

Quartärgeologische Untersuchungen in den östlichen Karawanken

VON DIRK VAN HUSEN *

Mit 3 Tafeln

ZUSAMMENFASSUNG

Im österreichischen Anteil der östlichen Karawanken wurden die quartären Formen und Sedimente neu kartiert. Dabei zeigte sich, daß die Spuren der älteren Eiszeiten nur sehr spärlich erhalten sind. Sie sind durch die starke Erosion in dem wahrscheinlich bis in jüngste Zeit gehobenen Gebirge verschwunden.

Im Freibachtal fand sich ein von Moräne bedecktes Seesediment mit fossilem Holz. Eine erste Untersuchung mit der ^{14}C -Methode und Pollenanalyse ergaben ein Alter von 31600 ± 1400 BP und ein Klima, das gegenüber dem heutigen nur unwesentlich kühler gewesen sein konnte. Ein erster Vergleich mit Baumkirchen (Inntal, Nordtirol) (F. FLIRI et al. 1970) wurde versucht, ob dies endgültig möglich ist, werden erst genauere Untersuchungen zeigen.

Während der Würmeiszeit kam es im untersuchten Gebiet zu einer sehr differenzierten Eigenvergletscherung. In den kleinen Karen der Nordkette entstanden nur unwesentliche Gletscher und Firnfelder.

In den weit ausladenden Karen der Vellacher Kotschna und am Nordabfall der Koschuta bildeten sich große Talgletscher, die im Waidischtal (ca. beim Ort Waidisch) als östlichster Lokalgletscher noch einmal mit dem Draueis zusammenstießen. An diesen konnte wie am Draugletscher im Vorland ein kurzer, erster kräftiger Vorstoß und ein stationärer Stand knapp innerhalb festgestellt werden. Im Zuge dieses Gletscherstandes kam es zur Ausbildung mächtiger Talverbaue im unvergletscherten Teil des Ribnitzatales und den kleineren Seitentälern sowie zur Bildung von Niederterrassen im Freibach- und Vellachtal, die beide aber die stauende Wirkung des Draugletschers anzeigten.

Im Freibachtal konnten noch an der Talweitung S Terkl weit verbreitete Vorstoßschotter der Würmvereisung gefunden werden. Am Beginn des Eisrückzuges gelangten Geschiebe des Draugletschers im Waidischtal weiter nach S und fanden sich in der Eisrandterrasse von Dovjak. Spuren

* Anschrift des Verfassers: Dr. Dirk van Husen, Institut f. Geologie a. d. Techn. Hochschule Wien, A-1040 Wien, Karlsplatz 13.

des Spätglazials fanden sich nur im Hainschgraben und im Freibachtal. In beiden Tälern konnte ein markanter Vorstoß kartiert werden, der einer kurzfristigen, kräftigen Klimaverschlechterung seine Entstehung verdankt. Er wurde im Vergleich mit H. HEUBERGER 1966 und 1968 ins Gschnitz gestellt, womit für die wesentlich undeutlicheren und verschwemmten Formen knapp außerhalb das Stainach-Stadium wahrscheinlich würde.

Während dieses Gletscherstandes ist bereits eine starke Differenzierung der einzelnen Kare nach ihrer Größe zu erkennen.

Als die letzten Spuren der Vereisung fanden sich in allen großen Karen noch deutliche Wälle, die aber bereits eine gänzliche Trennung der einzelnen Kargletscher anzeigen. Ob sie Vorstoßwälle darstellen, konnte nicht festgestellt werden, womit auch ihre Einordnung offen bleiben muß.

Im unvergletschert gebliebenen Teil des Arbeitsgebietes konnten riesige Schuttströme kartiert werden. Sie stellen mächtige Anhäufungen periglazialen Schuttes dar und sind an die Karbon- und Permschichtfolge gebunden, die durch ihren Tonreichtum zur Bildung und Bewegung nicht unwesentlich beitrug. Eine genauere Untersuchung wird durchgeführt.

EINLEITUNG

Als Grundlage soll anfänglich nur schematisch auf den geologischen Untergrund eingegangen werden, soweit es für das Verständnis der quartären Entwicklung notwendig erscheint. Genaue Darstellungen sind bereits veröffentlicht (F. BAUER 1970, Ch. EXNER 1972, F. TESSENHORN 1971) oder im Rahmen der geologischen Neuaufnahme der Karawanken durch die Geologische Bundesanstalt (unter Mitarbeit der Herren F. BAUER, Ch. EXNER, S. PREY und G. RIEHL-HERWIRSCH) in Bearbeitung.

Das Bild der östlichen Karawanken wird im bearbeiteten Raum hauptsächlich durch die beiden W-E streichenden Triaszüge Ferlacher Horn — Oistra — Petzen, Koschuta — Olseva und den im S aufragenden Steiner Alpen geprägt. Sie erreichen bis auf den Bereich zwischen Breiter Koschuta und Olseva, wo der hangende Dachsteinkalk bereits weitgehend abgetragen ist, Höhen um 2000 m. Zwischen diesen drei aufragenden Einheiten treten Gesteine des Paläozoikums und die kristalline Eisenkappler Aufbruchzone (Ch. EXNER 1972, S. 7) mit Höhen zwischen 1000 und 1400 m auf.

Diesem streng E-W-gegliederten Aufbau folgt auch das Gewässernetz bis auf die Vellach, den Freibach und Waidischbach, die dank ihrer starken Wasserführung auch während der starken Gebirgshebung ihren Lauf behaupten konnten.

Auf diesem Relief entwickelte sich besonders unter der fast geschlossen über 2000 m aufragenden Grenzmauer der Koschuta in den Quelllästen des Waidischtales und im Freibachtal eine kräftige Eigenvergletscherung. Außerdem konnte sich am Nordabfall der Steiner Alpen in der Vellacher Kotschna noch ein größerer Gletscher bilden, während die Berge des nörd-

lichen Triaszuges nur unbedeutende Gletscherzungen und Firnfelder trugen, von denen kaum Spuren vorhanden sind. Der Grund dafür ist trotz nahezu gleicher Höhe in den wesentlich kleineren und nicht so geschlossenen Nährgebieten zu suchen. Das Gebiet der paläozoischen und kristallinen Gesteine war wegen der durchgehend geringeren Höhe unvergletschert, zeigte aber eine sehr intensive periglaziale Umgestaltung.

