

# Zur quartären Entwicklung des Krappfeldes und des Berglandes um St. Veit an der Glan

Dirk van Husen

1 Taf. (3)

Anschrift:

Dr. Dirk van Husen  
Inst. f. Geol., Techn. Univ. Wien  
Karlsplatz 13  
1040 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	23	S. 55—68	Wien, Sept. 1976
---------------------------------------	----	----------	------------------

## Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	. . . . .	57
Einleitung	. . . . .	57
Praewürm	. . . . .	58
Würm	. . . . .	59
Eiszerfall	. . . . .	62
Literatur	. . . . .	67

### Zusammenfassung

Für die mächtigen Schotter „Auf der Eben“ konnte durch die Höhendifferenz ihres Felssockels mit dem der Niederterrasse im Vergleich mit anderen inneralpiner Tallandschaften ein mindelzeitliches Alter wahrscheinlich gemacht werden. Für diese Einstufung spricht auch ihr Verwitterungsgrad im Gegensatz zu den Ablagerungen der Rißeiszeit.

Für die Würmeiszeit konnte ein kurzfristiger Maximalstand und ein längerer, in seinen geologisch-morphologischen Auswirkungen wesentlich deutlicherer Stand kartiert werden. Dämmte der Maximalstand die größeren Gerinne (Wimitz, Gurk) ab, so konnte sich am Hochstand ein nahezu zusammenhängendes peripheres Gerinne als Sammelkanal ausbilden. Im Krappfeld zwischen Mur- und Draugletscher kam es an der Gurk zur Ausbildung einer Niederterrasse, die bis Klein-St. Veit südlich Brückl zu verfolgen ist. Ab Obertrixen floß die Gurk dann unter dem Eis nach Süden ab.

Während des beginnenden Spätglazials konnte ein sehr unterschiedlich rasches Abschmelzen der einzelnen Gletscherlappen gezeigt werden, was auf eine differenzierte Entwicklung der beiden Hauptäste des Draugletschers (Glan, Drau) zurückzuführen sein dürfte.

### Einleitung

Die vorliegende Arbeit entstand auf Wunsch der Kollegen W. FRITSCH, N. MITSCH, G. RIEHL-HERWIRSCH und W. WASCHER und war als Korrelierung der quartären Bildungen in ihren Arbeitsgebieten und als Neuaufnahme noch fehlender Bereiche für eine geplante Geologische Karte des Berglandes um St. Veit an der Glan gedacht. Bei der Geländearbeit im Sommer 1969 standen mir ihre Originalaufnahmen und die Möglichkeit zu Diskussionen und gemeinsamen Feldbegehungen offen. Dabei war mir Dr. W. FRITSCH mit seiner umfassenden Kenntnis der Geologie des Kärntner Raumes beim Bestimmen der Herkunftsgebiete der so vielfältigen Geschiebegemeinschaft besonders behilflich.

Im Zuge der Kartenaufnahme ist auch versucht worden, die Ergebnisse mit denen der Arbeiten von H. BOBEK und E. LICHTENBERGER (1959) im Zungenbereich des Draugletschers und der Arbeit von H. SPREITZER (1961) über den Murgletscher zu vergleichen und eine Verbindung zwischen beiden Gletscherbereichen herzustellen. Dabei wird in dieser Arbeit nur auf jene Verbindung beider Eisströme im Krappfeld und auf neu hinzugekommene Details im Bereich des Draugletschers eingegangen, die im Zuge der Kartierung gewonnen werden konnten. Zum Verständnis des Gesamtbildes des beginnenden Eiszerfalles des Draugletschers ist im Bereich des Arbeitsgebietes besonders die Arbeit E. LICHTENBERGERS notwendig, auf deren Textstellen immer wieder verwiesen wird, um Wiederholungen zu vermeiden.

Namen von Gehöften und Orten und die Koten, die im Text erwähnt werden, sind den Blättern 186 (St. Veit an der Glan) und 203 (Maria-Saal) der Österreichischen Karte (1 : 50.000) entnommen.

## Praewürm

Die wohl ältesten quartären Sedimente stellen die mächtigen Schotter des Plateaus „Auf der Eben“ dar. Es sind dies zirka 80 m mächtige, durchwegs fluviatile Schotter, die in ihrer Zusammensetzung denen der Niederterrasse der Gurk weitgehend entsprechen, aber eine wesentlich intensivere Verwitterung zeigen. Abgesehen von der bis zu 2 m mächtigen, rotbraunen, völlig entkalkten Bodendecke ist über den ganzen Terrassenkörper eine starke Verwitterung zu beobachten, die zu einer fortgeschrittenen Kaolinisierung der Feldspäte und einem damit verbundenen Festigkeitsverlust der feldspatführenden Gesteine (Geschiebeleichen) führte. Die Karbonate, und hier im besonderen die Dolomite, sind oft stark angeätzt und grusig aufgelöst. Diese Erscheinung ist oft so weit fortgeschritten, daß von diesen Geröllen nur noch feine Asche vorliegt, die manchmal von einer etwas härteren Kruste umgeben ist. Der Schotterkörper liegt einem kuppigen Felssockel auf, der in seinem östlichen Teil eine Ebenheit in ca. 570—580 m Höhe bildet und an vier Stellen aufgeschlossen war (am Prallufer der Gurk westlich Latschach, an der scharfen Biegung der Straße nach Oberbruckendorf ca. 300 m nach der Abzweigung von der Triester Bundesstraße, in der Schottergrube direkt westlich dieser Abzweigung, an der Gurk im Bereich der Mündung des Trockentales beim Gaminger Kreuz).

