

QUARTARGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM ÜBERETSCH

Herbert Scholz, Karl-Heinz Bestle & Sebastian Willerich

Mit 8 Abbildungen und 1 Fototafel
With 8 figures and 1 plate

Herbert Scholz, Karl-Heinz Bestle und Sebastian Willerich, Lehrstuhl für Ingenieurgeologie der Technischen Universität München, Arcisstr. 21, D-80290 München; e-mail: herbert.scholz@tum.de

Zusammenfassung

In der weiten Talung von Eppan-Kalern im Südtiroler Überetsch bei Bozen ist ein ganzes System von kiesigen Lateralmoränen, breiten Kamestrassen sowie in die mächtige, komplex aufgebaute pleistozäne Talfüllung erosiv eingeschnittenen, kastenförmigen Schmelzwasserrinnen erkennbar, mit deren Hilfe sich unterschiedliche Eisstände einer „Kalterer Zunge“ aus dem ausgehenden Hochglazial rekonstruieren lassen, einer Teilzunge des Etschglaziers. An den Osthängen des Mendel-Roèn-Kammes sind zudem zertalte Erosionsreste von Murfächern nachweisbar, hier als „Murkames“ bezeichnet, die direkt gegen den absinkenden Westrand dieses Glaziers geschüttet wurden. Sehr kalk- und dolomitreiche Mursedimente, durch Eisauflast überkonsolidiert und damit vermutlich älter als der letzte Eishöchststand, aber auch Ablagerungen von deutlich jüngeren Muren, die aus dem Spät- und Postglazial stammen dürften, bedecken große Flächen an der Ostflanke des Mendel-Roèn-Kammes bis ins Tal hinunter, besonders im Gebiet zwischen Margreid, Penon und Kurtatsch. Gerade auf diesen von den Einheimischen „Kampferde“ genannten diamiktischen Ablagerungen liegt ein Großteil der Weinberge rund um Tramin und Kurtatsch.

Summary

Within the wide vale of Eppan-Kalern (Appiano-Caldaro) at Überetsch (Oltradige, Sella di Appiano-Caldaro) close to Bozen (Bolzano) in South Tyrol (Alto Adige) a complicated system of gravelly lateral moraines, large kame terraces as well as erosive fossil meltwater valleys can be identified, which are deeply incised into a thick and complex sequence of Pleistocene sediments. Most of these structures are remnants of the „Kalern lobe“, a late Pleniglacial tongue of the Etsch (Adige) valley glacier. Moreover erosional remnants of debris fans can be identified at the eastern slopes of Mendola-Roèn-Ridge, obviously deposited in the gap between the mountain slope and the western rim of this recessing glacier (“fankame”). The eastern slopes of the Mendola-Roèn-Ridge, especially the region between Margreid (Magrè all’Adige), Penon (Penone) and Kurtatsch (Cortaccia), are widely covered with debris flow deposits which are extremely rich in limestone and dolomite fragments. They are partly older and partly younger than the “fankame”. Some are obviously overconsolidated by the extra load of glacier ice and therefore presumably older than the Last Glacial Maximum, some are obviously younger and may have a Late to Postglacial age. Many vineyards around Kurtatsch (Cortaccia) and Tramin (Termeno) are situated right on the surface of these diamictic deposits, called “Kampferde” by the local people.

Einleitung

Die hier vorgestellten Ergebnisse wurden im Rahmen dreier Kartierungsübungen mit fortgeschrittenen Geologiestudenten der TU München sowie bei eigenen Geländebegehungen im Gebiet zwischen Oberplanitzing und Margreid in Südtirol erarbeitet. Diese von Prof. Dr. Herbert Scholz betreuten Kartierungsübungen waren vom 31. März bis zum 11. April 2002, vom 24. März bis zum 4. April 2003 und vom 23. März bis zum 3. April 2004 durchgeführt worden und hatten vor allem das Ziel, die quartären Sedimente im Überetsch zu erkunden, genetisch zu klassifizieren sowie zeitlich zu ordnen. Alle Geländeübungen wurden seitens des Amtes für Materialprüfung und Geologie in Bozen (Dr. Volkmair Mair), des Südtiroler Amtes für Gewässerschutz und der Gemeinde sowie der freiwilligen Feuerwehr von Kurtatsch (Bürgermeister Oswald Schiefer, Kommandant Albert Terzer) unterstützt.

An den drei Kartierungsübungen haben folgende Studenten bzw. Studentinnen teilgenommen: W. Bäuml, I. Baumann, K.-H. Bestle, A. Dargel, M. Döhner, M. Elsner, Chr. Gampe, G. Ghon, R. Hohlfeld, J. Kadlcakova, F. Köppl, M. Lammel, F. Meyer, Chr. Minet, Chr. Mögele, I. Monsorno, S. Suckfüll, I. Thiele, B. Weiher, Chr. Weber, K. Wendl und S. Willerich.

Eingehendere Untersuchungen zur Quartärgeologie des Gemeindegebietes von Kurtatsch wurden im Rahmen zweier Diplomarbeiten von Karl-Heinz Bestle und Sebastian Willerich am Lehrstuhl für Ingenieurgeologie der TU München angestellt (Bestle 2005 und Willerich 2005). Diese Diplomarbeiten wurden von Prof. Dr. Herbert Scholz im Gebiet zwischen Tramin, Graun, Fennberg und Margreid vergeben und betreut. Sie wurden vom Amt für Geologie und Baustoffkunde in Kardaun sowie von der Gemeinde Kurtatsch unterstützt. Allen, die wissenschaftlich, logistisch oder finanziell zum Gelingen dieser Untersuchungen beigetragen haben, sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

1. Geologischer Aufbau des Überetsch

1.1 Die Gesteine des Untergrundes im Überblick

Die westliche Talflanke der Etschtalfurche südwestlich von Bozen, das Gebiet von Überetsch und dem Mendelkamm, wird vor allem von permotriassischen Gesteinen aufgebaut. Die Schichtfolge, die

mit dem unterpermischen Bozener Quarzporphyrkomplex beginnt, fällt generell leicht nach SW ein. Die Mächtigkeit des Bozener Quarzporphyrs dürfte weit über 1000 m betragen, denn das Gebiet befindet sich noch innerhalb der permischen „Caldera von Bozen“ (Bosselini 1998: 82), in der besonders mächtige Ignimbritfolgen akkumuliert wurden. Über den permischen Vulkaniten folgt der terrestrische, mit 40 bis 70 m vergleichsweise geringmächtige Grödner Sandstein (Perm), eine teilweise kohleführende, bunt gefärbte Folge von Sandsteinen und Tonschluffsteinen (Brandner & Mostler 1982, Gwinner 1971).

Die Gröden Formation geht zum Hangenden in die flach-marine Werfen Formation (Skyth) über. Die oberpermische Bellerophon Formation, die schon wenige Kilometer östlich der Etsch weit verbreitet ist (Heissel 1982: 22, 28), fehlt hier hingegen völlig. Die hier aufgeschlossene, regelmäßig gebankte tonig-schluffige Schichtfolge der Werfen Formation enthält zahlreiche feste Bänke aus Schluffsteinen, Sandsteinen, Dolomiten, Mergelkalken, Kalken und Oolithen. Sie lässt sich nicht ohne weiteres mit dem Werfener Standard-Profil im Schlerengebiet oder in der nur wenige Kilometer entfernten Bletterbachschlucht parallelisieren (vergl. Brandner & Mostler 1982, Moser 1996). Das Unteranis wird durch den Unteren Sarldolomit und stellenweise durch brennend rote Sandsteine (evtl. Äquivalente des Voltago-Konglomerates) repräsentiert, die sich ohne scharfe Grenze aus der unterlagernden Werfen Formation entwickeln. Diese bunten Sandsteine werden von einer grau gefärbten, kalkig-mergeligen Schichtfolge überlagert, bei denen es sich um Äquivalente der oberanisischen Morbiac-Kalke handeln dürfte. Diese gehen zum Hangenden hin in den Contrindolomit über, dolomitischen und gebankten gelblich anwitternden Flachwasserkarbonaten des Oberanis.

An den steilen Schluchthängen, die vom Mendelkamm zum Etschtal hinunterziehen, sind immer wieder grobblockige Konglomerate mit sandig-tonigem, rotem Bindemittel, rötliche Sandsteine und Tone aufgeschlossen. Diese konglomeratischen, teilweise riesige Blöcke enthaltenden Sedimente stellen offensichtlich Füllungen klammartiger fossiler Erosionsrinnen dar, die mehrere Dekameter tief in die Schichtfolge der Werfen Formation eingeschnitten sind. Sie werden sicher vom Contrindolomit, teilweise wohl auch von den Morbiac-Kalken überlagert und sind z.B. an der Forststraße im Höllental aufgeschlossen, die von Graun nach Söll führt. Diese Konglomerate enthalten vor allem gelblich gefärbte

Komponenten der Werfen Formation, daneben aber auch kleine Geröllchen aus hellgrauem Dolomit. Ob es sich um Äquivalente des Richthofen- oder des Voltago-Konglomerates handelt, ist unbekannt. Die oben genannten Konglomeratvorkommen füllen im Höllental fossile Erosionsrinnen auf, die klammartig bis in den Unteren Sarldolomit eingeschnitten sind.

An der Anis-Ladin-Grenze entwickeln sich im Hangenden des Contrindolomits zwischen Margreid und Tramin die kalkig-mergeligen, teilweise auch sandigen „Zwischenschichten“, eine bituminöse Beckenfazies mit Tuffiteinschaltungen. In diese Schichtfolge sind Dolomite, gebankte Kalksteine und chaotisch gelagerte Brekzien aus Flachwasserkalken (Olistostrome) eingeschaltet, denn die „Zwischenschichten“ verzahnen sich nach S hin offensichtlich mit den Flachwasserablagerungen des basalen Schlerndolomits. Sie haben sich in einem kleinen, aber vermutlich recht tiefen, im Norden durch Störungen begrenzten Becken gebildet, im sogen. „Kurtatscher Loch“. Der Mendelkamm selbst wird von mächtigem Schlerndolomit (Ladin) und Hauptdolomit (Karn/Nor) aufgebaut, der im Norden direkt dem Contrindolomit, im S auch den „Zwischenschichten“ auflagert. Südlich von Margreid, wo die gesamte Mittel- und Obertrias in ähnlicher dolomitischer Fazies entwickelt ist, lässt sich die Dolomitfolge nur schwer untergliedern und wird als „Mendeldolomit“ bzw. „Etschaldolomit“ zusammengefasst (Geyer 1993).

An der Straße von Penon nach Fennberg und in Fennberg selbst werden die Dolomite von geringmächtigen, teilweise bunt gefärbten pelagischen Kalken überlagert, die schon dem Jura und der Oberkreide angehören.

1.2 Tektonik im Überblick

Zwischen Bozen und Neumarkt folgt das Etschtal vermutlich einer N-S-orientierten Störungszone, an der die östliche Talflanke gegenüber der westlichen deutlich herausgehoben zu sein scheint. Die Auflagerungsfläche des Grödner Sandsteins auf dem Quarzporphyr liegt bei Kaltern mindestens 500 m tiefer als auf der gegenüberliegenden Seite des Etschtales bei Branzoll. Parallel dazu dürfte wohl auch – unter mächtigem Quartär verborgen – eine Störungszone durch die weite Talung von Eppan-Kaltern im Überetsch verlaufen, denn der Quarzporphyr zwischen Gaid und Tramin passt nicht zu dem

auf der anderen Seite dieser Talung. Die Oberfläche des Quarzporphyrs am Montiggler Wald scheint mehr als 230 m tiefer zu liegen als am gegenüberliegenden Gandberg bei Oberplanitzing, der am Mitterberg knapp 100 m tiefer als am gegenüberliegenden Seeberg bei Altenburg. Insgesamt scheint die Etschtalstörung hier also die Struktur eines Grabens mit etwas ungleich hoch liegenden Grabenschultern zu besitzen.

Außerdem ist die Schichtfolge durch mehrere quer dazu verlaufende, vor allem E-W- bis SE-NW-orientierte Störungen in einzelne Schollen zerlegt. An solchen Abschiebungen verspringt die Oberkante des Quarzporphyres erkennbar, etwa nördlich von Söll oder unmittelbar nördlich des Bergsturzes von Eppan, wo sich zwischen Matschasch und dem Schloss von Englar eine Sprunghöhe von rund 480 m ergibt! Viele dieser Störungen werden durch große Täler und Schluchten nachgezeichnet, die vom Überetsch zum Mendelkamm hinaufziehen, z.B. das Höllental.

Oberhalb von Penon und Graun ist eine größere, über weite Abschnitte subhorizontal verlaufende Überschiebungsbahn kartierbar (Vigo-di-Ton-Termeno-Linie), entlang der die Dolomite des Mendelkammes auf unterschiedliche Trias- und Jura-Gesteine in südöstlicher Richtung überschoben sind. An dieser Überschiebungsbahn sind die Dolomite der Deckenbasis extrem stark beansprucht und in einer teilweise dekametermächtigen Zone kleinstückig zerbrochen worden. Diese jedenfalls postjurassisch entstandene Überschiebungsbahn ist sicher alpidisch. Sie wird von einigen der oben erwähnten Querstörungen versetzt, die gleichfalls alpidisch oder jünger sind. Andere Störungen, etwa die E-W-verlaufende große Abschiebung mit einer Sprunghöhe von mindestens 430 m, die zwischen Graun und Kurtatsch den Nordrand des „Kurtatscher Loches“ markiert, müssen dagegen schon in der Trias aktiv gewesen sein, da sich die Mächtigkeit der „Zwischenschichten“ an dieser Störung sprunghaft ändert. Diese Störung scheint allerdings abschnittsweise den Charakter einer Aufschiebung zu besitzen, also wohl durch die alpidische Einengungstektonik überprägt zu sein.