Praewürm

Der Raum der östlichen Karawanken ist auffallend arm an Spuren älterer Vereisungen. Moränen oder Terrassen der Mindel- oder Rißeiszeit, die sicher auch in diesem Raum mächtiger als die Würmeiszeit waren, wie die Ablagerungen des benachbarten Draugletschers zeigen, fehlen gänzlich. Der Grund dafür ist sicher in der starken jungen Erosion zu suchen, die die tiefen, teilweise schluchtartigen Kerbtäler (Waidischbach, Vellach) schuf. Durch die hohe Reliefenergie wurden die lockeren Sedimente rasch wieder erodiert. Eine Erscheinung, die auch an den würmzeitlichen Sedimenten zu beobachten ist und sich ebenso in den Hangbewegungen unterhalb Kordes im Vellachtal und beim Knolisch am Ausgang des Leppentales dokumentiert. Die einzigen älteren quartären Sedimente stellen Hangbreccien dar.

Die 20—30 m mächtige Gehängebreccie auf der S-Seite des Freiberges stellt den Rest eines früher wesentlich weiter verbreiteten, verfestigten Schuttmantels dar, der eine alte Hangmulde unter der heute teilweise wieder entblößten Felswand erfüllte. Sie wird neben gröberen Partien von teilweise recht feinkörnigem Schutt aufgebaut, der immer wieder lagenweise mit Feinsand vermischt ist. Das ganze ist mit einem gelbrötlichen, kalkigen Bindemittel gut verkittet. Die Ablagerung ist in ihrem Erscheinungsbild ohne weiteres mit den gleichartig ausgebildeten Breccien der Nördlichen Kalkalpen vom Typ der Höttinger Breccie zu vergleichen und wird analog dazu wohl auch in das M/R Interglazial einzustufen sein, wie dies schon von mehreren Autoren (A. PENCK 1909, S. 1095, R. v. SRBIK 1941, S. 137, F. KAHLER 1955, S. 172 f., und F. BAUER 1970, S. 230) angedeutet wurde.

Einen anderen Habitus zeigen die Breccien im Bösen Graben. Im karartigen Talschluß findet sich eine aus völlig unbearbeitetem grobem Hangschutt des Dachsteinkalkes und des liegenden Dolomites recht unregelmäßig verfestigte und undeutlich gebankte Breccie. Das Bindemittel ist bräunlich-gelb gefärbt und füllt die Zwischenräume der Komponenten nur sehr unvollständig aus, was der Breccie ein ausgesprochen löchriges Aussehen verleiht. Diese Art von Breccie findet sich in allen Moränen der Täler nördlich der Koschuta, woraus geschlossen werden darf, daß diese Breccie über den ganzen Nordabfall verbreitet war. Wesentlich feinkörniger ist das kleine Breccienvorkommen im Quellbereich des Bösen Grabens, in der zu den sonst gleichen Komponenten noch Werfener Material hinzukommt. Sie stellt wahrscheinlich durch Muren verfrachteten Schutt des Tal-

hintergrundes dar, da hier die Hohlräume gänzlich mit dem bräunlich-gelben Bindemittel erfüllt sind. Abgesehen von ihrer Ausbildung unterscheiden sie sich auch durch ihre Lage nahe der Talsohle von der Breccie des Freiberges. Da sie aber in den Würmmoränen des Waidischtales als Geröll auftreten, möchte ich sie im Gegensatz zu R. v. SRBIK 1941, S. 137, ins R/W Interglazial einordnen.

In den Moränen finden sich auch ähnlich aussehende Breccienstücke aus untertriadischen und paläozoischen Gesteinen, die darauf schließen lassen, daß diese Breccienbildung nicht nur auf den Nordabfall der Koschuta beschränkt war.

Würmeiszeit

W a i d i s c h t a l

Zum Höhepunkt der Würmeiszeit waren das Waidischtal und seine Quellläste bis auf ein kurzes Stück des Ribnitza-Tales mit Eis erfüllt. Am zusammenhängendsten läßt sich die Mächtigkeit der Gletscher im Verlauf des Hainschgrabens ablesen.

Die beiden Eisströme aus dem oberen Hainschgraben und von der Malealm vereinigten sich im Bereich des Gehöftes Schiher und flossen nach N ab. Dieser mächtige Eisstrom gestaltete den Abschnitt bis zur Mündung in die Ribnitza trogartig um und bedeckte die Hänge über weite Flächen teils mit sehr mächtiger Grundmoräne. Am orographisch rechten Hang senkte sich der Gletscher von der Seitenmoräne oberhalb der Malealm von ca. 1300 m rasch bis auf 1080 m bei dem Gehöft Male. Hier hinterließ er, den Quelltrichter absperrend, einen deutlichen Moränenwall, der beim Gehöft selbst in eine Eisrandterrasse übergeht. Ebenso wurde auch der Quelltrichter beim Travnik in ca. 970 m Höhe erst mit einem Moränenwall verschlossen, der dann in eine Staukante übergeht, die über Kropivna nach NE zieht.

Das gleiche Bild ist auch am orographisch linken Rand zu beobachten. Im oberen Hainschgraben sind keine Moränen erhalten geblieben, da der Gletscher hier von der SE-Flanke des Prapotnik wahrscheinlich nicht unbedeutende Schneemengen erhielt. Erst beim Gehöft Hornig wurde wieder am Ausgang eines Seitengrabens ein Seitenmoränenwall abgelagert, der durch seine Zweiteilung ein gewisses Alternieren des Gletschers anzeigt. Er korrespondiert mit seiner Höhe von 1080 m sehr gut mit den beiden rechtsufrigen Moränen. An diesen Wall schließt wieder eine Staukante an, die bis knapp S Mletschnik bis auf 1020 m absinkend zu verfolgen ist. Hier setzt ca. 25 m höher ein mächtiger, mit großen erratischen Blöcken bedeckter und von Toteisformen kurz unterbrochener Moränenwall an, der einem etwas älteren und mächtigeren Gletscherstand entspricht. Diese Unterscheidung von Seiten- und Endmoränen eines kurzfristigen Maximalstandes und eines stationäreren Hochstandes nur knapp innerhalb ist auch am Draugletscher im Klagenfurter Becken möglich. Durch eine deutliche Mulde vom

Hang getrennt zieht dieser erst nach N, schwenkt oberhalb Mletschnik scharf nach NW und fällt steil ins Ribnitzatal ab. Er taucht dann genau wie der parallel zu ihm fast ebenso steil nach NW abfallende, etwas tiefere Wall, der zu dem vorhin beschriebenen jüngeren Gletscher gehört, in verschwemmten Moränenmaterial und Stauschottern unter.

