

ge ist nicht selten ungleichkörnig, etwas Muskowit, Albit ist gefüllt, Granat und Biotit sind frisch; akzessorisch neben Titanit und Klinozoisit auch idiomorpher Zirkon.

Metergroße Walzen und Linsen von homogen-massigem Granitgneis bis schlierig-anatexitartigem Gneis in Paragneis und Granat-Glimmerschiefer des Strallegg-Komplexes sind in einem aufgelassenen Steinbruch am SE-Fuß des Burgstall bei Schönaudorf aufgeschlossen. Örtlich sind die leukokraten Anteile diskordant in die Paragesteine eingedrungen. Der Granitgneis ist ungleichkörnig (mit mehrere mm großen Alkalifeldspaten), Quarz ist granoplastisch verformt, Biotit frisch braun, Albit gefüllt; daneben noch Muskowit, Apatit, Granat und idiomorpher Zirkon.

Die Grenze zum Grobgneiskomplex im Liegenden ist nicht leicht zu fassen. Im unteren Teil des Grabens NNE Lehen bis etwa 20 m über der Mündung in den Kroisbach steht Grobgneis an. Darüber, also von 420 m bis in etwa 480 m Höhe, folgen ebenflächige bis plattige, feinkörnig-schuppige Quarzitglimmerschiefer, deren Zuordnung

(Grobgneis- oder Strallegg-Komplex) noch offen ist. Der phyllonitische Granitgneis WSW Reisenbichl wurde in seiner Fortsetzung auf dem westlichen Nachbarblatt zum Grobgneiskomplex gestellt. Doch sollen zur Klärung der Sachlage noch die im Liegenden begleitenden Paragesteine beprobt werden.

Im Bereich Hinteregg (etwa zwischen Lehenfandler und Lehen) ist in der Höhenzone unterhalb von 600 m eine alte (?tertiäre), durch sanfte Mulden und flache Kuppen gegliederte Erosionsterrasse entwickelt.

Die Hangrücken beidseits der Straße hinauf zum Lehenfandler dürften eine über den westlichen Blattrand hinaus reichende Gleitmasse darstellen. Jenseits der Blattgrenze ist nämlich eine für solche Zuordnung einladende, etwas gewundene Geländestufe als mögliche Abrissfläche erkennbar. Am Unterende dieser Masse ist im Prallhang einer ehemaligen Bachwindung ein stark verwitterter, mürber Gneis mit aufgelöstem Gefüge aufgeschlossen, der als Gleitmassenbreccie aufgefasst wird.

Blatt 149 Lanersbach

Bericht 2007 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten auf der Südseite des Tuxer Hauptkammes auf Blatt 149 Lanersbach

JERZY ZASADNI
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 2007 wurde die Südseite des Tuxer Hauptkammes nordwestlich des Zemtals, zwischen Sausteinaste und dem Nordende des Schlegeisstausees vom Talboden bis zum Hauptgrat kartiert (Fläche ca. 40 km²). Der Schwerpunkt lag dabei auf der Kartierung der quartären Ablagerungen und der Rekonstruktion der Gletscherausdehnung im Spätglazial und Holozän.

Das Grundgebirge des kartierten Gebietes besteht aus metamorphen Gesteinen (überwiegend Paragneis, Porphyranitgneis – Zentralgneis) des Tuxer- und Ahornkernes. Da das Zemtal sehr tief eingeschnitten ist, finden sich Moränenwälle und Blockgletscher nur in den Seitentälern und den Karen oberhalb der steilen Karschwellen und Trogwände. Im Talboden überwiegen Formen und Ablagerungen, die in Verbindung mit Massenbewegungen stehen. Die Moränenablagerungen sind lokal erhalten.

