an der Westabdachung der Saualpe auftreten, die ja als Einzugsgebiet anzusehen ist. Neben diesen Komponenten finden sich aber auch noch rote Grödener Sandsteine und Porphyre, wie sie heute nördlich des Krappfeldes nicht mehr auftreten. Diese Geröllführung führte früher wohl hauptsächlich zu der Deutung als Altmoräne (Beck 1927; 1931). Die Vorkommen der Waitschacher Schotter lassen sich zu einem alten Abflusssystem verbinden, dessen Rinnen sich aus den umliegenden Gebirgsstöcken wie aus einem riesigen Quelltrichter im Krappfeld vereinigten, von wo dann im Bereich des heutigen Glantales der Abfluß nach S erfolgte (Tafel 1).

In diesen Rinnen wurden Schotter teils murenartig (wenig klassierte groblockige Lagen), teils fluviatil (feinkörnigere, besser sortierte Anteile) transportiert, wobei eine generelle Abnahme der Korngröße nach SW zu bemerken ist (F.Thiedig 1970,). Die an den Rinnen rekonstruierbaren Gefällsverhältnisse zwischen 4 und 10 % passen gut zur Art der Sedimentfüllung und ergeben ein Bild von breiten, schutterfüllten Tälern, die erosiv in eine wenig reliefierte Landschaft (D.Schillig 1966; F.Thiedig 1970) eingebettet sind.

In diese breit angelegte Landschaft sind noch jüngere Rinnen eingeschnitten. Sie zeigen generell (Tafel 1) die gleiche Abflußrichtung und das gleiche Einzugsgebiet an, sind aber wesentlich enger und dürften bereits einem Zeitraum entstammen, in dem eine gesteigerte lineare Erosion einsetzte. Die Reste dieser Täler sind einerseits in Hängetälern östlich der Görtsschitz

(F.Thiedig 1970), andererseits an Rinnen im Rücken westlich der Görttschitz zu erkennen, die in direkter Fortsetzung jener an breiten Sätteln ansetzen (D.Schillig 1966; F.Thiedig 1970), die in annähernd gleicher Höhe liegen.