Diese Ebenheit stellt den Felssockel der Schotter „Auf der Eben“ und wahrscheinlich auch das Niveau des Krappfeldes zur Zeit ihrer Akkumulation dar. Dieser wurde zuletzt während der Würmeiszeit durch den peripheren Wimitzlauf seiner alten Schotterdecke beraubt und mit geringmächtigen Niederterrassenschottern bedeckt. Nach Osten zu streicht er mehr als 30 m über dem Felssockel der über das ganze Krappfeld verbreiteten Niederterrasse aus.

Die Zerstörung dieses Felssockels (in Analogie zu anderen Räumen) wird wohl auch hier im Mindel-Riß Interglazial erfolgt sein, womit eine Bildung der mächtigen Schotter „Auf der Eben“ in der Mindeleiszeit am wahrscheinlichsten ist. Für diese Einstufung älter als Riß spricht auch noch die wesentlich stärkere Bodenbildung sowie Verwitterung des Schotterkörpers als deren Ablagerungen. Ebenso auch der Vergleich mit den als rißeiszeitlich eingestuften Schottern bei Althofen am Nordrand des Krappfeldes (E. LICHTENBERGER 1959, S. 43). Es handelt sich hier um deutlich über dem Niveau der Niederterrasse gelegene Schotter und Sande, die einer kräftigen Aufschotterung während einer weit stärkeren Verlegung des südlichen Abflusses aus dem Krappfeld durch die größere Erstreckung des Rißgletschers (E. LICHTENBERGER 1959, P. BECKMANNAGETTA, 1959—1961, W. FRITSCH 1957) entstammen.

Die Verwitterung dieser Schotter ist weitaus weniger fortgeschritten als in den Schottern „Auf der Eben“ (schwache Kaolinisierung der Feldspäte, wenig Geschiebeleichen, Karbonate nur angeätzt, aber weitgehend erhalten), aber doch deutlich stärker als in der Niederterrasse. Ein Vergleich dieser Ablagerungen mit der Terrassenfolge im Görtschitztal (G. SCHILLING 1966, S. 55 ff.) ergibt eine gute Übereinstimmung im Verwitterungsgrad der Schotter, aber eine starke Diskrepanz in der Höhe

des Felssockels. Diese Unterschiede sind wahrscheinlich dadurch leicht erklärbar, daß die Görttschitz durch ihr größeres Gefälle in ihrem an der Görttschitztaler Störungszone sehr jung angelegten engen Tal bis in jüngste Zeit beträchtlichere Erosionsleistungen als die Gurk in der Talweitung des Krappfeldes erbrachte.

Darüber hinaus läßt sich auch eine Beziehung der Schotter „Auf der Eben“ zur Entwicklung des Gewässernetzes herstellen. Die Schotter verlegen südlich Meiselding den ehemaligen Abfluß des Bergwerkgrabens (F. THIEDIG 1970, Abb. 4), der heute in einem epigenetischen Durchbruch bei Rastendorf zum Krappfeld durchbricht. Diese Abflußrinne wird wahrscheinlich auch die Wimitz zur Zeit der Akkumulation der Schotter „Auf der Eben“ benutzt haben. Ob die Anlage des Durchbruches erst durch diese Verschüttung des Tales entstand oder etwas älter ist (Günz?), kann nicht gesagt werden, wird aber ebenso wie die Anlage der großräumigen peripheren Umfließungsrinne der Gurk östlich Gnesau der Zeit der ersten Vollvergletscherung des Drautales entstammen. Die Gurk benutzte damals im Raum des Krappfeldes die alten Abflußrinnen (F. THIEDIG 1970, Abb. 4) teilweise auch in entgegengesetzter Richtung (Gösseling-Brückl), als die nach SW ins Klagenfurter Becken gerichteten unteren Teile dieser Rinne durch das Gletschereis verlegt waren. Diese wurden dann im Laufe der Eiszeiten zu teilweise breiten Trögen überformt (Launsdorfer Niederung, Längsee). Als einzigem Bach gelang es nur der Wimitz, ihre alte Abflußrichtung nach den Eiszeiten wieder zu erlangen.

### Würm

Im Bereich des Untersuchungsgebietes sind zwei Stände des Draugletschers zu beobachten, die dem Hauptvorstoß des Würm zuzuordnen sind. Der erste und am weitesten vorporellende Stand soll im weiteren als Maximalstand, der zweite, etwas kleinere, in seinen Ablagerungen und morphologischen Auswirkungen wesentlich ausgeprägtere Stand als Hochstand bezeichnet werden. Die Differenzierung dieser beiden Stände ist nicht nur auf den Nordrand des Draugletschers beschränkt, sondern konnte auch am Südrand (D. van HUSEN 1973, S. A 66) und an den Lokalgletschern der östlichen Karawanken (D. van HUSEN 1974, S. A 64) beobachtet werden und entspricht wahrscheinlich auch den beiden äußersten Ständen I und II im östlichen Klagenfurter Becken (H. BOBEK 1959, S. 32).

