

Zur glazialen Entwicklung des oberen Gurktales

DIRK VAN HUSEN*

10 Abbildungen

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 183 Radenthein
Blatt 184 Ebene Reichenau

Kärnten
Gurktal
Talentwicklung
Würmeiszeit

Inhalt

Zusammenfassung	39
Abstract	39
Einleitung	40
Geologischer Rahmen	40
Himmelberg-Prekowa-Höhe	40
Gurktal zwischen Prekowa-Höhe – Ebene Reichenau	43
Winklbach – Holzbodenbach	46
Oberstes Gurktal	48
Massenbewegungen	51
Der „Gurkgletscher“ zur letzten Eiszeit	53
Literatur	56

Zusammenfassung

Die Schluchtstrecke „Enge Gurk“ wurde wohl angelegt, als der Gurkgletscher das erste Mal die Größe wie zum Maximum der Würmeiszeit (Last Glacial Maximum; LGM) erreichte. Dabei mag anfänglich nur eine Ablenkung an den Nordrand der Feldkirchener Bucht mit Abfluss ins Wimitz- oder Glantal erfolgt sein. Die endgültige Überwindung der Wasserscheide zum Einzugsgebiet der Sarnitz und Glödnitz (heute mittleres Gurktal) kann auch subglazial in einer der Eiszeiten mit stärkerer Gletscherentwicklung (Mindel?) erfolgt sein.

Während der letzten Eiszeit war das obere Gurktal von einem mächtigen Eisstrom erfüllt, der seine Eismassen aber hauptsächlich aus den Einzugsgebieten des Murgletschers (Turrach) und des Draugletschers (Bad Kleinkirchheim) bezog und bei Himmelberg mit dem Draugletscher in Kontakt kam. Die Eigenvergletscherung des Einzugsgebietes hingegen war weitgehend auf kleine Kargletscher beschränkt. In der kurzen Zeitspanne des LGM entstanden bei St. Lorenzen zwei Eisstauseen (Ander- und Gurktal). Diese Situation bestand wahrscheinlich auch in früheren Eiszeiten.

In der ersten Abschmelzphase unmittelbar nach dem LGM wurde die mächtige Eisrandterrasse auf der Prekowa-Höhe geschüttet, die der Gurk nachhaltig die Wiedergewinnung ihres primären Verlaufs verwehrt. Diese Situation hat wahrscheinlich auch in den früheren Interglazialen bestanden. Die Gurk hätte dann in den Perioden zwischen den Vergletscherungen, wenn überhaupt, ihren primären Lauf nur für kurze Zeit durch Subrosion wieder erlangen können.

The Glacial Development of the Upper Gurk-valley

Abstract

The primary bed of the river Gurk toward the SE was blocked up during one of the first glaciations extending as far as the Würmian (Last Glacial Maximum; LGM). Thus it was forced to run north into the drainage area of river Glödnitz forming the canyon "Enge Gurk". During LGM a big glacier occupied the upper Gurk valley fed from ice streams from foreign catchment areas crossing high elevation watersheds like Turrach pass (Mur glacier in the north and the Draugletscher in the south). In the drainage area of the upper Gurk valley itself only more or less small cirque glaciers were formed.

In the upper most part of the Gurk valley an ice-dammed lake was formed during the short period of LGM. There is evidence suggesting this situation may have occurred during all of the glaciations.

During the first step of down melting a huge kame-terrace was formed between the tongues of Gurk and Draug glaciers at Prekowa-Höhe. Thus river Gurk is still forced to flow to the North into its canyon. This situation probably occurred at all of the interglacial periods.

*) DIRK VAN HUSEN: Simetstraße 18, A 4813 Altmünster. dirk.van-husen@aon.at

Einleitung

Die glaziale Entwicklung des oberen Gurktales, an der Schnittstelle zwischen Murgletscher im Norden und dem Draugletscher im Süden, ist der Beginn des gestörten Verhältnisses der Gurk zum Draugletscher und des durch diesen ihr aufgezwungenen Verlaufes. Der ihr angestammte direkte Abfluss ins Klagenfurter Becken wurde verhindert. Die erste Darstellung dieser Situation findet sich in PENCK & BRÜCKNER (1909). Eine differenziertere Beschreibung in Bezug zum Murgletscher erfolgte bei SPREITZER (1961). Der Bereich der Prekowa-Höhe wurde im Rahmen einer hydrogeologischen Untersuchung von WEISS (1977) und LITSCHER (1977) genau analysiert. In Zusammenhang damit erfolgte auch eine glazialmorphologische Bearbeitung des Tales zwischen Patergassen und der „Engen Gurk“ durch EICHER (1978a, b). Nach der Bearbeitung des Raumes um das Krappfeld (THIEDIG et al., 1999), der zweiten Stelle, an welcher der Draugletscher den Lauf der Gurk wieder entscheidend beeinflusste, wurde nun im Zuge der geologischen Landesaufnahme das gesamte Einzugsgebiet der Gurk oberhalb der Schluchtstrecke der „Engen Gurk“ neu kartiert.

Geologischer Rahmen

Das gesamte Einzugsgebiet des oberen Gurktales liegt in der Stolzalpen Decke der Gurktaler Masse (PISTOTNIK, 1996, 2003). Sie wird in der großen Masse von sehr eintönigen, grau bis graubraunen Serizit- und Quarzphylliten des Altpaläozoikums gebildet, in die öfters tuffitische Phyllite und Grünschiefer eingelagert sind, mit denen auch massigere Metadiabase (z.B. Falkert, Winkelbachtal) einhergehen. Diese und die immer wieder auftretenden karbonatischen Einschaltungen (Eisendolomite, dunkle Marmore) sind, wenn auch selten, in den jungen Lockersedimenten verfolgbar. Auffälliger hingegen sind die ebenso auftretenden Quarzkonglomerate und -sandsteine des Jungpaläozoikums, die auch gut als auffällige Leitgesteine nutzbar sind.

Phyllite wie auch die Grüngesteine weisen eine intensive Fältelung und Zerschierung auf, die eine geringe Gesteinsfestigkeit und hohe Anfälligkeit zur Schuttbildung zur Folge haben. So sind die nie von glazialer oder aktueller fluvialer Erosion betroffenen Hänge (Lattersteig, Hochrindl, Großer Speikkofel, Fadenberg) mit mächtigen Schuttdecken verhüllt, sodass Felsaufschlüsse recht selten sind. In den Kaltzeiten erfuhren diese Schuttmassen auch eine solifluidale Formung, sodass eine recht gleichmäßige, mächtige Schuttdecke für diese Bereiche typisch ist.

In den von den Gletschern durchflossenen und dadurch auch wesentlich tiefer liegenden Talabschnitten mit steileren Flanken führte die geringe Gesteinsfestigkeit und die hohe Teilbeweglichkeit der Phyllite zu großen Massenbewegungen. Hier und in den Karräumen können aber die Phyllite auch zu erstaunlich grobem Schutt mit zum Teil riesigen Blöcken zerfallen, die sich auch in den glazialen Sedimenten (Saureggen, Gurksee, Falkert) finden.

Die leicht auffindbaren und identifizierbaren Quarzkonglomerate und -sandsteine der Turrach und Werchzirben Alm/Königstuhl (PISTOTNIK, 1996) waren als erratische Blöcke für differenzierte Aussagen über die Eisflussrichtung sehr hilfreich.

Himmelberg-Prekowa-Höhe

Der westliche Teil des Hügellandes nördlich Feldkirchen wurde durch drei Gletscherzungen beherrscht, die von Süden (Draugletscher in der Feldkirchener Bucht gemeinsam mit dem Eisstrom im Teuchenbachtal) und von Westen aus dem Gurktal vordrangen und sich im Raum der Prekowa-Höhe (zwischen Himmelberg und Gnesau) vereinigten (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Die größte Mächtigkeit der Eisbedeckung wird hier durch einen Staukörper oberhalb der Straße von Weißenbach nach Lassen markiert, dessen Oberfläche nach Norden abfallend zwischen 1.040–1.030 m Höhe liegt. An der Oberfläche des überwiegend aus Phyllitschutt gebildeten Körpers finden sich immer wieder gerundete Geschiebe verschiedener Gneise sowie Amphibolite und Glimmerschiefer, die bis in eine Höhe von maximal 1.050 m zu finden sind, aber weiter westlich und am Hang darüber im mächtigen Hangschutt fehlen. Dieser Staukörper markiert offensichtlich das Gletscherniveau am Zusammenfluss der Eisströme des Gurk- und Teuchenbachtals. Die hier auftretenden Erratika stammen wohl in der Mehrzahl aus dem Gletscher des Teufenbachtals, da derartige Geschiebe in den glazialen Ablagerungen des Gurktales so gut wie nicht zu finden waren.

Nördlich der Gurk, oberhalb des Wirtshauses Seebacher fanden sich im Kies der Terrasse in 1.000 m Höhe mehrere große Gneisgeschiebe. Diese, wie auch die großen erratischen Blöcke (verschiedene Gneise, Granatglimmerschiefer) nordöstlich Urscherwirt auf dem Moränen bedeckten Rücken südlich der Gurk, sind dementsprechend am ehesten auch durch den Eisstrom aus Süden abgelagert worden. Als einen weiteren Hinweis auf einen starken glazialen Einfluss aus dem Süden könnte noch die Zusammensetzung der Schwerminerale in den Schluffen der Prekowa-Höhe gesehen werden. Ein deutlicher Anteil an Apatit (saurer plutonischer Liefergebiet) in dem von Mineralen eines epi- bis mesozonal metamorphen Liefergebietes (Nockberge, Gurktaler Alpen) geprägten Schwermineralspektrums ist als Einfluss aus dem Draugletscherbereich (Zentralgneis) gedeutet worden (LITSCHER, 1977; Eine Herkunft aus den kleinen Vorkommen des Bundschuh-Orthogneises des Pridröf und Kolmnock und der Transport über das Tal bei Bad Kleinkirchheim wurden von ihm nicht in Betracht gezogen). Das wäre ein weiteres Indiz, dass der Eisstrom des Draugletschers von Süden dominanter war als der des Gurktales, wie dies schon von WEISS (1962) angenommen wurde. Der Gehalt an erratischen Geschieben in den Moränen des Hügellandes um Himmelberg, die im westlichen Teil nahezu zu 100 % aus Phylliten und Grünschiefern bestehen, nimmt nach Osten sehr rasch zu. Während dieser Zeit der maximalen Eisbedeckung war der Sattel der Prekowa-Höhe eisbedeckt und der Eisrand lag offensichtlich auch am Beginn der Schluchtstrecke der „Engen Gurk“ nördlich des Flusses (Abb. 1).

Die Eisströme lagerten damals auch die ausgedehnte Grundmoränen Decke um Zedlitzberg – Wöllach ab, die auch den langgestreckten Rücken südlich der „Engen Gurk“ bis über den Scheitel bedeckt. Eine Endmoräne ist hier nicht abgelagert worden. Demnach hat der Gletscher den Höhenrücken offensichtlich durchgehend überschritten. Ob er das Engtal aber auch überwinden konnte ist nicht feststellbar, da an beiden Flanken glaziale Spuren fehlen.