Die meisten Moränen und Blockgletscher, die im Kartierungsgebiet vorliegen, kann man zwei übergeordneten Form- und Ablagerungssystemen zuordnen. Das ältere, spätglaziale ist dem Egesenstadium zuzuordnen. Es besteht aus mehrphasigen, blockreichen Moränen und fossilen Blockgletschern. Das jüngere, postglaziale System (hauptsächlich aus der Kleinen Eiszeit) besteht aus Frischformen, markanten Moränen und intakten Blockgletschern.

Schrahnbachkar

Wegen des tief gelegenen Karbodens (2300–2400 m SH) gibt es dort keine Moränen aus der Kleinen Eiszeit. Es lassen sich dort aber sehr gut ausgebildete Moränen des Egesenstadium beobachten, insbesondere im nördlichen Teil des Kars (Grinbergkessel), wo sechs aufeinanderfolgende Moränenwallsysteme vorliegen, die höchstwahrscheinlich den Egesen Stadien I, II, III und ihren Substadien entsprechen. Es ist charakteristisch, dass jüngere Moränen blockreicher sind. Auch die Verteilung der Moränenwälle ist sehr von der Entfernung zu Karwänden abhän-

gig; Moränenwälle finden sich nahe dieser Wände, in der Karmitte sind keine Wälle erhalten.

Nestkar

Ähnlich dem Schrahnbachkar, sind auch im Nestkar keine Moränen der Kleinen Eiszeit vorhanden. In dem kleinen Kar unter der Hinteren Grinbergspitze (2630–2660 m SH) findet sich dagegen ein intakter Blockgletscher (100 m lang und 200 m breit) geringen Ausmaßes mit sichtbarem Eis (Quelltemperaturen 0°C), dessen Entstehung mit der spätholozänen Periglazialzone verbunden ist. Dreihundert Meter südöstlich der Blockgletscherstirn kommen zwei blockige Moränenwälle vor, die vermutlich den früh-holozänen Vorstoßetappen – Schlaten- und Venedigerschwankung – entsprechen. Die stratigraphische Lage dieser Moränen und lichenometrische Messungen weisen darauf hin. Etwas niedriger, in ca. 1800 m SH, findet sich auf der Feld Alm eine massive Endmoräne eines Gletschers, der den ganzen oberen Teil des Nestkars einnahm. Im Graben entlang des Weges ist in einer ca. 10 m hohen Böschung relative gut gerundetes Moränenmaterial mit Lehm und lokalen Geröllen von Ahorngneis aufgeschlossen.

Hauserkar

Im oberen Kartteil, östlich der Realspitze (3039), wurden zwei parallele Moränenwälle kartiert: der längere wird dem Stand von 1850 und der ältere jenem aus dem 17. Jahrhundert zugeordnet. Während der Kleinen Eiszeit flossen von der Realspitze zwei Gletscherzungen herab, eine südliche und eine östliche, deren Gesamtfläche 38 ha ausmachte. Rezent ist nur ein Rest der östlichen Gletscherzunge – der Gletscher Hauser Kees – mit einer Oberfläche von 4,8 ha erhalten. Außer einem kleinen intakten Blockgletscher südlich der Hauser Spitze (2620–2680 m SH) gibt es im Hauserkar keine anderen postglazialen Formen. Gut ausgebildete Moränenwälle und fossile Blockgletscher des Egesen-Stadiums finden sich auch dort, ähnlich wie im Schrahnbachkar, nahe den Felswänden, die das Kar umranden. Während dieses Stadiums bildeten sie in diesem Kar Gletscherzungen, die vom Hauptteil des weniger mit Schutt bedeckten und mitten durch das Kar herabfließenden Gletschers unabhängig waren. Darunter, auf der Pitzenalm, ist eine Seitenmoräne des herabfließenden Gletschers (1760–2000 m SH) erhalten, die Endmoräne

fehlt dort jedoch. Dieser Gletscher erstreckte sich von der Karschwelle bis zum Zemmtal.