1.3 Das Quartär im Überblick

Die permotriassischen Festgesteine des Überetsch werden großflächig von lockeren Ablagerungen des

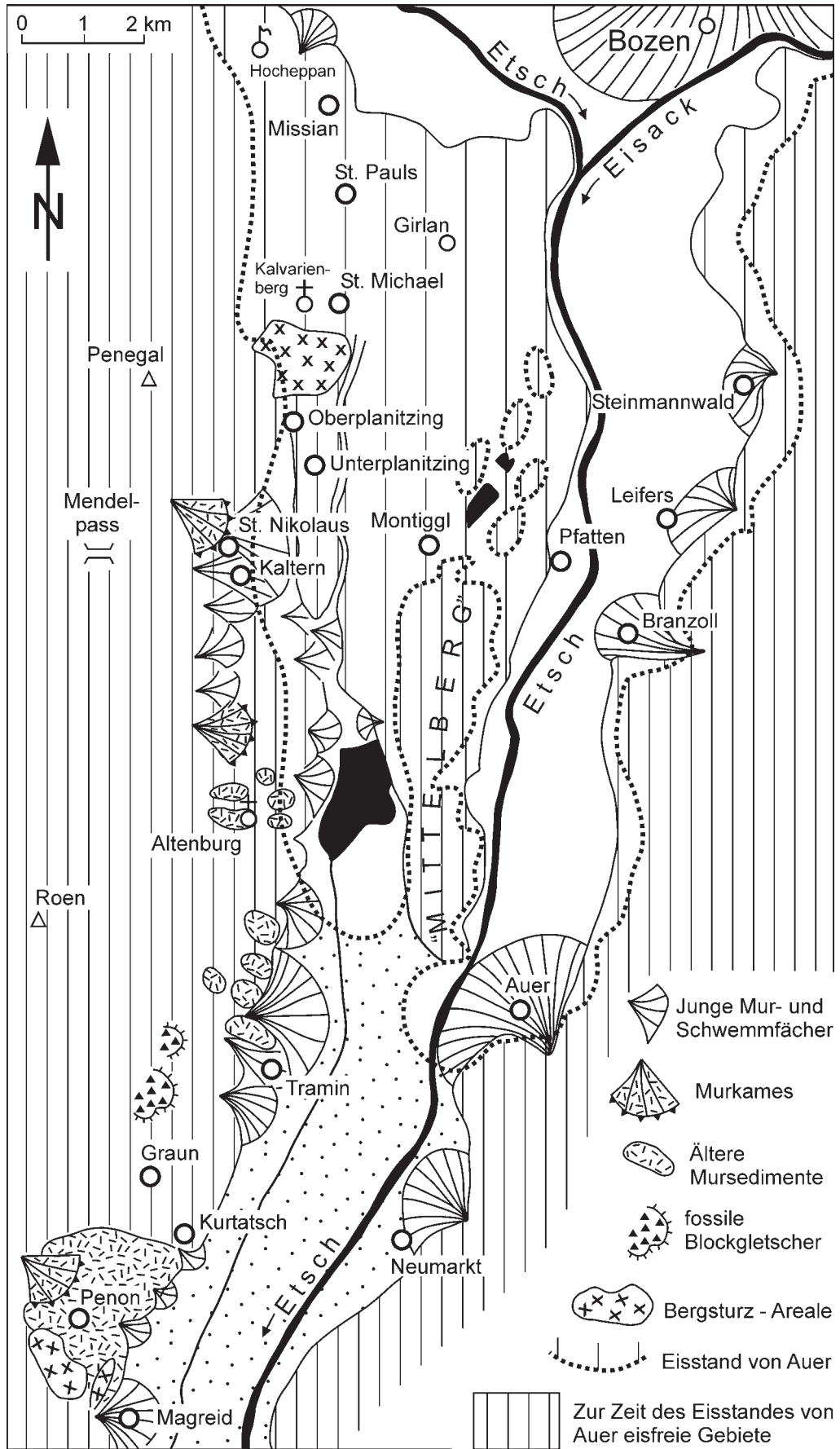


Abb. 1: Stark vereinfachtes Übersichtskärtchen des Etschtals zwischen Bozen und Auer an der Wende vom Hoch- zum Spätglazial (Eisstand von Auer). Eingzeichnet sind eine Reihe von Phänomenen, auf die in den folgenden Kapiteln näher eingegangen wird: Schwemmfächer, Felssturzmassen, Blockgletscher, Verbreitung von Mursedimenten, „Murkames“ und der Eisstand von Auer (Fuschgatal-Stadium), Kamestrassen und pleistozäne Erosionsrinnen, die für die Rekonstruktion des Rückmelzens der kalterer Zunge herangezogen wurden, sind hier der Übersichtlichkeit halber weggelassen und auf einer eigenen geomorphologischen Karte dargestellt (Abb. 6).

Fig. 1: Simplified map showing the Etsch Valley between Bozen (Bolzano) and Auer (Ora) at the beginning of late Würmglacial times (stage of Auer). The phenomena shown on this map are described more thoroughly in the following chapters: alluvial fans, masses of rock fall debris, rock glaciers, distribution of debris flow sediments, „fankame“ and the stage of Auer (Fuschgatal-substage). Due to cleanness Pleistocene erosional valleys and kame terraces are ignored here, although they are important for the reconstruction of the deglaciation. These phenomena are shown on a separate geomorphological map (fig. 6).

Quartärs verdeckt, die in der weiten Talung von Eppan-Kalern erhebliche Mächtigkeiten erreichen können. Es handelt sich vor allem um Geschiebelehm, Schmelzwasserkiese, Seesedimente und Murablagerungen, deren Mächtigkeiten mit zunehmender Höhenlage generell abnehmen. Der größte Teil dieser Sedimente ist während des Pleistozäns, vor allem während der Würmeiszeit entstanden und steht in direktem oder mittelbarem Zusammenhang mit dem Etschgletscher, der in den kältesten Abschnitten des Eiszeitalters zeitweise das ganze Etschtal ausfüllte.

Während des Vereisungsmaximums der letzten Eiszeit, vor ca. 20.000 Jahren, dürfte das Etschtal südlich von Bozen bis in Höhen von über 2000 m mit Gletschereis erfüllt gewesen sein (Hantke 1983: 197). Nur noch die höchsten Teile des Mendelkammes, am Roën (2116 m), überragten noch die Eisoberfläche (Klebensberg 1949, Husen 1982). Südtirol dürfte damals ähnlich im Eis ertrunken gewesen sein wie die Gebirge Ostgrönlands (Scholz 1984, 1986). Über dem Mendelpass stand das Eis des Etschgletschers mit dem im Nonstal liegenden Noce-Gletscher in Verbindung (Hantke 1983: 197). Der Etschgletscher stürzte in dieser Zeit noch südlich des Gardasees südlich Solferino (Habbe 1969). Die Geschiebe, die der Etschgletscher transportierte, stammen größtenteils aus den zentralalpiner Nährgebieten dieses Gletschers, vor allem aus den Ötztal-Stubai-Alpen, der Silvretta, dem Ortler-Gebiet, den Sarntaler Alpen, westlichen Zillertaler Alpen und westlichen Dolomiten.

Beim Rückschmelzen des Eises im ausgehenden Hochglazial sank die Eisoberfläche der großen Talgletscher – natürlich auch die des Etschgletschers – langsam ab. Dadurch wurden die übersteilten Talhänge freigegeben und waren zunehmend der Erosion ausgesetzt. Auf der Höhe von Auer muss sich der Etschgletscher beim Dünnerwerden des Eises in zwei Eisloben aufgespalten haben (Abb. 7): eine Eiszunge floss über Bozen und folgte dem Etschtal abwärts (Etschtalzunge), eine zweite Eiszunge drang bei Missian ins Überetsch ein und folgte der weiten Talung von Kaltern (Kalterer Zunge). Große Felskuppen, die vom Wilden-Mann-Bühel über den Großen Priol, Jagenberg, Mitterberg, Unterberg und über die Leuchtenburg zum Piglon ziehen (insgesamt teilweise als „Mittelberg“ bezeichnet), wirkten dabei als Eisteiler (Abb. 1, 7). Das Eis der Etschtalzunge muss um ein Vielfaches mächtiger gewesen sein als das der Kalterer Zunge. Be-

sonders die Kalterer Zunge und ihr langsames Rückschmelzen lässt sich anhand entsprechender Ablagerungen gut rekonstruieren.

Der Etschgletscher hat das Etschtal zum weiten Trogtal umgeformt, dessen trogähnlicher Talquerschnitt aber nicht sichtbar ist. Der heutige Talboden, die landwirtschaftlich intensiv genutzte Etschtalebene, ist eine Akkumulationsfläche, die erst während und nach dem Rückschmelzen der Gletscher entstanden ist und bei Andrian rund 240 m, bei Tramin 215 m über dem Meer liegt. Das Etschtal ist, wie alle großen Alpentäler, mit mächtigen quartären Ablagerungen aufgefüllt, vor allem mit fluviatilen Kiesen und Seesedimenten. Am Aufbau der quartären Talfüllung sind zwischen Bozen und Salurn entsprechend einer mündl. Mitt. von Herrn Dr. W. Sadgorski (vormals LfW, München) auch mächtige Torfe mit geringmächtigen Auelehm-Zwischenlagen beteiligt (insgesamt 30 und 60 m). Randlich dürften auch Rutschmassen und Mursedimente am Aufbau der Talfüllung beteiligt sein. Der Felsuntergrund ist bei einer Bohrung südlich von Andrian erst in einer Teufe von über 670 m unter der Oberfläche erreicht worden (Werth 2003). Bei Auer hat eine Bohrung den Felsuntergrund in einer Tiefe von 200 m dagegen noch nicht erreicht (mündl. Mitt. Dr. Volkmar Mair).

2. Landschaftselemente im Überetsch

2.1 Rundhöcker und Gletscherschliffe

Weit verbreitet sind im Überetsch eisüberschliffene Rundhöckerlandschaften. Große Felder mit Rundhöckern sind fast ausschließlich auf Quarzporphyr-Oberflächen ausgebildet, z.B. in der Umgebung der Montiggler Seen, am Seeberg bei Altenburg oder am Kalvarienberg in St. Michael (Eppan). Allerdings scheint die Ausbildung ideal geformter, walrückenartiger Rundhöcker, mit flachen, geschrammten Luv- und steilen, gebrochenen Leeseiten durch die engständige Klüftung vielfach verhindert worden zu sein. Einige ideal geformte Rundhöcker sind am Trimm-dich-Pfad östlich des Sportplatzes von Kaltern zu finden. Schöne Rundhöckerfelder sind auch auf dem Plateau von Unterfennberg südlich von Margreid auf Contrin-Dolomit entwickelt. Die anderen Gesteine des untersuchten Gebietes sind offenbar nicht hinreichend isotrop

und fest, um die Entwicklung von Rundhöckern zuzulassen. Geschrammte Gletscherschliffe sind gewöhnlich nur dort erhalten geblieben, wo die Gesteinsoberflächen durch eine hinreichend mächtige Auflage von Geschiebelehmen vor der Verwitterung geschützt waren. Trotz einer anzunehmenden Eisüberlagerung von 1500 bis 1800 m im Überetsch, die an sich zur Ausbildung von Sichelmarken und Parabelrissen ausreicht, wurden auf den eisüberschliffenen Gesteinsoberflächen keine entsprechenden Strukturen beobachtet.

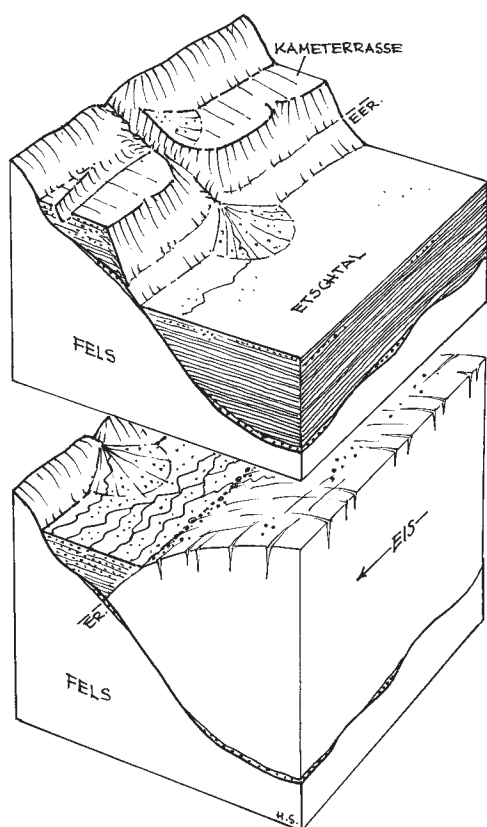


Abb. 2: Schema der Genese von Kamestrassen am Westrand des Etschgletschers. Die Kamestrassen wurden durch Schmelzwässer zwischen Berghang und Eisrand aufgeschüttet, teilweise auch unter Beteiligung von Murmaterial, das den Schmelzwassersedimenten vom Berghang her seitlich zugeführt wurde (unten). Nach dem Abschmelzen des Gletschereises wurden die Kamestrassen zertalt (oben).

Fig. 2: Simplified sketch showing how kame terraces at the western rim of the retreating Etsch valley glacier may have formed. They have been generated by accumulation of melt-water sediments within the gap between the mountain slope and the glacier. Gravel derived from the slope above has been added by debris flows (below). After the glacier ice has vanished these kame terraces have been cut by erosional valleys (above).

2.2 Tille (Geschiebelehme, Geschiebesande)

Stellenweise treten im Überetsch schluffig-sandige und stark verdichtete Geschiebelehme auf (lodgement till, „Grundmoräne“), die teilweise so wenig Schluff enthalten, dass sie besser als Geschiebesande bezeichnet werden sollten. Diese Tille enthalten vor allem Kristallineschiebe, auch viel Quarzporphyr, aber vergleichsweise wenige und kleine Karbonatkomponenten (Abb. 3). Die westliche Hälfte des riesigen, fast 10 km breiten Talgletschers, die den Überetsch erreichte, dürfte vor allem aus Eis bestanden haben, das dem Etschgletscher aus dem W des Einzugsgebietes zugeführt worden ist, vor allem aus dem Val Müstair, Martelltal und Ultental. Ein Großteil der Geschiebe im Überetsch dürfte demnach vor allem aus der relativ nahe gelegenen Ortlergruppe stammen. Gelegentlich sind auch Serpentin-Komponenten zu finden, die aus dem Oberengadin stammen und über eine Tansfluenz am Reschenpass ins Etschtal gelangt sein dürften (Ebers 1972: 114).