Beide Moränen zeigen an, daß der Gletscher des Hainschgrabens eine kurze steile Gletscherzunge ins Ribnitzatal abgab, die den Talausgang verlegte. Durch diese Abriegelung wurde der Ribnitzabach in dem eisfreien Talabschnitt zur Aufschotterung gezwungen, wodurch die Gletscherzunge im Verein mit dem eigenen Moränenmaterial total verschüttet wurde. Im Zuge dieser Aufschüttung wurde der E-W-verlaufende Teil des Ribnitzatales bis in eine Höhe von 940 m erfüllt, von der heute noch Terrassen bei den Gehöften Maier, Franzi und Wokounig erhalten sind. Die Sedimente bestehen im Bereich zwischen Mihitsch und der Mündung des Maiergrabens zu einem großen Teil aus dem schluffreichen Moränenmaterial des Hainschgletschers, teils aus den Schottern der Ribnitzabach. Weiter nach W zu bestehen sie aus weitgehend eben geschichteten Schottern, die in ihrer Zusammensetzung stark von den lokalen Seitenbächen beeinflusst wurden. Die Schotter sind öfters von Feinsandlagen und Schluffen unterbrochen, die durch ihre stellenweise große Mächtigkeit (z. B. unter Fahrweg zum Franzi) eine länger anhaltende ruhige Sedimentation anzeigen. Im Seilbahngraben unterhalb des Wokounig finden sich in den Schottern eingelagert große Blöcke von Wettersteinkalk. Sie entstammen wahrscheinlich einem kleinen Bergsturz aus der Südflanke des Ferlacher Hornes, der hier während der Aufschotterung in das Tal abging und mit seiner Stirn den Gegenhang erreichte.

Nördlich des Gehöftes Scheriau, am Ausgang des Grabens vom Esel-Sattel, findet sich Moränenmaterial, selten mit gekritzten Geschieben. Oberflächlich hat die Ablagerung vom Bach die Form eines Schwemmkegels erhalten, der in Höhe der allgemeinen Aufschotterung ausstreicht. Diese Moräne zeigt gemeinsam mit den riesigen Blöcken von Breccien aus Dachsteinkalk bei der Säge südlich der Mündung des Seitengrabens an, daß aus dem weit nach NW geöffneten Kar unter der Baba eine Gletscherzunge im Scheriaugraben abfloß. Diese reichte ca. bis in die Talkrümmung, hinterließ aber keine Endmoräne, da sie durch die Stauwirkung des Gletschers im Hainschgraben in ihrem eigenen Schutt und dem der Seitenbäche ertrank.

Der untere Teil des Ribnitzatales wurde vom Hainschgletscher zur Gänze erfüllt, der mit dem Gletscher des Kalten Baches vereinigt ca. S Waidisch auf den hier nach S vordringenden Draugletscher stieß, dessen Geschiebe bis hierher zu finden sind. Die Höhe der Vergletscherung kann hier wohl am besten an der Ebenheit bei den Gehöften Raunik und Woschitz abgelesen werden. Sie wird von teils mit gletschernahen Schottern und Sanden (Kritzung), teils mit Deltaschüttung aufgebaut, die das gleiche Geröllspektrum wie die Moränen zeigen. Sie stellt eine Verfüllung des eisfreien Zwickels zwischen den Gletschern des Hainschgrabens und des

Kalten Baches dar, die mit ihrer Oberfläche in 930 m Höhe gut zu dem stationären Gletscherstand passen, an dem die drei Talverbaue beim Hornig, Male und Travnik entstanden sind. Zu diesem paßt auch gut die Oberkante der Verschüttung im Ribnitzatal.

Am Gletscher des Kalten Grundes ist seine Mächtigkeit nur an zwei Stellen zu erkennen. Die mächtige Seitenmoräne, die beim Gehöft Naz ansetzt und bis zur Straße zieht, dürfte am ehesten mit der Moräne oberhalb Mletschnik zu parallelisieren sein und dem kräftigsten Vorstoß der Gletscher entstammen. Sie riegelte das Tal von Zell Pfarre ab, hat aber wahrscheinlich nicht zu einer Seebildung geführt, da keine Sedimente (Deltabildungen der Bäche) gefunden werden konnten. Die Entwässerung, zumindest zu Zeiten von normaler Wasserführung, erfolgte sehr wahrscheinlich unter der Moräne hindurch an Drainagebahnen, die auch heute noch zum Teil der Entwässerung (Grundwasser) des Beckens dienen (zwei starke Quellen oberhalb Straße Ridouc—Zell Pfarre in ca. 910—920 m H.). Während des nachfolgenden stationäreren Gletscherstandes bildete sich an dem Wall an seinem Nordende und der Innenseite eine Terrasse in 930 m aus, die gut zu den Terrassen beim Raunik und im Ribnitzatal paßt. Auf dieses Niveau stellte sich auch der Schwemmkegel S vom Gehöft Starinjak ein, auf dessen Rest die Zollhäuser stehen.

An diesem Gletscherstand bildete sich auch am Zusammenfluß der Eisströme aus dem Bösen Graben und dem Kalten Grund die steile Eisrandterrasse bei Roob. Sie wird aus Moränenmaterial aufgebaut, in das mächtige Bänderschuffe und Sande eingelagert sind, die durch ihre stellenweise starke Verknetung ein Alternieren der Gletscher (besonders im Bösen Graben) anzeigen.

Sonst sind aus dieser Zeit noch verbreitete Grundmoränenverkleidungen, die Umgestaltung des Bösen Grabens zu einem steilen Trog und die Übersteilung der beiden petrographisch bedingten Stufen S Koschuta-Haus und N des Alpenschutzhauses erhalten.

Spätglazial

Am Beginn des Rückschmelzens des Eises wurde zuerst die flache Mulde beim Dovjak eisfrei. Sie wurde mit Schottern und Sanden verfüllt, die generell die gleiche Zusammensetzung wie die Moränen haben. Neben diesen lokalen Geröllen fanden sich auch einige exotische Gerölle (Gneis, Granatamphibolit, Phyllit, Tonalite), die dem oberen Einzugsgebiet des Draugletschers entstammen. Ihr Vorkommen so tief innerhalb der Karawanken ist wahrscheinlich am besten dadurch zu erklären, daß durch das rasche Abschmelzen des Lokalgletschers kurzfristig ein südgerichtetes Gefälle bis in diesen Raum entstand. Dadurch konnten oberflächlich abfließende Schmelzwässer ihr Material vom Draugletscher bis hierher verfrachten. Vom weiteren Eisrückzug sind nur wenige Marken erhalten. So die Eisrandterrasse beim Jagdhaus Maudnik oder die Anhäufung größerer Blöcke ca. 300 m S

Kote 708 im Hainschgraben. Sie zeigen mit der daran nach N anschließenden Schwemmfläche einen kurzen Halt der Gletscherzunge an.