Birglbergkar

Im oberen Teil dieses Kars existiert zur Zeit nur ein Gletscher, das Federbettkees (0,54 km²). Er nimmt eine ausgedehnte Verflachung unter dem Hohen Riffler ein. Während des Standes von 1850 erreichte die Ausdehnung dieses Gletschers eine Fläche von 2 km² und reichte bis auf eine Seehöhe von 2450 m hinunter. Er hinterließ deutliche, bis 20 m hohe Moränen. Im Süd- und Nordteil des Kars, unter dem Kleinen Riffler und der Grienerkarspitze finden sich zwei kleine Moränenwälle oder Eiskernmoränenwälle – das sind Übergangsformen zwischen Moränen und Blockgletschern. Morphologische und sedimentologische Erscheinungsformen unter der Grienerkarspitze weisen darauf hin, dass das ein kleiner Blockgletscher war, der während der letzten Vorstoßetappe (1850) durch den Gletscher überfahren wurde. Eine ähnliche Situation liegt auch im Nachbarkar südlich der Realspitze vor. Dank dem Feinmaterial der Moränendecke, die den oberen Teil des Blockwerks bedeckt, ist die Ausdehnung des Gletschers von 1850, der auf den Blockgletscher aufgefahren ist, ausgezeichnet zu erkennen. In diesem Falle bedeckte der Gletscher jedoch nicht den ganzen Blockgletscher. Außerhalb der Moräne des Standes von 1850 und des intakten Blockgletschers kann eine undeutliche, aber sehr blockreiche Moräne erkannt werden. Ihre Genese kann ähnlich wie im Nestkar mit der frühholozänen Vorstoßetappe verbunden sein. Während dieser Vorstoßetappe war der Gletscher ein Drittel größer und 290 m länger als während des Standes von 1850. Seine Gleichgewichtslinie war jedoch im Verhältnis zu den jüngsten Egesen-Stadien viel zu hoch (100–150 m). Außerdem wurde im Ostteil des Kars, unter der Felswand, die Moräne dieses Standes durch den spätholozänen Blockgletscher (zur Zeit nicht aktiv) überfahren, der über 300 m karabwärts hinunterreichte. Während des Egesen-Stadiums gabelte sich der Gletscher auch dort, ähnlich wie im Hauser Kar. Die Gletscherhauptzunge erreichte die Karschwelle und floss wahrscheinlich zum Zemmtal hinunter. Von ihr blieb ein Fragment einer blockreichen Moränendecke erhalten, die am Abhang östlich der Kasselalm nahe des Berliner Höhenweges bis 2120 m SH reichte. Das bedeutet, dass der Gletscher an dieser Stelle 120 m mächtig und 550 m breit war.

Wesendlekar

Im oberen Teil des Kars liegen Schnee- und Eisstreifen. Das sind Reste des Gletschers von 1850, der 30 ha groß war und dessen Stirn bis auf 2685 m SH hinunterreichte. Darunter, westlich des Wasendlekarsees, ist auf dem steilen Abschnitt des Karbodens eine doppelte rechte Seitenmoräne des Egesen-Stadiums I anzutreffen. Während der größten Ausdehnung reichte sie bis 2510 m SH. Dies kann der Höhe der Gleichgewichtslinie des nach Süden gerichteten Gletschers während dieses Stadiums entsprechen. Noch tiefer findet sich eine sehr gut ausgebildete linke Seitenmoräne dieses Stadiums (bis zu einer Höhe von 8 m; 2100–2215 m SH). Diskordant zu dieser liegt ein großer fossiler Blockgletscher, der sich in zwei Hauptzungen teilt. Die kleinere (370 m lang) endet im Wasendlekarsee (2366 m SH), die größere (750 m lang) reicht bis auf 2170 m SH hinunter. An seiner Oberfläche sind Fließstrukturen erhalten geblieben; außerdem besaß dieser Gletscher eine relative steile und hohe Stirn. Dies ist der größte und der am weitesten hinunterreichende fossile Blockgletscher im kartierten Gebiet. Sein Material stammt von Bergstürzen (oder einem einzigen Bergsturz) aus dem Gipfel des Schönlahnerkopfes (2707) beim Kleinen Riffler. Der Gletscher ist bestimmt jünger als Egesen I, die Stellung seiner

kleineren Zunge dagegen zeugt davon, dass er aktiv sein musste, als die Depression des Wasendlekarsees eisfrei war. Höchstwahrscheinlich entstand der Gletscher in der letzten Etappe des Egesen-Stadiums (III?) oder im Frühholozän.