Die in den Tillen enthaltenen Geschiebe sind gewöhnlich recht gut gerundet, aber nur die Karbonate sind deutlich gekritzelt. Lokal dünnen diese Ablagerungen stark aus und bilden einen geringmächtigen Geschiebeschleier, doch sind Aufschlüsse selten, in denen sich die Mächtigkeit dieser Geschiebelehme ermitteln lässt. Der teilweise ausgezeichnete Rundungsgrad der Kristallinkomponenten ließe sich durch die Annahme erklären, dass das Eis ältere fluviatile Kiese im Etschtal und im Überetsch aufgearbeitet haben könnte.

Oft liegen Geschiebelehme dem eisüberschliffenen Felsuntergrund in wechselnder Mächtigkeit direkt auf. Insgesamt sind richtige lodgement tills, die wohl aus Zeiten mit hoher Eisbedeckung stammen, weit verbreitet. Geschiebelehme mit einem eindeutig lokalen Geschiebespektrum, also Ablagerungen von Lokalglutschern des Mendelkammes, waren nicht zu finden.

2.3 Eisrandablagerungen (Moränenwälle und Kames)

Schon Penck (in Penck & Brückner 1909: 924) war am Westhang des Mitter- und Unterberges gegenüber von Kaltern ein großer Moränenwall aufgefallen, der südlich von Girlan beginnt, die Montiggler Seen abdämmt und bis gegen den Kalterer

See hinziehen soll. Nach Penck (in Penck & Brückner 1909: 924) markiert er einen längeren Gletscherhalt. Weniger zusammenhängend sieht er die Moränenwälle an der Westseite von Eppan. Er gibt an, dass sie sich oberhalb St. Pauls an den Fuß des Buchberges lehnen, bei Planitzing durch das Trümmerwerk eines Bergsturzes und bei Kaltern durch einen großen Schuttkegel unterbrochen sind (Penck in Penck & Brückner 1909: 924 f.). Die Existenz dieser Eisrandablagerungen, Moränenwälle und Kamesterrassen, konnte durch die Kartierungen tatsächlich bestätigt werden.

Im E der Talung gibt es am Westhang des Mitter- und Unterberges gegenüber von Kaltern nicht nur einen einzigen großen Moränenwall, sondern ein ganzes System von kiesigen Lateralmoränen und Kamesterrassen (Abb. 2, 6), mit deren Hilfe sich mindestens zwei unterschiedliche Eisstände einer „Kalterer Zunge“ rekonstruieren lassen, die in der Talung von Eppan-Kaltern gelegen haben und knapp südlich des heutigen Kalterer Sees gestirnt haben muss (Abb. 1, 7). Die am höchsten gelegene und deutlichste dieser Strukturen ist ein Wall, den man auf über 1,5 km Länge verfolgen kann. Er hat ein deutliches Gefälle in südlicher Richtung und liegt an seinem N-Ende um ca. 60 m höher als an seinem S-Ende (Taf. 1). Ursprünglich scheint es sich wohl eher um eine Kamesterrasse gehandelt zu haben als um einen Wall. Bei sinkendem Eisstand wurde durch ein sich bergseitig eintiefendes Schmelzwassertal (Fuschgalai) ein wallartiger Rücken abgetrennt (Abb. 6). Weiter im S lässt sich der Eisstand von Fuschgalai mit Kamesterrassen am Falzig weiterverfolgen, die am Kreithof wieder in einem deutlichen Wall auslaufen (Abb. 6). Dieses Wallstück ist inzwischen größtenteils einem Kiesabbau zum Opfer gefallen. Obwohl die in den 60er Jahren ausgebeutete Grube inzwischen völlig verwachsen ist, lässt sich immer noch erkennen, dass das Material, aus dem der Wall besteht, stark kiesig und sehr kristallinreich ist und zahlreiche metergroße Kristallinblöcke enthält. Castiglioni & Trevisan (1973: 6 ff.) rechnen diese groben, auf einer ihrer Abbildungen erkennbar geschichteten Kiese freilich zu den glazifluvialen Schottern des „Conglomerato di Caldaro“. Diese Kiese sind aber in unmittelbarer Nähe des Eisrandes entstanden, da sie große Mengen gekritzter Geschiebe enthalten.

Anders als Penck (in Penck & Brückner 1909: 924) glaubt, sind die Wallssysteme in Richtung Montiggler Seen und Giralan nicht weiter zu verfolgen.

Das auf dem Moränenwall abgreifbare Gefälle spricht eher dafür, dass sich der Eisrand der Kalterer Zunge in der Zeit des Fuschgalai-Stadiums an den NE-Hang des Jagenberges und sich südlich des Großen Priol mit der Etschtalzung vereinigt hat. Zwischen dem Wilden-Mann-Bühel und dem Großen Priol müssen damals mehrere Quarzporphyr-Kuppen das Eis als Nunatakker knapp überragt haben (Abb. 1, 7). Dieses Stadium könnte zum Eisstand von Auer gehören, der nach Hantke (1983: 234) demjenigen von Kufstein auf der Alpennordseite entsprechen soll. Nach Jerz (1993: 95) entspricht das einem Alter von etwa 15.000 bis 16.000 Jahren vor heute.

Im W der Talung Eppan-Kaltern gibt es, anders als Penck (in Penck & Brückner 1909: 924) vermutet, kaum Moränenwälle, wohl aber ein System von breiten Kamesterrassen zwischen Kaltern und St. Josef am Kalterer See (Taf. 1, 2), die einen Eisstand nachzeichnen, den wir hier als Stadium von Kaltern bezeichnen wollen (Abb. 6, 7). Die ursprünglich wohl zusammenhängenden, bis zu 500 m breiten Terrassen mit ebenen oder leicht welligen Oberflächen sind durch jüngere, W-E-orientierte Erosionstäler, die dem generellen Gefälle des Hanges folgen, in mehrere Teilstücke zerlegt worden (Abb. 6). Am Barleitherhof ist ein N-S-orientiertes, wallartiges Teilstück der Kamesterrasse durch ein Erosionstälehen vom bergwärtigen Rest der Terrasse abgetrennt worden (Abb. 6). Die Zertalung muss schon unmittelbar nach der Entstehung dieser Terrassen begonnen haben, denn viele der Erosionsrinnen sind Trockentäler. Ein besonders großes Teilstück der Kamesterrassen, auf dem der Ortskern von Kaltern steht, ist von der Bergseite her durch den komplexen Schwemmfächer des Pfüsser Baches überschüttet worden (Abb. 6). Penck (in Penck & Brückner 1909: 924) glaubt die Kamesterrassen in Richtung Oberplanitzing und Eppan weiterverfolgen zu können, was sich jedoch als unmöglich herausstellte.

Das Gefälle dieser Eisrandterrassen ist etwas geringer als das des Walles auf der Gegenseite. Sie liegen auch deutlich tiefer und entsprechen von ihrer Höhenlage her wohl eher den Kamesterrassen an den Bergflanken unterhalb von Fuschgalai (Abb. 7). Mit dem Stadium von Fuschgalai der Kalterer Zunge dürften wohl eher drei kleine Terrassenreste oberhalb des Barleither Weges korrespondieren (Abb. 6). In den Kamesterrassen gibt es zahlreiche Aufschlüsse, die Einblicke in ihren inneren Aufbau erlauben.

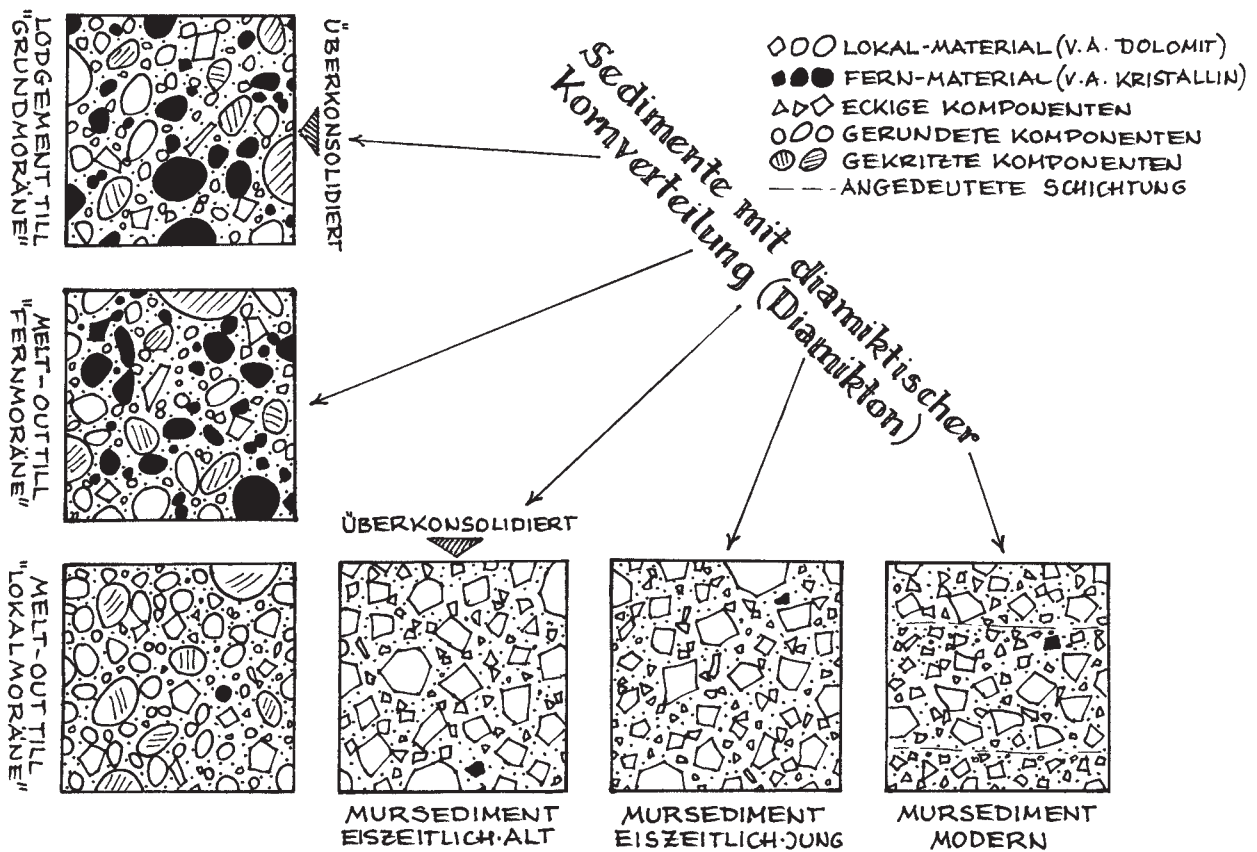


Abb. 3: Gegenüberstellung der Texturen genetisch unterschiedlicher Sedimente mit diamiktischer Kornverteilung im Etschtal. Auf den Bildern sind die wichtigsten im Aufschluss sichtbaren Eigenschaften dieser Sedimente sowie deren genetische Deutung schematisch dargestellt.

Fig. 3: Comparison of genetically different diamictic sediments in the Etsch valley. Textures and some other important macroscopic visible features of these sediments are shown here, together with their genetic interpretation.

Zum größten Teil bestehen sie aus gut ausgewaschenen, geschichteten Kiesen, die teilweise sehr grob sind und große Mengen gekritzter Geschiebe enthalten, also sehr eisrandnah abgelagert worden sind. Daneben spielen geschichtete Sande und Schluffe eine wichtige Rolle. Die Kiesgrube vom Voglmeierhof westlich des Kalterer Sees, die bei Castiglioni & Trevisan (1973: Abb. 7) abgebildet ist, zeigt keine Schotter, die zum glazifluvialen „Conglomerato di Caldaro“ gehören, sondern eisrandnah entstandene Kameskiese, wie sie in allen Kamesterrassen auf der Westseite der Kalterer Zunge akkumuliert worden sind.

Verglichen mit den Kiesen innerhalb des Walles auf der Ostseite der Talung ist das Material hier deutlich reicher an Karbonatkomponenten. Stellenweise konnten glazialtektonisch bedingte Schichtstörungen beobachtet werden. Obwohl zahlreiche gekritzte Geschiebe zu finden sind, treten tillartige

Sedimente stark in den Hintergrund. Dafür sind in die Kamesterrassen stellenweise schluffreiche Sedimente mit lokalem Schutt integriert. In diesen Sedimenten, die als Bestandteile der Kamesterrassen z.B. am Barleither Weg 500 m NNW' des Barleitherhofes oder im Tal oberhalb von Schloss Kaltenburg aufgeschlossen sind, dominieren eckige Komponenten aus Schlerndolomit sowie aus Karbonaten, Schluff- und Sandsteinen der Werfen Formation. Nur ganz untergeordnet finden sich auch Kristallingerölle. Bei diesen Sedimenten handelt es sich definitiv nicht um Lokalmoränen (siehe unten).