Nördlich Kraig reichte der Maximalstand knapp 1 km über den Ort hinaus und lagerte eine Endmoräne in 640 m Höhe ab, die den Übergang zum Wimitztal abdämmt. An sie schließt ein kleiner Sanderkegel an, der hoch über dem Wimitztal ausstreicht. Östlich des Kriebel, der damals als flache Insel aus dem Eis aufragte, stieß der Gletscher bis weit nach Norden vor und verschloß die Bucht südlich Drasenberg. Der kleine eisfrei gewordene Zwickel wurde von Norden her von einem Schwemmkegel erfüllt, der nach Süden in 620 m frei ausstreicht. An dieser Kante finden sich in überwiegend lokalem Material viele Erratika des Draugletschers, so daß sie als Marke des Gletscherendes angesehen werden kann. Aus dieser Zeit stammt auch die kleine Kamesterrasse (Kote 610 m). Sie wird von Kiesen

und Sanden der Wimitz (wenig Fernmaterial) mit deutlicher Deltaschüttung aufgebaut, die offensichtlich in einer kleinen offenen Wasserfläche innerhalb des Eises von der Wimitz abgelagert wurden, als sie zu dieser in den Gletscher entwässern mußte, da ihr der periphere Weg zur Gurk verlegt war.

Weiter im Osten schmiegte sich dieser Gletscherstand an den Südabfall der Hochfläche „Auf der Eben“ an, drang bis in die Niederung des Krappfeldes vor und reichte am NW-Abfall des Stammerberges bis in knapp 660 m Höhe (unverwitterte Erratika außerhalb dre Endmoräne des Hochstandes). Demnach war zu dieser Zeit der Bereich des Wolscharter Waldes mit seinen Aufragungen bis max. 650 m gänzlich mit Eis bedeckt. Dabei wurden die, wie an kleinen natürlichen und künstlichen Aufschlüssen ersichtlich ist, aus Hauptdolomit gebildeten Hügel des Wolscharter Waldes nahezu gänzlich mit Grundmoräne bedeckt. Östlich St. Georgen drang der Draugletscher über Rottenstein bis gegen Weindorf vor. Auch hier hinterließ dieser kurze Gletschervorstoß keine Endmoräne. Es bildeten sich zwei kräftige Sanderflächen aus, die oberhalb der Straße Weindorf—Rottenstein und in der Rinne südlich davon in 620 m Höhe ansetzen. Beide gehen in eine Terrasse über, die bis zur Enge von Pölling zu verfolgen ist, wo sie mit den Seitenmoränen des Eislappens in der Launsdorfer Niederung (östlich Kote 642 m) verknüpft ist.

Dieser Eislappen drang hier während dieses Standes bis gegen Gösseiling vor, was durch kleine Staukanten mit Fernmaterial und Erratika bis knapp über 600 m oberhalb des Ortes belegt ist. Durch diesen ersten kräftigen Vorstoß wurde die Enge von Pölling weitgehend verlegt und die Gurk am ungestörten Abfluß gehindert. Der Abfluß dürfte dabei unter dem Eis erfolgt sein. Diese Abriegelung bedingte auch die kleinräumige, hohe Aufschotterung knapp über dem Niveau der Niederterrasse. Weiter im Osten sind die Zeugen dieses Standes nicht mehr deutlich ausgeprägt und nur auf Grundmoränenvorkommen und Erratika außerhalb des Hochstandes beschränkt.

Der zeitlich wahrscheinlich sehr kurz auf den Maximalstand folgende Hochstand ist wesentlich deutlicher zu beobachten und wurde im Untersuchungsraum bereits von E. LICHTENBERGER (1959, S. 40 ff.) genau beschrieben. Im Gegensatz zum Maximalstand ist er durch gut ausgebildete Seiten- und Endmoränen sowie mächtige Talverbaue markiert, die auf eine wesentlich längere Dauer hinweisen. Während dieses Standes vereinigten sich die beiden Eislappen bei Kraig und Dielach nördlich des Kriebel nicht mehr. Außerdem drang das Gletschereis auch nicht mehr ganz bis an den Südabfall der Hochfläche „Auf der Eben“ vor, so daß sich hier ein peripheres Gerinne des Kraiger- und Wimitz-Baches als Fortsetzung der Umfließungsrinne des Hintnaus-Baches bei den Kraiger Schlössern ausbilden konnte. Im Bereich des Wolscharter Waldes reichte der Gletscher bis an die grundmoränenbedeckten Erhebungen, hinterließ aber nur westlich und südlich Maria-Wolschart deutliche Endmoränen. Der Gletscherrand befand sich hier in ca. 610 m Höhe. Diese wird auch durch die kleine Kamesterrasse in ca. 515 m Höhe angezeigt, die kronenartig der Hauptdolomitaufragung NW Kote 594 nufsitzt.