Friesenbergkar (und Lapenkar)

Im Abflussgebiet des Lapenkarbachs im Vorfeld des Friesenbergkees kommen deutliche Moränen der Kleinen Eiszeit vor. Sie finden sich jedoch außerhalb des kartierten Gebiets. Oberhalb des Friesenbergsees dagegen endet der aktive Blockgletscher an der Felschwelle in 2640 m SH, in dessen Wurzelzone auch undeutliche Moränen des Standes von 1850 vorliegen. Der Gletscher, der sie bildete, verschwand vollkommen, der erwähnte Blockgletscher dagegen ist aktiv. Dies belegen ausgezeichnet ausgebildete Fließformen, Schnee- und Eisstreifen an seiner Oberfläche, eine steile (ca. 45°) Stirn und die niedrige (ca. 1°C) Temperatur der Quelle, die am Fuße seiner Stirn entspringt. Der Ostteil des Gletschers zerfällt auf der Felschwelle und schüttet eine imposante 200 m hohe Schutthalde auf, die bis zum Friesenbergsee hinunter reicht. Daneben, am Südhang des Hoher Rifflers, liegt mächtiges Blockwerk eines großen Bergsturzes und ein kleiner fossiler Blockgletscher. Es besteht kein Zweifel, dass der Friesenbergsee infolge des Toteisschmelzens entstand. Es zeugen davon stellenweise markante, steile Seeuferböschungen aus Moränenmaterial. Da dieser See unterhalb der spätholozänen Moränen und Blockgletscher (Kleine Eiszeit) und oberhalb der jüngsten Moränen des Egesen-Stadiums (Jüngere Dryas) situiert ist, konnte er frühestens während der Rückzugsphase des Egesen-Stadiums III entstehen, d.h. im Frühholozän. Im unteren Teil des Lapenkar markiert ein gut erhaltener Moränenwall das Egesen-Stadium. Volle Sequenzen der Moränen dieses Stadiums sind am linken Talabhang situiert. An der rechten Seite dagegen, am Anfang des Lapenkar, ist nur die Moräne des Egesen Stadiums I erhalten. Ähnlich wie auf der Elsalp nördlich des Tuxer Hauptkammes, kann man die Moränen des Egesen Stadiums im Lapenkar drei verschiedenen Vorstoßperioden zuordnen. Die Moräne Egesen I teilt sich in 2160 m SH in zwei massive Wälle. Ähnlich wie auf der Elsalp ist der Verlauf des Moränenwalls Egesen II fast parallel und näher dem Wall von Egesen I als jenem von Egesen III. Während des Egesen Stadiums III erreichte der Gletscher die Schwelle des Lapenkar nicht. Seine Stirn befand sich in einer Höhe von 2050 m. Etwas höher finden sich mindestens vier rezessive Moränenwälle, die von kleinen Fluktuationen und Ständen während der Rückzugsphase nach dem Egesen Stadium III zeugen. Auf der Felschwelle zwischen dem Lapenkar und Friesenbergkar finden sich parallele Streifen von Moränenmaterial, welche die Gletscherseitenkante, wahrscheinlich während des Stadiums Egesen II und III, markieren. An den Abhängen unterhalb Peterkopfls finden sich kleine fossile Blockgletscher, die quer zu den Moränen Egesen I (und vielleicht auch Egesen II) verlaufen. Sie entsprechen der Vorstoßetappe von Egesen III (oder auch Egesen II).