2.4 Mursedimente

Weit verbreitet sind im Untersuchungsgebiet Sedimente, deren Habitus auf den ersten Blick an Tille („Moränen“) erinnert, die aber von den Komponen-

tenspektren, den Kornformen und den Kornoberflächen her keine glazigenen Sedimente sein können. Diese Sedimente haben eine diamiktische Korngrößenverteilung (Taf. 4) und sind von daher Tillen ähnlich (Abb. 3). Es handelt sich um matrixgestützte Sedimente mit einer sandig-schluffigen Grundmasse, in der zahlreiche grobe Komponenten schwimmen. Die Korngrößen des Grobmaterials liegen im Bereich von Kies bis Blockwerk; gelegentlich kommen auch metergroße Blöcke vor. Die groben Komponenten sind eckig, weisen vielfach scharfe Bruchkanten auf, doch sind auch kantengerundete Bruchstücke zu finden. Gut gerundete und/oder gekritzte Komponenten, kristallines Material und andere Fremdgesteine fehlen oder sind zumindest selten. Die Hauptmasse der Komponenten besteht aus Schlern-, Haupt- bzw. Contrindolomit sowie Bruchstücken der Hartbänke aus der Werfen Formation. Doch die Zusammensetzung schwankt in weiten Grenzen. Es gibt Bereiche, in denen diese Gesteine fast nur aus Schlern- und Contrindolomit-Bruchstücken bestehen, an anderen Stellen nur aus Fragmenten der Werfen Formation, manchmal auch aus einer Mischung aus beidem. Die Farbe der feinerkörnigen Matrix ist grau, häufig auch rötlich oder gelblich, letzteres vor allem dort, wo viele Werfener Komponenten in der Grobfraction zu finden sind. Deutliche Schichtungsgefüge sind meist nicht zu erkennen, selbst dann nicht, wenn man meterhohe Aufschlüsse begutachten kann. Selten kommen aber doch Lagen mit deutlich weniger Grobmaterial oder schluffige, sandige oder kiesige Einschaltungen vor.

Im Aufschluss sind diese Gesteine überraschend standfest; fast vertikale Straßen- und Weganschnitte erweisen sich seit Jahrzehnten ohne Sicherungsmaßnahmen als standfest (Taf. 4). Diese Gesteine finden sich im Untergrund vieler Weinberge zwischen Kaltern und Margreid. Die steinigen Sedimente sind auf den Feldern nur schwer zu bearbeiten, so dass sie die Weinbauern als „Kampferde“ oder „Kampf“ bezeichnen, ein Ausdruck, der anderenorts in Südtirol auch für lodgement-till („Grundmoräne“) verwendet wird (mündl. Mitt. Dr. Volkmar Mair, Bozen). Die Sedimente bilden oft mächtige Decken über dem Felsuntergrund, deren basale Auflagerungsflächen oft geneigt sind und parallel zum Hang einfallen. Mitunter kommen sogar fast vertikale Kontaktflächen an Stellen vor, wo die Sedimente offensichtlich alten, verschütteten Felsstufen angelagert sind. Die Mächtigkeiten sind meist

nur schwer abschätzbar. Oft lassen sich aufgrund der Tiefe von Erosionstälern Mächtigkeiten von mehreren Dekametern schätzen; in Einzelfällen kommt man auf 60 bis 80 m.

Im Überetsch sind Sedimente dieses Typs weit verbreitet (Abb. 1). Als fast geschlossene Decken von erheblicher Mächtigkeit treten diese Ablagerungen an den Hängen oberhalb von Kurtatsch, Entiklar und Margreid auf, wo sie bis über Penon hinauf die tonig-kalkigen „Zwischenschichten“ des Unterladin zusammen mit ihren mächtigen Kalk- und Dolomiteinschaltungen überlagern. Nur in besonders tief eingeschnittenen Erosionstälern wird hier das Quartär durchschnitten. Hier bilden diese Ablagerungen eine fast geschlossene Decke mit einer Gesamtfläche von fast 5 km². Weiter im N sind diese Sedimente weniger geschlossen verbreitet, nehmen jeweils kleinere Flächen von immerhin noch vielen Hektar Größe ein. Auch hier können die Vorkommen mehrere Dekameter mächtig werden. Auffällig ist, dass die Verteilung der Vorkommen eine klare Beziehung zu den bedeutenderen, tief eingeschnittenen Rinnen zeigen, die zum Mendelkamm hinaufziehen. Ein besonders mächtiges Vorkommen dieser Sedimente bildet z.B. die markante Kuppe am Ausgang des Höllentales in Tramin, auf der St. Jakob in Kastellaz liegt (Abb. 1). Ein anderes Vorkommen ist beispielsweise an der Straße von Kaltern nach Altenburg aufgeschlossen, genau unterhalb des tief eingeschnittenen Val della Lavine.

Manche dieser merkwürdigen Sedimente zeigen eindeutige Beziehungen zu jungen Oberflächenformen. „Kampferde“-Sedimente, die z.B. NW' Penon, zwischen Altenburg und Kaltern oder oberhalb von Pfuss bei St. Nikolaus in Kaltern vorkommen (Taf. 3), bauen jeweils mehrere parallel orientierte, schmale Rücken auf, die von tief eingeschnittenen Erosionstälern voneinander getrennt werden. Die Oberflächen benachbarter Rücken weisen ein identisches Gefälle von 15 bis 30° auf (Taf. 3). Talwärts sind diese Rücken durch einen Gefälleknick begrenzt; unterhalb davon hören die Rücken mit einer kräftigen Versteilung des Hanges auf (Taf. 3). Dieser Gefälleknick liegt bei benachbarten Rücken ungefähr auf der gleichen Höhe; die Strukturen erscheinen dadurch wie abgehackt. Bei diesen Rücken könnte es sich um Erosionsreste von fächerartigen Gebilden zu handeln, wohl um die Reste alter Murfächer, die von parallel orientierten Tälern zerschnitten worden sind (Abb. 6). Aufgrund günstiger Aufschlussverhältnisse am anerodierten Mur-

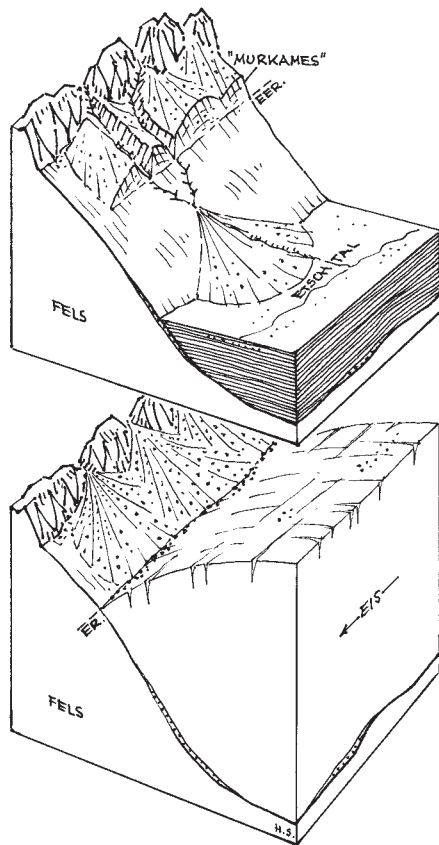


Abb. 4: Schema der Genese von „Murkames“ am Westrand des Etschgletschers. Die Murkames entstanden als Murfächer und enthalten ausschließlich Material, das aus Erosionsrinnen im Hang gegen den Rand des Etschgletschers vorgeschüttet wurde (unten). Nach dem Abschmelzen des Eises wurden die Murkames, die talwärts primär durch eine steile Sackungskante begrenzt sind, erosiv zerschnitten (oben).

Fig. 4: Simplified sketch showing how a "fankame" at the western rim of the Etsch valley glacier may have been formed. Originally they have been generated as alluvial fans by accumulation of debris flows at the glacier rim, the debris deriving entirely from the hillslope above (below). These "fankame" expose a typical steep edge at their lower part and have been cut by erosional valleys since the glacier ice has vanished (above).

fächer von Pfuss ist zu erkennen, dass die Hauptmasse der Höhenrücken tatsächlich aus Ablagerungen dieses Typs aufgebaut wird. Schon Penck (in Penck & Brückner 1909: 924) hat diese Vorkommen bei St. Nikolaus in Kaltern gekannt, in ähnlicher Weise als „Schuttkegelrudimente“ gedeutet und sie ins „Spätglazial“ gestellt. Am Fuß der Versteilungen unterhalb des Gefälleknicks scheinen die Mursedimente durch eine Zunahme des Kristallinmaterials, des Rundungsgrades der Komponenten und dem vermehrten Auftreten gekritzter Geschiebe in kar-

bonatreiche Geschiebelehmen überzugehen, was die unmittelbare Nähe des Eises am talwärtigen Ende der Strukturen anzeigt.

Hier besteht also der begründete Verdacht, dass es sich um Murfächer handelt, die gegen den Eisrand des zurückschmelzenden Etschgletschers geschüttet worden sind; wir wollen sie hier „Murkames“ nennen (Abb. 1, 6). Neben diesen „Murkames“ gibt es auch, wie oben schon dargelegt, gewöhnliche Kamesterrassen mit ebenen Oberflächen, die außer kiesigen oder schluffig-sandigen, gut geschichteten Schmelzwassersedimenten auch abschnittsweise „Kampferde“-Sedimente enthalten. Solche Kamesterrassen sind z.B. NE' von Penon oder südlich von Kaltern am Barleiter Weg zu finden.

Die meisten Vorkommen von Sedimenten dieses Typs lassen indes keinerlei Beziehungen zu irgendwelchen charakteristischen Oberflächenformen erkennen. An einigen Stellen ist zu beobachten, dass derartige Ablagerungen eindeutig von kristallinreichen Geschiebelehmen überlagert werden. Das ist z.B. an Ablagerungen im Hügel von St. Jakob in Kastellaz in Tramin ganz in der Nähe des Bungalows der Wildbachverbauung zu sehen. Dieses und einige andere Vorkommen scheinen zudem rundliche, drumlinähnliche Geländeformen zu bilden und sollten folglich vom Gletschereis überfahren worden sein. Deshalb muss zumindest ein Teil dieser Sedimente vor dem Höchststand des Eises der letzten Eiszeit entstanden sein. Ähnlich sieht das auch Penck (in Penck & Brückner 1909: 921). Er argumentiert, dass sie zeitlich zwischen zwei aufeinanderfolgende Vergletscherungen zu stellen wären, da sie gelegentlich auch (umgelagerte) Fremdgeschiebe enthalten. Auch bei Meran hat Penck (in Penck & Brückner 1909: 921) solche Schuttablagerungen gefunden, zwischen Gardasee und Meran will er gar Reste von vier verschiedenen alten Schuttkegeln nachgewiesen haben.

Dafür, dass es sich bei den „Kampferde“-Sedimenten um Ablagerungen von debris flows handelt, spricht vor allem die praktisch fehlende Rundung der Komponenten und die äußerst schlechte Sortierung des Materials (Johnson & Rodine 1984: 315). Warum sind die „Kampferde“-Ablagerungen, wenn man sie als Mursedimente deutet, kaum oder gar nicht geschichtet, obwohl postglaziale mudflow-Sedimente, genauso wie rezente Murkegel, immer eine wenn auch undeutliche Schichtung aufweisen (Costa 1984, 1988, Davies 1988)? Der typische Aufbau junger Mursedimente kann beispielsweise im

Nussental am Hang oberhalb Kuenburg am Kalterer See studiert werden, wo ein steiler Murkegel durch eine kleine Grube angeschnitten ist. Das hier aufgeschlossene diamiktische Material, sehr reich an eckigen Quarzporphyr-Komponenten, ist un- deutlich geschichtet. Der geschichtete Eindruck wird durch einen Wechsel in der Korngröße und in der Zusammensetzung der Mursedimente erzeugt, wie sie für Ablagerungen typisch sind, die von debris flows aufgebaut werden (Coussot & Meunier 1996).

Vielleicht hängen die Unterschiede zu den fossilen Mursedimenten damit zusammen, dass die heute noch aktiven, mehrere Dekameter mächtigen Murkegel im Laufe von vielen einzelnen Murereignissen akkumuliert worden sind. Bei jedem Murgang werden hier jeweils nur wenige Meter Sediment auf einmal abgelagert, da sich die Mure über einen Teil des Fächers flächenhaft ausbreiten kann. Gleiches gilt auch für die rezenten Beispiele, die bei Johnson & Rodine (1984: 266 ff.) angeführt werden. Die viele Dekameter mächtigen „Kampferde“-Sedimente sind im Gegensatz dazu wohl alle kaltzeitlich und bei sinkenden Eisständen abgelagert worden. In den Kaltzeiten gab es auf den frisch vom Eis freigegebenen Steilhängen, wo das Lockermaterial für die Muren mobilisiert werden konnte, keine Vegetation, die den hier liegenden Hangschutt und Geschiebelehne hätte stabilisieren können, und auch der sich nach dem Eisrückzug aufbauende Permafrost dürfte bald in der ausgehenden Eiszeit zusammengebrochen sein (Haerberli 1996). Dadurch ist bei einem einzelnen Ereignis offenbar ungleich mehr Material umgelagert worden als heute. Noch dazu konnten sich die Muren auf den Fächern nicht ausbreiten sondern stauten sich am Eisrand (Abb. 4), was schon bei einem einzigen Ereignis zur Akkumulation von dekametermächtigen, intern weitgehend ungeschichteten Mursedimenten führte (Abb. 5).

2.5 Blockgletscher, Lokalgletscher und Gehängebrekzien

Seit dem Abschmelzen der Gletscher haben sich vor allem unter den Dolomit-Steilwänden bedeutende Hangschuttmassen akkumuliert. Große Schuttmassen haben sich vor allem im oberen Teil einer mehr als 1 km breiten Hangverflachung gebildet, die oberhalb von Kurtatsch zum Tal hin durch eine markante Geländestufe aus Contrindolomit be-

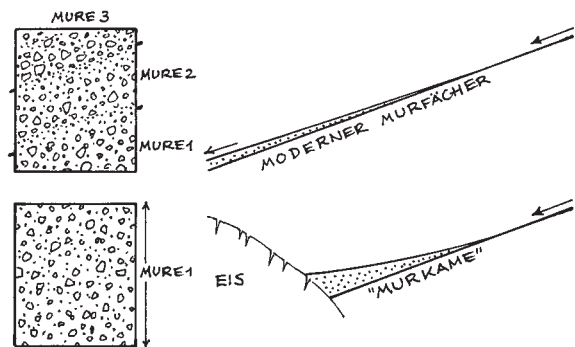


Abb. 5: Schematische Schnitte durch moderne Murfächer und „Murkames“, die während des Rückschmelzens des Etschgletschers entstanden sind. Durch den Rückstau am Rande des Talgletschers waren die Sedimente, die ein einziger Murgang bzw. ein einzelnes Murereignis hinterließ, bedeutend mächtiger (unten) als in heutigen Murfächern (oben). Dadurch erscheinen die Schichtfolgen in „Murkames“ weitgehend ungeschichtet.