Die Entwässerung dieser Gletscherzunge erfolgte in der Hauptsache nach Süden zur Glanniederung. Nur an zwei Furchen (Bundesstraße und östlich davon) kam es zu einem schwachen Abfluß nach Norden und zur Ausbildung flacher Sanderkegel. Sie korrespondieren sehr gut mit der (vorwiegend aus Material der Gurktaler Alpen, vermengt mit etwas erratischem Material gebildeten) Terrasse der Wimitz in ihrem peripheren Gerinne bei Straganz und Gaming, die mit einem leichten Ostgefälle gegen die Niederterrasse des Krappfeldes ausstreicht. Diese Terrasse ist über große Teile des Krappfeldes verbreitet, bis zur hochwürmzeitlichen Eisrandlage des Murgletschers bei Hirt (H. SPREITZER 1961, S. 14) zu verfolgen und belegt den gleichzeitigen Hochstand beider Gletscher.

Der Hochstand erfüllte auch das Tal bei Rottenstein, war aber durch eine Aufragung des Untergrundes bereits in zwei Lappen getrennt, an dessen südlichem ein schöner Talverbau nördlich des Hasenkogel in 600 m Höhe den längeren Gletscherstand anzeigt.

Die Launsdorfer Niederung war während des Hochstandes von einem mächtigen Gletscherarm erfüllt, der in der Bucht von St. Sebastian mächtige Moränen und Talverbaue (Labon) hinterließ, die durch ihren Gehalt an erratischem Material den Zusammenhang mit den Abflußrinnen des Draugletschers von der Südseite des Magdalensberges nachweisen (E. LICHTENBERGER 1959, S. 60). Diese Gletscherzunge war aber nicht mehr käftig genug, um ganz nach Gösseling vorzustoßen und die Enge von Pölling gänzlich zu verschließen. Hier hinterließ sie mehrere enggestaffelte Wälle, die kleine Oszillationen der Gletscherzunge anzeigen. Die Endmoränen stehen in engem Zusammenhang mit der Niederterrasse, die in kleinen Kanten und Resten von Passering bis gegen Pölling zu verfolgen ist, und als schmale Leiste die Enge durchzieht. Ihre direkte Fortsetzung findet sie in der Terrasse bei Gösseling, wo durch die Gurk die Ablagerung einer Endmoräne verhindert wurde.

Östlich St. Martin beim Gehöft Rainer ist die Niederterrasse ebenso wieder durch einen kleinen Übergangskegel mit der Endmoräne verknüpft. Somit erscheint die Gletscherzunge durch die schmelzende Wirkung der Gurk an einem weiteren Vordringen gehindert worden zu sein, wodurch für die Akkumulation der Niederterrasse Platz blieb. Diese ist von hier an beiden Talflanken fast ohne Unterbrechung bis Brückl zu verfolgen und korrespondiert hier mit der Niederterrasse des Görttschitztales, wie dies G. SCHILLING (1966, S. 63 ff.) beschreibt. Bei der Chlorfabrik südlich Brückl dürfte wieder die gleiche Situation wie bei Gösseling eingetreten sein, da die Terrasse westlich Klein-St. Veit höhenmäßig die unmittelbare Fortsetzung der Niederterrasse des Gurktales darstellt. Für die Gleichaltrigkeit der erwähnten Terrassen von Straganz (Wimitz) über Gösseling bis Klein-St. Veit spricht, abgesehen von der Kontinuität ihrer Gefällsverhältnisse und Höhenlage, auch der Umstand, daß ca. 8—10 m tiefer eine Terrasse durchzieht, die durch ihren charakteristischen Aufbau über ihre ganze Länge sicher parallelisierbar ist. Im Verlauf dieser Terrasse konnte in vielen künstlichen Aufschlüssen (nördlich Dielach, Stammersdorf, Gasselhof, südlich Wiendorf, Brückl, westlich Klein-St. Veit, Salchendorf, Eppersdorf) in gleicher Position im hangenden Bereich immer

wieder eine im Mittel ca. 1 m mächtige Lage sehr grober Gerölle beobachtet werden (Durchmesser 0,5—0,7 m sind nicht selten). Erste Beobachtungen wurden von G. RIEHL-HERWISCH (1966) und W. WASCHER (1969) gemacht. Die Zusammensetzung dieser Groblage ist im Vergleich mit den übrigen, wesentlich feineren Terrassensedimenten viel stärker von der allernächsten Umgebung geprägt. Diese Beobachtungen können wahrscheinlich am besten dadurch erklärt werden, daß diese Lage auf ein starkes Unwetter mit anschließendem Hochwasser der Gurk zurückzuführen sein wird. Die dabei von den kleineren Seitenbächen teilweise wahrscheinlich murenartig ins Gurktal transportierten Geröll- und Schottermassen wurden von der Gurk dann noch weitgehend über die ganze Terrassenoberfläche verteilt. Durch diese kontinuierliche Verbreitung war auch eine Korrelierung der Abschmelzphase weit voneinander entfernter Gletscherzungen möglich, wie später ausgeführt werden wird.