Die zu Egesen I diskordanten und blockreicheren morphologischen Erscheinungsformen der jüngeren Vorstoßetappen des Egesen Stadiums (II und III) bestätigen im Kartierungsgebiet die Ergebnisse anderer Untersuchungen aus den Ostalpen, welche auf kontinentaleres Klima in der Zeit ihrer Bildung hinweisen.

Zemmtal

Spätglaziale Gletscherstände hinterließen entweder keine deutlichen Wälle im Zemmtal oder diese Wälle wurden durch Massenbewegungen zerstört. Eine Ausnahme bildet das Blockwerk in Ginzling. Es handelt sich bei die-

sem um schwach abgerundete eckige Zentralgneisblöcke mit einem Durchmesser von einigen Metern. Die Blöcke bilden zum Tal parallele Rücken zwischen Toteislöchern. Das ganze Blockwerk ist bogenförmig angeordnet und erstreckt sich quer über das Tal. Eine größere Anhäufung von Blöcken liegt an der linken Seite des Zemmbachs vor, an der rechten Seite finden sich nur einzelne Blöcke. Diese Form ist ein gutes Beispiel einer Bergsturzmoräne. Sie entstand infolge eines Bergsturzes, dessen Gesteinsmassen auf die Oberfläche des Gletschers stürzten (wahrscheinlich von der linken Talflanke) und nachher umgelagert und deponiert wurden. Es ist schwer, etwas über die Herkunftsstelle des Gesteins und das Alter dieser Ablagerungen zu sagen. Sicher ist, dass sich zu dieser Zeit der Gletscher aus dem Zemmtal und jener aus dem Floitental nicht berührten. Es ist nicht bekannt, ob diese Form eine klimatisch induzierte Gletschervorstoßetappe oder ein Bergsturzereignis während der Rückzugsphase des Gletschers dokumentiert. Eine größere Anhäufung groben, aber gut gerundeten Moränenmaterials kommt auf der Ingentalm, oberhalb des Kraftwerks Rosshag vor, was möglicherweise belegt, dass der dendritische Gletscher des Zemmtales während einer spätglazialen Gletscherstandsphase bis dorthin reichte. Ein großer Streifen Grundmoräne bedeckt auch den Abhang oberhalb Breitlahner und die Abhänge nördlich des Schlegeisstausees.

Bergsturz bei Ginzling

Am Abhang bei Ginzling, oberhalb des Nestkar, findet sich ein imposanter Bergsturz mit einer Oberfläche von

3,3 km² und einer vertikalen Erstreckung zwischen 1000 und 2300 m SH. Er hat eine sehr gut ausgebildete Abbruchnische. Im oberen und mittleren Teil stehen viele stark zertrümmerte Felsmassen an. Im unteren Teil dagegen dominieren Blockwerk und Hangschutt. Unterhalb der westlichen Kante der Abbruchnische liegt Moränenmaterial vor, das wahrscheinlich von der linken Seitenmoräne jenes Gletschers stammt, der das Nestkar einnahm. Diese Moräne wurde mit dem Bergsturz umgelagert und mit Blockwerk gemischt. Der östliche und niedrigere Teil dieses Bergsturzes (Bödenalm) ist durch eine innere Abbruchnische vom Rest des Bergsturzes getrennt. Er wurde weiter in Richtung des Tals umgelagert und liegt isoliert von der Hauptmasse des Bergsturzes. Über der Oberkante der Hauptabbruchnische in ca. 2600–2650 m SH erstreckt sich im Nestkar eine Massenbewegung, die deutlich ausgebildete versackte Felsrücken und Zerrspalten zeigt. Sie verlaufen parallel zu lithologisch-tektonischen Lineamenten.