Fig. 5: Schematic cuts through a modern fan in comparison to a late Pleistocene "fankame", which was generated when the Etsch valley glacier retreated. Due to the damming effect of the glacier rim, the sediment succession from a single debris flow is much thicker within a "fankame" (below) than in a recent alluvial fan (above). Therefore the successions within "fankame" are poorly stratified.

grenzt wird. Diese Hangverflachung, auf der auch der Ort Graun liegt, ist letztlich durch die hier vorkommenden kalkig-mergelig „Zwischenschichten“ bedingt, die besonders leicht erodiert werden konnten. Etwa 1 km nördlich von Graun, im Oberen Gemeindewald westlich des Hofes Locherer, liegt eine nach drei Seiten steil abfallende, einige hundert Meter breite Hangnase, deren Oberfläche ein auffällig unruhiges Relief trägt. Das dicht bewaldete Gelände, dessen höchster Punkt 1018 m hoch liegt, zeigt ein kompliziertes System von Wällen mit tiefen, abflusslosen Depressionen dazwischen, die an Toteislöcher erinnern. Ein Teil der wallartigen Rücken scheint sich zu zungenartigen Loben zusammenzuschließen. Das Gebiet, das hangaufwärts in die Schutthalden unter den Schlerndolomit-Wänden übergeht, besteht selbst ausschließlich aus hoch porösem Dolomitschutt. Fremdmaterial und gerundete Komponenten fehlen praktisch völlig. Ein etwas kleineres und ca. 50 Höhenmeter tiefer liegendes Areal mit morphologisch vergleichbaren Strukturen wird vom Traminer Höhenweg etwa 1 km weiter im N gequert.

Bei beiden Strukturen dürfte es sich um Blockgletscher handeln, also ehemals gefrorene Schutt-

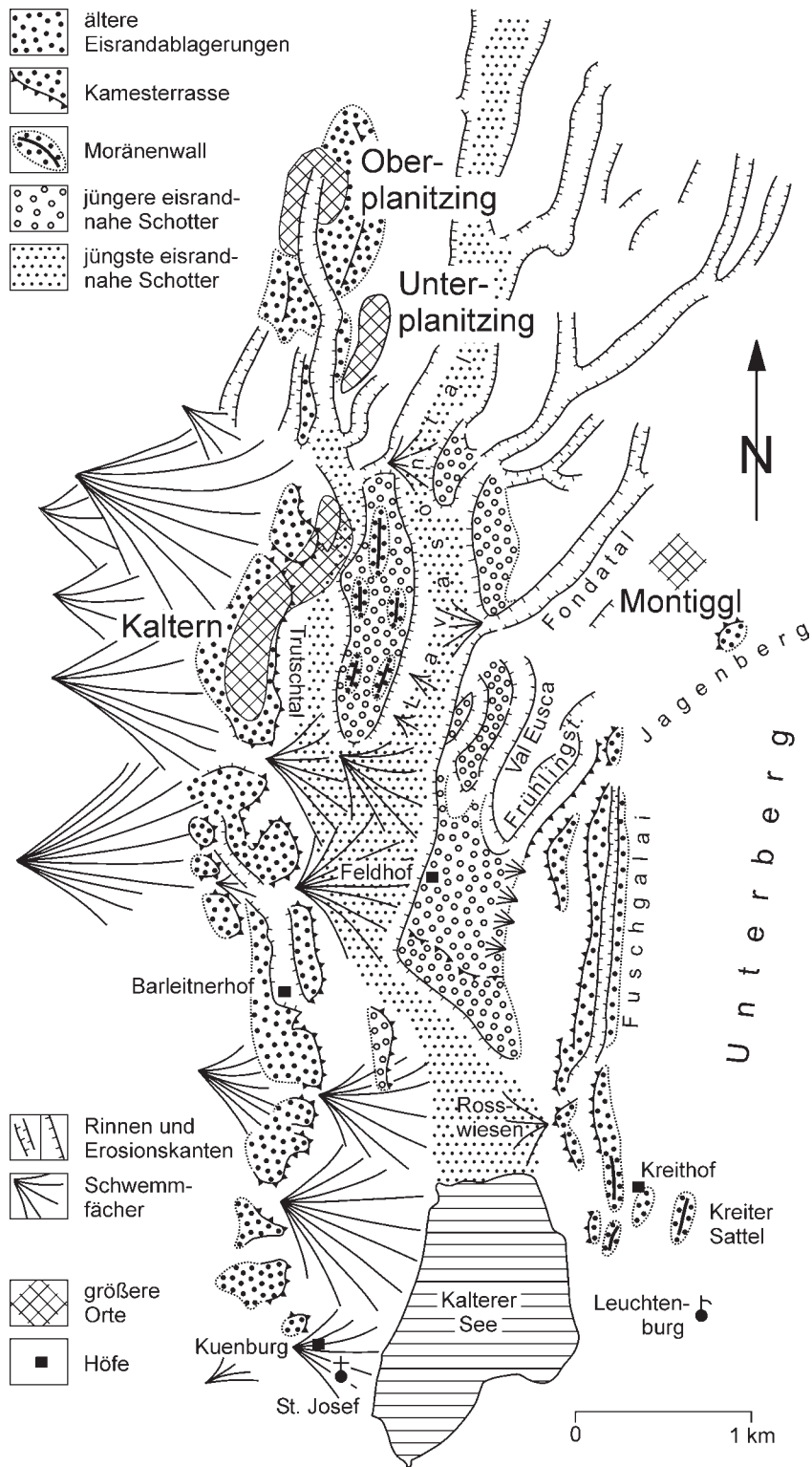


Abb. 6: Geomorphologisches Übersichtskärtchen des Gebietes zwischen Kalterer See und Oberplanitzing im Überetsch. Die Karte wurde auf der Grundlage von geologisch-geomorphologischen Detailkartierungen im Maßstab 1:10 000 im Gebiet zwischen Eppan und Margreid erstellt.

Fig. 6: Simplified geomorphological map showing the region between Kalterer See (Lago Caldaro) and Oberplanitzing (Planizza di sopra) at Überetsch (Oltradige, Sella di Appiano-Caldaro). The map was created on base of detailed geological and geomorphological mapping in the region between Eppan (Appiano) and Margreid (Magrè) at a scale of 1:10 000.

massen, die sich kriechend wie ein Gletscher bewegen (Abb. 1). Diese Blockgletscher sind fossil und bewegen sich heute mit Sicherheit nicht mehr aktiv, denn in Höhen um 1000 m ist in den Südalpen unter den heutigen Klimabedingungen (Weinbau bis in über 800 m Höhe!) mit Sicherheit kein Permafrost mehr zu erwarten. Sie dürften sich nach dem Rückschmelzen des Etschgletschers an der Wende vom Hoch- zum Spätglazial gebildet haben, vor allem während der spätglazialen Klimadepressionen. Blockgletscher, aber auch richtige kleine Lokalgletscher, die sich gleichzeitig in Karen unterhalb des Mendelkammes gebildet haben könnten, sind denkbare Auslöser für große Murgänge, die für die Genese der oben beschriebenen pleistozänen Mursedimente verantwortlich waren.

Am Nordhang des Höllentales oberhalb von Tramin liegt ein auffälliger Hangvorsprung, der durch das Vorkommen einer calcitisch zementierten, hochporösen quartären Brekzie bedingt ist. Diese weitgehend ungeschichtete Gehängebrekzie, die fast ausschließlich aus eckigem Dolomitschutt besteht, lagert der Werfen Formation in einer Mächtigkeit von mindestens 10 m auf, in die die Höllental-schlucht eingeschnitten ist. Über das genaue Alter der Brekzie lässt sich nichts aussagen, doch weisen Erosion sowie starke Zementierung des Vorkommens darauf hin, dass es sich möglicherweise um präwürmglaziale Bildungen handelt. Weitere Vorkommen von ähnlichen Gehängebrekzien sind auch nahe dem Hof Steiner am Hang oberhalb des Höllentales gegenüber von Tramin oder westlich von St. Nikolaus bei Kaltern zu finden. Stacul (1980) stellt die Bildung des Karbonatschuttes, aus dem die Gehängebrekzie von St. Nikolaus besteht, in eine Kaltzeit, unmittelbar nach dem Rückschmelzen des Etschgletschers. Ihre Verkittung durch „Kalksinter“ soll hingegen in einem Interglazial oder einem Interstadial erfolgt sein.

2.6 Kalterer Schotter

Nach Hantke (1983: 233) ist die weite Talung von Eppan-Kaltern mit mächtigen quartären Kiesen erfüllt, die ihrerseits von würmeiszeitlichen Geschiebelehmen bedeckt sein sollen. Die Gesamtmächtigkeit der Schotter von Eppan beträgt nach Blaas (1892) bis zu 200 m. Die Schotter werden dem „Konglomerat von Kaltern“ gleichgesetzt, obwohl sie größtenteils nicht verfestigt sind. Nach Ebers

(1972) sind die „Überetscher Schotter“ nicht älter als Eem. Nach Castiglioni & Trevisan (1973) ist das „Conglomerato di Caldaro“ von Schmelzwässern des vorstoßenden Etschgletschers aufgeschüttet worden. Seine Aufschüttung soll im Val-Caldaro-Interstadial erfolgt sein, das mit einem radiometrisch ermittelten Alter von rund 30.000 Jahren (Fuchs 1969) dem Interstadial von Baumkirchen in den Nordalpen entsprechen könnte. Auch Klebelsberg (1926, 1935) und Ebers (1972) gehen davon aus, dass alle größeren Kiesvorkommen im Überetsch genetisch identisch sind, eine einheitliche Bedeckung von Geschiebelehmen aufweisen und deshalb vor dem Gletscherhöchststand der Würmeiszeit entstanden sind.

So einfach ist die Sache allerdings nicht. Ebers (1972) und Castiglioni & Trevisan (1973) subsumieren unter den Begriffen „Überetscher Schotter“ und „Conglomerato di Caldaro“ viele Kiese, die hier zu unterschiedlichen Zeiten und unter ganz unterschiedlichen Bedingungen entstanden sind. Castiglioni & Trevisan (1973) stellen beispielsweise die groben Kiese zum „Conglomerato di Caldaro“, die früher am Kreithof („Maso Kreit“) westlich des Kalterer Sees in einer Kiesgrube abgebaut worden sind (Castiglioni & Trevisan (1973: 6 ff.)). Diese Kiese sind aber Teil eines komplexen Systems von Kamesterassen und Wällen auf der Ostseite der Kalterer Zunge (siehe oben). Auch die westlich des Kalterer Sees gelegenen Kiese vom Vogelmeierhof (Castiglioni & Trevisan (1973: 6 ff.)) gehören zu einem System von komplexen Kamesterassen, die auf der Westseite der Kalterer Zunge im ausgehenden Hochglazial der Würmeiszeit akkumuliert worden sind. Daneben sind aber auch tatsächlich eindeutig prä-hochglaziale Bildungen zu finden.

Tatsächlich ist die weite Talung von Eppan-Kaltern von kristallinreichen, teilweise sehr grobkörnigen, abschnittsweise kaum geschichteten und oft schluffreichen Kiesen erfüllt, die größtenteils sehr schlecht aufgeschlossen sind. In den hangenden Abschnitten der Kiese sind gekritzte Geschiebe häufig; fleckenweise tragen sie sogar eine Decke von Geschiebelehmen; östlich von Kaltern sind im Hangenden dieser Kiese sogar wallähnliche Strukturen entwickelt. Da die Karbonat- und Kristallinkomponenten dieser Kiese kaum Verwitterungserscheinungen zeigen, dürften sie vergleichsweise jung sein. Womöglich handelt es sich wenigstens teilweise um Vorstoßschotter, vor allem in der Umgebung der Montiggler Seen, wo die Oberfläche kiesiger Ablau-

gerungen drumlinisiert ist. Vielfach dürfte es sich aber wohl auch um Schmelzwasserschotter aus der ausgehenden Eiszeit handeln, die vor der zurückschmelzenden Kalterer Zunge akkumulierten und bei einer Eisoszillation nochmals überfahren wurden. Sie könnten in einem Totraum abgelagert worden sein, der sich zwischen der nach Norden zurückschmelzenden Kalterer Zunge und dem Becken des Kalterer Sees befand (Abb. 6).

Die Kiese sind gewöhnlich locker und nicht oder kaum verfestigt und enthalten immer wieder Einschaltungen von sandig-schluffigen Laminiten, bei denen es sich um Stillwasserablagerungen handelt. Nur in der kleinen Schlucht zwischen Festplatz und Kalvarienberg in Kaltern, über die der Bach aus dem Tröpfeltal das Lavasontal erreicht, kommen auf der orographisch linken Talseite durch calcitische Zemente fest verbackene, kristallreiche Konglomerate heraus. Diese mit Höhlen und Kavernen durchsetzten Ablagerungen sind wohl das „Konglomerat von Kaltern“ im ursprünglichen Sinne. Es handelt sich um gut sortierte, ausgewaschene Schmelzwassersedimente, die zahlreiche Rollkieslagen enthalten. Die Imbrication der Gerölle weist auf einen generellen Sedimenttransport von N hin. Deutliche Verwitterungserscheinungen an den Dolomitkomponenten des Konglomerates lassen Zweifel aufkommen, ob es mit den weit verbreiteten Kiesen der Umgebung etwas zu tun hat oder ob es nicht doch älter ist.