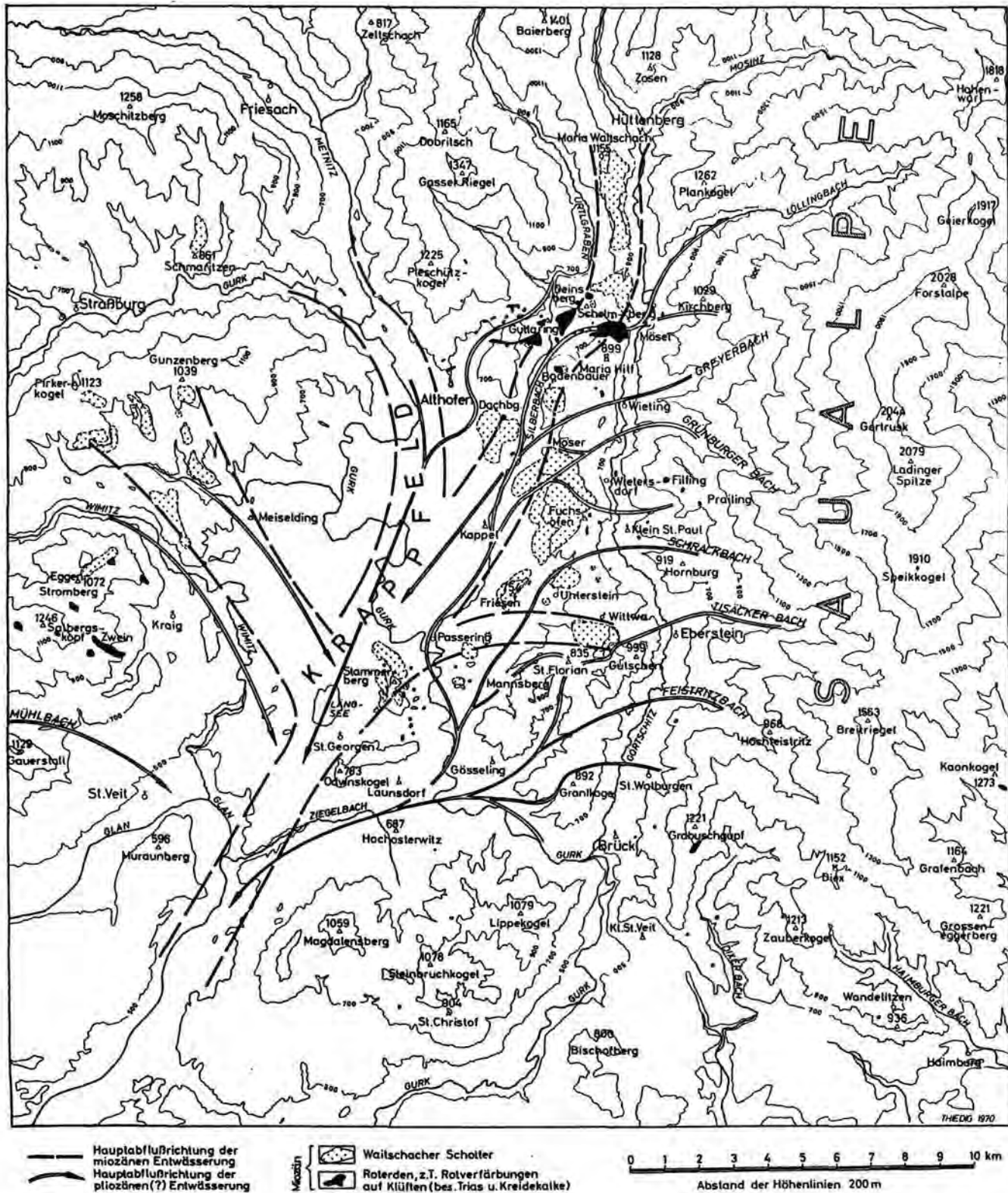


Abb. 1\*). Verbreitung neogener Sedimente und die mutmaßlichen Haupt-Abflußrichtungen der jungtertiären Entwässerung (nach THIEDIG, 1970). Abstand der Isohypsen: 200 m.

\*) Der Autor bezeichnet die Abbildungen im Text als „Tafeln“ (Anmerkung der Schriftleitung).

Die Bildung der Waitschacher Schotter, und damit auch des weit gespannten Talsystems werden von F. Thiedig 1970 im Vergleich mit ähnlichen Ablagerungen an der SE-Abdachung der Alpen (z.B. Granitztaler Schichten) und der dort möglichen Einstufung durch Fossilien ins Miozän gestellt, wogegen die Altersstellung des jüngeren Rinnensystems mit Pliozän angenommen wird (Tafel 1).

Beide Systeme wurden in der weiteren Entwicklung durch die Ausbildung des heutigen Gewässernetzes zerstört. Dabei wurden primär durch rückschreitende Erosion und Flankenanzapfung entlang der Görtschitztaler Störungszone das heutige Görtschitztal angelegt. Dieser Vorgang ist heute bis in den Raum Mühlen (Bl.160,Neumarkt i.Stmk.) fortgeschritten, wo der Waldbach den letzten angezapften Bachlauf darstellt. Die weiter nördlich verlaufenden Bäche (St.Georgener Bach, Greither Bach, Perchauer Bach) haben ihren alten, nach SW gerichteten Lauf noch beibehalten können (D.van Husen 1980). Wann diese Entwicklung einsetzte, kann nicht gesagt werden. Die Gründe für diese Erosion können möglicherweise in der Änderung des Abflußregimes im südlichen Klagenfurter Becken im Zuge der raschen Heraushebung der Karawanken (D.van Husen 1984) gesucht werden. Darüber hinaus wird neben der Erhöhung der Reliefenergie (Heraushebung, Absenkung der Vorflut) auch die klimatische Umstellung während des Pliozäns zu diesen Vorgängen beigetragen haben.

Die endgültige Ausbildung des heutigen Gewässernetzes mit dem peripheren Lauf der Gurk von Gnesau - Brückel ist erst im Zuge der ersten Vollvergletscherung des Drautales erfolgt. Die Gurk und ihre nördlichen Zuflüsse benutzten damals im Raum des Krappfeldes die alten Abflußrinnen (Tafel 1), teilweise auch in entgegengesetzter Richtung (z.B. Gösseling-Brückel), als die weiter nach SW verlaufenden Teile des Gewässernetzes durch das Gletschereis blockiert waren (Tafel 2). Während der wiederholten Vergletscherungen wurden dann die Täler auch zu breiten Trögen (Launsdorf, Glantal) überformt.

Die Gurk konnte nach der letzten Eiszeit dann südlich Brückel ihr aufgezwungenes peripheres Gerinne am Saualmsüdfuß verlassen und nach S ins Zungenbecken abfließen.