Im weiteren Verlauf des Spätglazial kam es im Bereich der beiden Quelläste des Hainschgrabens wieder zu kräftigen Gletschervorstößen. Anfänglich waren noch beide Gletscherzungen im Bereich Schiher vereint. Sie hinterließen auf der moränenbedeckten Fläche (Kote 1028) ihre Seitenmoränen, an denen aber schon ein deutliches Übergewicht des Gletschers aus dem oberen Hainschgraben zu erkennen ist. In der weiteren Folge zerfiel dann der Gletscher von der Malealm in zwei einzelne Kargletscher, deren gemeinsamer Rand von den großen Dachsteinkalkhöhlen S Kote 1081 markiert wird. Der Gletscher des oberen Hainschgrabens hingegen konnte dank seines größeren und günstigeren Einzugsgebietes noch länger eine kräftige Zunge ernähren. Diese stieß noch einmal bis auf die Höhe des Schpetschiak vor und warf mächtige, grobblockige Endmoränen auf. Die orographisch linke setzt knapp N des Hainschbauern in ca. 1000 m an und zieht steil bis zum Schpetschiak. Am orographisch rechten Hang setzt die dazugehörige Moräne in annähernd gleicher Höhe an und endet, nur durch ein großes Toteisloch unterbrochen, oberhalb des Zusammenflusses von Hainschbach und dem Bach von der Malealm. Dieser hat entlang des Walles eine tiefe, steile, epigenitische Klamm in den Permsandstein eingeschnitten, da ihm der direkte Weg verlegt war.

In der weiteren Folge kam es noch zu kleinen Bewegungen dieser Gletscherzunge, die besonders am rechten Rand durch scharfe, teils sehr grobblockige Moränen abgebildet wurden. Durch die rasche Verschüttung der abschmelzenden Zunge bildeten sich viele Toteislöcher zwischen den Endmoränenwällen. In diese Phase dürfte auch der sehr kräftige dreifächerige Wall unterhalb der Malealm gehören, der anzeigt, daß die Zunge aus dem Kar unter dem Pungert schon sehr viel kleiner war.

Diese Moränengruppe ist durch ihr Erscheinungsbild und den echten Vorstoßcharakter gut mit den Gschnitzmoränen in den Zentralalpen zwischen Wipp- und Ötztal zu vergleichen, zumal auch hier weniger deutliche und teilweise verschüttete Moränen den Rahmen bilden. Die gleiche Abfolge ist auch im Freibachtal zu beobachten. Ich möchte sie in Anlehnung an H. HEUBERGER, 1966, 1968, ins Stainach und Gschnitz stellen.

Nach dem Abschmelzen des Eises wurde das Zungenbecken bis heute mit Murenschutt erfüllt, der aber nur bis zu den starken Karstquellen NW Hainschbauer reicht. Diese unterspülen den Schutt und bilden eine riesige Quellnische aus. In der letzten Phase des Eisrückzuges zerfiel auch der Gletscher des oberen Hainschgrabens in einzelne steile Kargletscher, die noch einige Zeit stationär die grobblockigen Moränen unter- und oberhalb der Kote 1177 hinterließen. Über diese Eiszungen sind auch viele grobe Felssturzböcke abgefahren, die heute am Gegenhang liegen. Zu diesem Stadium sind auch die Moränen bei Kote 1178 im Bösen Graben und die Moräne auf der Großalm zu rechnen. Von dieser Gletscherzunge, die gerade noch über die Steilstufe herunterreichte, stammen wahrscheinlich auch die

vielen riesigen Blöcke beim Koschuta Haus. Für die primäre Anlage der Täler nördlich des Koschutakammes sind N—S-streichende Störungen in diesem, die die Verkarstung begünstigten (inaktiven Karstschlote sind hier in den Wänden verstärkt zu beobachten) heranzuziehen. Durch das weitere Fortschreiten der Verkarstung und das Tieferlegen der Quellen kam es im Hainschgraben zur Ausbildung der zentralen Quellgruppe. Dadurch sind die beiden Quelltäler weitgehend zu schutterfüllten Trockentälern geworden. Diese Entwicklung ist, wenn auch noch nicht so weit fortgeschritten, ebenso im oberen Freibachtal zu beobachten. Hier ist das oberste Stück E Mejník ein Trockental, an dessen unterstem Ende noch eine schwache Quellgruppe liegt. Der Hauptabfluß erfolgte hier bereits am Fuß der riesigen Schutthalden weiter im E.

Freibachtal

Frühwürm

Am orographisch linken Ufer des Freibaches ist südlich der Straßenbrücke (Kote 812) während der Straßenverbreiterung ein 4—5 m mächtiges Paket von dünnschichtigen Schluffen und Sanden, vermengt mit feinem Schutt der rechten Talflanke aufgeschlossen worden. Über die Gesamtmächtigkeit und das Liegende kann nichts gesagt werden, da die Straße und junger Bachschutt den Aufschluß am Fuß verdecken. Das Hangende bildet Grundmoräne, die nur dem Freibachgletscher entstammt, der im Würm noch einmal bis knapp über diesen Punkt hinausgereicht hat.

Aus den feinen Sedimenten, die in einigen Horizonten stark verpreßte Holzreste und Zapfen enthielten, wurden Proben für die Pollenanalyse entnommen, die dankenswerter Weise Univ.-Doz. Dr. A. FRITZ (Klagenfurt) zur Bestimmung übernahm. Parallel dazu wurde an einer Holzprobe von Dr. H. FELBER liebenswürdiger Weise mit der Radiokarbonmethode eine absolute Altersdatierung am Institut für Radiumforschung und Kernphysik Wien durchgeführt. Die ersten Ergebnisse sollen hier nur erwähnt und kurz diskutiert werden, da eine detaillierte Untersuchung gemeinsam mit beiden Herren durchgeführt wird, über die gesondert berichtet werden wird.

Die ^{14}C -Datierung, Probe VRI 393 (in unmittelbarer Nachbarschaft der statistisch ausgewerteten Pollenprobe), ergab ein Alter von 31600 ± 1400 BP. Dadurch ist die Auffüllung des kleinen Seebeckens ins Frühwürm einzustufen. Die Pollenanalyse (3 Proben, davon 1 statistisch ausgewertet) ergab, daß die pollenproduzierende Vegetation während der Auffüllung des Seebeckens ein farnreicher Fichten-, Rotbuchen-, Tannen-Mischwald war. Dies entspricht ungefähr dem heutigen oder einem nur unwesentlich kühleren Klima. Durch die Lage unter der Würmmoräne und die Altersdatierung ergibt sich eine gute Vergleichsmöglichkeit mit den Bändertonen von Baumkirchen, F. FLIRI et al., 1970, 1972, und F. FLIRI, 1973. Widersprüchlich scheint zur Zeit der verschiedene Befund der Pollenanalyse. Dem-

nach hat die Flora in den Bändertonen von Baumkirchen einen kaltzeitlichen Charakter. Diese Klimabedingungen wurden auch durch erste Deuteriumgehaltsmessungen W. E. SCHIEGL und P. TRIMBORN, 1972, die eine Erniedrigung der Mitteltemperatur um 4—5° gegenüber heute wahrscheinlich machten, bestätigt. Ob dieser Gegensatz allein durch die günstigere Exposition am Südrand der Alpen erklärt werden kann oder noch andere Ursachen (z. B. kurzfristige Klimaverbesserung) mitwirken, wird sich hoffentlich bei der genauen Untersuchung zeigen.