Ab Klein-St. Veit erfolgte der weitere Abfluß der Gurk zur Zeit des Hochstandes dann in einem schluchtartigen Tal bis Obertrixen. Hier setzt NW der Ruine (Kote 614) in 525—530 m (10 m höher als Klein-St. Veit) eine Terrasse an, die nach Osten an der Endmoräne von St. Francisci vorbei in die breite Umfließungsrinne am Südrand der Saualpe zieht. Zudem liegt die Felssohle südlich Gattersdorf über die ganze Breite der Rinne in 517—518 m Höhe im selben Niveau wie die Terrasse von Klein-St. Veit. Folglich fand die Gurk während dieses Standes ihren Abfluß ab Waisenberg-Obertrixen unter dem Eis, während die breite Umfließungsrinne vom Diexer Bach und oberflächlichen Schmelzwässern durchflossen wurde, die auch den Schotterkörper zwischen Obertrixen und der Felschwelle aufschütteten.

### **Eiszerfall**

Das Abschmelzen des Draugletschers und sein von kurzen Vorstößen und längeren Haltephasen unterbrochenes Zurückweichen wurde in größerem Rahmen von H. BOBEK und E. LICHTENBERGER (1959) dargestellt. Es soll hier, wie eingangs erwähnt, nur auf einige Punkte zur Verfeinerung und Ergänzung des Erscheinungsbildes eingegangen werden.

Das Erscheinungsbild und die Differenzierung der Sedimentationsbedingungen im Bereich des Arbeitsgebietes sind dank der großen Verschiedenheit der Landschaftstypen (kleinkuppiges Gelände bis größere Beckenlandschaften) und der von Norden — nach der peripheren Ablenkung zur Zeit des Hochglazials — wieder gegen das zurückschmelzende Eis vordringenden Bäche kleinräumigst stark schwankend.

Nach dem deutlichen Stand, der seine Endmoräne nördlich des Kraiger Sees hinterließ (Stand II, E. LICHTENBERGER 1959), wobei die Gletscherzunge auch teilweise durch das breite, in die Grundmoräne eingeschnittene Tal noch zur Wimitz hin entwässerte, war beim weiteren Rückzug diese Abflußrichtung nicht mehr möglich. So bildete sich am nächsten Halt, der bis gegen Überfeld reichte, eine breite Eisrandterrasse aus. Sie wird von deutlich deltageschütteten Sanden und Schottern 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 Süden 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 Schotter in der Eisrandterrasse, die neben den Ferngeschoben des Draugletschers zu einem hohen Anteil aus den Gesteinen der näheren Umgebung bestehen.

Beim weiteren Zurückweichen der Gletscherstirn wurde durch Moränenwälle bei Puppitsch und am Galgenkogel noch eine steile Gletscherzunge in diesem Bereich nachgezeichnet. 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 neuerlicher Vorstoß des Gletschers über die Sedimente einer solchen Haltephase direkt nachweisbar. In der großen Schottergrube oberhalb des Schlosses Hunnenbrunn liegt über den steil nach NE deltageschütteten Schottern 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 einem kurzen, kräftigen Vorstoß aufgeschüttet, der aber sehr wahrscheinlich nur auf den unmittelbaren Zungenbereich beschränkt blieb, da weiter im SW keine Fortsetzung dazu gefunden werden konnte.

Noch viel deutlicher ist im Bereich Dielach—St. Veit der Charakter der spätglazialen Sedimente von den gegen den rückschmelzenden Gletscher vordringenden Bächen (Wimitz) geprägt. Erfolgte der Abfluß der Wimitz zur Zeit des Hochstandes durch das Trockental bei Gaming, so konnte diese Abflußrichtung bis zum Stand II (Dielach; E. LICHTENBERGER 1959, S. 45 f.) aufrecht erhalten werden. Damals wurden noch zwei Terrassen unterhalb der Niederterrasse bei Straganz aufgeschüttet, die aber bereits durch Einschaltungen von deltageschütteten Lagen von größerer Mächtigkeit im Terrassenkörper anzeigen, daß es zeitweise durch kleine Bewegungen der Gletscherstirn zur Seebildung kam und wahrscheinlich zu diesem Zeitpunkt auch ein Abfluß nach Süden (in den Gletscher) bereits möglich war (Schüttrichtung vorherrschend Süden). Die tiefere der beiden Terrassen führt die beschriebene Groblage.

Das letzte deutliche Abflußtal der Wimitz, das aus der Abschmelzphase des Standes von Dielach stammt, ist heute noch vom Zuckmandl-Kreuz bis gegen Gaming zu verfolgen. Es wird südlich von Dielach von einer flachen, ca. 1 m tiefen, heute trockenen Rinne unterbrochen, die nach Süden gegen Breitenstein zu verläuft und auf eine breite Eisrandterrasse ausmündet. Die Entstehung dieser nur kurzfristig aktiven Rinne könnte durch den Abfluß eines höheren Grundwasserspiegels in den Terrassen N Dielach erklärt werden, der durch die Tieferlegung der Wimitz sehr bald seine Grundlage verlor. Eine Umkehr der Abflußrichtung in der gesamten Rinne fand nicht statt, da das E-Gefälle zwischen Tschagoster und Gurk erhalten ist.