Die fraglichen Vorstoßschotter und die Konglomerate sind jedenfalls in der Talung Eppan-Kaltern nur bis zu einer Linie flächenhaft verbreitet, die von der Kirche von Kaltern nach Montiggl zieht. Weiter im S sind diese und vielleicht auch jüngere Ablagerungen teilweise ausgeräumt und durch ein System von Kiesterrassen ersetzt, die keine Bedeckung von Geschiebelehm tragen und während des Rückschmelzens der Kalterer Zunge entstanden sein müssen. Es lassen sich hier zumindest drei unterschiedliche Terrassenniveaus auskartieren und einerseits miteinander, andererseits aber auch mit einem System von Trockentälern in Beziehung bringen, aus denen diese Kiese offenbar zu unterschiedlichen Zeiten herausgeschüttet worden sind (Abb. 6). Es gibt auch eine deutliche Beziehung dieser Terrassen mit dem Kalterer See: Je höher diese Terrassen liegen, desto weiter liegen sie vom nördlichen Seeufer entfernt. Die niedrigsten (und vermutlich jüngsten) Terrassen liegen dem See am nächsten (Abb. 6).

2.7 Trockentäler

Die gesamte Talung von Eppan-Kaltern wird von einem ganzen System von tief eingeschnittenen, breiten, kastenförmigen Trockentälern durchzogen (Abb. 6). Abschnittsweise werden die Trockentäler auch von heutigen Gewässern benutzt, die die alten Talböden teilweise durch Schwemmfächer verschüttet, in einigen Fällen auch ältere Talgenerationen anerodiert und zerstört haben.

Die Trockentäler bilden ein mehrfach verzweigtes Talsystem, dessen Talachsen größtenteils N-S oder NE-SW-orientiert sind. Das größte und am wenigsten von jüngeren Schwemmfächern aufgefüllte Trockental, das Lavasontal, lässt sich von den Reitwiesen am Kalterer See über 6 km nach N verfolgen (Abb. 1, 6). Mehrfach zweigen seitlich einmündende Trockentäler in nordöstlicher Richtung davon ab (Abb. 6), deren Talböden teilweise vom Haupttal unterschritten sind. Nördlich des Feldhofes zweigt ein breites Tal in NNW' Richtung vom Lavasontal ab, das durch junge Schwemmfächer teilweise stark aufgefüllt und dadurch undeutlich geworden ist. Dieses Tal lässt sich über den alten Bahnhof von Kaltern hinaus nach N verfolgen, wo es sich in mehrere Rinnen aufspaltet. Diese Verzweigung des Trockentales ist teilweise durch die dichte Bebauung, teilweise aber auch wegen der Erosion durch den Bach aus dem Tröpfeltal undeutlich geworden. Die am weitesten nach N verfolgbare Rinne dieses Systems ist diejenige, die von Kaltern nach Oberplanitzing zieht, das Oberplanitzinger Trockental (Abb. 6).

Folgt man den Tälern aufwärts, steigen sie mit meist gleich bleibendem Gefälle an, werden undeutlich und streichen schließlich in die Luft aus, was für Schmelzwassertäler typisch ist. Wenn diese Rinnen abschnittsweise von modernen Gewässern verwendet werden, fließen diese von der Seite zu; die Quellen liegen niemals am Beginn der Rinnen. Besonders schön ist das am schluchtartig eingeschnittenen Oberplanitzinger Trockental zu sehen, das im Dorfzentrum von Oberplanitzing plötzlich undeutlich wird und verschwindet. Auch im N des Lavasontales ist das undeutlich Werden und Verschwinden der Rinne sehr gut zu beobachten.

Die jüngste Terrasse läuft nach S hin, an den Reitwiesen, auf Seeniveau aus, setzt sich aber nach N hin ins weithin trockene Lavasontal fort, das sich erst 6 km weiter im N bei St. Michael verliert. Die Trockentäler, die auf die älteste der drei Terrassen auslaufen, Frühlingstalele und Val Fusca, lassen sich

kaum mehr als 1 km nach N verfolgen. Die dazwischen liegende Terrasse korrespondiert mit dem Fondatal und anderen Trockentälern, die weiter im N enden aber nicht so weit zu verfolgen sind, wie das Lavasontal (Abb. 6). Um die Gesetzmäßigkeit noch mal auf den Punkt zu bringen: je älter die Täler sind, desto weniger weit reichen sie nach N, desto höher lag offensichtlich auch der Vorfluter im Bereich des Kalterer Sees. Das zuletzt aktive Tal, das Lavasontal, erhielt sein Wasser auch so weit von N wie kein anderes, der Vorfluter, der das Wasser aufnahm, war damals schon fast so tief wie der Kalterer See.

Penck (in Penck & Brückner 1909: 924) nimmt an, dass der Überlauf eines Stausees bei St. Pauls über ein „heute trocken daliegendes Tal, das sich östlich von Kaltern zum Kalterer See zieht“ erfolgt sein soll, also wohl über das Lavasontal. Bei Kaltern soll dieser Ausfluss nach Castiglioni & Trevisan (1973: Abb. 26) in einen weiteren, etwas niedriger liegenden Stausee gemündet haben, der südlich des Kalterer Sees vom Etschgletscher abgedämmt worden sein soll, also immer noch deutlich höher gelegen haben muss, als der heutige Seespiegel. Das kann aber nicht sein, wie oben ausführlich dargelegt wurde. Zudem kann diese Annahme nur die Entstehung eines der Trockentäler erklären, für alle anderen bleibt sie eine Deutung schuldig.

Viel plausibler ließen sich sämtliche Beobachtungen interpretieren, wenn man annimmt, dass die Bildung aller Trockentäler und die Entstehung des Terrassensystems am Kalterer See im Zuge des Rückschmelzens der Kalterer Zunge entstanden sind. Bei den Trockentälern würde es sich demnach um ein System peripherer und terminaler Rinnen handeln, über die die Schmelzwässer der zurückschmelzenden Kalterer Zunge abgefließen sind (Abb. 8). Mit dem Rückschmelzen waren immer neue Täler in Funktion, während andere trocken fielen. Mit dem weiteren Rückzug der Zunge nach N, in Richtung St. Michael, war zuletzt nur noch das tiefst gelegene und die Achse der Talung nachzeichnende Lavasontal in Funktion. Als die Gletscherzunge schließlich über den Sattel bei St. Michael zurückgeschmolzen war, suchten sich die Schmelzwässer neue Wege und erreichten den Kalterer See nicht mehr (Abb. 8).

Wie groß war die Menge des hier erodierten Materials? Das hängt unmittelbar mit der Frage nach der Dimension dieser Erosionstäler zusammen. Das Lavasontal ist über 6 km lang, auf 5 km Länge ist es um 50 bis 75 m tief in die Umgebung eingeschnit-

ten, mit einer Breite des ebenen Talbodens zwischen 50 und 110 m. Man kann abschätzen, dass alleine in dieser Rinne mindestens 50 Mill. m³ erodiert und nach S verfrachtet worden sind. Angesichts der Größe der Erosionstäler und der Menge des in den tief eingeschnittenen Tälern erodierten Materials ist es eigentlich unverständlich, dass der kleine Kalterer See nicht schon während des Eisrückzuges zugefüllt worden ist. Das Material, das in allen Rinnen zusammen erodiert worden ist, dürfte ausreichen, um einen See, der um ein Vielfaches größer ist als der Kalterer See, restlos aufzufüllen. Dabei ist noch nicht einmal berücksichtigt, dass die erodierenden Schmelzwässer sicher nicht nur das in den Tälern erodierte, „alte“ Material transportiert haben, sondern sicher auch vom Eisrand her mit „frischem“ Kies, Sand und Schluff überfrachtet waren.

Um erklären zu können, warum das Becken des Kalterer Sees trotzdem nicht aufgefüllt worden ist, benötigt man eine weitere plausible Annahme: Das Seebecken könnte durch eine im Seebecken liegende große Toteismasse, einem abgetrennten Teil der zurückschmelzenden Kalterer Zunge, solange vor dem Sedimenteintrag geschützt worden sein, bis es nicht mehr durch Schmelzwasser erreicht werden konnte (Abb. 8). Ursprünglich könnte diese Toteismasse auch die weite Senke nördlich des heutigen Sees ausgefüllt haben. Die Annahme einer solchen langsam abschmelzenden und immer kleiner werdenden Toteismasse würde auch zwanglos erklären, warum der Vorfluter sich ständig abgesenkt hat (Abb. 8/ 3-5). Bei dieser Annahme hätten die Schmelzwässer einen Teil der mittransportierten Grobstoffe seitlich um die Toteismasse herum führen und im Etschtal selbst ablagern müssen. Das aber sollte sich durch entsprechende Bohrungen nachweisen lassen.

2.8 Seesedimente

An einigen Stellen zwischen Eppan und Kaltern treten geschichtete, sandig-schluffige Ablagerungen auf, die von Penck (in Penck & Brückner 1909: 924) als „glaziale Mehlsande“ von St. Pauls bezeichnet wurden. Sie bedecken vor allem den Nordteil des Überetsch, zwischen Unterrain, Frangart und St. Pauls und überlagern hier ältere quartäre Ablagerungen bzw. Gesteine der Permotrias. Nach Penck (in Penck & Brückner 1909: 924) wurden diese stellenweise viele Dekameter mächtigen Sedimente in

einem vom Eis aufgestauten See abgelagert. Gleiches gilt auch für ähnliche Bildungen, die sich östlich des Kreither Sattels beiderseits der Laimburg oberhalb des Etschtales (am Stadlhof) erhalten geblieben sind, ein Vorkommen, das von Castiglioni & Trevisan (1973: 19 f.) als das von „Novale al Varco“ oder „Maso Stadio“ bezeichnet wird. Ausführlich werden diese und die glazialakustrinen Sedimente von St. Pauls durch Castiglioni & Trevisan (1973: 18 ff.) beschrieben. Obwohl die Ablagerungen stellenweise durch Eisauflast etwas verdichtet und durch das Eis glazialtektonisch teilweise gestört erscheinen, müssen sie nach Castiglioni & Trevisan (1973: 19) ins Spätglazial, also genauer ins Bühl-Stadium gestellt werden (Hantke 1983: 234).

Der Überlauf des Stausees bei St. Pauls soll nach Penck (in Penck & Brückner 1909: 924) über ein „heute trocken daliegendes Tal, das sich östlich von Kaltern zum Kalterer See zieht“ erfolgt sein, also wohl über das Lavasontal. Bei Kaltern soll dieser Ausfluss nach Castiglioni & Trevisan (1973, Abb. 26) in einen weiteren, etwas niedriger liegenden Stausee gemündet haben, der südlich des Kalterer Sees vom Etschgletscher abgedämmt worden sein soll. Wie oben schon dargelegt wurde, ist das Lavasontal eher als normales Schmelzwassertal angelegt worden und hat, selbst wenn es später als Überlauf für einen solchen Schmelzwassersee gedient haben sollte, jedenfalls nicht in einen größeren Schmelzwasserstausee im S des Überetsch gemündet. In der Umgebung des Kalterer Sees gibt es, abgesehen von den Stauseesedimenten östlich des Kreither Sattels, keine See- oder Deltaablagerungen, die die Annahme eines solchen Sees rechtfertigen würden.

Tatsächlich gibt es Hinweise auf einen Stausee im Becken des Kalterer Sees, der aber deutlich älter sein muss und eher mit dem frühwürmeiszeitlichen Eisaufbau des Etschgletschers als mit dessen Rückschmelzen im Spätglazial etwas zu tun hat. Beim Hotel Leuchtenburg in Kreit am Kalterer See sind oberhalb der Straße Aufschlüsse in schluffig-feinsandigen, feinschichtigen, etwas eisenschüssigen Stillwassersedimenten zu finden, die von kaltzeitlichen, sehr eisrandnah entstandenen, groben Schottern überlagert werden. Die feinkörnigen Sedimente sind überkonsolidiert und deshalb mit Sicherheit eisüberfahren. Bei den überlagernden Schottern könnte es sich um Vorstoßschotter handeln, vielleicht sind es aber auch Kiese, die zu den Eisrandablagerungen von Fuschgalai gehören und somit als spätglazial einzustufen sind. Stellenweise sind in

diesen Seeablagerungen schlecht erhaltene Pflanzenreste zu finden, offenbar Abdrücke von Stengeln, Zweigen und Blättern. Das Einschweben von Pflanzenresten in glaziale Stauseen erscheint im Zuge des Eisaufbaues eher vorstellbar als während des Rückschmelzens der Gletscher. Vergleichbare Seeablagerungen wurden übrigens auch in einem künstlichen Aufschluss oberhalb eines Erosionstales am Westhang des Lavasontales bei Kaltern beobachtet.

3. Rückschmelzen der Kalterer Zunge – ein Rekonstruktionsversuch

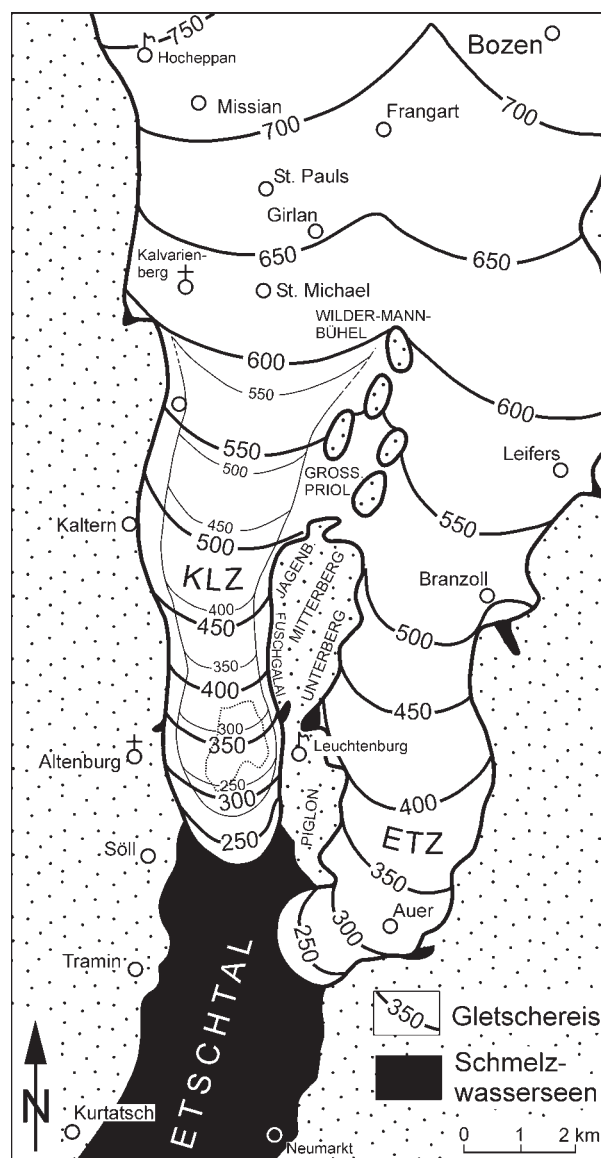
Der hier vorgestellte Rekonstruktionsversuch des „Eisrückzuges“ in der Umgebung von Kaltern (Abb. 8) wurde auf der Grundlage von geologischen Detailkarten erarbeitet, die bei den drei vom Erstautor betreuten Kartierungsübungen mit Geologiestudenten der TU München in Südtirol entstanden waren (siehe oben). Die hier dargestellten Rückzugsstände (Abb. 8/ 1-5) sind wohl mit dem Eisstand von Auer parallelisierbar, der nach Hantke (1983: 234) demjenigen von Kufstein auf der Alpe nordseite gleichzusetzen sein soll. Nach Jerz (1993: 95) entspricht dies einem Alter von etwa 15.000 bis 16.000 Jahren vor heute. Das Rückschmelzen der Zunge von Kaltern muss also insgesamt im ausgehenden Hochglazial bzw. an der Wende zum Spätglazial der Würmeiszeit erfolgt sein. Was man zur Bestätigung der Annahmen und zur Abrundung des Bildes allerdings noch bräuchte, ist die Auswertung von hinreichend tiefen Bohrungen in der Talebene südlich des Kalterer Sees.