Würm

Das Freibachtal war zur Würmeiszeit von einem mächtigen Gletscher erfüllt. Seine Ausbreitung ist durch Moränen gut markiert. Von den großflächigen Karen W und E der Gabelspitze ausgehend, erfüllte er das oberste Freibachtal und hinterließ auf dem Sattel zwischen Mejnik und Grünberg in 1420 m Höhe eine Seitenmoräne. Den Sattel selbst hat er nicht mehr überschritten, die groben Blöcke am Hang zur Kobounik Alm scheinen nur abgeglitten. Von hier senkte sich der Gletscher rasch ab, hinterließ in der Mulde S Kote 1281 eine kleine Seitenmoräne und eine Eisrandterrasse in 1220 m Höhe. Am rechten Rand entspricht der kurze Seitenmoränenwall in 1150 m im Lee des Rückens unter der Breiten Koschuta diesem Gletscherstand. Dann umfloß der Gletscher das E-Ende des langgezogenen Rückens, der das obere Freibachtal im N begrenzt, in 1120 m Höhe. Hier setzt ein gut ausgebildeter Moränenwall an, der steil gegen den Tschernitz Bach zu abfällt. Dieser und der kleine zweigeteilte Wall unterhalb Kazmun zeigen an, daß der Freibachgletscher die beckenartige Talweitung am Kreuzungspunkt mit dem Längstal von Zell Pfarre erfüllte. Das grobe Blockwerk aus hellem Wettersteinkalk, das an der Straße bis zum Schaida Sattel oberhalb dieses kleinen Walles aufgeschlossen ist, stellt einen kleinen Bergsturz von der Obirsüdseite dar. Innerhalb dieser äußersten Moränenwälle liegen mächtige und langgezogene Wälle (Gehöft Puschelz, Kote 958), die, wie die Talverbaue im Hainschgraben, wohl den stationäreren Gletscherstand anzeigen. Unter dem Wall beim Gehöft Puschelz sind Schotter aufgeschlossen, die am Nordrand der moränebedeckten Fläche bis zum Steilabfall östlich Kvadnik zu verfolgen sind.

Bis auf einen geringen Anteil von paläozoischen Gesteinen werden sie von dem wenig gerundeten Wettersteindolomit und Dachsteinkalk des Talhintergrundes aufgebaut. Auf der anderen Talseite bauen sehr ähnliche Schotter, die nur randlich mehr Paläozoikum enthalten (Bach vom Meleschnik Sattel) die Hochfläche nördlich Kalischnik auf.

Diese Schotter stellen Vorstoßschotter dar, die speziell westlich des Freibaches auf einem alten Talboden des Tschernitz Baches 30—40 m über dem heutigen Felsbett aufliegen. Sie sind am ehesten in die beginnende Würmvergletscherung zu stellen, da sie nur noch von deren Moränen bedeckt werden und überdies keine nennenswerten Verwitterungserscheinungen zei-

gen. Wahrscheinlich ist es in dem tief ausgeräumten Längstal von Zell Pfarre ähnlich wie am westlichen Ende weder durch die Schotter noch durch das Eis zur Ausbildung eines Sees mit länger gleichbleibendem Wasserspiegel gekommen, da keine entsprechenden Sedimente (Deltas) gefunden werden konnten. Zumindest war damals auch bereits der gegenüber dem übrigen Tal relativ enge Talausgang zwischen Kuchl und Terkl bereits bis ungefähr auf das heutige Niveau erodiert (Frühwürm Kote 812). Daraus und aus dem Felssockel in 910—920 m unter der Seitenmoräne beim Naz kann geschlossen werden, daß die letzte größere Ausräumung in dem Längstal wahrscheinlich in der Rißeiszeit stattfand. Ob sie rein fluvial durch den Abfluß des durch einen ca. 150—200 m mächtigeren Draugletscher zurückgestauten Gletschers des Waidischtales erfolgte oder auch durch seine Seitenzunge, die wahrscheinlich in das Tal eindrang, erfolgte, mag hier offen bleiben. Heute ist das Tal weitgehend von steilen Schwemmkegeln erfüllt.

Der Freibachgletscher drang während seiner beiden größten Stände bis über die Kote 812 nach N vor. Die Endmoräne ist in der schluchtartigen Talstrecke nicht erhalten geblieben. Ca. 1 km N Kote 812 setzt am orographisch linken Ufer eine Terrasse in 830 m ein, die weitgehend zusammenhängend bis zu den Moränen des Draugletschers (Kote 809) zu verfolgen ist. Sie zeigt generell fluvialen Aufbau, nur an ihrem nördlichen Ende sind Sedimente eines alternierenden Stausees durch den temporären Rückstau des Draueises entstanden (vgl. E. H. WEISS, 1964). Sie stellt die Niederterrasse in dem kurzen eisfreien Teil des Freibachtales dar.

Spätglazial

Im Gegensatz zum Waidischgletscher in seinen tief eingeschnittenen steilwandigen Tälern hinterließ der Freibachgletscher in der Talweitung des Längstales teils schön ausgebildete Moränen (auf der Hochfläche E Puschel und S Kalischnik), teils mächtige Anschüttungen mit verschwemmtem Moränenmaterial (S Stephun), die den mehraktigen Rückzug im beginnenden Spätglazial anzeigen. Knapp S der Mündung des Tschernitzbaches in den Freibach ist in einem Steinbruch ein sehr sand- und feinstoffreiches, ungeschichtetes, grobgebanktes Konglomerat aufgeschlossen, das die gleiche Zusammensetzung wie die umliegenden Grundmoränen hat. Die Komponenten zeigen teils überhaupt keine Bearbeitung, sind teils aber einseitig gut bearbeitet und zeigen oft schöne Kritzung. Die leichte Rotfärbung ist auf einen hohen Anteil des Detritus der Sandsteine und Tonschiefer des Perm im Feinanteil zurückzuführen. Das Konglomerat ist noch ca. 300 m nach S und mit rasch abnehmender Mächtigkeit auch nach W den Tschernitz Bach aufwärts bis zum Sockel der Vorstoßschotter zu verfolgen. Es stellt durch Muren kurz verfrachtetes Moränenmaterial dar, das hier wahrscheinlich unmittelbar nach dem Eiserückzug abgelagert wurde und den Ausgang des Tschernitz Baches verlegte. Dieser füllte den dadurch entstandenen

See mit deltageschütteten Sanden und Schottern auf (Terrasse W Terkl), die auch nach SE über den Murenschutt ins Freibachtal ausgreifen.