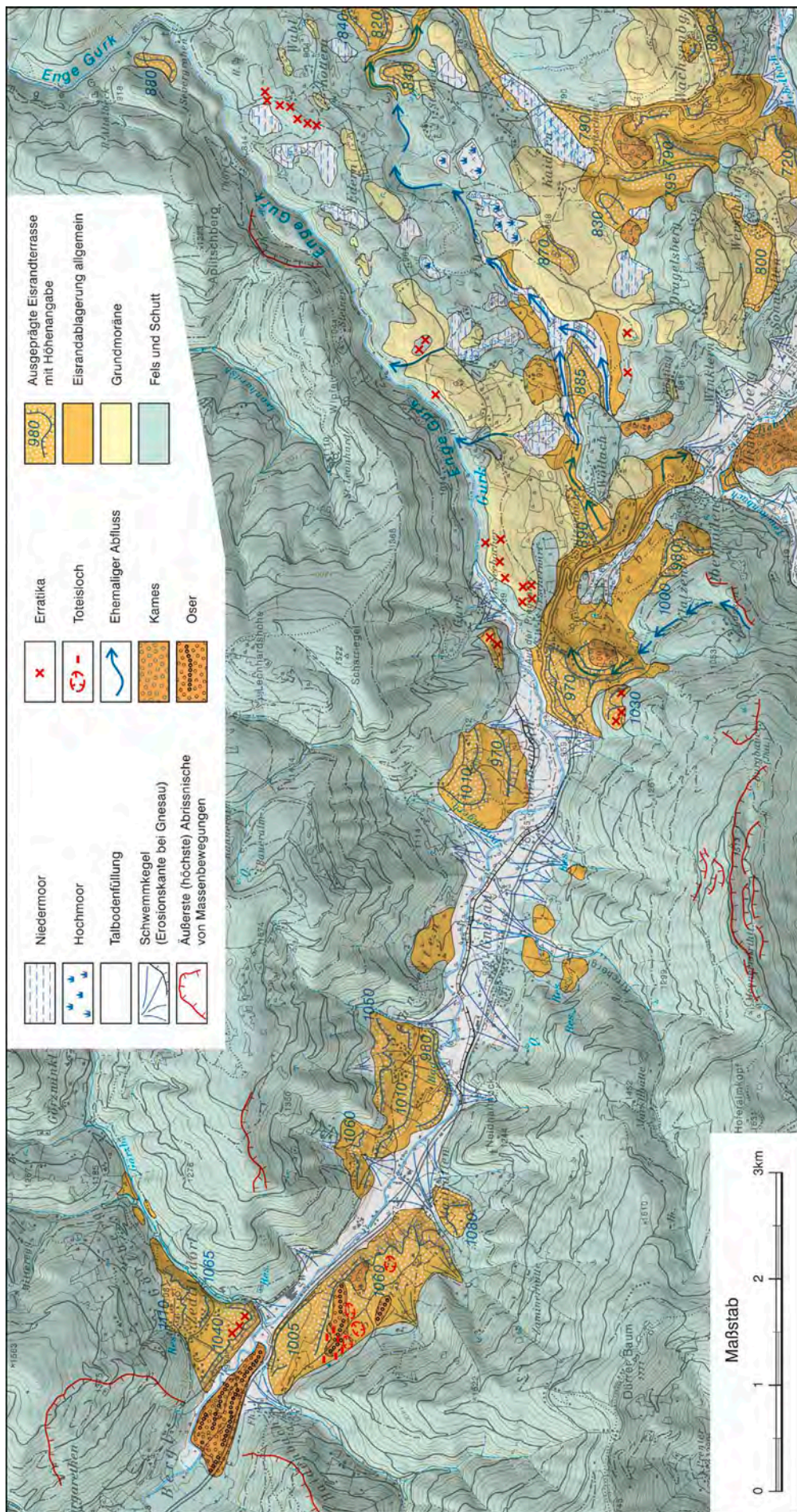


Abb. 1. Quartärgeologische Karte des Gurktales im Bereich „Enge Gurk“ – Zedlitzdorf.

Während dieser Eisausbreitung kam es an zwei Stellen (nördlich Wöllach und ca. 1 km weiter nordöstlich davon) zu subglazialen Schmelzwasserabflüssen nach Norden in das Tal der „Engen Gurk“, die einerseits in einem Felsbett, andererseits in Grundmoräne entwickelt waren. Die Täler, heute ohne nennenswerten Abfluss, münden mit hohem Gefälle auf dem Niveau des heutigen Gurktales und belegen somit, dass dieses in der kurzen Zeitspanne der maximalen Gletscherausdehnung mehr oder weniger in der heutigen Form und Niveau schon bestanden hat. Eine Bildung dieses tiefen Einschnittes der Gurk und konsequenterweise auch des anschließenden Durchbruchs nach Norden, wie dies EICHER (1978a) als Folge des Verschlusses des Tales bei der Prekowa-Höhe annimmt, ist wohl in der kurzen Zeitspanne des Würm-Hochglazials kaum vorstellbar. Wahrscheinlicher ist hingegen, dass die Ablenkung der Gurk schon durch die ersten Eisströme mit der Ausdehnung des würmzeitlichen erzwungen wurde und das Tal der „Engen Gurk“, besonders der Durchbruch nördlich Severgraben zum mittleren Gurktal hin angelegt wurde. Es ist aber vorstellbar, dass die Ablenkung der Gurk anfänglich nur an den nördlichen Rand der Feldkirchener Bucht erfolgte. Der weitere Abfluss hätte dann über das Wimitz- oder Glantal stattgefunden. Die Überwindung der Wasserscheide bei der Ruine Altabeck (Abb. 1) müsste dann wohl in der Mindel- oder spätestens der Rißeiszeit mit ihren im Zungenbereich deutlich mächtigeren Vergletscherungen erfolgt sein, wobei auch ein kurzfristig subglazialer Abfluss den Durchbruch geschaffen haben könnte.

Inwiefern die Gurk dann das Tal ständig oder fallweise benutzte, kann nicht gesagt werden. Ein immer wiederkehrender, wenn auch kurzer Abfluss nach SE über Himmelberg ist aber durchaus vorstellbar. Dafür sprächen auch das enge Tal und der hohe Felssockel oberhalb Himmelbergs, der bei länger dauerndem Abfluss wohl erodiert worden wäre. Er stellt letztendlich auch die Ursache für den Quellhorizont im Tiebelursprung dar.

Der hohe Rücken weiter nach NW nördlich Edern – Köttern ist noch stellenweise mit Grundmoräne und erratischen Blöcken bedeckt, die neben der deutlichen Eisüberformung eine Ausdehnung des Eises auch hier bis an den Südrand der „Engen Gurk“ belegen. Dieser Bereich ist offensichtlich öfter, im Gegensatz zu den Hängen nördlich der Gurk, vom Eis überformt worden. Zu diesen besteht nicht nur ein deutlicher morphologischer Unterschied sondern auch einer in der Höhenlage.

Einen weiteren Hinweis auf maximale Ausdehnung der Zunge des Draugletschers in der Feldkirchener Bucht liefert der Schotterkörper NW der Gurkbrücke bei Severgraben. Er wird von sandigen mittelkörnigen bis groben Kiesen aufgebaut, die durch gering mächtige sandarmen Lagen mit groben Geröllen unterbrochen werden, wodurch eine horizontale Schichtung angedeutet wird (EICHER, 1978a). Das Kiesmaterial besteht fast zur Gänze aus mäßig gerundetem Schutt der lokalen Phyllite, in denen manche große ungerundete Blöcke eingelagert sind. Dazu kommen noch einige wenige Gerölle von verschiedenen Gneisen, Amphibolite und andere erratische Geschiebe aus dem Einzugsgebiet des Draugletschers. Der Terrassenkörper mit einer Oberfläche in 880 m Höhe ist auf einem breiten Sockel aus Phyllit ca. 50 m über der heutigen Gurk im Lee eines Felsriedels entwickelt. Position und Form deuten darauf hin, dass der Körper in seiner heutigen Ausdehnung an einem kurzlebigen Eisrand abgelagert wurde. Die Eiszun-

ge müsste demnach von Süden, durch die Senke östlich Wabl vorstoßend, die Gurk überschritten, den Felssockel randlich bedeckt und weiter in die Schlucht der „Engen Gurk“ nach Norden gereicht haben. Eine Ausdehnung, die auch der Position des Eisrandes weiter östlich entspricht (UCIK, 1987). Demnach wäre die Terrasse im Gegensatz zu EICHER (1978a) nicht als direkte Sanderschüttung am Gletscherende, sondern als Eisrandterrasse anzusehen, die durch ein temporäres Gerinne am Eisrand in der Mulde auf dem Sockel gebildet wurde, was auch dem Kornaufbau des Sedimentkörpers besser entspricht. Außerdem wäre bei einer primären Überschüttung des Sockels mit dem Sander schwer vorstellbar, dass die nachfolgende Erosion den Terrassenkörper in der Mulde verschont hätte, während der höher liegende Teil des Sockels gänzlich freigelegt worden wäre. Die Niederterrasse setzt dann erst, rund 40 Meter mächtig, am Nordausgang der „Engen Gurk“ bei Neualbeck an und ist Gurk abwärts zu verfolgen (vergl. PISTOTNIK, 2003; KLEINSCHMIDT et al., 1991).

Die weitere Entwicklung nach dem Hochglazial (LGM) der drei Gletscherzungen ist dann durch Kames, kleineren Eisrandkörpern und großflächigen Eisrandterrassen in dem Hügelland zwischen Gurk und Tiebel dokumentiert.

Die älteste Form stellt der isolierte Hügel (Kote: 1.001m) oberhalb der Tiebelquellen dar. An seiner Oberfläche und in kleinen Anrissen finden sich grobe, mäßig gerollte Schotter mit sandiger Matrix. Das Material ist ausschließlich Phyllit der näheren Umgebung. Hinweise auf oberflächennah anstehenden Phyllit (WEISS, 1977) konnten ebenso nicht gefunden werden, wie auf die glazialen Ablagerungen in diesem Niveau und auf der darunter liegenden Terrasse (LITSCHER, 1977; EICHER, 1978b). Es handelt sich bei dieser Auftragung am ehesten um einen Kameshügel, der am Beginn der Trennung der Gletscherströme im Gurk- und Teuchenbachtal gebildet wurde (Abb. 1).

Die markanteste Form stellt aber die tiefer liegende breite Terrasse der Prekowa-Höhe dar, die durch ihre das Tal sperrende, dominante Erscheinung lange als Endmoräne (PENCK & BRÜCKNER, 1909; LITSCHER, 1977) zwischen Gurk- und Draugletscher, oder als eine adäquate Form (EICHER, 1978a, b) angesehen wurde. Sie wird von einer horizontalen ungegliederten Terrassenfläche in 970–975 m Höhe gebildet, die zur Gurk im Nordwesten und zu den Tiebelquellen im Osten durch hohe steile Böschungen begrenzt wird.

Aufgebaut wird der Terrassenkörper fast gänzlich von größeren Schottern aus der weiteren Umgebung (Gurktaler Phyllite). Erratische Gerölle finden sich nur ganz vereinzelt. Wie seismische Untersuchungen und Bohrungen zur Erfassung und Charakterisierung des Einzugsgebietes der Tiebelquellen (LITSCHER, 1977; WEISS, 1977) ergaben, ist der Sedimentkörper mindestens 100 m mächtig und wird größtenteils von Kiesen mit Zwischenlagen von Bänderschluften unterschiedlicher Mächtigkeit aufgebaut, die von Grundmoräne (in den Bohrungen erfasst) über den Phylliten unterlagert wird. Die beiden Materialien konnten aber seismisch nicht voneinander getrennt werden (LITSCHER, 1977). Im nördlichen Teil der Terrasse (Sägewerk) wurden sehr mächtige Bänderschluften erbohrt, die aber eine signifikant höhere Wellenausbreitungsgeschwindigkeit aufweisen als die Ablagerungen weiter südlich, was auf eine höhere Kompaktion (Konsolidierung) hinweist.

Der Kieskörper der Prekowa-Höhe stellt somit eine Eisrandterrasse dar, die nach der Trennung der Gletscherzungen des Gurk- und Teuchenbachtals in einem eng begrenzten Staubereich in einer sehr kurzen Zeitspanne zur Ablagerung kam. Dabei hatte sich die Gletscherfront im Gurktal bis ca. Weißenbach zurückgezogen, während das Eis im Osten das Tal bei Tiebel noch besetzt hielt. Die Schüttung erfolgte einerseits aus dem Gurktal, andererseits aber auch zu einem Teil aus der Umfließungsrinne bei Lassen (Teuchenbach-Eisstrom) von Süden. Darauf deuten neben den Sedimenten auch die Schwerminerale in den Schluffablagerungen (s.o.) hin, die aus dem Einzugsgebiet des Draugletschers stammen dürften (LITSCHER, 1977). Die offensichtlich rasch wechselnden Abflussverhältnisse haben zum heterogenen Aufbau des Sedimentkörpers und der wiederholten Bildung der Bänderschulflagen geführt. Diese wurden wohl hauptsächlich von den Drainagemöglichkeiten innerhalb des Eiskörpers im Osten bestimmt. Der Abfluss durch die „Enge Gurk“ war wahrscheinlich für die kurze Zeit noch durch Toteis blockiert, bis die Eisrandterrasse geschüttet war.

Die Bildung von ca. 35 Meter mächtigen Bänderschulflagen im Bereich des Nordrandes des Terrassenkörpers (LITSCHER, 1977) könnten schon früher, wahrscheinlich während des finalen Eisaufbaues in einer Stausituation abgelagert worden sein und durch die nachfolgende Eisüberlagerung, die durch die Seismik angezeigte höhere Konsolidierung erfahren haben. Auch ein noch höheres Alter aus einer der älteren Eiszeiten ist vorstellbar.

Die auf Grundlage dieser Untersuchungen von WEISS (1977) sowie LITSCHER (1977) angenommenen Höhenlage der Felssohle rund 120–140 m unter der Oberfläche der Terrassenoberfläche in 975 m Höhe kann durch das Auftreten des Phyllits in rund 840 m Höhe im Vorfeld des Quellhorizontes der Tiebelquellen bestätigt werden (vergl. PISTOTNIK, 2003). Die Annahme einer tiefer liegenden Lage der Felssohle im Bereich bis Himmelberg (EICHER, 1978b) ist dadurch nicht möglich.