Neben dieser großräumigen Verlegung der Gurk wurden auch die kleineren Gerinne während der Eiszeiten in periphere Läufe gezwungen (Wimitz, Bergwerksgraben), die sie aber parallel zum Abschmelzen des Eises wieder verließen um ihre frühere Abflußrichtung wieder einzunehmen. Nur der Bach aus dem Bergwerksgraben konnte die hohe Kiesschüttung "Auf der Eben"

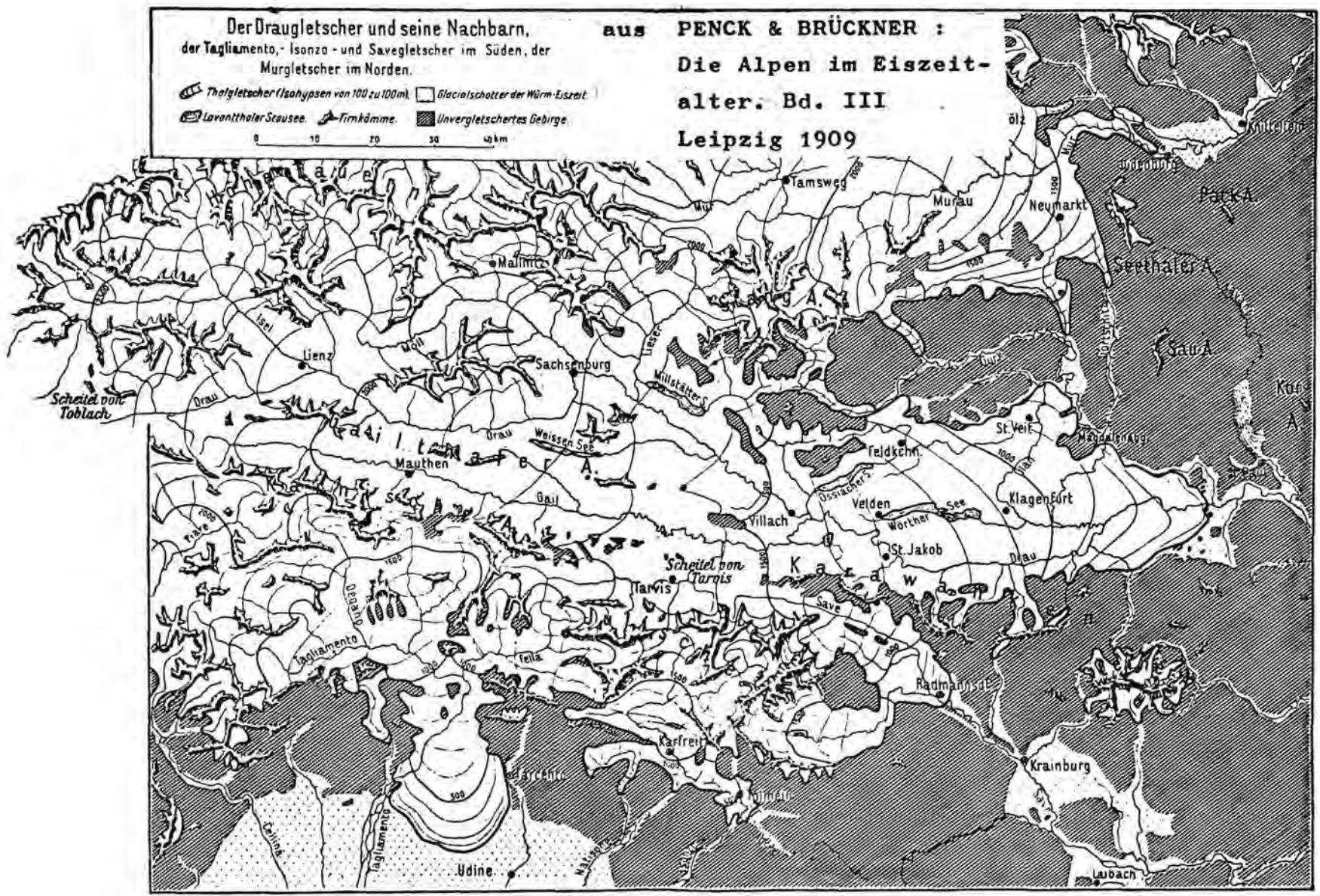


Abb. 2.  
Der Draugletscher und seine Nachbarn.  
Aus: PENCK & BRÜCKNER (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. III.

nicht durchschneiden und verblieb in dem engen Durchbruchstal bei Rastefeld.