Diese Sedimente wurden in der späteren Folge noch einmal von einem Gletschervorstoß überfahren, der die grobblockigen Moränen NW Kalischnik abgelagerte. Dieser Gletscherstand ist durch seinen echten Vorstoßcharakter mit dem der mächtigen Wälle beim Hainschbauer zu vergleichen, da beide ihr Entstehen einer kurzen kräftigen Klimaverschlechterung verdanken, die durch das auffällige Auftreten der groben Blöcke angezeigt wird. Außerdem bilden auch hier die undeutlichen, verschwemmten Moränen (S Stephun) seinen Rahmen.

Die wesentlich weitere Erstreckung im Freibachtal ist wahrscheinlich durch das größere Einzugsgebiet und den flacheren und etwas höheren Verlauf des Freibachtales zu erklären. Der Rückzug dieser Gletscherzunge hinterließ noch auf der Moränenauskleidung links und rechts des Baches einige kleine Moränenwälle (Schnidar, NE Pipan).

Den letzten Gletscherstand, während dessen noch die Gletscher der beiden Kare E und W der Gabelspitze zusammenstießen, markiert der steile Moränenwall beim Koschutnik. Zu diesen Rückzugsständen gehören wahrscheinlich auch die kleinen Seitenmoränen bei Kote 1286. In der weiteren Folge trennten sich die Gletscher der beiden Kare. Während der östliche die Moränenwälle unterhalb Koschutnik aufwarf, reichte der westliche bis zur Engstelle W Kote 1286, wo er schöne Endmoränen hinterließ. Eine Erscheinung, die mit der Auflösung des Gletschers in einzelne Karletscher im oberen Hainschgraben zu vergleichen ist.

Vellachtal

Im Einzugsgebiet der Vellach konnten sich nur an zwei Stellen nennenswerte Gletscher ausbilden. Knapp unterhalb der Kote 907 im Potokgraben findet sich eine Anhäufung teilweise mehrere m³ großer Blöcke, hauptsächlich aus Wettersteindolomit und Dachsteinkalk, die nur durch Eis hierher gelangt sein konnten. Sie markieren das Ende einer kurzen steilen Gletscherzunge, die während des Hochglazials den wild zerklüfteten Potokgraben erfüllte.

Hier setzt auch eine anfänglich aus sehr groben Schottern aufgebaute steile und unruhige Terrasse an, die mit kurzen Unterbrechungen ca. 10 m über dem Koschuta Bach bis zur Mündung in den Trögern Bach zu verfolgen ist. Sie stellt die Niederterrasse dar, die ihre Fortsetzung nach der Trögerner Klamm in einer gut ausgebildeten Terrasse am Ebriachbach findet.

In dem großartigen trogförmigen Talschluß der Vellacher Kotschna am Nordrand der Steiner Alpen entwickelte sich zur Würmeiszeit noch eine ca. 4 km lange Gletscherzunge. Sie schuf ein deutliches Zungenbecken, das heute von Sanden und Schottern erfüllt ist, die die Ebenheit SE Maierhof aufbauen, und erstreckte sich bis knapp NW der Ofner Säge. Hier zeigen neben etwas grobem Moränenmaterial wieder nur sehr große Blöcke aus dem Talhintergrund am Hang oberhalb der Vellach das Gletscherende an.

Ebenso spärlich sind ihre Zeugen im Zungenbecken. Neben dem geschlossenen Moränenfleck Kote 999 und den beiden steilen Eisrandterrassen des Eisrückzuges südlich davon sind nur noch vereinzelt Erratika an den steilen Hängen zu finden. Nach dem endgültigen Eisrückzug vom Talboden wurde der südliche Teil des Beckens von riesigen Murkegeln überwältigt.

Etwa 300 m unterhalb der Ofner Säge setzt am linken Ufer, ca. 35 m über der Vellach, eine unruhige Terrasse an, die steil bis zum Muri zieht. Sie stellt den Beginn der Niederterrasse dar, von der weiter talabwärts noch bei Bad Vellach und beim Skalar kleine Reste erhalten sind.

Erst wieder in der Talweitung von Eisenkappel finden sich im Verlauf des Vellachtales und seiner Nebenbäche größere Terrassenreste. Es sind dies überraschend mächtige, gut gerundete und stellenweise schwach verkittete Schotter, die die gleiche Zusammensetzung wie die rezenten Schotter zeigen. Im Vellachtal sind sie an der Mündung des Remschenig Baches und Leppen Baches mit einer Mächtigkeit von ca. 50 m und einer Oberkante in 640 m Höhe, E und N von Eisenkappel (M. 70 m, Oberk. 625 m), beim Lindenhof (M. 80 m, Oberk. 610 m) und weiter im N bei den Gehöften Mosgan, Leschanz, Kunet und am rechten Hang oberhalb der Papierfabrik (M. 90 m, Oberk. 600 m) erhalten geblieben. Gut mit diesen korrespondieren gleichartige Reste beim Kupitz (M. 20 m, Oberk. 650 m), im Remschenig Tal und am unteren Ebriachbach und N des Kraftwerkes Ebriach Klamm (M. 50 m, Oberk. 640—650 m). Die nach Norden ständig zunehmende überraschende Mächtigkeit bis zum Durchbruch bei Rechberg kann dadurch erklärt werden, daß der Vellach durch den Draugletscher der Ausgang ins Klagenfurter Becken mit stetig zunehmender Höhe verlegt wurde. Dadurch war sie gezwungen, derart mächtige Terrassen im Bereich ihres flacheren Unterlaufes aufzuschütten, auf die sich die Nebenbäche einstellten. Für ein würmzeitliches Alter und die Verbindung mit den Niederterrasse-
resten am Oberlauf und im oberen Ebriach und Koschuta Bach spricht auch, daß die Schotter kaum Verwitterungserscheinungen zeigen und nur eine dünne Bodendecke tragen.

Periglazialerscheinungen

Im Gegensatz zu der recht bescheidenen glazialen Überformung kam es im Einzugsgebiet der Vellach zu intensivem periglazialen Massenabtrag, der sich in einer weit verbreiteten, teils mächtigen Schuttbedeckung der Hänge äußert. Dabei entstanden in vielen Gräben mächtige Schuttströme. Ihr Auftreten ist an die tonreiche Karbon- und Permschichtfolge südlich des Triaszuges Koschuta—Olseva gebunden, aus deren Schutt sie aufgebaut werden. Dieser bildet durch den hohen Anteil an glimmerreichem, tonig sandigem Detritus eine völlig ungeschichtete breiige Masse, in der die durchwegs völlig unbearbeiteten Brocken der Karbonate, Sandsteine und Konglomerate bis zu einer Größe von 100 m³ schwimmen. Diese Masse fließt aus den teils weit verzweigten Quelltrichtern (z. B. U. und O. Toma-

schutz) zusammen und erfüllt den daran anschließenden Graben mit einem mächtigen, weitgehend wasserdichten Strom. Dabei drängen die Schuttströme teilweise weit in die engen V-Täler des Wettersteindolomites ein (Taf. 1) und bilden mit ihren weichen Formen einen eindrucksvollen Gegensatz zu den schroffen, steilen Hängen. Durch das konvexe Querprofil bildeten sich Randgerinne aus, die oft über lange Strecken knapp nebeneinander laufen und sich erst am Ende im ehemaligen Bachbett wieder vereinigen. Die seitliche Abdrängung war teils so stark, daß die Bäche kleine epigenetische Talstrecken anlegten (z. B. die 10—15 m tiefe Klamm im Wettersteindolomit NW Nabernig Stube).