Nach Abschluss der Akkumulation des Kieskörpers der Prekowa-Höhe setzte die Zerschneidung durch die Gurk ein, die ihr Abflussniveau in der „Engen Gurk“ wieder erlangte. Dabei dürfte es noch einmal zu einer kurzen Unterbrechung gekommen sein, auf welche die wenige Meter über der Gurk liegende Terrasse bei Weißenbach und Gnesau hindeutet. Ebenso schnitt die Umfließungsrinne bei Lassen in den Terrassenkörper der Prekowa ein, da ein früherer Abfluss nach Osten noch nicht möglich war. Das Gerinne schuf das heute völlig trockene, breite Tal, das den Kameshügel (Kote: 1.001 m) umschließt und auf einer Höhe von 950 Metern nach Osten zu ausstreicht. Der Sedimentkörper der Prekowa-Höhe wies damals offensichtlich noch einen hohen Grundwasserstand auf, so dass der Abfluss während der Sommermonate ohne Permafrost im Kieskörper nicht versickerte, sondern das breite Tal schaffen konnte. Dieser Grundwasserstand kann aber nur durch die Eismassen im Bereich Tiebel bedingt gewesen sein, die das Tal noch vollkommen erfüllten und von deren Rand bei Lassen das Gerinne ausgegangen ist. Die Sohle des Trockentales streicht rund 50–60 m über dem Ansatz des Tales bei Wöllach aus, so dass in diesem wohl keine Fortsetzung gesehen werden kann.

Auch weiter östlich sind aus dieser Zeit des ersten Eiszerfalls mehrere Eisstaukörper erhalten, die eine Auflösung

des Eisrandes des Draugletscher Lappens anzeigen (Abb. 1). Dazu gehören die Terrasse bei Kote 868 m westlich Kaidern sowie die beiden nordöstlich St. Martin. Zu dieser Zeit war das tief eingeschnittene Tal südlich Edern – Köttern und bei Draschen noch von Eis blockiert. Auch die Eisrandkörper am Fuß des Zedlitzberges belegen, dass die Depressionen zwischen den Hügeln bei Wöllach, Kösting und Dragelsberg noch von Eiskörpern erfüllt gewesen sind. Erst als diese abgeschmolzen waren, konnte sich ein Gerinne entwickeln, das nördlich und südlich von Wöllach in 890 m ansetzt und das anfänglich breite Tal und dann das enge, scharf eingeschnittene südlich Edern – Köttern durchfloss. Dabei wurde erst der Talgrund bei Spitzenbichl und Wöllach und östlich des Hügels mit Schottern bedeckt, die später, als offensichtlich der Abfluss nach Osten völlig frei war, zerschnitten wurden, so dass ca. 5 m mächtige Terrassenkörper erhalten geblieben sind. Diese beiden Gerinne gingen von einem Eiskörper aus, der noch das tiefe Tal der Tiebel erfüllte und einen Abfluss nach Südosten weiterhin verhinderte. An dessen Rand wurden auch die Eisrandterrassen in 900 und 890 m Höhe bei Klatzenberg südlich des Tiebeltales gebildet.

Das in dieser Phase zum Abfluss nach Osten benutzte Tal ist eine etwa 40–50 m tief in das Phyllithügelland eingeschnittene Kerbe, die sich nach Osten bis Steuerberg verfolgen lässt (EICHER, 1978a; UCIK 1987). Da diese Bildung mit keiner Position eines länger bestehenden Eisrandes, wie dies EICHER (1978a) annimmt, in Zusammenhang gebracht werden kann, ist dessen Anlage als subglaziale Erosionsform anzusehen, die dann in den ersten Abschmelzphasen für kurze Zeit wieder benutzt wurde. Durchaus vergleichbare, tief ins Grundgebirge eingeschnittene Täler sind weiter östlich am Nordrand des Draugletschers zwischen Arndorf (Zollfeld) im Glantal und bei Stuttern sowie Deinsdorf im Gurktal, mit einer Fortsetzung östlich davon, bekannt (KAHLER, 1962).

In der weiteren Folge schmolz auch der mächtigere Eiskörper, der das Tal der Tiebel erfüllte, ab, wobei das oberste Tiebeltal mit mächtigen Stausedimenten verstopft wurde, deren Reste noch in der Talenge bei Oberboden erhalten sind. Der hier wallartig das Tal sperrende Körper ist nur ein durch die Tiebel und eine ehemalige Abflussrinne isolierter Rest dieser Talfüllung und keine Endmoräne wie dies EICHER (1978a) annimmt.

An dem Eiskörper im Tal bei Draschen wurde erst die Eisrandterrasse in 830 m unterhalb Kaidern geschüttet, bevor sich in den zerfallenden Eismassen, die das Tal sperrenden Kamesablagerungen bei Draschen bilden konnten. Dann entstand noch die breite Eisrandterrasse bei Werschling in 800 m Höhe, bevor letztendlich der mächtige Eisstaukörper am Ausgang des Tales mit Terrassenflächen in 795 und 790 m Höhe und einer tieferen in 730 m Höhe geschüttet wurde, bevor das Tal der Tiebel gänzlich eisfrei wurde.

Gurktal zwischen Prekowa-Höhe – Ebene Reichenau

Der würmzeitliche Eisstrom im Gurktal ist in seiner Mächtigkeit und Ausdehnung durch viele Eisrandstaukörper sehr gut zu rekonstruieren.

Am Zusammenfluss mit dem Gletscherast aus dem Teuchenbachtal lag die Oberfläche des Eises am Südrand in ca. 1.030 m Höhe. Am Nordrand ist oberhalb Weißenbach östlich des Peiningerbaches ein breit ausgedehnter Ter-

rassenkörper mit horizontaler Oberfläche erhalten, der aus schlecht gerundetem Phyllitschutt besteht. Im Bereich der südlichen Böschung treten mehrere Quellen auf, die auf aushaltende Feinkornlagen hinweisen. Hier finden sich auch größere gerundete erratische Blöcke von Grünschiefer.

Der Terrassenkörper ist ein Staukörper, der sich am Ausgang des Quelltrichters des Peiningerbaches in einem Stausee am Eisrand gebildet hat und eine Eisoberfläche in ca. 1.010 m Höhe anzeigt. Ob diese an der Nordseite des Eisstromes durch Ablation etwas tiefer lag, oder nur der Seespiegel tiefer lag, kann nicht gesagt werden. Im Fußbereich des Staukörpers ist noch eine von West nach Ost deutlicher werdende Terrasse entwickelt, die mit 970 m Höhe exakt das Niveau der Terrasse der Prekowa-Höhe aufweist und wahrscheinlich den westlichen Rand der Schüttung im Frontbereich des damaligen Eiskörpers im Gurktal markiert. Weitere kleine Reste von Eisrandkörpern sind südlich Gnesau in ca. 1.020 m und am Ausgang des Kirchgrabens als Teil eines ehemaligen Murenkegels erhalten geblieben.

In den Quelltrichtern nordwestlich Gnesau (Sonnleiten) ist ein mächtiger Komplex von Eisrandsedimenten erhalten, der im obersten Teil eine Terrassenfläche aufweist, die von rund 1.050 m in Osten bis auf ca. 1.060 m im Westen ansteigt. Hier finden sich im dominanten Phyllitschutt wieder einige Erratika (Gneise), die einen Eistransport aus dem Bereich von Bad Kleinkirchheim anzeigen. Wegen ihrer besseren Rundung und durchschnittlichen Korngröße im Kiesbereich ist anzunehmen, dass sie von Schmelzwässern in der weiten Nische angereichert wurden. Große erratische Blöcke hingegen fehlen.

An der Südseite des Gurktales ist oberhalb Maitratten eine Eisrandterrasse in 1.080 m Höhe erhalten. Diese Terrassen zu beiden Seiten des Tales zeigen eine würmzeitliche Gletscheroberfläche in rund 1.070 m Höhe an. Im Sedimentkomplex unter der Terrasse Sonnleiten sind dann noch deutliche Terrassenkanten in 1.010 und 980 m Höhe entwickelt, die aber keine durchgehend horizontale Terrassenfläche, sondern sanft talwärts abfallende Böschungen begrenzen. Sie dürften kurzfristige Eisränder des abschmelzenden Toteiskörpers im Gurktal markieren, an welche die solifluidal verfrachteten Sedimente des Eisrandkörpers angelagert wurden. Die gleiche Formung ist auch unterhalb der Terrasse, oberhalb Weißenbach, zu erkennen, wo die solifluidale Verfrachtung auf der Höhe der Terrassenfläche der Prekowa-Höhe ausläuft.

Der Mündungsbereich des heute epigenetisch tief eingeschnittenen Görzbaches war ebenso durch einen mächtigen Staukörper verschlossen, auf dem die Siedlung Zedlitzdorf liegt. Der Körper ist aus schlecht bis mäßig gerundetem Phyllitschotter aus dem Einzugsgebiet des Görzbaches aufgebaut. Die Oberfläche des Sedimentkörpers wird durch eine horizontale Terrassenfläche in rund 1.110 m Höhe gebildet, auf der die Kirche und die obersten Häuser stehen. Sie entspricht dem Oberflächenniveau des würmzeitlichen Eisstromes. In tieferen Lagen sind noch deutliche Terrassenkanten in 1.065 m und in 1.040 m über der Gurk entwickelt. Auch hier weisen, wie bei den weiter östlich liegenden Staukörpern, die tiefer liegenden Terrassen nach Süden abfallende Oberflächen auf, die auf eine solifluidale Überformung des Sedimentkörpers während der Eisrandsituation hinweisen. Im Bereich der tiefsten Terrassenkante finden sich einige große Erratika, die

den Eiskontakt zur Bildung der Terrassenkante belegen. Wie viele Quellaustritte an der Flanke zum tief eingeschnittenen Görzbach zeigen, sind im liegenden Bereich des obersten Terrassenkörpers offensichtlich verbreitet Feinkornlagen in den Kiesen eingeschaltet, die auch zu vielen kleinen Rutschungen führen. Sie belegen, dass bei der Bildung des höchsten Terrassenkörpers bis zur maximalen Eishöhe kurzfristige Stauseen bestanden haben, in denen die Feinkornlagen zur Ablagerung kamen.

Im Tal südlich Wiederschwing findet sich ab rund 1.200 m Höhe eine mächtige Lockersedimentfüllung, die den gesamten Talbereich einnimmt. Sie bedeckt den orografisch rechten Hangfuß des Unterkühberges bis rund 1.300 m Höhe und setzt sich dann entlang des Baches noch bis 1.340 m Höhe fort. Die Oberfläche ist durch Rutschmulden und kleinere rezente Rutschungen geprägt, die auf einen hohen Feinkornanteil in den tieferen Anteilen zurückzuführen sind.

Im Gegensatz dazu ist am orografisch linken Hangfuß am Ausgang eines kleinen Grabens ein Staukörper mit einer scharfen Kante in ca. 1.310 m Höhe erhalten. Ihre Fortsetzung findet sie dann entlang der Straße bis zu den Hütten in rund 1.340 m. Diese Kanten markieren offensichtlich das Niveau der Oberfläche des ehemals den Talbereich erfüllenden Staukörpers. In den Rutschungen und dem Straßenanschnitt fanden sich im lokalen Schutt immer wieder erratische Geschiebe (Gneis, Marmor) aus dem Bereich westlich Bad Kleinkirchheim, die auf einen nahen Eisrand hinweisen, ebenso wie der riesige Block (karbonatischer Schiefer der Umgebung) in 1.280 m Höhe, der wohl einen Eistransport erfordert. Diese Sedimentfüllung des Talbodens stellt die Reste des Eisstaukörpers der Würmzeit dar, der einen Eisrand in rund 1.300–1.310 m Höhe markiert.

An der Mündung der Talfurche von Bad Kleinkirchheim zeigen Gletscherschliffe bei Plaß (PENCK & BRÜCKNER, 1909) eine Eisbewegung von West nach Ost an, die auf einen deutlichen Eisabfluss hinweisen, so dass hier von keiner wesentlichen Stauwirkung durch den Eisstrom von Norden ausgegangen werden kann. Am Hang östlich Plaßbichl ist in rund 1.340 m ein terrassenartiger Schuttkörper entwickelt, der, nach Norden bis auf ca. 1.370 m ansteigend, rund 700 m bis vor die südlichsten Häuser von Vorderkoflach zu verfolgen ist. Er besteht aus lokalem Schutt und weist eine wellige Oberfläche mit Rückfallkuppen auf, die auf eine Ablagerung als Eisrandkörper an einem aktiven Eisrand hinweist. Offenbar ist durch den hohen Schuttanfall vom Hang die Ausbildung einer klaren Endmoräne kaschiert worden. Ebenso als Rest eines Staukörpers an diesem Gletscherrand ist die Lockersedimentanhäufung im Vorwaldbach in rund 1.400–1.420 m Höhe anzusehen.