## PRAEWÜRM

Die ältesten Ablagerungen im Zusammenhang mit den Vergletscherungen stellen die hoch gelegenen Kiese "Auf der Eben" dar. Es ist dies eine mächtige Kiesschüttung, die einem kuppigen Felssockel aufliegt, wie er weiter südlich (Wolscharter Wald) heute noch erhalten ist und vor den Vereisungen auch im Krappfeld weiter verbreitet war. Die leicht ausräumbaren Gesteine der Kreide sind dann hier während der Akkumulation und Erosion der verschiedenen Terrassenkörper ausgeräumt worden.

Die ca. 80 m mächtigen fluviatilen Kiese zeigen in manchen Bereichen eine sehr intensive Verwitterung des Kieskörpers (veraschte Dolomite, kaolinisierte Kristallingeschiebe) und eine mächtige Bodenentwicklung. Der Bereich S und SE von Baldauf hingegen zeigt eine wesentlich geringere Verwitterung. Nach Position, Mächtigkeit und Verwitterungsgrad handelt es sich bei diesen Ablagerungen wahrscheinlich um Staukörper am Draugletscher der älteren Vereisungen, der damals jeweils eine größere Ausdehnung aufwies als während der Würmvereisung (W.Fritsch 1957; P.Beck-Managetta 1959-61; E.Lichtenberger 1959) und weiter ins Krappfeld vorgedrungen sein mußte. Eine genauere Untergliederung des Kieskörpers in verschieden alte Teile nach Ausdehnung und Mächtigkeit ist bei den heutigen Aufschlußverhältnissen leider nicht möglich. Die verschieden starke Verwitterung legt eine Zuordnung zu mindestens zwei Vereisungen (Mindel, Riß) nahe.

Ebenso einer älteren Vereisung sind die deutlich über dem Niveau der Niederterrasse gelegenen Kiese bei Althofen zuzuordnen (E.Lichtenberger 1959), die heute nicht mehr aufgeschlossen sind. Entsprechend ihrem Verwitterungsgrad wurden sie übereinstimmend der Rißeiszeit zugeordnet, während der durch die stärkere Verlegung des Abflusses aus dem Krappfeld (Passering, Gösseling) auch eine deutlich höhere Verfüllung dieses zu erwarten ist.

Eine deutlich höhere Verfüllung zu dieser Zeit ist auch im Görtschitztal zu rekonstruieren (D.Schillig 1966). Über die Ausdehnung der Eisströme der älteren Eiszeiten sind keine Angaben möglich, da außer vereinzelt Erratikafunden außerhalb der gut erfaßbaren Würmvergletscherung keine Spuren (z.B. Moränen) erhalten sind.

## WÜRM

**Murgletscher:** Die Ausdehnung und Entwicklung der Eisströme der letzten Eiszeit und ihr Einfluß auf das Krappfeld sind sehr gut rekonstruierbar.

Im Norden reichten zwei Gletscherzungen des Murgletschers in den Bereich des Kartenblattes (H.Spreitzer 1961; D.van Husen 1980). Im obersten Gört-schitztal reichte eine steile Eiszunge bis in den Bereich Wasserbauer nördlich Hüttenberg, die hier keine Endmoränen hinterließ und nur durch vereinzelte Staukörper (Kochbauer) markiert wird. Im Bereich Noreia wird sie durch deutliche Moränenwälle nachgezeichnet. Durch die Erosion dieser Gletscherzunge wurde die große Sackung am Kochbauern Riegel (Gehöft Schöllner) ausgelöst, die den Aufstau des Hörfeldes bedingt.

Die wesentlich bedeutendere Gletscherzunge des Murgletschers erfüllte das Metnitztal, vereinigte sich mit dem mächtigen Eisstrom im Tal des Olsa (Dürnstein) und reichte bis Hirt (Tafel 3). Der Eisstrom erfüllte das Becken von Friesach bis ca. 1000 m Höhe, konnte aber den Sattel bei Gaisberg nur unwesentlich überschreiten, so daß die Bucht von Zeutschach nicht mehr mit Eis erfüllt werden konnte. Hier dürfte sich ein ausgedehnter Staukörper in ca. 910 m Höhe gebildet haben, von dem noch Reste als schmale Leisten erhalten geblieben sind (Harold).