Zu dieser Zeit waren die beiden Gletscherzungen der Wimitzfurche und des Längseebeckens noch vereinigt, entwickelten sich dann aber ganz

unterschiedlich. In der Wimitzfurche bildeten 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 Schüttrichtung nach Süden an, daß sie hauptsächlich von der Wimitz gegen den zurückweichenden Gletscher geschüttet wurden. Die stauende Wirkung des Gletschers dokumentiert sich hier in der hohen Lage und der Erstreckung über die ganze Talbreite sowie durch die fallweise auftretenden Toteislöcher. Im inneren Aufbau dominieren deltageschüttete Sande und Kieser (E. H. WEISS 1965), denen aber immer wieder horizontale Lagen grober Schotter 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 (vgl. E. LICHTENBERGER 1959, S. 60 f., St.-Veiter Stauseen).

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 Schottern zum Hangenden das ungestörte Auffüllen eines Sees abgelesen werden kann.

Im Gegensatz zu den eben beschriebenen Gletscherlappen ist die Entwicklung der ersten Rückschmelzphase und deren Sedimente im Bereich des Längeseebeckens völlig ungestört von den gegen den Gletscher vordringenden Bächen zu beobachten. So konnte sich hier ein kleiner Vorstoß (vgl. E. LICHTENBERGER 1959, S. 47) deutlich abzeichnen. Er hinterließ teilweise scharfe Endmoränenwälle, an die sogar kleine Sanderflächen beim Plieschen und bei Kote 594 anschließen. Diese machen es auch wahrscheinlich, daß dieser Vorstoß erfolgte, als das Eis in der Wimitzfurche noch bis gegen Bernaich reichte und hier die Bildung der großflächigen Eisrandterrasse 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 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 noch rund ein Drittel seiner ehemaligen Fläche aufweist. Von dem Gletscherstand, der die Moräne von Krottendorf (hier täuscht möglicherweise ein Felssockel eine größere Mächtigkeit vor) aufschüttete, ist im übrigen Launsdorfer Becken sonst keine Marke erhalten geblieben (vgl. E. LICHTENBERGER 1959, S 47 ff.). Beim Abschmelzen dieses Eislappens 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 Süden

ins Becken vor, was möglicherweise auf eine Aufragung des Untergrundes (mündl. Mitteilung W. WASCHER) zurückzuführen ist, da dieser schneller ausaperte. Aufgebaut wird die Terrasse von deltageschütteten Schottern und Sanden, die ihrer Zusammensetzung nach umgeschwemmtes Moränenmaterial darstellen. Neben einem leichten Gefälle von West nach Ost ist auch eine Zunahme des Feinkornanteiles nach E 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.

Am Südrand des Eiskörpers konnten sich im selben Niveau nur kleine Eisrandterrassen östlich Hochosterwitz und an der Mündung der Bäche weiter im Westen bilden. Möglicherweise entstand auch zu dieser Zeit die gut ausgebildete Eisrandterrasse in 535—540 m Höhe (E. LICHTENBERGER 1959, S. 59) oberhalb St. Veit. Eine Verbindung beider Terrassen ist durch die eigenständige Entwicklung in der Wimitzfurche aber nicht möglich.

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 m mit feinen Sedimenten erfüllt (vgl. E. LICHTENBERGER 1959, S. 53). Es sind dies weitgehend eben gelagerte, ton- und glimmerreiche Silte und Sande, die nur im Westen südlich Goggerwenig randlich von Kies- und Schotterlagen durchsetzt sind. Bei diesen Sedimenten handelt es sich um Ablagerungen eines Stausees, der zwischen dem Gletscher im Glantal, der noch die Grundgebirgsaufragung bei Beiersdorf-Untermühlbach besetzt hielt und den Moränenwall von Beiersdorf aufschüttete (die kleine Sanderfläche zwischen Moräne und Hang läuft beim Gehöft Paule auf die Aufschüttung in 530 m Höhe aus) und dem Gurktal aufgestaut war. Zur Erklärung des Rückstaus am Ostende im Gurktal kann folgender Mechanismus zugrundegelegt werden: Bei der Tiefenerosion während des Eistrückzuges 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 kontinuierliche Gefällsentwicklung gestört, und es entstand oberhalb der Enge ein Rückstau, der zur Ausbildung einer Terrasse in 530 m Höhe führte, die weiter flußabwärts bis Brückl nicht mehr entwickelt ist. Durch diesen Rückstau bedingt trat die Gurk zeitweise — sicher aber bei höherer Wasserführung — mit dem Zungenbecken in Verbindung und lagerte hier ihren Schweb ab. Dadurch erklärt sich wahrscheinlich auch besser die überraschende Mächtigkeit von über 30 m (volle Mächtigkeit ist nicht erschlossen), die als Absatz der Gletschertrübe allein (nur während des Beiersdorfer Standes möglich) kaum zu erklären wäre.