Noch eine deutliche Marke für die Lage der Eisoberfläche stellt der ausgeprägte Staukörper oberhalb der Straße zum Falkertsee dar. Dieser mächtige Schuttkörper ist der Rest einer ehemals den ganzen Mündungsbereich des Seebachtales oberhalb der Steilstufe zum Gurktal erfüllenden Plombe, die an dessen Eisstrom gestaut wurde. Die heutige Vorderkante in 1.480 m Höhe dürfte recht genau auch die Höhe der Eisoberfläche widerspiegeln. Zur Würmeiszeit hat der Gletscher aus dem Karraum SE des Falkert den Eisstrom im Gurktal nicht erreicht (Abb. 10). Er reichte in seiner größten Ausdehnung bis zur Mündung des Baches aus dem Bärenental und hinterließ als schwindender Eiskörper dann die eindrucksvoll grobblockigen



Abb. 2.
Kiesgrube südlich Bergl. Im Liegenden von völlig unsortierten sandigen Kiesen (1) treten gering sortierte im gefrorenen Zustand verkippte grobe Kiese auf (Einfallen ca. 40° nach E).

Moränenwälle südlich und oberhalb des Falkertsees. Der Gletscherkörper bildete sich hier hauptsächlich durch die Schneeanhäufung im Lee des Falkert und weniger aus dem Hang unter dem Rodresnock.

Neben den erwähnten Terrassenkanten an den Eisstaukörpern, die auf kurzlebige Eistränder hinweisen, ist noch die Terrasse „Eben“ zwischen Maitratten und Haidenbach aus der Phase des Eisabbaus erhalten (Abb. 1). Der rund 80 m über dem Talboden aufragende Terrassenkörper ist deutlich in drei verschiedene Abschnitte zu gliedern. Im zentralen Teil überragt ein flacher Hügel die Terrassenfläche, der sich bis 1.080 m rund 15–20 m über diese erhebt. An seiner Oberfläche finden sich neben grobem Phyllitschotter auch grobe Blöcke mit Kantenlängen bis 1 m. Bei diesem Hügel handelt es sich offensichtlich um einen Kameshügel, der sich unmittelbar mit Ende des hochglazialen Gletscherstandes gebildet hat, da er dieselbe Höhe wie der hochglaziale Staukörper bei Maitratten aufweist. Ob die Kamesablagerung auf einem zu erwartenden höher liegenden Felssockel (EICHER, 1978b) liegt, ist unklar, da auch an der steil zur Gurk abfallenden hohen Böschung kein Hinweis auf eine Grundgebirgsauftragung zu sehen war.

An den Hügel schließt ein Bereich mit lang gestreckten, unregelmäßig breiten Rücken an, die ziemlich einheitlich bis in 1.070 m Höhe reichen. Sie werden durch viele un-

terschiedlich tiefe, abflusslose Mulden und Täler unterbrochen, die Toteislöcher darstellen. Bei diesen Formen handelt es sich um eine typische Eiszerfallslandschaft und keineswegs um Moränen, die einem Wiedervorstoß der Gletscherzunge des Gurktales zu verdanken seien. (EICHER, 1978b).

In der weiteren Folge entwickelte sich südöstlich dieser Eiszerfallslandschaft offensichtlich eine eisfreie Fläche, die mit Schottern verfüllt wurde, wie in einer Kiesgrube bei Maitratten zu sehen war (EICHER, 1978b). Dieser Kieskörper wurde aber in unmittelbarer Abfolge nach der Eiszerfallslandschaft gebildet, da noch ein Eiskörper überschüttet wurde, nach dessen Abschmelzen sich das Toteisloch im zentralen Teil der Terrasse bildete. Ob es zu einer Seebildung gekommen ist, wie die horizontale Terrassenfläche anzeigen würde, kann nicht gesagt werden, da keinerlei Aufschlüsse vorhanden waren, die Einblicke in die Lagerungsverhältnisse der Schotter erlaubten.

Eine weitere Ablagerung des Eiszerfalls ist die südlich der Gurk zwischen Bergl und Haidbuch, 10–20 m über die Gurk aufragende, lang gestreckte Zone, die randlich durch den Schwemmkegel des Haidbaches überschüttet wird. Sie ist durch talparallele, unregelmäßige Wälle charakterisiert, die von Mulden unterbrochen, über den gesamten Bereich auftreten. Auf den Rücken finden sich in



Abb. 3. Kiesgrube südlich Bergl. Völlig unsortierte Kiese mit Blöcken (1) im Liegenden, darüber schluffige Sande (2) mit Kieslagen (3) und einer im gefrorenen Zustand eingelagerter Kiesscholle (4). Trennfläche (Pfeile) mit ca. 55° einfallend. Vertikale Störung in linker Hälfte. Blickrichtung nach SW.

den bewaldeten Bereichen neben Phyllitschottern immer wieder größere Blöcke, die in den als Wiesen genutzten Arealen naturgemäß fehlen. Wie die ausgedehnte Kiesgrube im westlichen Ende des Areals zeigte, liegen hier Ablagerungen kleinräumig wechselnder Sedimentationsbedingungen vor, wie sie für schwindende Eismassen typisch sind (Abb.2 und 3). Sie reichen von groben, matrixlosen Blockpackungen bis groben Kiesen in Wechsellagerung mit schluffigen Lagen, die je nach den augenblicklichen Strömungsverhältnissen entstanden sind, bis zu verkippten Sedimentpaketen, die in gefrorenem Zustand bewegt und wieder eingebettet wurden. Es sind dies Ablagerungen, die in Spalten (Oser) oder eisfreien Stellen (Kames) sedimentiert wurden und der Phase des letzten schwindenden Eises im Talgrund entstammen. Sie sind ebenso wie die auf der Hochfläche „Eben“ keineswegs Moränen einer oszillierenden Gletscherstirn (EICHER, 1978b).

Diese Ablagerungen, gemeinsam mit einer kleineren Form bei Mitterdorf, deuten aber darauf hin, dass im Bereich des Gurktales oberhalb der Prekova-Höhe offensichtlich keine durchgehende wesentliche Übertiefung der Felssohle stattgefunden haben dürfte. Die Sedimente sind unmittelbar mit dem Eiszerfall verknüpft, so dass sie sich entweder über einer Basis aus Grundmoräne oder Fels, aber keineswegs in Zusammenhang mit einer mächtigen Be-

ckenfüllung nach dem Abschmelzen des Gletschers bilden können. Ob auch der Bereich zwischen Patergassen und Ebene Reichenau eine bedeutendere Übertiefung aufweist, ist nicht bekannt.

Winklbach – Holzbodenbach

Aus dem weiten Karraum des Einzugsgebietes des Winklbaches floss dem Gurktal ein kräftiger Eisstrom zu. Bei der Laxalm sowie bei der Grafschafterhütte sind am Ausgang der Quelltrichter am Nordhang des Fadenberges Staukörper erhalten. Es sind Reste größerer Schwemmkegel, die gegen den Gletscherrand geschüttet wurden und anzeigen, dass der Gletscherrand bei der Laxalm rund 1.600 m, bei der Grafschafterhütte um 1.570–1.580 m hoch lag. Auch aus dem Tal des Holzbodenbaches entwickelte sich ein kräftiger Eisstrom, der einerseits aus dem Karraum unter dem Rinsennock, andererseits aber hauptsächlich durch einen Zufluss über die Turracher Höhe gespeist wurde (PENCK & BRÜCKNER, 1909; SPREITZER, 1961).

Die höchsten deutlichen Spuren der glazialen Überformung nördlich des Kornocks in 2.020–2.030 m Höhe zeigen an, dass das Eis hier eine Oberfläche von annähernd 2.100 m erreichte. Die deutliche glaziale Überformung belegt ein Einschwenken der Eisflussrichtung von der West-Ost Richtung auf eine nach Süden in Richtung Turracher

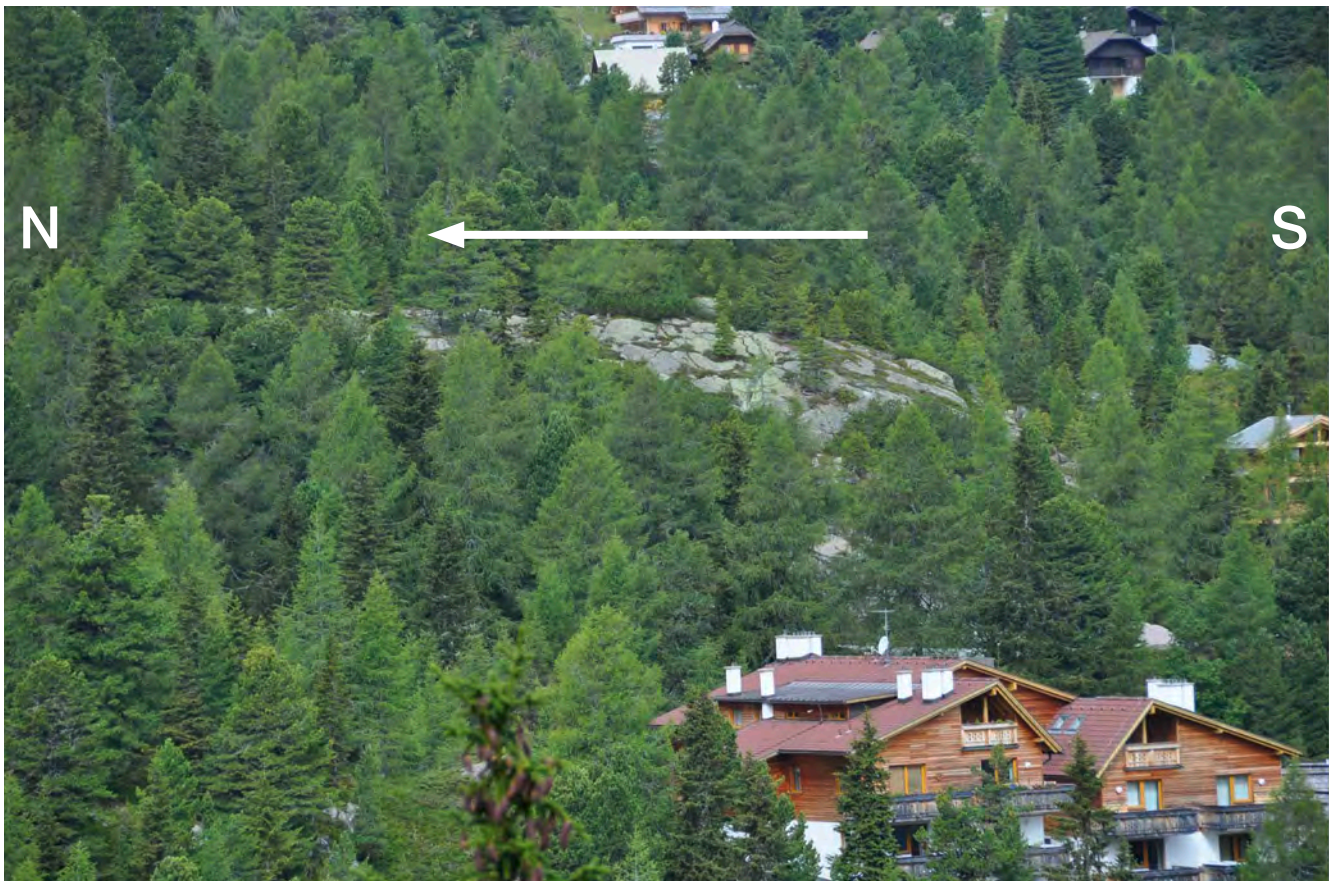


Abb. 4.
Rundhöcker Mayerbruggersiedlung (Turracher Höhe). Eisflussrichtung (Pfeil).

Höhe und Gurktal. Auch auf der Turracher Höhe selbst ist eine ideal geformte Rundhöckerlandschaft in den harten Konglomeraten und Sandsteinen des Karbons entwickelt. Die Rundhöcker in der Passfurche (Seewirt, Kapelle am Turrachsee und südlich davon) sowie an den Hängen zum Schwarzsee im Osten und zur Mayerbruggersiedlung im Westen (Abb. 4) zeigen eine straffe N–S Orientierung und eine Formung durch einen Eisfluss von Nord nach Süd an. Die Rundhöcker wurden von einem rund 300 bis 350 m mächtigen, dank einer hohen Fließgeschwindigkeit morphologisch sehr wirksamen, Eisstrom geformt. Die Gletscher aus den weit gespannten Einzugsgebieten des Nesselbaches (Werchzirbenalm) im Westen sowie des Geißbeckbaches im Osten, die an sich durch das enge Tal der Turrach zum Murgletscher abfließen, waren so hoch gespannt, dass ein kräftiger Eisstrom nach Süden übertrat. Der Eisabfluss nach Norden war zudem auch durch die starke Vergletscherung des Tamsweger Beckens und des oberen Murtales, bedingt durch den starken Eisabfluss aus den Tauern, behindert. Eine vergleichbare Situation ergab sich im oberen Paalgraben, wodurch ein starker Eisabfluss über die Flattnitz die hypertrophe Gletscherzunge im Glödnitztal ernähren konnte (SPREITZER, 1961). Der Eisstrom der Turrach floss dann nach Überwindung der Passhöhe mit hohem Gefälle nach Süden ab. Hier setzt sich die Rundhöckerlandschaft bis zum Grünsee und Holzboden fort. Direkte Hinweise auf die Lage der Eisoberfläche sind dann erst wieder bei Saureggen zu finden.