Auch diese Gletscherzunge hinterließ keine Endmoränen im Talboden. Nur das riesige Toteisloch am Ansatz der Niederterrasse oberhalb der Brauerei Hirt belegt das Gletscherende. Etwas außerhalb dieser Gletscherausdehnung fanden sich im Abbau des aufgelassenen Ziegelwerkes bei Eberdorf verschiedene unverwitterte Erratika, die auf eine kurzfristige, größere Eisausdehnung hinweisen, als sie zur Zeit der Schüttung des Hauptniveaus der Niederterrasse vorhanden war (Tafel 3).

Die Füllung des breiten Zungenbeckens des Eisstromes im Metnitztal (Dürnstein, St.Salvator bei Micheldorf) wird von den sehr flachen Schwemmkegeln der Olsa und des Zeuschacherbaches abgeschlossen.

**Niederterrasse:** An der Endlage der Gletscherzunge des Murgletschers setzt eine ca. 40 m mächtige Terrassenschüttung an, die das ganze Krappfeld östlich der Gurk erfüllt und geschlossen bis Passering zu verfolgen ist. Der Terrassenkörper wird anfänglich von sehr grobem Geschiebe aufgebaut, das weiter nach Süden rasch eine bessere Zurundung und Abnahme der Korngröße mit gleichzeitiger qualitativer Auslese zeigt. Die Terasse findet dann bei Gösseling und im Durchbruchstal der Gurk von





**Abb. 3.**  
Die Gletscherzungen der Seetaler Alpen und des Murgletschers im Würmhochglazial.  
Aus: Erläuterungen zu Blatt 160 Neumarkt in Steiermark.

Wiendorf nach Brückel ihre Fortsetzung, mit der auch die Terrassenschüttung im Görtschitztal (D.Schillig 1966) korrespondiert (Tafel 4). Diese Schüttung stellt die Niederterrasse dar, die dann aber am Saualmsüdfuß in der peripheren Abfließrinne nicht mehr weiter zu verfolgen ist.

Die tiefer liegenden Terrassenkörper im Krappfeld und entlang des ehemaligen Wimitzlaufes und der Gurk sind teils Erosions- teils kurzfristige Akkumulationsformen (D.van Husen 1976).

**D r a u g l e t s c h e r :** Wesentlich deutlicher ist die Zweigliedrigkeit der Endmoränen des Würms in einen Maximal- und Hochstand am Draugletscher zu sehen. So ist 1 km nördlich Kraig eine deutliche Kante entwickelt, die ebenso wie ihre östliche Fortsetzung unterhalb Drasenberg durch häufiges Auftreten von erratischem Material als Endlage des Draugletschers anzusehen ist. Weiter im Osten lehnte sich die Gletscherstirn dann höchst wahrscheinlich bei Straganz an die Hochfläche "Auf der Eben" an, ohne daß heute Spuren davon erhalten geblieben sind. Wie weit die Eiszunge über den Wolschart Wald ins Krappfeld vordringen konnte, kann nicht gesagt werden, da hier durch die fluviatile Umlagerung auch schon zur Zeit des Maximalstandes jegliche Moränenreste zerstört wurden. Erratika bei Gösseling in 600 m Höhe und bei Pölling sowie die hohen Endmoränen südlich Weindorf weisen aber auf eine Eisausdehnung bis über den heutigen Gurklauf hin (Tafel 4).

Diese Eiszungen waren aber offensichtlich nicht kräftig genug einen wesentlichen Rückstau von Wimitz oder Gurk zu bewirken, da keine Reste von Staukörpern zu finden sind. So muß wohl angenommen werden, daß zu dieser Zeit der Abfluß mehr oder weniger ungehindert am Rand oder unter dem Eis erfolgen konnte. Eine durchaus ähnliche Situation war wohl auch südlich Brückel an der Eiszunge östlich des Magdalensberges gegeben.

Wesentlich deutlicher ist durch viele deutliche Endmoränen und mächtige Staukörper der Hochstand markiert, der wahrscheinlich in kurzem zeitlichen Abstand zum Maximalstand eintrat und eine wesentlich längere stabile Endlage der Gletscherstirn darstellt (Tafel 4).

Zu dieser Zeit erfolgte bereits ein Abfluß der Wimitz durch das Trockental südlich Gaming ins Krappfeld sowie der Gurk in Front der Gletscherzunge ins Launsdorfdorfer Becken, wodurch die Niederterrass bei Gösseling geschützt werden konnte, die in engem Kontakt mit den Endmoränen steht (D.van Husen 1976). In den über das ganze Gebiet weit verbreiteten Grundmoränenablagerungen findet sich eine bunte Geschiebezusammensetzung der weiteren Umgebung, die häufig erratisches Material aus den hohen Tauern und dem Gailtal beinhaltet.