Ähnlich wie die Wimitz konnte sich auch die Gurk zur Zeit des allerersten Eistrückzuges nicht sofort gegen den Gletscher durchsetzen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß sie damals auch noch im Niveau der Niederterrasse über Klein-St. Veit in die Furche des Trixen-Baches abfloß, als der Gletscher nur noch bis an den SW-Rand dieser Rinne reichte, aber auf alle Fälle nicht mehr darüber hinaus. Die Seiten- und Endmoränen dieses Standes (N Waisenberg, St. Leonhard) zeigen an, daß sich die

Ernährungsverhältnisse der einzelnen lokalen Gletscherzungen (Gurktal, Sattel beim Kerme, Furche des Trixen-Baches) nach dem Hochstand hier sehr rasch änderten und der Bischofberg-Frankenber-Zug — zum Hochstand fast gänzlich überwältigt — als deutliche Barriere wirkte, wodurch die Zunge im Gurktal durch die Enge von St. Filippen in ihrer Wirkung stark gegenüber den anfänglich noch vereinigten beiden von Süden vordringenden behindert war. In der weiteren Folge zerfielen auch diese beiden Gletscherzungen, wodurch der rasch abschmelzende Ast über den Sattel beim Kerme noch die Seitenmoränen bei Winklern abgelagerte.

Zur Zeit des kleinen Vorstoßes der Zunge in der Trixen-Bach-Furche (H. BOBEK 1959, S. 32), der die scharfen Endmoränen beim Schloß Frankenstein und nördlich St. Georgen zurückließ, war der Rest der Hochfläche südlich Klein-St. Veit bis auf einen Toteiskörper im Bereich der Moor-Haide bereits eisfrei. Die kleine Sanderfläche, die an diese Endmoränen anschließt, füllte gemeinsam mit dem flachen Schwemmkegel aus dem Saugraben (wahrscheinlich hat damals das Eis noch den Sattel beim Kerme überschritten, ohne in dem engen Tal eine Moräne zu hinterlassen) das glazial übertiefte Becken von Waisenberg auf. Ihre Grenze gegenüber der Moor-Haide ist südlich der Grundgebirgsauftragung (Kote 573 m) eine recht scharfe Kante, die auf einen Toteiskörper hinweist. Wenn zu dieser Zeit die Gletscherzunge durch das Gurktal noch bis hierher gereicht hätte, müßten wahrscheinlich von ihr auch Moränenwälle ausgebildet worden sein. Dafür, daß dieses Gebiet, bedingt durch die Enge bei St. Filippen, sehr rasch eisfrei geworden ist (zumindest viel rascher als die anderen Zungenbereiche nördlich St. Veit), spricht auch der Umstand, daß das Gurktal zwischen Salchendorf und St. Filippen zumindest randlich eisfrei war, als die Terrasse mit der Groblage aufgeschüttet wurde. In den Aufschlüssen bei Salchendorf und westlich Klein-St. Veit wird durch eine Deltaschüttung im Liegenden der Groblage angezeigt, daß damals der Abfluß nach Süden anfänglich noch durch Eismassen zumindest zeitweise verlegt war.

Diese Beobachtungen, die neben einer stark differenzierten Entwicklung der einzelnen kleinen Eislappen im Hügelland am Nordrand des Klagenfurter Beckens auch auf eine stark unterschiedliche Entwicklung der beiden Hauptäste des Draugletschers (Glantal, Drautal) im beginnenden Spätglazial hinweisen, deuten auch die Schwierigkeiten in der Parallelisierung der einzelnen Stände über größere Räume an.

Die nächste deutliche Marke des Gletscherrandes im Bereich des Gurktales bilden die Endmoränen bei Annamischl-Steinitz bei St. Michael ob der Gurk, zu denen in ihrer Höhenlage die gut ausgebildeten Endmoränen bei Gammersdorf und dem Gehöft Kronabeth westlich der Gurk gehören (E. LICHTENBERGER 1959, S. 53 ff.). Von diesen Endmoränen gehen kleine Sanderflächen aus, die in einen Stausee im Gurktal mit einer Spiegelhöhe von ca. 510 m münden und hier mächtige Delta aufschütteten. Die großflächige Deltaschüttung nördlich Pischeldorf setzt sich am Südabfall des Landschadenkogels bis nach Ochsendorf fort und zeigt dadurch und durch ihren inneren Aufbau (Richtung der Deltaschüttung durchwegs nach Osten) an, daß diese Terrasse entlang eines Eiskörpers abgelagert

wurde, der das Gurktal wahrscheinlich noch bis auf die Höhe von Krobathen erfüllte. Dabei dürfte es sich aber bereits um einen inaktiven Eiskörper gehandelt haben (größere eisfreie Bereiche an der Seite der intensiveren Sonnenbestrahlung), der durch den neuerlichen Gletschervorstoß und die dadurch erfolgte Verbauung der Gurkenge westlich des Hammerberges vom Stausee bedeckt wurde. Nach der Entleerung des Sees und dem Abschmelzen des Eiskörpers kam es an der Nordseite des Hammerberges zu einer großflächigen Sackung, deren Fuß heute teilweise wieder von der Gurk unterschritten wird.

Während des weiteren Abschmelzens des Gletschers kam es in dem Hügelland NW Maria-Saal zur Ausbildung einer stark differenzierten Eiszerfallslandschaft mit vielen kleineren und größeren, oft deltageschütteten Eisrandterrassen, die auf kurzlebige Eisrandseen und Gerinne hinweisen (Possau, Groblach und Liebnitz, Dürrenfeld, Schuriauhof, Großgörschach nördlich Timenitz). Am Beginn dieses Abschmelzvorganges kam es an einigen Stellen zum Abfluß von Schmelzwässern aus dem Glantal nach Osten, wie durch die breiten, einige Meter in die Moräne eingesenkten Trockentäler bei Stuttern angezeigt wird. Zu dieser Zeit war die ca. 100 m tief eingeschnittene Rinne von Arndorf-Timenitz noch mit Eis verstopft, wie durch die Eisrandterrassen mit Toteislöchern NE des Krauthen-Kogels und nördlich Winklern angezeigt wird. Erst nach dem Abschmelzen dieses Eiskörpers wurde die Rinne wieder frei und diente wahrscheinlich auch der Glan kurzfristig als Abfluß, solange der direkte Weg nach Süden verlegt war.