1. Die Stirn des Etschgletschers ist im Haupttal bis etwa nach Auer zurückgeschmolzen. Ein Seitenast, die Kalterer Zunge, bedeckt große Teile des Überetsch, die weite Talung von Eppan-Kaltern und stirnt etwas südlich des Kalterer Sees. Das Etschtal ist teilweise von Schmelzwasserseen erfüllt. Die Kalterer Zunge wird von Eis genährt, das über Transfluenzen von N her bei Eppan und von NE her über die Montiggler Seen vom Hauptgletscher her überquillt (Abb. 7). In dieser Zeit entstehen die höchsten Kamesterrassen an der Barleit südlich von Kaltern (Abb. 6) und die Lateralmoräne von Fuschgalai am Westhang des Unterberges gegenüber von Kaltern (Fuschgalai-Stadium, Abb. 6).

Abb. 7: Rekonstruktionsversuch des Etschtales zwischen Bozen und Neumarkt im ausgehenden Hochglazial der letzten Eiszeit. Deutlich ist zu erkennen, dass sich das Eis des Etschgletschers in zwei Eisloben aufgespalten. Die Etschtalzung (ETZ) im E folgt dem eigentlichen Etschtal abwärts, die Kalterer Zunge (KLZ) im W dringt bei Missian ins Überetsch ein, folgt der weiten Talung von Eppan-Kaltern und stirnt südlich des Kalterer Sees (punktirierte Linie). Für die Kalterer Zunge lassen sich zwei Eisstände besonders gut dokumentieren: ein älteres Fuschgalai-Stadium (dick) und ein jüngerer Stadium von Kaltern (dünn). Unterhalb des Überetsch war das Etschtal in dieser Zeit vermutlich von rasch verlandenden Schmelzwasserseen erfüllt (schwarz).

Fig. 7: Attempt to reconstruct the situation within the Etsch (Adige) Valley between Bozen (Bolzano) and Neumarkt (Egna) at the transition from the Pleniglacial to Late Glacial Period. Two separate glacierlobes at the front of the Etsch valley glacier are clearly visible. The Etsch valley lobe (ETZ) to the east flows down the Etsch Valley, the ice front of the Kaltern lobe (KLZ) in the west invading the vale of Eppan-Kaltern (Appiano-Caldaro) at Missian (Missiano) is situated directly south of Kalterer See (Lago di Caldaro, dotted line). Two different ice margins of the Etsch Valley lobe are clearly traceable: an older Fuschgalai-substage (thick line) and a younger Kaltern substage (thin line). The Etsch Valley south of these retreating glacier tongues has presumably been filled with rapidly vanishing meltwater lakes (black).

2. Der Etschgletscher schmilzt weiter zurück, der Eisspiegel der Kalterer Zunge sinkt etwas ab. Der größte Teil der Kamesterrassen zwischen Kaltern und dem Kalterer See entsteht, außerdem Kamesterrassen unterhalb der Lateralmoräne von Fuschgalai und im Leuchtenburger Wald (Stadium von Kaltern, Abb. 6, 7). Beim Absinken des Eisspiegels werden durch Schmelzwässer parallel zur Lateralmoräne bzw. parallel zur Kamesterrasse südlich von Kaltern die Erosionstäler des Fuschgalai bzw. am Barleiter Weg eingetieft.
3. Die Kalterer Zunge schmilzt zurück. Durch das Absinken des Eisspiegels dünnt das Eis bei Kaltern so weit aus, dass sich von der Kalterer Zunge eine große Toteismasse im Kalterer See abtrennt. Zwischen der Toteismasse und dem aktiven Eisrand bei Unterplanitzing akkumulieren flächenhaft Kiese, die bei einem kurzen Vorstoß dieser Zunge nochmals überfahren werden. Die Schmelzwässer fließen um die Toteismasse herum und münden südlich des Kalterer Sees ins Etschtal. Hier entstehen im Niveau des Etschtales vermutlich Deltakiese.
4. Mit dem Rückschmelzen der Kalterer Zunge, dem allmählichen Kleinerwerden der Toteismasse und



dem dadurch bedingten Tieferlegen des Vorfluters schneiden sich die Schmelzwässer in die zuerst gebildeten Kiesflächen ein. In den Rinnen des Lavasontales, Val Eusca, Frühlingstalele etc. werden Schmelzwassersedimente erodiert und nördlich der Toteismasse auf tieferen Niveaus erneut abgelagert. Zunehmend sind weniger Schmelzwasser-rinnen aktiv, am längsten die des Lavasontales und die tief eingeschnittene Rinne von Oberplanitzing. Die Schmelzwässer fließen immer noch um die Toteismasse herum und münden südlich des Kalterer Sees ins Etschtal.

5. Während die Kalterer Zunge langsam nach Eppan zurückschmilzt, ist zuletzt nur noch die Schmelz-

wasserrinne des Lavasontales aktiv. In dem Maße wie sich die Toteismasse im Becken des Kalterer Sees verkleinert, vergrößern sich die Kiesflächen nördlich und südlich davon. Das Eis im Becken des Kalterer Sees verschwindet erst, als kein Schmelzwasser mehr von N her zufließt. Dadurch bleibt ein Teil der Hohlform bis heute als See erhalten. Die eiszeitlichen Ablagerungen werden stellenweise erodiert, teilweise auch durch junge Schwemm- und Murfächer überdeckt.

4. Schlussfolgerungen

In der weiten Talung von Eppan-Kaltern ist ein ganzes System von kiesigen Lateralmoränen, breiten Kamesterrassen (Taf. 1, 2) und peripheren Rinnen erkennbar (Abb. 1, 6), mit dessen Hilfe sich unterschiedliche Rückschmelzstadien einer „Kalterer Zunge“ rekonstruieren lassen. Sie muss während des Eisstandes von Auer im ausgehenden Hochglazial in der Talung von Eppan-Kaltern gelegen und knapp südlich des heutigen Kalterer Sees gestirnt haben (Abb. 7). Die Kamesterrassen bestehen vor allem aus sehr kristallinreichen Schmelzwasserkiesen und -sandsteinen, Stillwassersedimenten und zu einem kleinen Teil auch aus einer Vielzahl von diamiktischen Sedimenten, darunter Geschiebelehme (Tille) und Mursedimente (Abb. 3).

Bergwärts gehen die den Eisrand begleitenden, leicht nach Süden hin einfallenden Terrassen stellenweise tatsächlich in stärker geneigte alluviale Fächer aus karbonatreichem Murschutt über, der von den Hängen unterhalb des Mendelzuges stammt. Neben Murfächern, die mit diesen Eisrandterrassen direkt verbunden sind (Abb. 2), treten auch Strukturen auf, die hier „Murkames“ genannt werden. Es handelt sich um Erosionsreste von stark geneigten Murfächern, die offensichtlich direkt gegen den absinkenden Eisrand des Etschgletschers geschüttet wurden. Diese „Murkames“ besitzen auf ihrer talwärtigen Seite einen deutlichen Gefälleknick (Taf. 2), eine Sackungskante, die ihre Entstehung dem Eisrand verdankt, gegen den die Sedimente ursprünglich geschüttet worden waren (Abb. 4). Daneben gibt es auch jüngere, aktive und inaktive Murfächer, aber ebenso Erosionsreste von deutlich älteren, die offensichtlich vom Eis überfahren und dadurch überkonsolidiert sind (Abb. 6). Diese müssen aus der Zeit vor dem Eishöchststand der Würmeiszeit stammen. Stellenweise tritt extrem

matrixarmer Karbonatschutt auf, der bei Graun Oberflächenstrukturen zeigt, wie sie für einen (sicher nicht mehr aktiven) Blockgletscher typisch sind (Abb. 1). Ähnliche Ablagerungen sind im Hölental und oberhalb Kaltern bei St. Anton durch karbonatische Zemente zu festen Brekzien verfestigt worden. Mursedimente unterschiedlichen Alters bedecken in überraschend großer Mächtigkeit weite Flächen an der Ostflanke des Mendelzuges bis hinunter ins Tal, besonders in der Umgebung von Kurtatsch. Tille, diamiktische Sedimente (Taf. 4) und Brekzien unterschiedlicher Zusammensetzung und Genese werden im Rahmen dieser Arbeit ausführlich beschrieben (Abb. 3).

Die gesamte Talung von Eppan-Kaltern wird von tief eingeschnittenen, breiten, kastenförmigen Trockentälern durchzogen (Abb. 1, 6). Abschnittsweise werden diese Trockentäler auch von heutigen Gewässern benutzt, die die alten Täler teilweise anerodiert und zerstört, in einigen Fällen auch mit ihren Ablagerungen aufgefüllt haben. Die Trockentäler bilden ein verzweigtes Talsystem, das in südlicher Richtung zum Kalterer See hin entwässert. Das größte und am wenigsten von jüngeren Schwemmfächern zugeschüttete Trockental, das Lavasontal, lässt sich von den Reitwiesen am Kalterer See über 6 km Richtung N bis nach Eppan (St. Michael) verfolgen. Die Talböden der hiervon abzweigenden Trockentäler werden teilweise vom Haupttal deutlich unterschritten. Bei allen diesen Trockentälern handelt es sich um Schmelzwasserinnen, die zu einem Zeitpunkt entstanden, als die „Kalterer Zunge“ nach Norden in Richtung Eppan zurückschmolz (Abb. 8).

Das komplexe System aus mächtigen Schmelzwassersedimenten, erosiven Schmelzwasserrinnen, Kamesterrassen und Lateralmoränen in der Talung von Eppan-Kaltern lässt sich nur dann zwanglos deuten, wenn man eine große, langsam abschmelzende Toteismasse im Gebiet des Kalterer Seebeckens annimmt (Abb. 8/ 3-5). Diese Toteismasse muss während des Rückschmelzens des Etschgletschers dafür gesorgt haben, dass sich im Norden davon zunächst mächtige Schmelzwassersedimente akkumulieren konnten (Abb. 8/ 3), die mit dem langsamen Zurückschmelzen des Toteises und dem dadurch bedingten Absinken des Vorfluters allmählich wieder ausgeräumt wurden (Abb. 8/ 4). Zudem sorgte sie offensichtlich dafür, dass das Becken des Kalterer Sees, trotz erheblichen Sedimenteintrages, nicht restlos aufgefüllt werden konnte.

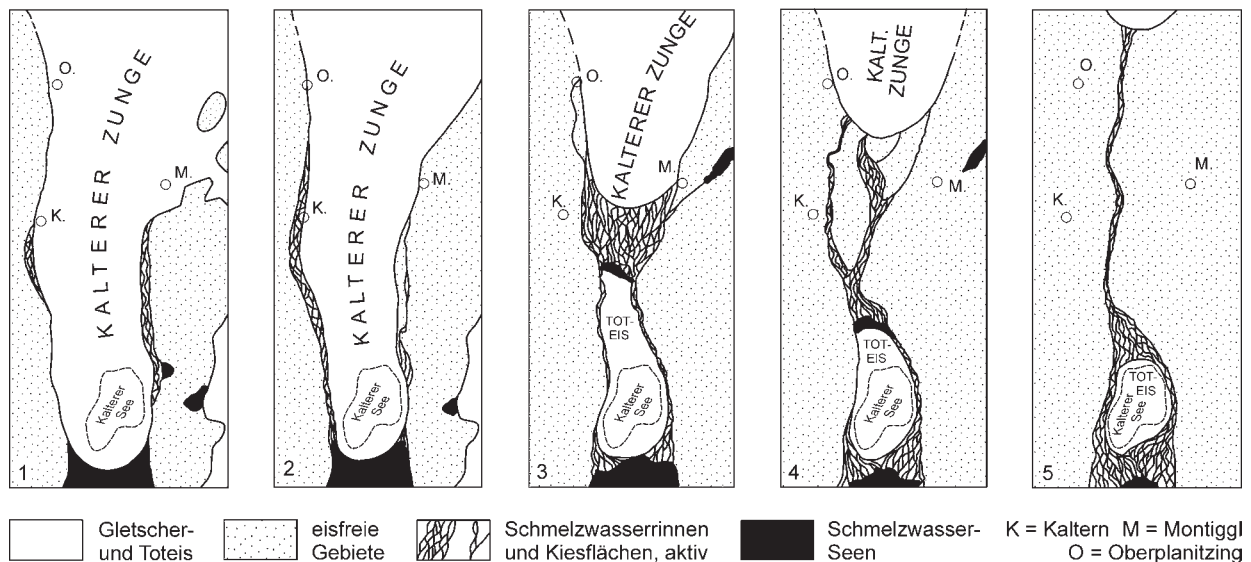


Abb. 8: Das Rückschmelzen der Kalterer Zunge des Etschgletschers an der Wende vom Hoch- zum Spätglazial der Würmeiszeit, dargestellt in 5 Etappen. Rekonstruktionsversuch auf der Grundlage von geologischen und geomorphologischen Detailkartierungen im Maßstab 1:10.000. Stand 1 entspricht dem Fuschgalai-Stadium, Stand 2 dem Stadium von Kaltern. Nähere Erläuterungen zu den Rückzugsetappen im Abschnitt 3.