Die Bildungsbedingungen dieser Schuttströme möchte ich folgendermaßen annehmen: zur Zeit der extremen periglazialen Klimabedingungen des Hochglazials kam es im Bereich der wassergesättigten oberen Partien (Auf-taubereich) des Schuttmantels zu starken Schuttbewegungen und wahrscheinlich auch zu Gleitungen und Murenbildung. Dadurch entstand aber im Hauptgraben eine mächtige Schuttanhäufung, deren liegender Teil immer mehr in den Bereich des Dauerfrostbodens gelangte. Nach seiner Auflösung im Spätglazial (die Schuttströme im Potokgraben und in der Vellacher Kotschna drangen noch geringfügig in den Zungenbereich des Lokalgletschers vor) bewegte sich die ganze Masse dann wahrscheinlich zähplastisch weiter, bis sie möglicherweise durch interne Entwässerung oder Klimaeinflüsse zur Ruhe kam. Genauere Untersuchungen des Bewegungsmechanismus und damit über den zeitlichen Ablauf werden noch durchgeführt. Über sie soll demnächst berichtet werden.

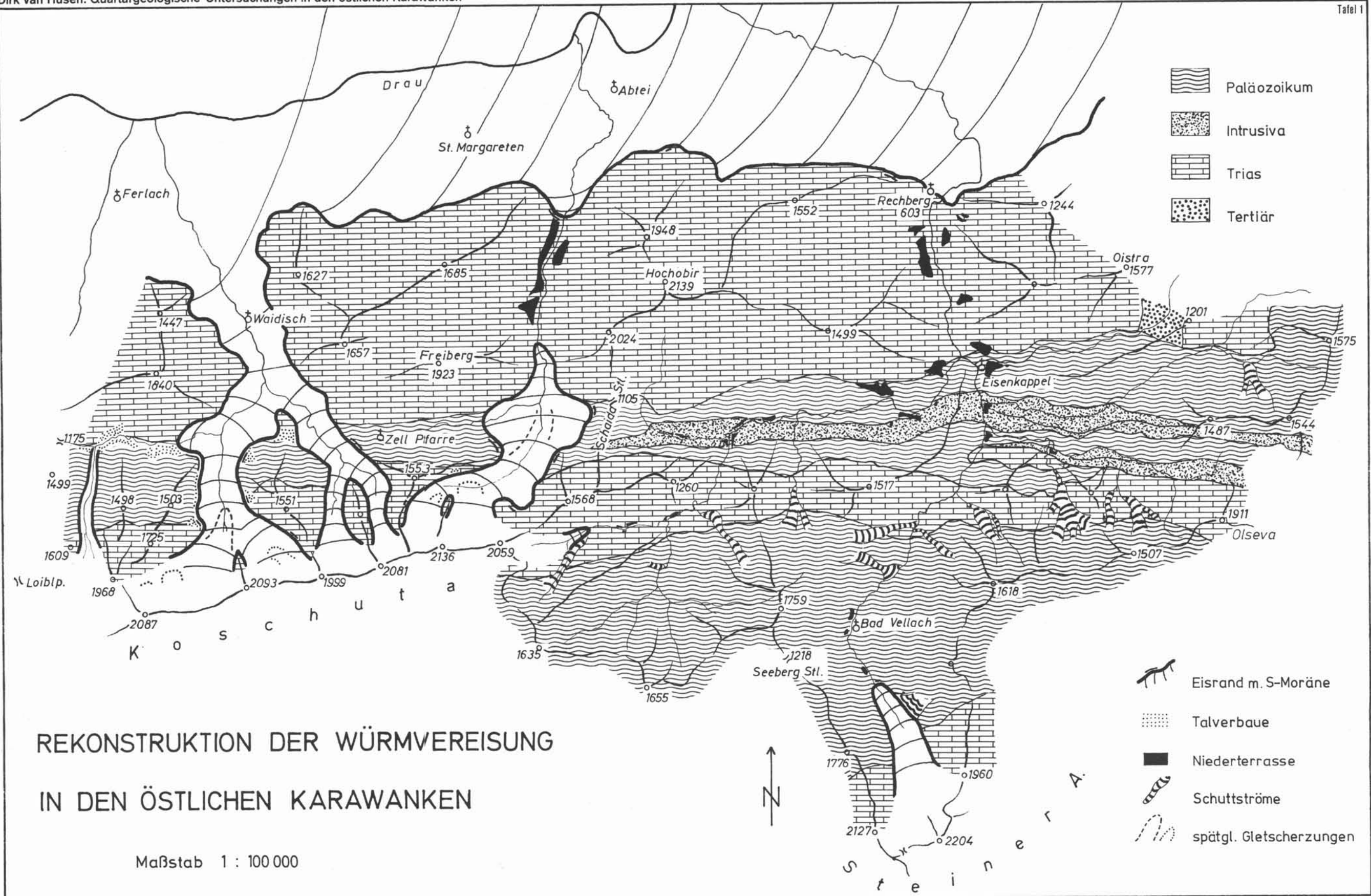
Die Schuttströme sind schon seit längerer Zeit zur Ruhe gekommen. Auf ihnen stehen auch an sehr steilen Stellen alte Wälder (150—200 Jahre) und an den Forststraßen und alten Zufahrtswegen zu den Gehöften, die ebenso auf den Schuttströmen stehen, ist keine Bewegung zu erkennen.