**A b s c h m e l z p h a s e n :** An den beiden Eiszungen des Murgletschers im Norden sind keine Spuren der ersten Abschmelzphasen erhalten geblieben, so daß anzunehmen ist, daß sie sehr rasch abgeschmolzen sind.

Wesentlich differenzierter ist der Rückzug der Gletscherstirn des Draugletschers von den Endmoränen des Hochstandes rekonstruierbar. Das Erscheinungsbild und die Differenzierung der Sedimentationsbedingungen sind wegen der Verschiedenheit der Landschaftstypen (kleinkuppiges Gelände, größere





Abb. 4.  
Skizze der quartären Ablagerungen im Gurktal zwischen Mur- und Draugletscher.  
Aus: D. VAN HUSEN (1976), Mitt. Geol. Bergbaustud. Wien, 23.

Beckenlandschaften) und der von Norden - nach der Ablenkung - wieder gegen das abschmelzende Eis vordringenden Bäche stark unterschiedlich.

So stellt der Wall nördlich des Kraiger Sees einen ersten Halt im Abschmelzen dar, als noch ein Abfluß nach Norden zur Wimitz hin möglich war, der eine breite Rinne schuf. In der weiteren Folge war dieser Abfluß nicht mehr möglich als sich am nächsten kurzfristigen Halt bei Überfeld eine breite Eisrandterrasse ausbildete. Sie wird von deutlich deltageschütteten Sanden und Kiesen aufgebaut. Von ihr geht eine oserartige Bildung südlich Überfeld aus, die anzeigt, daß hier die Schüttung auch unter dem Gletscher stattfand. Dabei entstand durch einen größeren Toteiskörper der heutige Kraiger See. Diese Eisrandterrasse ist nach S bis Puppitsch zu verfolgen. Hier mündete in den Eisrandsee die Eisumfließungsrinne von Gassing, die den Abfluß des Baches bei Hintnausdorf darstellt. Daraus ergibt sich die Zusammensetzung der Kiese in der Eisrandterrasse, die neben den Ferngeschieben des Draugletschers zu einem hohen Anteil aus den Gesteinen der näheren Umgebung bestehen.

Beim weiteren Abschmelzen des Eiskörpers entstand dann eine vielstufige Treppe von Eisrandterrassen, die das weitere ruckweise Einschwenken des Hintnausbaches von einer NE gerichteten Abflußrichtung bis zum heutigen Lauf nachzeichnen.

Nur an einer Stelle war ein kurzer Vorstoß des Gletscherrandes über die Sedimente einer solchen Haltephase direkt nachweisbar. In der großen Kiesgrube oberhalb des Schlosses Hunnenbrunn liegt über den steil nach NE deltageschütteten Kiesen und Sanden der 570 m hohen Terrasse ein ca. 5-6 m hoher Seitenmoränenwall, dessen schmaler Rücken von zwei kleinen Toteislöchern unterbrochen wird. Dieser Wall wurde von einer kurzen, deutlichen Oszillation aufgeschüttet, der aber sehr wahrscheinlich nur auf den unmittelbaren Zungenbereich beschränkt blieb, da weiter im SW keine Fortsetzung dazu gefunden werden konnte.

Im Bereich der Wimitz ist die Sedimentation gänzlich von dieser geprägt. So bildeten sich keine Moränen aus, sondern nur weit gespannte Terrassen. Der letzte Abfluß der Wimitz zur Gurk schuf das Trockental Zuckmandl Kreuz - Tschagoster - Gaminger Kreuz, das später noch von einem nach Süden gerichteten, kurzfristigen Abfluß unterschritten wurde (D.van Husen 1976).