Oberhalb der Mündungsstufe des Saureggenbaches (Abb. 5) ist eine mächtige Talverbauung mit Moränenma-

terial erhalten, die einerseits vom Hauptgletscher, andererseits vom Lokalgletscher aus den Karen um Niederkaser und Zgartenalm gebildet wurden. Unmittelbar auf der Schwelle oberhalb der Steilstufe zum Haupttal finden sich in den sandigen Moränensedimenten viele erratische Geschiebe von Quarzkonglomerat und -sandstein sowie Eisendolomit, die auch an der Oberfläche als große Blöcke präsent sind. Sie zeigen die Verbreitung der Eismassen aus dem Bereich der Turrach an, die demnach offensichtlich bis ca. 500 m östlich der auffallenden Nase unter den Häusern ins Tal eingedrungen ist. Hier trafen sie auf die Gletscherstirn des Lokalgletschers.

Während sich damals zur größten Eisausdehnung am Rand des Hauptgletschers keine markante Endmoräne bildete, sind die Endmoränen des Lokalgletschers mächtige blockreiche Wälle, die gestaffelt das kleine Zungenbecken des Saureggenbaches abschließen. Mit Ende des Hochglazials schmolz der Eiskörper in diesem Zungenbecken ohne jegliche Marken zu hinterlassen und die Gletscherzungen zogen sich in die hohen Karräume zurück.

Ebenso rasch dürfte auch der Eisfluss über die Turracher Höhe mit dem Einsinken der Eisoberfläche im Quellgebiet der Turrach beendet worden sein, wodurch auch im Tal des Holzbodenbaches die Eismassen sehr rasch abschmolzen. Die einzigen Reste dieser Periode stellen die mächtigen Schuttmassen westlich von Holzboden dar. Sie wurden als Folge der Massenbewegung oberhalb der Martinhütte auf dem schmelzenden, inaktiven Eiskörper abgelagert und nicht mehr abtransportiert.

Oberstes Gurktal

Auf Höhe des Wanderweges Sauregg – St. Lorenzen (Marterl) finden sich im Wald immer wieder Brocken des

Quarkonglomerates der Turracher Höhe und größere Phyllitbrocken am Waldboden, die dem sanft geneigten Hang darüber fehlen (Abb. 5). Sie markieren den höchsten Eisrand, der auch durch die Kante an der Kreuzung mit der

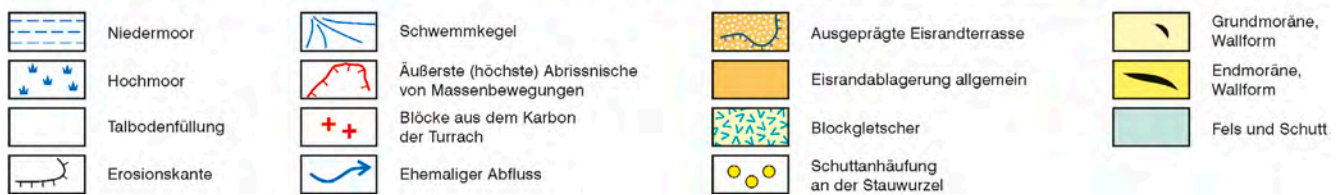
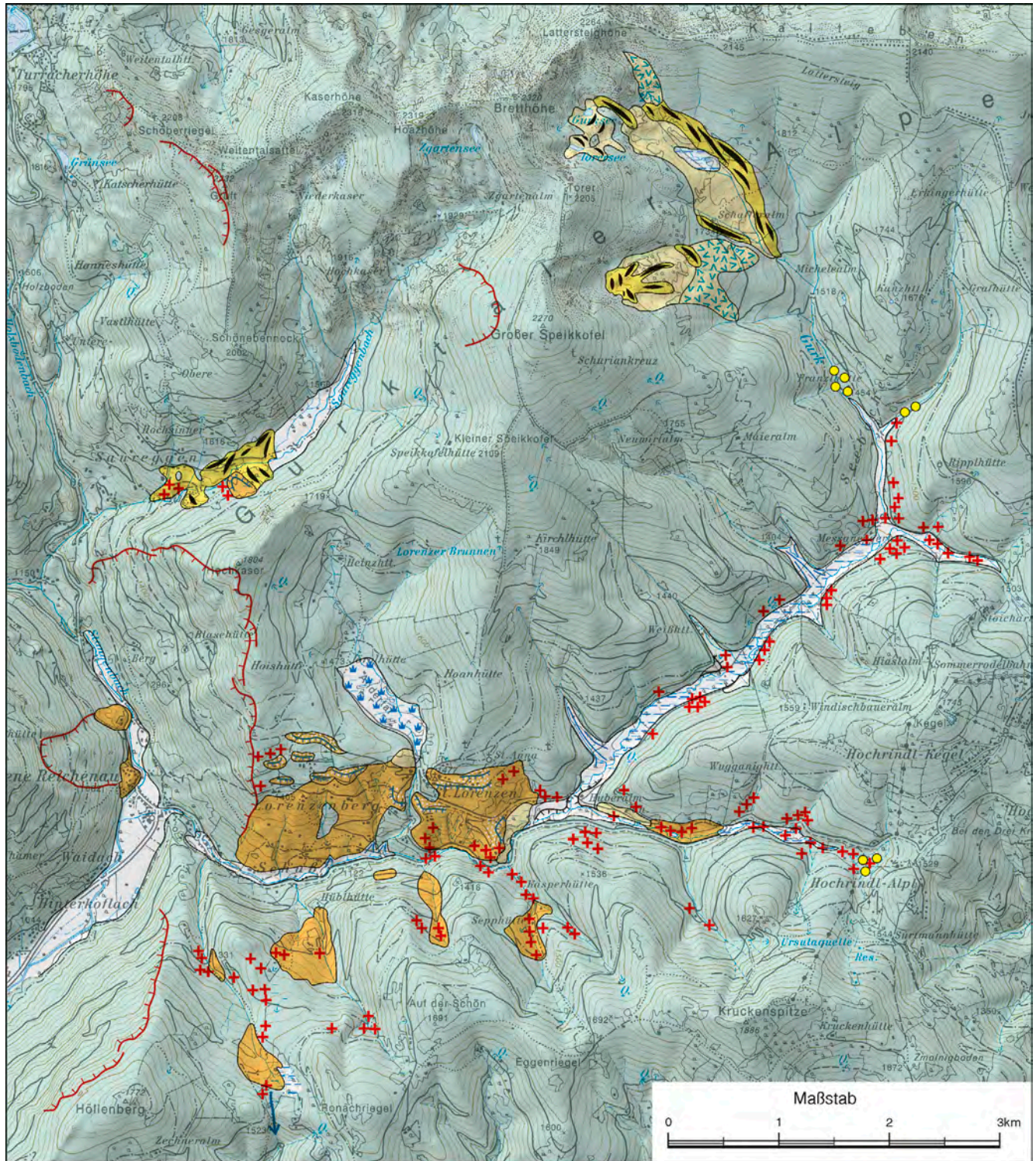


Abb. 5. Quartärgeologische Karte des Gurktales oberhalb Ebene Reichenau.

Straße zur Spitzkofel Hütte und Zgartenalm markiert wird. In der Fortsetzung ist dann am Ausgang des Andertales ein mächtiger Lockersedimentkörper erhalten, der in einer sandig schluffigen Matrix Phyllitschutt und Geschiebe aus Quarzsandstein und Konglomerat, Eisendolomit mit Grünschiefern führt, die mitunter facettiert und gekritzelt sind.

In St. Lorenzen liegen auf dem hohen Felssockel bis in eine Höhe von 1.480–1.490 m sandige Kiese ähnlicher Zusammensetzung und größere Blöcke des Konglomerates. Sie sind bis in die Hangmulde unterhalb St. Anna zu verfolgen. Etwas tiefer am Hang setzt eine deutliche Terrasse in 1.460 m bei den letzten Häusern von St. Lorenzen an und fällt bis gegen die Mulde auf 1.450 m ab.

Diese Ablagerungen markieren einen Gletscherrand von nahezu 1.500 m Höhe, der den Ausgang des Andertales blockierte und hier offensichtlich einen See aufstaute. Hinweise auf ein Eindringen der Eismassen in das Becken oder auf die Stauhöhe des Sees konnten nicht gefunden werden. In dem Becken lagerten sich Schluffe und Tone ab, die Sandlagen aufweisen und heute die Basis der rund 4 m mächtigen Torfkörper des Latschenhochmoores darstellen (FRITZ, 1964). Die Oberfläche der Tonfüllung in 1.460 m Höhe zeigt an, dass die Seephase entweder nicht von so langer Dauer war, um eine völlige Füllung zu erlauben, oder die Eisbarriere keinen wesentlich höheren Seespiegel verursachte (s.u.). Die Mächtigkeit des Bändertons dürfte nicht sehr groß sein, da der heutige Abfluss im Fels liegt und von keiner Übertiefung des Beckens ausgegangen werden kann.

Der Talboden des Andertales, wie auch der des Gurktales oberhalb der Schwelle knapp westlich der Huberalm, weisen ein auffällig geringes Gefälle im Gegensatz zu dem weiteren steilen Verlauf nach Ebene Reichenau auf. Dabei dürfte es sich um das ehemalige allgemeine Gefälle der Täler handeln, das durch die Tieferlegung der Talböden in den Haupttälern, nicht zuletzt durch die wiederholten Vergletscherungen und ihre Erosionsleistungen, zerstört wurde. Das Fehlen jeglicher Hinweise auf eine Vergletscherung (morphologisch wie auch durch Sedimente) dieser Abschnitte der beiden Täler belegt, dass diese offensichtlich nie vergletschert waren. Dementsprechend ist weder der Gurkgletscher wesentlich über die Ausdehnung in der Würmeiszeit angewachsen, noch ist der Eisstrom von der Turrach über sein damaliges Ende deutlich nach Osten vorgedrungen.

Im Bereich der Hangmulde sowie dem gesamten Hang unterhalb St. Lorenzen–St. Anna bis zur Zufahrtstraße nach St. Lorenzen ist das Auftreten großer Blöcke der Quarzkonglomerate sehr auffällig. Unterhalb der Straße ist in 1.400 m Höhe eine deutliche Terrasse ausgebildet, die ein Äquivalent westlich des Baches aus dem Andertal hat. Sie wird von sandigen, groben Kiesen mit Blockwerk aufgebaut und stellt, ebenso wie der terrassenförmige Sporn in 1.340–1.350 m Höhe in der Gurkschlinge nördlich der Kasperhütte, einen Eisrandstaukörper dar. Hier und im Bett der Gurk sowie am gesamten Hang bis zum Bach aus dem Andertal finden sich viele, bis zu mehreren Kubikmeter große Blöcke des Quarzkonglomerates, wobei bei der Almhütte oberhalb der Gurk ein Block mit ca. 50 m³ hervorsteht. Sonst ist der Hang von sandigen Kiesen und Schutt sowie verschwemmten Moränenablagerungen der Abschmelzphase des Gletscherkörpers im Gurktal bedeckt. In gleicher Weise ist auch der Hang Lorenzenberg

mit derartigen Ablagerungen bedeckt, aber ohne die vielen Blöcke, in denen bis auf markante Eisstaukörper um 1.440 m nur undeutliche Kanten erhalten geblieben sind.

Westlich der Abzweigung der Straße nach St. Lorenzen ist entlang der Gurk eine feinstoffreiche, dicht gelagerte Grundmoräne aufgeschlossen, die neben dem Phyllitschutt auch häufig erratische Geschiebe (Sandstein, Konglomerate, Dolomit und Grünschiefer) führt, die Facettierung und Kritzung aufweisen. Sie liegt der Felsschwelle am Ausgang des Grabens bei der Kasperhütte auf und kleidet offensichtlich den ganzen breiten Talboden aus. Nach Osten zu wird sie von Kiesen der Gurk überlagert, die im Talboden gering mächtige Terrassenkörper bilden. Bei der Jagdhütte östlich Huberalm ist noch ein kleiner Rest von Moränenmaterial erhalten, während das weitere Tal bis zur Straßenbrücke im Osten mit losem Bachschutt verstopft ist.