Fig. 8: An attempt to reconstruct 5 substages of the ice recession at the transition from the Pleniglacial to Late Glacial Period: the Kaltern lobe (ETZ), part of the Etsch (Adige) sivalley glacier. Based on detailed geological and geomorphological mapping in the region between Eppan (Appiano) and Margreid (Magrè) at a scale of 1:10.000. The sketch on the left (1) corresponds to the Fuschgalai substage, the next one (2) to the Kaltern substage. For more information concerning the different substages of ice recession see chapter 2.

5. Conclusions

Within the wide vale of Eppan-Kalterner (Appiano-Caldaro) at Überetsch (Oltradige, Sella di Appiano-Caldaro) close to Bozen (Bolzano) in South Tyrol (Alto Adige) a complex system of gravelly lateral moraines, large kame terraces (plate 1, 2) as well as erosive peripheral meltwater valleys can be identified (fig. 1, 6). With the help of these structures it is possible to reconstruct different substages of the „Kalterner lobe“, a late Pleniglacial tongue of the Etsch (Adige) valley glacier. Originally the vale of Eppan-Kalterner was filled with the glacier ice of this lobe. At the transition from the Pleniglacial to the Late Glacial Period, in a time roughly corresponding to the stage of Auer (Ora), the front of this glacier was situated directly south of present Kalterer See (Lago di Caldaro, fig. 7). The kame terraces are built up of meltwater sands and gravel extremely rich in crystalline material, lake sediments and a variety of different diamictites, for example tills and debris flow deposits (fig. 3).

The kame terraces which dip gently downvalley, gradually change into steeper inclined fossil alluvial

fans to the west (fig. 2), built up entirely by angular fragments of limestone and dolomite, deriving from the steep slopes below the Mendola-Roèn-Ridge above the terraces. Apart from these structures connected with kame terraces isolated erosional remnants of steeply inclined debris fans can be identified, obviously deposited in the gap between the mountain slope and the western rim of the shrinking glacier. These „fankame“ expose a typical steep edge at their lower parts (plate 2), generated by the glacier which formerly served as an abutment for these sediments (fig. 4). They have been deeply cut by erosional valleys since the glacier ice has disappeared.

Apart from these fossil alluvial fans younger active and inactive fans can be identified. Beyond that there are erosional remnants of debris fans, which are overconsolidated (fig. 6), because they have been overridden by the glacier ice and therefore are clearly older. Structures of this type as for example the hill of St. Jakob in Kastelaz at Tramin (Termeno) should have formed in the time before the LGM. Thick diamictites of this type which are obviously no tills at all cover great areas around

Kurtatsch (Cortaccia) and Tramin (Termeno). Many vineyards are situated on these rigid stony deposits, called „Kampferde“ (which means „soil to fight with“) by locals. Most of these sediments are presumably debris flow deposits of different ages.

In places coarse grained sediments with an extremely low content of silt and sand occur, consisting mostly of angular fragments of carbonate rocks. Close to Graun (Corona) sediments of this type show morphological surface structures characteristic for rock glaciers (fig. 1). Due to their comparably low altitude of only 1000 m above sea level this rock glacier is probably fossil and not active at present. Similar sediments within the Höllental (Valle del Inferno) and close to St. Anton near Kaltern (Caldaro) were transformed to breccias by carbonate cementation. Tills, diamictons and breccias of different composition, origin and age are mentioned above in detail (fig. 3).

Within the large vale of Eppan-Kalern a variety of erosive meltwater valleys can be identified, deeply incised into a thick and complex sequence of Pleistocene sediments, forming a branched fossil drainage system (fig. 1, 6). In places modern creeks use parts of these valleys and have destroyed them both, by erosion and infill of sediments. The Pleistocene dry valleys mostly show flat bottoms and drain roughly to the south into the basin of Lake Kalterer See. The Lavason Valley is the largest and the best preserved of these meltwater valleys, tracable from Reitwiesen just north of Lake Kalterer See to St. Michael at Eppan (Appiano) over a distance of 6 km. The bottoms of its tributary valleys are clearly cut by the main valley, and therefore seem not to have been active for such a long time as the Lavason Valley itself. All these valleys were formed by meltwater streams of the „Kalern lobe“ in a later substage (fig. 8), when this glacier tongue melted slowly back to Planitzing (Pianizza) and Eppan (Appiano).

The formation of the whole complicated system of lateral moraines, kame terraces as well as erosive fossil meltwater valleys within the vale of Eppan-Kalern, can only be interpreted in a simple and satisfying way, if a large and slowly vanishing mass of stagnant ice is postulated to have existed within the basin of Kalterer See (fig. 8/ 3-5). This stagnant glacier ice may have been an obstacle for the meltwaters, streaming from the retreating glacier tongue in the north towards the lake basin in the south. North of this hypothetical abutment of stag-

nant ice a thick sequence of glaciofluvial and glaciolacustrine sediments was accumulated for a while (fig. 8/ 3). With the slow downmelting of the stagnant ice the meltwater rivers rather began to erode and several generations of erosional drainage systems were formed here (fig. 8/ 4). The mass of stagnant ice may also have prevented the lake basin from infill of meltwater sediments. Otherwise Kalterer See would not have survived.

Literatur

- Bestle, K.-H. (2005): Geologie der Höhen westlich des Etschtales zwischen Kurtatsch und Fennberg, mit der Erstellung eines Gefahrenzonenplanes für diesen Teil Südtirols.– unveröffentlicht, kombinierte Diplomkartierung und Diplomarbeit am Lehrst. f. Ingenieurgeologie der TU München, 1 geol. Kt. 1 : 10.000; München.
- Blaas, J. (1892): Beiträge zur Geologie von Tirol. Glaziale Ablagerungen bei Meran und Bozen. – Bd. 1, Verh. Geol. Reichsanst., 1892 (8), S. 217-222.
- Bosselini, A. (1998): Geologie der Dolomiten.– 191 S.; Athesia-Verlagsanst., Bozen.
- Brandner, R. & Mostler, H. (1982): Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung. – Exkursionsführer, Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Seis am Schlern, 108 S.; Österr. Geol. Ges., Seis.
- Castiglioni, G.B., Trevisan, L. (1973): La Sella di Appiano-Caldaro presso Bolzano nel Quaternario.– Mem. I.G. Min. Univ. Padova, 29, S. 2-34.
- Costa, J.E. (1984): Physical geomorphology of debris flows.– In: Costa, J.E. & Fleisher, P.J. [Hrsg.] (1984): Developments and applications of geomorphology, S. 268-317; Springer-Verl., Berlin.
- Costa, J.E. (1988): Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows.– In: Baker, V.R., Kochel, R.C. & Patton, P.C. [Hrsg.] (1988): Flood geomorphology, S. 113-122; Springer-Verl., Berlin.
- Coussot, P., Meunier, M. (1996): Recognition, classification and mechanical description of debris flows, Earth-Science Reviews, 40, S. 209-227.
- Davies, T.R.H. (1988): Debris flows – a laboratory investigation.– Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich, 96, 122 S.
- Ebers, E. (1972): Das Quartär des Überetsch.– Schlern, 46 (3), S. 111-119.

- Fuchs, F. (1969): Eine erste ¹⁴C-Datierung für das Paudorf-Interstadial am Alpensüdrand.– *Eiszeitalter und Gegenwart*, 20, S. 68–71.
- Geyer, O.F. (1993): Die Südalpen zwischen Gardasee und Friaul.– *Sammlung Geol. Führer*, 86, 576 S.; Gebr. Borntraeger-Verl., Stuttgart.
- Gwinner, M.P. (1971): *Geologie der Alpen*.– 477 S.; Stuttgart (Schweizerbart-Verl.).
- Habbe, K.-A. (1969): Die würmeiszeitliche Vergletscherung des Gardasee-Gebietes. – *Freiburger geogr. Arb.*, 3, S. 1–254.
- Haeberli, W. (1996): Gletscherschwund, Permafrostdegradation und periglaziale Murgänge im hochalpinen Bereich.– In: Odsson, B. [Hrsg.] (1996): *Instabile Hänge und andere risikorelevante Prozesse, Monte Verità*, S. 163–181; Birkhäuser-Verl., Basel.
- Hantke, R. (1983): *Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihre Nachbargebiete*.– Bd. 3, 730 S.; Ott-Verl., Thun.
- Heissel, W. (1982): *Südtiroler Dolomiten*.– *Sammlg. Geol. Führer*, 71, 172 S.; Gebr. Borntraeger-Verl., Stuttgart.
- Husen, D. van (1982): *Die Ostalpen in der Eiszeit*.– 24 S., 1 Kt.; Geol. B.-Anst., Wien.
- Jerz, H. (1993): *Das Eiszeitalter in Bayern*.– In: *Geologie von Bayern*, Bd. 1, 256 S.; E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandl., Stuttgart.
- Johnson, A.M., Rodine, J.R. (1984): *Debris flow*.– In: Brunson, D. & Prior, D.B. [Hrsg.] (1984): *Slope Instability*, S. 257–361; John Wiley & Sons, Chichester, New York etc.
- Klebelsberg, R. von (1926): *Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*.– *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 14, S. 266–285.
- Klebelsberg, R. von (1935): *Geologie von Tirol*.– 872 S.; Gebr. Borntraeger-Verl., Berlin.
- Klebelsberg, R. von (1949): *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*.– Bd. 2, *Historisch-regionaler Teil*, 1028 S.; Springer-Verl., Wien.
- Moser, H. (1996): *Blätterbach in Aldein*.– 104 S.; Athesia-Verlagsanst., Bozen.
- Penck, A. (1907): *Interglaziale Ablagerungen im Etschthalgebiet*.– *Z. dt. Geol. Ges.*, 59, *Monatsber.*, S. 4–5.f.
- Penck, A., Brückner, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*, Bd. 3.– 1197 S.; Tauchnitz-Verl., Leipzig.
- Scholz, H. (1984): *Westgrönland – ein lebendiges Modell für die Eiszeit im Alpenvorland*.– *Natur u. Museum*, 114 (4), S. 89–103.
- Scholz, H. (1986): *Das Allgäu im Hochglazial – Westgrönland heute: ein Vergleich*. – *Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben*, 90 (1), S. 1–26.
- Stacul, P. (1980): *Eine alte Gehängebrekzie am Mendelhang oberhalb von St. Nikolaus bei Kaltern*. – *Schlern*, 54 (6), S. 289–291.
- Werth, K. (2003): *Geschichte der Etsch*.– 341 S.; Tappeiner Verl., Lana.
- Willerich, S. (2005): *Geologie der Höhen westlich des Etschtales zwischen Tramin und Kurtatsch (Penon), mit der Erstellung eines Gefahrenzonenplanes für diesen Teil Südtirols*. – unveröffentlicht, kombinierte Diplomkartierung und Diplomarbeit am Lehrst. f. Ingenieurgeologie der TU München, 1 geol. Kt. 1:10 000; München.

Manuscript submitted: August 25, 2004
 Manuscript accepted: February 2, 2005

Tafelerläuterungen / Explanation of plates

- 1: Blick über die Talung von Eppan-Kalturn nach SE, von der Barleite zum Unterberg. Die begrünte Verebnungsfläche ist die Kamesterrasse von Kalturn, am Hang des bewaldeten Berges ist die Lateralmoräne von Fuschgalai als leicht nach rechts geneigte gerade Linie zu erkennen. Das Tal dahinter ist das Etschtal.
- 1: View to Unterberg from Barleite in the northwest, across the vale of Eppan-Kalturn (Appiano-Caldaro). The green plain is the kame terrace of Kalturn, the slightly inclined line at the slope of the wooded mountain is the lateral moraine of Fuschgalai. The valley behind that is the Etsch (Adige) Valley.

- 2: Blick auf Kalturn von S her. Bei der breiten Verebnungsfläche handelt es sich um die Kamesterrasse von Kalturn (vgl. Abb. 2).
- 2: View to Kalturn from the south. The large green plain is the kame terrace of Kalturn (see fig. 2).

- 3: Blick von der Mendelpassstraße nach S in Richtung St. Nikolaus. Der bewaldete, nach links (E) gleichmäßig geneigte Rücken ist der Erosionsrest des „Murkames“ oberhalb von Pfuss, das von rechts (W) vom Hang her gegen den Rand des Gletschers geschüttet wurde. Deutlich ist der Gefälleknick an seinem unteren Ende zu erkennen, die Kante, an der das Murkames ursprünglich ans Eis grenzte (vgl. Abb. 4).
- 3: View to St. Nikolaus (S. Nicolo) to the south from the road from Eppan (Appiano) to Mendelpass (Passo della Mendola). The wooded hill gently dipping from right (W) to left (E) belongs to the „fankame“ above Pfuss, originally supplied with debris from the slope on the right hand side (W). There is a typical steep edge at its lower end generated by the glacier which formerly served as an abutment for these sediments (see fig. 4).

- 4: Straßenaufschlüsse in karbonatreichen, diamiktischen und nahezu ungeschichteten Mursedimenten an der Straße von Kurtatsch nach Penon. Es sind zahlreiche, größere, eckige Dolomitblöcke zu erkennen.
- 4: Roadside exposures of diamictic and nearly not stratified debris flow sediments rich in carbonate fragments, at the road from Kurtatsch (Cortaccia) to Penon (Penone). Some of the angular dolomite boulders can be identified.



1



2



3



4