Zu dieser Zeit des letzten peripheren Abflusses der Wimitz waren die beiden Gletscherzungen der Wimitzfurche und des Längseebeckens noch vereinigt, entwickelten sich dann aber ganz unterschiedlich. In der Wimitzfurche bilde-

ten sich im weiteren Rückschmelzen zuerst kleine Eisrandterrassen und Staukanten an den Grundgebirgsauftragungen um Bernaich, in der weiteren Folge dann die mächtigen und weit verbreiteten Eisrandterrassen von Steinbrücken, Scheifling und NW St.Veit. Diese großflächigen Terrassen zeigen durch ihren Gesteinsinhalt (durchwegs Material aus den Gurktaler Alpen, dem etwas verschwemmtes Moränenmaterial beigemischt ist) und ihre Schüttung nach S an, daß sie hauptsächlich von der Wimitz gegen das abschmelzende Gletschereis geschüttet wurden. Die stauende Wirkung des Eiskörpers dokumentiert sich hier in der hohen Lage und der Erstreckung über die gesamte Talbreite sowie durch die fallweise auftretenden Toteislöcher. Im inneren Aufbau dominieren deltageschüttete Sande und Kiese (E.H.Weiss 1965), denen aber immer wieder horizontale Lagen grober Kiese zwischengelagert wurden. Daraus kann abgeleitet werden, daß es am Gletscherrand häufig zur Bildung kurzlebiger kleiner Seen kam, die von Perioden rein fluviatiler Schüttung unterbrochen waren.

Zur Zeit der Ablagerungen der tiefsten Terrasse in 500 m Höhe dürfte es am Nordrand des Glantales im Raum St.Veit zur Ausbildung eines stationären Sees gekommen sein, da hier an der sedimentären Abfolge mit Schluffen und Tonen im Liegenden (westlich Goggerwenig nördlich St.Veit) und deltageschütteten Sanden und Kiesen zum Hangenden das ungestörte Auffüllen eines Sees abgelesen werden kann.

Im Gegensatz dazu ist die Entwicklung der ersten Rückschmelzphase und deren Sedimente im Bereich des Längseebeckens völlig ungestört von den gegen den Gletscher vordringenden Bächen zu beobachten. So konnte sich hier eine kleine Oszillation (vgl. E.Lichtenberger 1959) deutlich abzeichnen. Sie hinterließ z.Teil scharfe Endmoränenwälle, an die sogar kleine Sanderflächen beim Plieschen und bei Kote 594 anschließen. Diese machen es auch wahrscheinlich, daß diese Oszillation erfolgte, als das Eis in der Wimitzfurche noch bis gegen Bernaich reichte und hier die Bildung der großflächigen Eisrandterasse einsetzte.

Die anschließende Entwicklung ist dann durch Abschmelzphasen mit der Bildung schmaler Eisrandterrassen (Draßendorf-St.Georgen) charakterisiert. In der weiteren Folge wurde das Längseebecken dann von der Moräne von Krottendorf (hier täuscht möglicherweise ein Felssockel eine größere Mächtigkeit vor) abgedämmt, ohne mit Sedimenten erfüllt worden zu sein, da zu diesem Zeitpunkt wahrscheinlich das Becken noch von einem Toteiskörper besetzt war. Als dieser abschmolz bildete sich der Längsee, der heute durch Verlandung nur etwa ein Drittel seiner ehemaligen Fläche aufweist.

Die ältesten Sedimente der Beckenfüllung sind durch Bohrungen erschlossen. Es sind dies glimmerhaltige Tone, die kaum Pollen führen (A.Fritz 1974). Sie wurden wohl unmittelbar nach dem Eisfreiwerden des Beckens sedimentiert, als die umgebenden Hänge kaum mit Vegetation bedeckt waren und viel Feinmaterial, besonders aus der Grundmoräne, ins Seebecken geschwemmt werden konnte. Über den Tonen folgen dann Gytija und Seekreide, die nach A.Fritz 1974 die gesamte spätglaziale Vegetationsentwicklung bis ins beginnende Holozän (Praeboreal) widerspiegeln. Dann setzte die Moorentwicklung ein, die zur Bildung eines mächtigen Torfkörpers führte (4 m in der Bohrung 600 m S des Seeufers. H.Löffler 1974).

Im Seebecken selbst liegen über den glimmerhaltigen Tonen ebenso Gytija und Seekreide, die wahrscheinlich das gleiche Alter wie im Liegenden des Torfes aufweisen. Darüber folgt 1,5 m Sapropel (H.Löffler 1974).

Beim Abschmelzen dieses Eislappens im Launsdorfer Becken entwickelte sich am Nordrand des Beckens, durch die Südexposition stark begünstigt, eine große Eisrandterrasse in 540 m Höhe, die, nur durch den Lava-Bach unterbrochen, von Taggenbrunn bis Launsdorf reicht. Hier springt sie dann weit nach S ins Becken vor, was möglicherweise auf eine Aufragung des Untergrundes (mündl.Mitt.W.Wascher) zurückzuführen ist, da dieser schneller ausaperte. Aufgebaut wird die Terrasse von deltageschütteten Kiesen und Sanden, die ihrer Zusammensetzung nach umgeschwemmtes Moränenmaterial darstellen. Neben einem leichten Gefälle von West nach Ost ist auch eine Zunahme des Feinkornanteiles nach Osten zu beobachten. Daraus kann aber geschlossen werden, daß diese Terrasse von einem Eisrandgerinne aufgeschüttet wurde, das zur Gurk hin noch auf die Terrasse in 540 m (Groblage) entwässerte (Tafel 4).