Im Gegensatz zum Lorenzenberg sind am Hang südlich der Gurk nur in den Gräben Eisrandsedimente zu finden. Es sind dies mehr oder weniger mächtige Anhäufungen lokaler Schuttmassen, die durch wechselnden Feinstoffgehalt oft den Grund für ausgedehnte sumpfige Areale darstellen. Die auffälligste Erscheinung sind aber in diesen Bereichen die großen Blöcke des Quarzkonglomerates. So finden sich diese Blöcke in der weit gespannten Mulde NW des Ronachriegels bis in 1.510 m Höhe (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Sie belegen, dass sich Eismassen aus dem Bereich der Turracher Höhe über Holzboden- und Stangenbach bis zum Sattel zwischen Höllenberg und Ronachriegel ausgebreitet haben. Die scharf eingeschnittene Kerbe bei Kote 1.523 m (Abb. 5) ist wohl dann in den weichen Phylliten durch einen kurzfristigen Schmelzwasserabfluss dieser Eismassen nach Süden zum St. Margaretenbach erodiert worden. Das Auftreten der Quarzkonglomeratblöcke bis in 1.500 m im Graben unterhalb „Auf der Schön“ und in 1.450 m in den Gräben südlich Sepphütte und Kasperhütte belegt eine Höhenlage des Eisrandes im Süden, die parallel zu der im Norden verlief. Somit drang der Eisstrom von Westen ins Gurktal ein und erfüllte es mit einer leicht nach Osten zu abfallenden Zunge, die in etwa bis zur Mündung des Grabens vom Hoehrindl-Alpl reichte. Die hier im Bereich der Jagdhütte auftretende Grundmoräne zeigt an, dass die Gletscherzunge kurzfristig bis hierher vorgedrungen ist. Die anschließende Anhäufung des lokalen Schutts ist offensichtlich gegen diese Zunge erfolgt.

Ab der Huberalm ändert sich der Charakter des Gurktales grundlegend. Im Gegensatz zu der weitgehend im Felsbett verlaufenden Steilstufe nach Ebene Reichenau ist das Tal dann bis Seebachern durch einen 150–200 m breiten ebenen Talboden geprägt, in dem die Gurk unterhalb der Messaneggerhütte (Abb. 6) mäandriert. Auf den unteren Bereichen der begleitenden Hänge östlich der Straßenabzweigung nach St. Lorenzen findet sich nur mächtiger monomiktter Schutt der grauen Phyllite, der nur selten von Fels durchbrochen wird. Abgesehen von dem kleinen Vorkommen bei der Jagdhütte sind keinerlei glaziale oder glazigene Ablagerungen zu finden. Auf der Schuttdecke liegen häufig Brocken bis große Blöcke des auffälligen Quarzkonglomerates und -sandsteins, selten auch Eisendolomit, graue Marmore und massige Grünschiefer.

Sind diese Blöcke am orografisch rechten Hangfuß selten, so finden sie sich am orografisch linken Hangfuß wesentlich häufiger, wobei stellenweise Gruppen von eng



Abb. 6. Gurktal bei der Messaneggerhütte (M) Blickrichtung SW. Talbodenfüllung (1), Driftblöcke (2). Pfeil weist auf einen Block an der Anschlaglinie (blaue Linien) hin. Im Hintergrund: Kalbungsfront des Gletschers im Gurktal.

beieinander liegenden Blöcken zu beobachten sind. Besonders im Bereich der Mündung des Grabens von Hochrindl gegenüber der Messaneggerhütte finden sich besonders viele. Im Graben selbst liegen einige auffällige Blöcke bis maximal 1–2 m³ Größe bis in eine Höhe von 1.460 m. In Seebachern sind noch einige am Hangfuß unterhalb der Ripphütte zu finden, wogegen am Gegenhang der letzte oberhalb der Messaneggerhütte zu finden war (Abb. 6).

Auch im Tal von Hochrindl-Alpl und in dem Graben unterhalb des Kruckenspitzes finden sich bis in eine Höhe von 1.460 m diese Blöcke. Sie liegen auch auf den Moränen- und Schuttablagerungen im untersten Abschnitt des Grabens. Eine deutliche Häufung ist in der Talwurzel unterhalb der Liftstation zu finden.

Bei den auffälligen erratischen Blöcken handelt es sich offensichtlich um Driftblöcke aus kleineren und größeren Eisbergen eines Stausees. Ein weiterer Hinweis auf einen derartigen See stellen die Lockersedimentkörper in gleicher Höhe an den Stauwurzeln in Seebachern und Hochrindl-Alpl dar, die als embryonale Deltabildungen der Gerinne angesehen werden können. Verbreitung und Verteilung der Blöcke zeigen an, dass im Gurktal und dem Tal nach Hochrindl-Alpl (Abb. 7) an der Gletscherstirn ein Stausee mit einer Spiegelhöhe von ca. 1.460 m bestand. Offensichtlich haben vorherrschende Winde aus W – NW die Eisberge in die südlichen Teile des Sees gedrängt, so dass hier eine Anreicherung der Blöcke entstand. Da der See im Andertal mehr oder weniger dieselbe Spiegelhöhe aufwies, dürfte es sich dabei um das hydraulische Niveau in der Gletscherzunge handeln, das über einige Zeit aufrecht war.

Wie die Moräne und die Stausedimente im unteren Bereich des Tales von Hochrindl-Alpl belegen, hat sich der Gletscher während des Aufbaus anfänglich weiter ausgedehnt. Bei Erreichen seiner größten Mächtigkeit entstand dann offenbar der Stausee im Gurktal. Es bildete sich eine Kalbungsfront in etwa auf der Linie St. Anna und Kote 1.536 m im Süden aus. Zu diesem Höchststand war der Gletscher an der Felsschwelle bei der Mündung des Grabens bei der Kasperhütte mächtig genug, dem Auftrieb des ca. 80 m tiefen Sees standzuhalten.

Diese Situation wird auch in den früheren Eiszeiten gegeben gewesen sein, da jegliche Hinweise auf eine Gletscherausdehnung jenseits der letzteiszeitlichen fehlen.

Die damals im Gurktal abgelagerten feinkörnigen Sedimente bilden offensichtlich den sumpfigen Talboden, ohne dass sie heute aufgeschlossen sind. Der sumpfige Talboden im Tal nach Hochrindl-Alpl deutet auch hier auf eine Talfüllung mit hohem Feinkornanteil hin. Die gering mächtige Schotterfüllung um die Huberalm wurde nach dem Verschwinden des Sees akkumuliert und mit der zunehmenden Tieferlegung des Abflusses durch die Erosion in der Grundmoränenschwelle wieder zerschnitten.

Unterhalb der Felsschwelle östlich des Gurk- und Torer-sees ist das Gurktal mit mächtigen, grobblockigen Moränenablagerungen erfüllt. So setzt am Ausgang des kleinen Kares direkt unter der Lattersteighöhe ein Moränenwall an, der sich entlang des Rückens bis zur Forststraße in 1.600 m Höhe verfolgen lässt. Der Wall hebt sich deutlich von dem schuttbedeckten glatten Hang ab und wird durch



Abb. 7.
Gletscher im Gurktal bei St. Anna (1) und St. Lorenzen (2) mit Kalbungsfront in den Stausee vom Hochrindl-Alpl.

mehrere sich gegenseitig ablösende und gestaffelte Rücken gebildet. Sind in den tieferen Lagen größere Blöcke seltener, so finden sich diese in den höheren Lagen um die Baumgrenze häufig an der Oberfläche einerseits auf den Wällen, andererseits auch in den Mulden dazwischen. Das Wallsystem umschließt die grobblockige Moräne zwischen der Gurk, dem Bach von der Schafferalm und dem Rücken unterhalb Torer. Hier ist die nördliche Flanke mit Moräne bedeckt, ohne dass aber ein Wall ausgebildet worden wäre. Erst unmittelbar oberhalb der Schafferalm setzt ein deutlicher Wall an, der entlang des Baches verläuft und an dessen orografisch rechtem Ufer an der steilen Felsböschung endet. Die beiden Moränenzüge umreißen den ehemaligen Gurkgletscher, der als kleiner Kargletscher aus dem Kar unter der Lattersteig-Bretthöhe und dem Torer bis auf rund 1.600 m Höhe herab reichte.

Nach dem Abschmelzen der ca. 2 km langen Gletscherzunge war der Karboden um die beiden Seen noch einige Zeit von Gletschern besetzt, die kleine Moränenwälle hinterlassen haben. Auch aus dem kleinen Kar unterhalb des Großen Speikkofels entwickelte sich ein Gletscher, der den Hügel am Karboden zeitweise überfloss, dann aber in zwei Zungen geteilt wurde. Der Nördliche erfüllte das Tal bis ca. 1.800 m, wo er randlich einen deutlichen Endmoränenwall hinterließ. Der Südliche, der kleinere der beiden, reichte nur bis ca. 1.850 m. Aus beiden Zungen, die offensichtlich sehr stark mit Schutt bedeckt waren, entwickelten sich Blockgletscher, die sich noch bis auf ca. 1.650 m Höhe ausbreiteten.

Alle anderen Quelltrichter und Hänge in diesem Bereich des Einzugsgebietes der Gurk zeigen keinerlei Eisüber-

arbeitung oder glaziale Ablagerungen, sondern sind nur mit teilweise mächtigem monomiktem Schutt des Phyllits bedeckt. Das trifft ganz besonders für die Hänge an der Talwurzel des Andertales zum Großen Speikkofel und zum Hochkaser und für die Hänge des Gurktales entlang des Lattersteiges und den südstreichenden Rücken vom Weißen Kreuz nach Hochrindl zu. Die Schuttbedeckung ist auf den Hängen so mächtig, dass sie bereits respektable Mengen an Porengrundwasser speichert, das in vielen, teils kräftigen Quellen zu Tage tritt.

Massenbewegungen

In den Talflanken des oberen Gurktales sind neben vielen kleineren auch landschaftsprägende Massenbewegungen entstanden, die ganze Bergflanken oder große Teile davon erfassten. In den weichen Phylliten mit geringer Gesteinsfestigkeit und hoher Bereitschaft zur Teilbeweglichkeit entlang der Schieferungsflächen sind Bewegungen entstanden, die dem Formenkreis des Sackens und Kippens (POISEL, 1998) mit tief in die Flanken eingreifende Gesteinsauflockerung und zeitlich wie räumlich diskontinuierlichen Bewegungen der oberflächennahen Felsbereiche entspricht (ZISCHINSKY, 1969). Morphologisch sind sie durch Abrissnischen, Zerrgräben (Bergzerreißung; AMPFERER, 1939) und konvexe Hangbereiche im Talbereich (Talzus Schub; STINY, 1941) charakterisiert. Hier sollen exemplarisch die auffälligsten Formen in ihrem möglichen Zusammenhang mit der Entwicklung der Gletscher erwähnt werden, ohne auf spezielle petrografische wie lagerungsbedingte Zusammenhänge einzugehen, die

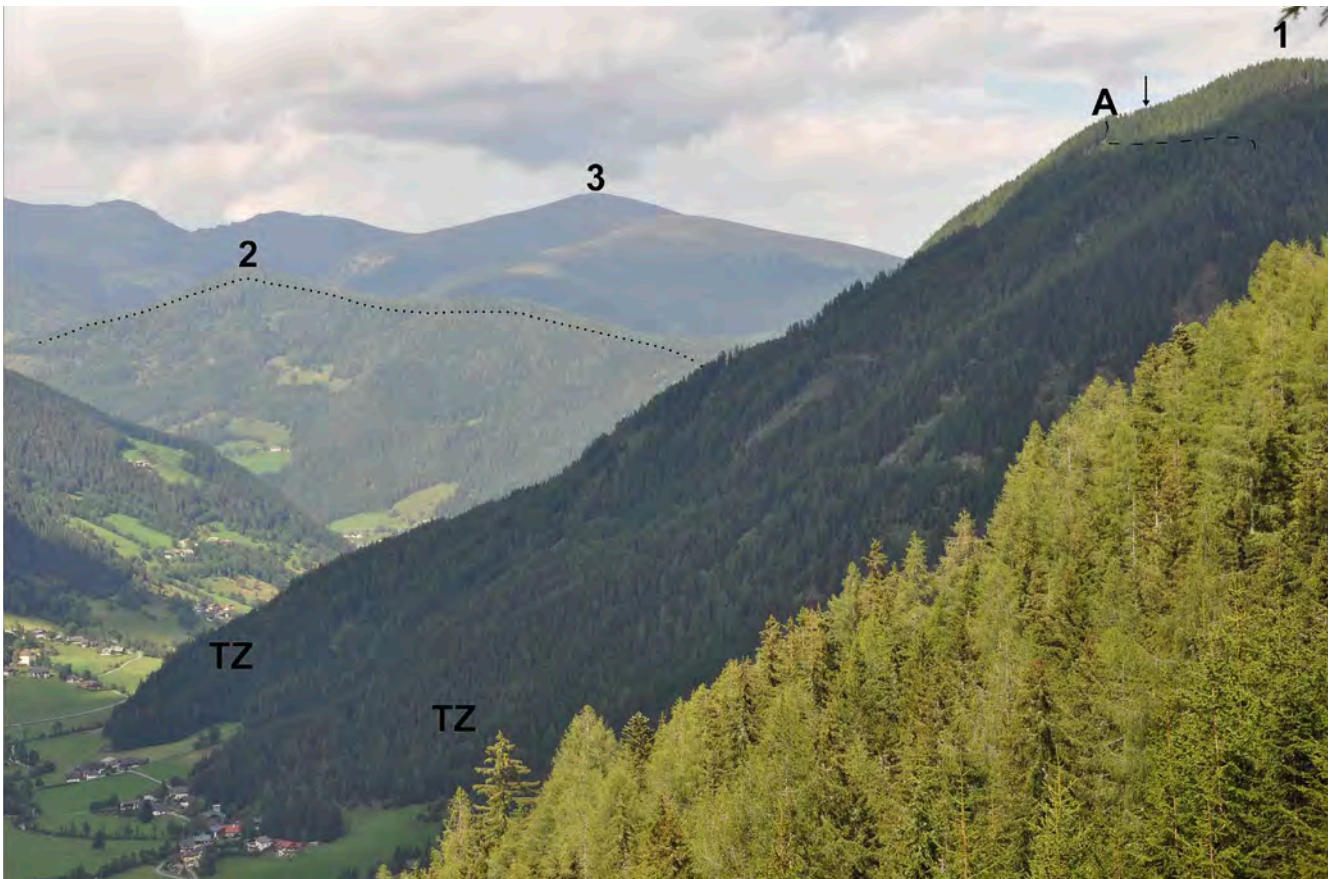


Abb. 8. Westflanke des Höllenberges (1). Bergzerreissung (Pfeil), Abrissnische (A + strichlierte Linie), Talzus Schub (TZ) bei Vorwald und Patergassen, Massenbewegung Hochkaser (2) mit Abrissnische (gepunktete Linie), im Hintergrund der Große Speikkofel (3).

den kommenden Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25.000, Turracher Höhe, vorbehalten sein sollen.