Die Anlage dieser ca. 100 m tief eingeschnittenen Rinne kann aber nicht in einer so kurzen Zeit ihrer Funktion, wie dies E. LICHTENBERGER (1959, S. 54) annimmt, erfolgt sein. Ich möchte daher aber annehmen, daß die Anlage solcher tief in das Grundgebirge eingeschnittenen Rinnen (z. B. auch die Rinne bei St. Peter südlich des Längsee) hauptsächlich während der Eiszeit subglazial durch Schmelzwässerabflüsse erfolgte, zumal die Rinne östlich der Gurk in dem Trockental bei Wutschein ihre direkte Fortsetzung findet.

### Literatur

- BOBEK, H.: Der Eisrückzug im Klagenfurter Becken. — Mitt. Österr. Geogr. Ges. **101**, S. 3—36, 4 Textabb., 1 Kartentaf., Wien 1959.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Aufnahmsberichte 1955—1961. — Verh. Geol. B. A., Wien 1955—1961.
- FRITSCH, W.: Aufnahmsbericht über die geologische Neuaufnahme des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a. d. Glan, Kärnten. — Karinthin, **34/35**, S. 211—217, Knappenberg 1957.
- FRITSCH, W.: Zur Nomenklatur der Görtschitztal-Störungszone. — Carinthia II, **73**, S. 52—57, 1 Abb., Klagenfurt 1963.
- FRITSCH, W.: Zur Geologie des Gebietes nördlich von St. Veit a. d. Glan, Kärnten, und zur Tektonik des Krappfeldbeckens. — Carinthia II, **79**, S. 12—27, 2 Taf., 1 Prof., Klagenfurt 1969.

- GROSCOPF, R.: Zur Petrographie und Tektonik des schwachmetomorphen Altpaläozoikums im nordöstlichen Klagenfurter Becken (Ostalpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, S. 215—278, 20 Abb., 3 Taf., 3 Tab., Wien 1970.
- HILLER, O. K.: Zur Morphogenese des Krappfeldbeckens in Kärnten. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., **115**, S. 86—105, 1 Abb., 1 Karte, Wien 1973.
- HUSEN, D. van: Bericht über Aufnahmen für die geologische Karte der östlichen Karawanken (1 : 25.000) auf den Blättern 203, 204, 212, 213. — Verh. Geol. B. A., S. A65—A69, Wien 1973.
- HUSEN, D. van: Quartärgeologische Untersuchungen in den östlichen Karawanken. — Mitt. Geol. Ges., **66**, S. 61—74, 3 Taf., Wien 1974.
- LICHTENBERGER, E.: Der Rückzug des Würmgletschers im mittleren Klagenfurter Becken und Krappfeld. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., **101**, S. 37—62, 1 Textabb., 1 Kartentaf., Wien 1959.
- MITSCH, N.: Zur Geologie des Magdalensberges und Muraunberges bei St. Veit. — Unveröff. Diss., Phil. Fak. Univ. Wien, 151 S. Wien 1966.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Beitrag zur Geologie des Berglandes östlich vom Magdalensberg (Kärnten). — Unveröff. Diss., Phil. Fak. Univ. Wien, 256 S., 75 Abb., 5 Taf., 1 Tab., Wien 1966.
- SCHILLIG, D.: Geomorphologische Untersuchungen in der Saualpe (Kärnten). — Tübinger Geogr. Stud., H. 21, 81 S., 2 Tab., 6 Skizz., 15 Abb., 5 Kart., Tübingen 1966.
- THIEDIG, F.: Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. „Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins, Teil VII.“ — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16**, S. 5—70, 23 Abb., 5 Taf., Wien 1966.
- THIEDIG, F.: Verbreitung, Ausbildung und stratigraphische Einstufung neogener Rotlehme und Grobschotter in Ostkärnten (Österreich) (mit einem Beitrag von N.-P. RÜHL, Hamburg). — Mitt. Geol. Paläont. Inst. Hamburg, H. 39, S. 97—116, 5 Abb., 4 Tab., Hamburg 1970.
- WASCHER W.: Zur Geologie der Trias und des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling). — Unveröff. Diss., Phil. Fak. Univ. Wien, 205 S., 47 Abb., 1 Bildbd., Wien 1969.
- WEISS, E. H.: Zur Entstehung von Bruchstrukturen in glazialen Sand-Kies-Ablagerungen. — Carinthia II, Mitt. naturwiss. Ver. Kärnten, 75. bzw. 155. Jg., S. 55—62, 4 Abb., Klagenfurt 1965.

# SKIZZE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN IM GURKTAL ZWISCHEN MUR- UND DRAUGLETSCHER

D. van HUSEN