Nachdem sich die aktive Gletscherfront bis ins Glantal zurückgezogen hatte und auf der Höhe von Beiersdorf lag, wurde das eisfrei gewordene Becken bis zu einer Höhe von 530 mit feinen Sedimenten erfüllt (vgl. E.Lichtenberger 1959). Es sind dies weitgehend eben gelagerte, ton- und glimmerreiche Silte und Sande, die nur im W südlich Goggerwenig randlich von Kies- und Schotterlagen durchsetzt sind. Bei diesen Sedimenten handelt es sich um Ablagerungen eines Stausees, der zwischen dem Gletschereis im Glantal, das noch die Grundgebirgsaufragung bei Beiersdorf-Untermühlbach besetzt hielt und dem Gurktal aufgestaut war. Zur Erklärung des Rückstaus am Ostende im Gurktal kann folgender Mechanismus dienen. Bei der Tiefenerosion während des Eisrückzuges fand die Gurk ihr altes Bett östlich des Gehöftes Rain nicht wieder und traf in 530 m auf Permoskythsandstein, in dem sie einen epigenetischen Durchbruch anlegen mußte. Dadurch war aber die konti-

nuierliche Gefällsentwicklung gestört, und es entstand oberhalb der Enge ein Rückstau, der zur Ausbildung einer Terrassenfläche in 530 m Höhe führte, die weiter flußabwärts bis Brückl nicht mehr entwickelt ist. Durch diesen Rückstau bedingt trat die Gurk wahrscheinlich zeitweise - sicher aber bei hoher Wasserführung - mit dem Zungenbecken in Verbindung und lagerte hier ihren Schweb ab.

#### LITERATUR

- BECK, H.: Aufnahmebericht über Bl. Hüttenberg-Eberstein (5253).- Verh. Geol.B.-A., Wien 1927  
Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Bl. Hüttenberg-Eberstein (5253), 1:75.000- Geol.B.-A., Wien 1931
- BECK-MANNAGETTA, P.: Aufnahmsberichte 1955-1961.- Verh. Geol.B.-A., Wien 1955-61.
- FRITSCH, W.: Aufnahmebericht über die geologische Neuaufnahme des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a.d. Glan, Kärnten.- Karinthn, 34/35, 211-217, Knappenberg 1957.
- FRITZ, A.: Die Bedeutung des Längsee-Moores für die spätglaziale Vegetations- und Klimageschichte des Klagenfurter Beckens (Ostalpen).- Carinthia II, 277-293, Klagenfurt 1973
- HUSEN, D. VAN: Zur quartären Entwicklung des Krappfeldes und des Berglandes um St. Veit a.d. Glan.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23, 55-68, Wien 1976  
Erläuterungen zu Blatt 160 Neumarkt in Steiermark.- Geol.B.-A., Wien 1980  
Synsedimentäre Gleitschollen großen Ausmaßes im terrestrischen Jungtertiär der Karawanken.- Geol. Rdsch., 73, 433-445, Stuttgart 1984
- LICHTENBERGER, E.: Der Rückzug des Würmgletschers im mittleren Klagenfurter Becken und Krappfeld.- Mitt. Österr. Geogr. Ges., 101, 37-62, Wien 1959
- LÖFFLER, H.: Die Entwicklung der Meromixis im Klopeiner See und Längsee.- Carinthia II, 373-377, Klagenfurt 1974
- SCHILLIG, D.: Geomorphologische Untersuchungen in der Saualpe (Kärnten).- Tübinger Geogr. Stud., 81 S., Tübingen 1966
- SPREITZER, H.: Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten.- Geogr. Jber. aus Österr., 28, 1-50, Wien 1961
- THIEDIG, F.: Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. "Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins, Teil VII".- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16, 5-70,, Wien 1966
- WEISS, E. H.: Zur Entstehung von Bruchstrukturen in glazialen Sand-Kies-Ablagerungen.- Carinthia II, 55-62, Klagenfurt 1965