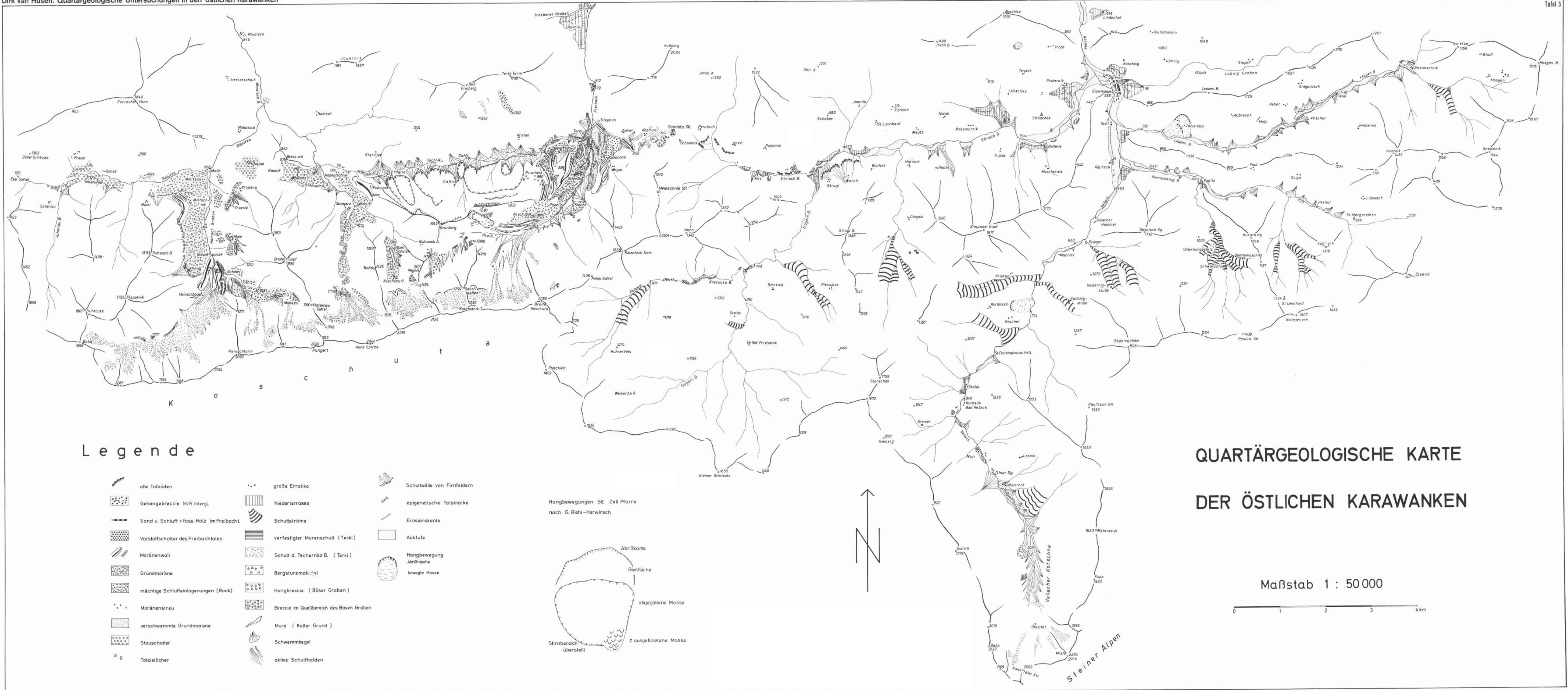
Literaturverzeichnis

- BAUER, F. K.: Zur Facies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. — Jb. Geol. B.A., 113, 189—245, 11 Abb., 2 Taf., Wien 1970.
- EXNER, Ch.: Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. — Mitt. Geol. Ges., 64, 1—108, 17 Abb. (8 Mikrofot.), 1 Tab., 1 Taf., Wien 1972.
- FLIRI, F., S. BORTENSCHLAGER, H. FELBER, W. HEISSEL, H. HILSCHER, W. RESCH: Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntniss der Würm-Vereisung der Alpen. — Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., 6, 5—35, 9 Abb., Innsbruck 1970.
- FLIRI, F., H. FELBER, H. HILSCHER: Weitere Ergebnisse der Forschung am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). — Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol., 8, 203—213, 3 Tab., 1 Abb., Innsbruck 1972.
- FLIRI, F.: Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). — Z. Geomorph. N. F., Suppl. 16, 1—14, 4 Fot., 1 Fig., 1 Tab., Berlin 1973.
- HEUBERGER, H.: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. — Wiss. Alpenv. H. 20, 126 S., 8 Abb., 2 Tab., 5 Stereoluft-
- HEUBERGER, H.: Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. Eine chronologische Übersicht. — Eiszeitalter u. Gegenwart 19, 270—275, Öhringen/Württ. 1968.

- KAHLER, F.: Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. — Geol. Rundschau, 43, 169—174, Stuttgart 1955.
- LUCERNA, R.: Gletscherspuren in den Steiner Alpen. — Geogr. J.-Ber. aus Österr., 4, 9—74, 10 Skizzen, 6 Tab., 1 Karte, Wien 1906.
- PREY, S., F. KAHLER: Beiträge zu einem Karawankenprofil. — Mitt. Geol. Ges. 50, 271 bis 292, 3 Abb., 1 Karte, Wien 1958.
- SCHIEGL, W. E., P. TRIMBORN: Die paläoklimatische Bedeutung des Deuteriumgehaltes von fossilen Holzproben aus den Bändertonen von Baumkirchen (Inntal). — Z. f. Gletscherk. u. Glazialgeol. 8, 231—233, 2 Tab., Innsbruck 1972.
- SRBIK, R. v.: Glazialgeologie der Kärntner Karawanken. — N. Jb. Min. Geol. Paläont. Sb. III, 282 S., 3 Fototaf., 8 Beil., 2 Skizzen, 2 Tab., Stuttgart 1941.
- TESSENSOHN, F.: Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 138, 169—220, 17 Abb., 1 Karte i. Text, 2 Beil., Stuttgart 1971.
- WEISS, E. H., in A. OREL: Gesteuerte Dichtungsarbeiten beim Erddamm des Freibachkraftwerkes Kärnten. — Die Talsperren Österreichs 13, 38 S., 24 Abb., 6 Beil., Wien 1964.

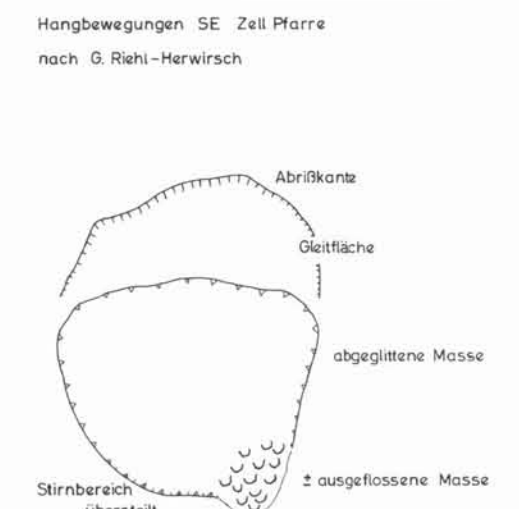
Bei der Schriftleitung eingelangt am 24. Jänner 1974.





Legende

- | | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |



QUARTÄRGEOLOGISCHE KARTE DER ÖSTLICHEN KARAWANKEN

Maßstab 1 : 50 000