Die größten derartigen Massenbewegungen betreffen die Flanken des Hochkaser und des Höllenberges (Abb. 8). Die Bewegung am orografisch linken Ufer des Stangenbaches wird von einer leicht zu verfolgenden Abrissnische umschlossen, die bei Lorenzenberg ansetzt. Sie weist bei dem Marterl am Wanderweg bereits eine Sprunghöhe von ca. 20–30 m auf und ist dann bis knapp unterhalb des Hochkaser zu verfolgen, wo sie stellenweise bis zu 50 m erreicht. Nur teilweise abgesessene terrassenartige Körper, fiederförmige Auflösung der Abrisskante auf Höhe der Hoishütte mit scharfen Kanten sowie große rotierte Gesteinskörper, die durch tiefe, hangparallele Gräben vom Hang getrennt sind, charakterisieren den Rand der bewegten Masse. An ihm ist keinerlei glaziale Überformung in tieferen oder von Frostverwitterung in höheren Lagen zu sehen, was auf starke Bewegungen nach der letzten Eiszeit zurückzuführen ist, die wohl bis heute anhalten.

Eine durchaus gleiche Dimension und Erscheinung der Abrissnische und der Formung des Hanges zeigt die W-Flanke des Höllenberges (Abb. 8), nur dass hier in ca. 1.700 m Höhe ein deutlicher Graben einer weiter ausgreifenden Bergzerreissung zu sehen ist.

Am Fuß dieser Flanke sind deutlich vorgewölbte Bereiche (nördlich Patergassen, bei Kote 1.033 m) oder grobe Blockmassen als Zeugen von Felsstürzen (gegenüber Seebach oder Vorwald) zu beobachten. Diese beiden, sich offenbar bis heute deutlich aktiv weiter entwickelnden Be-

wegungen, wurden wahrscheinlich durch die starke Erosion des aus dem Winkelbachtal heraus drängenden Eisstromes ausgelöst. Im Talabschnitt oberhalb Patergassen war wahrscheinlich noch eine erhöhte Fließgeschwindigkeit zum deutlich tiefer liegenden Eisstrom aus Bad Kleinkirchheim wirksam.

Eine ebenso frische Form stellt die Bewegung südlich des Rinsennocks auf dem Rücken zum Eggenriegel (Abb. 9) dar. Durch die ungewöhnliche Schutthanhäufung auf dem bereits inaktiven Gletscherkörper um Holzboden wird angezeigt, dass die Bewegung offensichtlich unmittelbar nach dem Gletscherhochstand besonders aktiv war, wenn sie nicht sogar damals erst entstanden ist.

Ein ähnlich junges Alter hat wahrscheinlich auch die Bewegung westlich des Großen Speikkofels. Die vorspringende Felsnase wurde vom Eisstrom im Zgartental unterschritten, wodurch der tiefe Zerrgraben (Almweg) entstand. Der darüber folgende Hangbereich zeigt frische parallele Gräben, die auf eine aktive Weiterentwicklung der Bewegung durch Kippen der Gesteinspakete hindeuten. Auch diese Form dürfte als eine junge, mit der letzten Eiszeit zu verknüpfende Bewegung anzusehen sein. Eine ebenso scharf akzentuierte Form ist am Pfaffeneck am Rücken östlich des Wöllaner Nocks (2.145 m) zu beobachten, die durch den Einfluss des Kargletschers unter der Kaiserburg ausgelöst wurde.

Den Eindruck schon längere Zeit und augenblicklich nicht so aktiver Bewegungen vermitteln die Flanken um die Burgstallerhütte südlich, und bei Burgl nördlich der Gurk. Aus beiden Flanken sind die Abrissnischen undeutlich



Abb. 9. Massenbewegung Eggenriegel. Rinsennock (1) mit östlichem Kar (2), Abrisslinien der zum Holzboden hin bewegten Masse.

entwickelt und zeigen weichere Formen, die auf keine besonders aktiven Bewegungen hindeuten.

Ebenso wie am Eggenriegel ist offensichtlich auch auf der anderen Seite des Tales oberhalb der heutigen Katschenhütte der Hang durch die Erosion am Eisrand instabil geworden. Die Bewegung hat dann bis zum Kamm Schoberriegel-Gruft zurückgegriffen, wo eine Abrissnische und die Bergzerreißung in Form der Spaltung des Gipfelbereiches der Gruft entstanden sind. Die abgerundete Abrissnische, wie auch die flachen Zerrgräben darunter, können auf eine solifluidale Überformung einer schon früher angelegten Form während der letzten Eiszeit hindeuten. Dadurch, dass sich die bewegte Masse oberhalb der würmzeitlichen Eisbedeckung entwickelt hat, kann hier von einer schon älteren Bewegung ausgegangen werden.

Der „Gurkgletscher“ zur letzten Eiszeit

Die Karräume im Einzugsgebiet des oberen Gurktales, bis auf jene im Winkeltal, waren auch zum Höhepunkt der letzten Eiszeit nur von kleinen, eher unbedeutenden Gletschern erfüllt, die so gut wie nichts zur Bildung des großen das Tal fast gänzlich einnehmenden Eisstromes beitrugen.

Der eigentliche Gurkgletscher im Quellgebiet der Gurk entwickelte sich als ein lokaler Kargletscher in der Leelage unter der Brett- und Lattersteighöhe, der Karboden (Gurk- und Torersee) und Karschwelle formte. Von dort reichte eine annähernd 2 km lange Zunge bis auf 1.600 m Höhe, die grobblockige Moränen hinterließ. Auch aus dem südlich gelegenen Kar unterhalb des Großen Speikkofels entwickelte sich, wenn auch wesentlich kleiner, ein mit gro-

bem Schutt bedeckter Gletscher, der dadurch in einen Blockgletscher überging. Beide Gletscherzungen sind die einzigen glazialen Zeugen der Eiszeiten im Gurktal oberhalb St. Lorenzen, deren Hänge und Quelltrichter sonst nur von mächtigem Frostschtutt geprägt werden. Diese haben sich besonders über der Baumgrenze auf den sanften, unstrukturierten Hängen (Lattersteig/Großer Speikkofel) als Solifluktionsschutt durch alle Eiszeiten als mächtige Decken entwickelt, worauf auch die häufigen Quellaustritte hinweisen, die das darin enthaltene Porengrundwasser abführen.

Der landläufig als Gurkgletscher bezeichnete Eisstrom im oberen Gurktal war hingegen eine Bildung, die zu allen Eiszeiten auf fremden Einzugsgebieten basierte. Er bezog seine Eismassen aus drei Bereichen, von denen zwei außerhalb des Drainagesystems der Gurk (Murtal/Turrach, Drautal/Bad Kleinkirchheim) liegen.

Wie die Rundhöckerlandschaft der Turracher Höhe zeigt, war die Passhöhe von einem mächtigen Eisstrom von Norden nach Süden durchströmt. Die aus den weit gespannten Nährgebieten der Werchzirbenalm unter dem Königstuhl im Westen und des Weittales unter dem Eisenhut im Osten nach Norden zum Murgletscher abfließenden Eismassen wurden durch das relativ enge Tal der Turrach und die starke Vergletscherung des Murtales so gestaut, dass die Eisoberfläche auf annähernd 2.100 m Höhe anschwellte und somit die breite Scharte der Turracher Höhe von rund 300–350 m mächtigem Eis überströmt wurde. Eine Situation wie sie ebenso auf der Flattnitz eintrat (SPREITZER, 1961). Die Eisoberfläche verlor nach Süden rasch an Höhe

und wies bei Winkl-Saureggen nur noch rund 1.600 m Höhe auf.

Der starke Gradient des Eisstromes bedingte eine hohe Fließgeschwindigkeit, welche für die akzentuierte Rundhöckerlandschaft in den harten Quarzkonglomeraten und Sandsteinen des Karbons der Turrach und an der orografisch linken Flanke des Holzbodenbaches verantwortlich ist. Bei Saureggen trat der Eisstrom in Kontakt mit der Gletscherzunge des Saureggenbachtals, ohne dass es – wenn überhaupt – zu einem nennenswerten Eiszufluss aus diesem gekommen ist, wie die mächtigen Endmoränen des Lokalgletschers anzeigen.

Nach dem Zusammenfluss mit dem Eisstrom des Winklbachtals kam es bei Ebene Reichenau an dem bugartigen N-Kamm des Höllenberges zu einer Teilung der Eismassen. Ein Teil floss Gurk abwärts Richtung Patergassen, der andere Gurk aufwärts Richtung St. Lorenzen. Dabei wurde offensichtlich alles Eis aus dem Raum der Turracher Höhe nach Osten abgelenkt, da hier die Quarzkonglomerate sehr häufig als erratische Blöcke auftreten, Gurk abwärts aber fehlen. Das Eis überflutete das Gurktal bis St. Lorenzen und die Quelltrichter der südlichen Zuflüsse, wo Ausdehnung und Höhe des Eises an der Verbreitung der Quarzkonglomeratblöcke ablesbar sind.

Die Gletscherzunge drang gurkaufwärts bis zum Zusammenfluss mit dem Tal vom Hochrindl-Alpl und offenbar anfänglich auch noch etwas in dieses selbst vor. Anfänglich traten wahrscheinlich nur kurzfristige Staus der Gurk ein. Später bildeten sich dann mit dem Anwachsen der Gletschermächtigkeit ein permanenter Stausee und eine Kalbungsfront zwischen St. Anna und dem Rücken östlich der Kasperhütte aus. Wie die Driftblöcke am Hang unterhalb Kote 1.536 m und am Talboden belegen, war damals das Eis des weitesten Vorstoßes ins Tal nach Hochrindl-Alpl wieder verschwunden. Der Gletscher auf der Fels- und Moränenschwelle mit einer Oberfläche in ca. 1.480 m Höhe war mächtig genug, dem Auftrieb des ca. 80 m tiefen Stausees Stand zu halten. Der Stausee erfüllte mit einer Spiegelhöhe von rund 1.460 m das Gurktal bis zur Franzhütte und das Tal nach Hochrindl-Alpl bis zu den Liftstationen. Die auf dem See treibenden Eisberge und Eisbrocken transportierten, neben einigen anderen, sehr viele Blöcke des Karbons der Turrach, die nahezu über den ganzen See verteilt zur Ablagerung kamen, wobei eine durch die vorherrschenden Westwinde eingetretene deutliche Anreicherung am Süd- und Ostufer des Gurkarmes und im Tal nach Hochrindl-Alpl zu sehen ist. Im kleinen Stausee des Andertales mit dem gleichen Seespiegel kamen Driftblöcke, wenn überhaupt, nur in der Talmitte zur Ablagerung und sind durch die Bändertone und das Hochmoor bedeckt. Auch am Talboden des Gurktales sind diese Blöcke heute von der Talfüllung verdeckt.

Auf den flachen präglazialen Talböden der drei Täler wurden Bändertone abgelagert. Da die Oberfläche der Bändertonefüllung des kleinen Stausees im Andertal der Stauspiegelhöhe von ca. 1.460 m entspricht, war das bestimmende hydraulische Abflussniveau in der Gletscherzunge über eine Zeitspanne wirksam, in der einige Meter Bändertone akkumuliert werden konnten. Hinweise darauf, ob die Seen einen kurzen, kontinuierlichen Bestand hatten oder eine wiederkehrende Erscheinung waren, konnten nicht gefunden werden. Diese Seen entstanden wohl auch während der anderen Eiszeiten.

Der See konnte sich erst bilden, als die Eismächtigkeit im Gurktal oberhalb Ebene Reichenau ihr Maximum erreicht hatte. Da diese aber maßgeblich von der Stärke des Eiszuflusses über die Turrach abhing, ist mit einer kurzen Dauer gegen Ende des klimatischen Maximums des Hochglazials zu rechnen. Dafür spricht auch, dass die Driftblöcke durchwegs an der Oberfläche des Solifluktionsschutts und der Schutt- und Schwemmfächer in den kleinen Nebenbächen und Gräben liegen. Das deutet darauf hin, dass nach ihrer Ablagerung auch keine wesentliche solifluidale Umlagerung mehr stattgefunden hat. Der See ist sicher mit dem ersten Nachgeben der Eisströme am Beginn des rapiden Abbaus des Eisstromnetzes unmittelbar nach dem Hochglazial wieder verschwunden.

Nach der Teilung des Gletscherstromes flossen die Eismassen hauptsächlich aus dem Winklbachtal mit einem höheren Gefälle Gurk abwärts weiter und vereinigten sich bei Patergassen mit dem Gletscherkörper, der das Tal bei Bad Kleinkirchheim erfüllte. In diesem kam vorwiegend Eis aus dem Tal bei St. Oswald zum Abfluss, dem der Weg in das tief liegende Tal bei Radenthein durch die mächtige Vereisung am Rande des Draugletschers verwehrt war.

Die vereinigten Gletscherströme erfüllten dann mit einer flach auslaufenden Zunge das Gurktal über Gnesau bis zur Prekowa-Höhe, wo sie mit dem Eisstrom des Teuchenbachtals und dem Draugletscher in Berührung kam. Ausdehnung und Mächtigkeit der Gletscherzunge werden in diesem Talabschnitt ausnahmslos durch Staukörper am Talrand markiert, obwohl die gesamte Gletscherzunge bereits Zehrgebiet darstellte. Der Grund, warum keine Endmoränen am Eisrand oder im Mündungsbereich der Seitengräben zu finden sind, liegt wahrscheinlich im enormen Schuttanfall im Phyllit, der jegliche Moränenablagerungen überdeckte. Die vereinigten Eismassen aus Gurk- und Teuchenbachtal erfüllten den Bereich bei der Prekowa-Höhe bis auf mindestens 1.000 m Höhe über die gesamte Talbreite. Weiter östlich überfloss das Eis des Draugletschers noch den Höhenrücken südlich der „Engen Gurk“, konnte aber offensichtlich die tief eingeschnittene Schlucht nicht überwinden. Das gelang wahrscheinlich nur kurzfristig bei Severgraben (westlich Homberg) am Eingang der Schluchtstrecke nach Norden, wo die Gurk kurzfristig wohl gestaut wurde und auch unter der Gletscherzunge abfloss. Die mächtige Niederterrasse entwickelte sich dann ab Neu-Albeck im mittleren Gurktal.

Die primäre Anlage der Schluchtstrecke der „Engen Gurk“ dürfte auf die erste Vergletscherung von der Größe der Würmeiszeit zurückgehen und auf alle Fälle bei jeder folgenden wieder erzwungen worden sein. Eine zweistufige Entstehung mit einer primären Verdrängung an den Nordrand der Feldkirchener Bucht und einem späteren Durchbruch nach Norden durch eine besonders mächtige Vergletscherung (Mindel?) ist vorstellbar. Da das Hügelland südlich davon eine starke glaziale Überformung zeigt, die den Hängen nördlich davon völlig fehlt, lag die „Enge Gurk“ in den Eiszeiten immer im Randbereich der Gletscherzungen des Draugletschers und diente als Abflussrinne nach Norden zum mittleren Gurktal.

Ob die Gurk zwischen den Eiszeiten fallweise wieder ihre präglaziale Abflussrichtung nach Südosten ins Klagenfurter Becken gewinnen konnte, ist nur zu vermuten, da Belege oder Hinweise darauf fehlen. Diese Abflussrichtung wäre nur dann denkbar, wenn beim Abschmelzen der Eis-

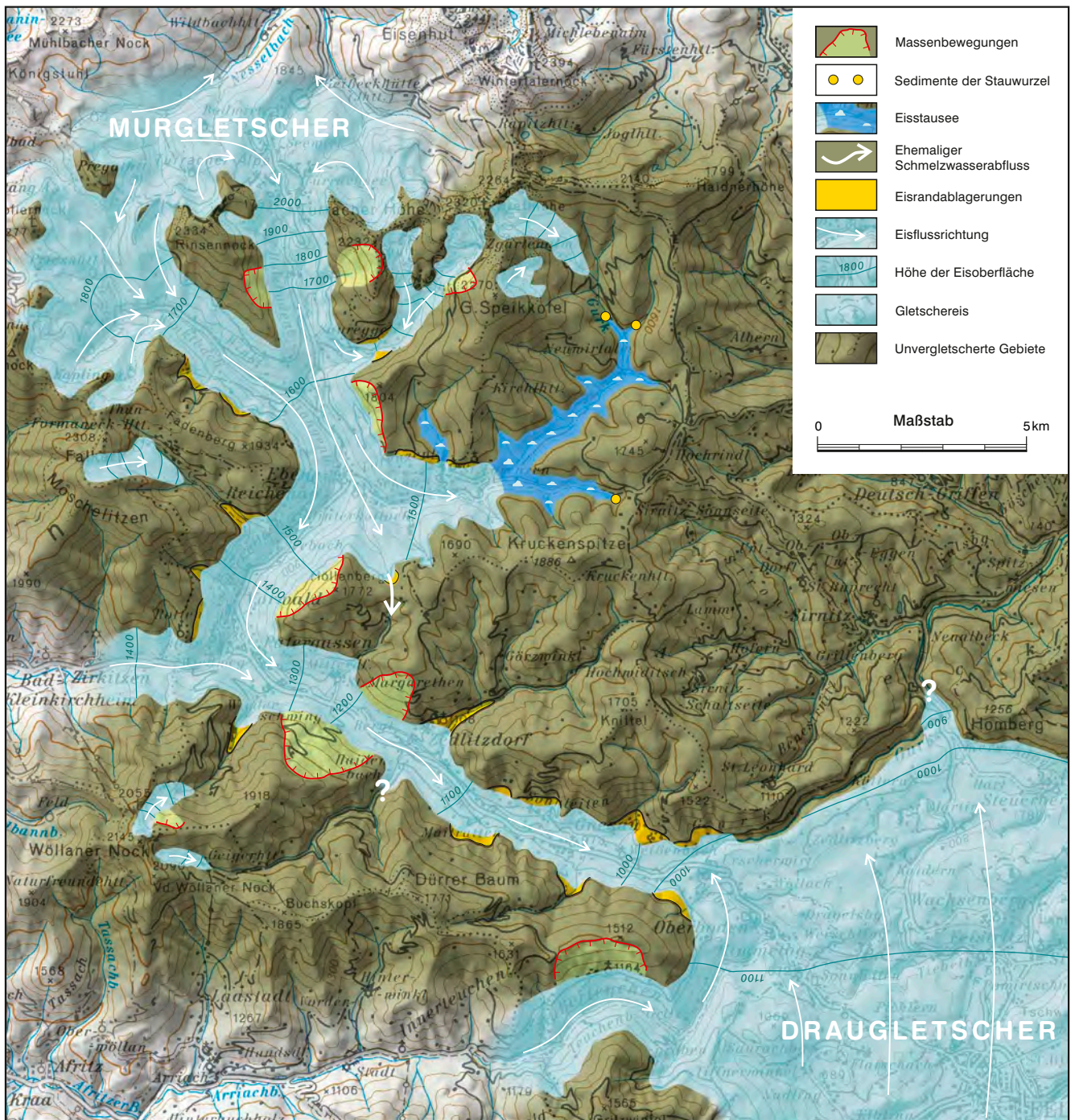


Abb. 10. Rekonstruktion der Vergletscherung im Einzugsgebiete des oberen Gurktales zum Höhepunkt der Würmvereisung (LGM).

massen im Bereich der Prekowa-Höhe keine Eisstaukörper ähnlich den heutigen entstanden oder derartige durch die rückschreitende Erosion der Tiebel durch Subrosion durchschnitten worden wären.

Das erste Zurückweichen der Gletscher nach dem Hochglazial brachte eine Trennung der Eiskörper und die Akkumulation des mächtigen Staukörpers auf der Prekowa-Höhe, wie auch der „Eben“ gurkaufwärts bei Maitratten. In der weiteren Folge werden sehr kurzfristige, eher zufällige Eisrandpositionen durch Stauanten markiert. Die jüngsten Zeugen des Eiszerfalls stellen die Oser bei Bergl dar, bevor das obere Gurktal in seiner Gesamtheit kurz nach dem Hochglazial eisfrei wurde.

Das Abschmelzen der Eismassen im oberen Gurktal erfolgte auch dadurch besonders rasch, da unmittelbar mit dem Rückgang der Vergletscherung die zwei wesentlichen Eiszuflüsse über die Turrach und Bad Kleinkirchheim beendet wurden.

Ein etwas differenzierter gegliedertes Bild mit kurzfristigen Stauseen und deren Verfüllung lässt sich beim Zurückweichen des Eisrandes der Draugletscherzunge in der Zeit des ersten Abschmelzens im Hügelland um Himmelberg rekonstruieren, ohne dass in den einzelnen Schritten größere Zeitspannen als maximal Jahrzehnte anzunehmen sind.

Literatur

- AMPFERER, O. (1939): Über einige Formen der Bergzerreißung. – Sitz. ber. Österr. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl. **148**, 1–14, Wien.
- EICHER, H. (1978a): Bericht über die glazialmorphologische Kartierung in der Feldkirchener Bucht: Teil I – Nord (Das Gebiet zwischen Enge Gurk und Tiebel). – Carinthia II, **168/88**, 151–174, Klagenfurt.
- EICHER, H. (1978b): Zur Funktion der Würmhochstände im Gebiet der oberen Gurktalung einschließlich der Nahtstelle Gurk-Draugletscher. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, 209–245, Wien.
- FRITZ, A. (1964): Pollenanalytische Untersuchungen des Bergkiefern-Hochmoores im Auertal, Kärnten. – Carinthia II, **154/74**, 40–59, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1962): Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt, 1:50.000. – Geol. B.-A., Wien.
- KLEINSCHMIDT, G., BIALLAS, H.P., BRIGGMANN, B., KLINGEL, B & LENSER, M. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 185 Straßburg. – Unveröff. Bericht Wiss. Archiv Geol. B.-A., 5 S., 5 Kt. (Signatur: A 08011-RA/185/1990), Wien.
- LITSCHER, H. (1977): Die Ergebnisse der geotechnischen Untersuchungen des Jahres 1976 im Gebiet der Prekowa-Tiebel. – Carinthia II, **167/87**, 105–112, Klagenfurt.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 3. Bd. Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen. – 717–1199, Leipzig.
- PISTOTNIK, J. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 183 Radenthein. – Geol. B.-A., Wien.
- PISTOTNIK, J. (2003): Geologische Manuskriptkarte ÖK 50.000, Blatt 184 Ebene Reichenau. – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- POISEL, R. (1998): Kippen, Sacken, Gleiten: Geomechanik von Massenbewegungen und Felsböschungen. – Felsbau, **16**, 135–140, Essen.
- SPREITZER, H. (1961): Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. – Geogr. Jahresber. Österr., **28**, 1–50, Wien.
- STINY, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. – Geologie und Bauwesen, **13**, 71–79, Wien.
- THIEDIG, F., VAN HUSEN, D. & PISTOTNIK, J. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 186 Sankt Veit an der Glan. – Geol. B.-A., Wien.
- UCIK, H.F. (1987): Der geologische Rahmen der Moore im Gebiet der Gemeinden Steuerberg und Himmelberg, Bezirk Feldkirchen (Kärnten). – Kärntner Naturschutzbl., **25**, 129–142,
- WEISS, E.H. (1962): Geologische Karte des Raumes zwischen Gurk und Tiebel (eine hydrogeologische Studie). – Archiv KELAG, 1–4, Klagenfurt.
- WEISS, E.H. (1977): Zur Hydrogeologie des Grundwasseraustrittes der Gurk unterhalb der Prekowa (Tiebelursprung). – Carinthia II, **167/87**, 95–104, Klagenfurt.
- ZISCHINSKY, U. (1969): Über Bergzerreißung und Talzusub. – Geol. Rundschau, **58**, 974–983, Berlin.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt: 1. März 2012, Angenommen: 16. April 2012