Weitere Massenbewegungen im Zemmtal

Eine ähnliche Form wie in Ginzling, aber etwas kleiner (0,6 km²), findet sich auf der Alblalm, südöstlich der Sautsteinaste, am rechten Abhang des Zemmtales. Nahe diesem Bergsturz sind beide Talseiten durch kegelförmige Bergsturzmassen bedeckt. Gleichartige, aber größere Formen, finden sich zwischen dem Rosshag und dem Wasedlekar. Die beiden Formen zeigen gut erhaltene Abbruchnischen. Im Falle des Bergsturzes im Wasendlewald konnten oberhalb der Nische Sackungsstrukturen kartiert werden.

Blatt 154 Rauris

Bericht 2006 und 2007 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris

GERHARD PESTAL

In den Jahren 2006 und 2007 wurden Revisionskartierungen in der Seidlwinkl-Decke zwischen der Scheitelstrecke der Großglocknerstraße, der Weißenbachscharte und dem Seidlwinkltal durchgeführt.

Das Gebiet schließt nördlich des Alpenhauptkammes an das von J. HELLERSCHMIDT-ALBER und G. PESTAL in den Jahren 2001 und 2002 revidierte Gebiet zwischen Heiligenblut, dem Großen Fleißtal und der Weißenbachscharte an. Die geologischen Grundzüge des Bereichs zwischen dem Rauris- bzw. dem Hüttwinkltal und der Großglocknerstraße sind durch die qualitätsvollen Manuskriptkarten des Seidlwinkltales, des Sulzbachtales, des oberen Wolfbachtales und des Diesbachkars, die G. FRASL bereits in den Fünfzigerjahren für die Geologische Bundesanstalt kartierte, gut bekannt. Diese wurden nun großteils übernommen, in einigen Abschnitten aber auch ergänzt und auf den aktuellen Stand gebracht.

Ziele der Nachbearbeitung und daraus resultierende Revisionen:

- 1) Schließung der Kartierungslücken in den vorhandenen Manuskriptkarten.
- 2) Aufnahme wichtiger Leithorizonte zur Entschlüsselung der Tektonik.
- 3) Revisionskartierungen in jenen Bereichen, die es ermöglichen, bekannte Gesteinseinheiten lithostratigraphisch entsprechend dem aktuellen Stand der Wissenschaft zu typisieren und zu ordnen.

In diesem Zusammenhang bildete die Differenzierung und Zuordnung der verschiedenen siliziklastischen Metasedimente und Quarzite zu den entsprechenden lithostratigraphischen Einheiten den Schwerpunkt der Untersuchungen. Die nachfolgend kurz erläuterten Ergebnisse betreffen vor allem die Wustkogel-Formation (Perm und Untertrias), die Piffkar-Formation (helle karbonatfreie Quarzite und Chloritoid führende Schiefer der Obertrias), die Schwarzkopf-Formation (dunkle Quarzite und Graphitschiefer des Unterjuras) und die in der Brennkogel-Formation häufig auftretenden flyschartigen Karbonatquarzite der Unterkreide.

Wustkogel-Formation (Perm und Untertrias)

Diese Gesteinsformation wurde von FRASL (Jb. Geol. B.A., 1958) nach dem 2507 m hohen Wustkogel (als „Wustkogelserie“) benannt. Dieser eher unscheinbare Berg der Glocknergruppe befindet sich zwischen dem Diesbachtal und dem obersten Seidlwinkltal, nordöstlich des Hochtores, gleichsam im Mittelpunkt des Kartierungsgebietes. In seinem Gipfelaufbau befindet sich ein mächtiges Vorkommen siliziklastischer Metasedimente des Perms und der Untertrias. Den permischen Anteil ihres Gesteinsbestandes vertreten helle Arkosegneise bis Arkosequarzite. Es handelt sich um Phengit führende, weiß-grünlich gesprenkelte, plattige bis grob gebankte Gesteine, die oft massenhaft reliktsche Kalifeldspate enthalten. Nimmt der Felspatgehalt ab, so gehen sie ohne scharfe Grenze in grünlich-weiße Phengitquarzite über. Horizonte mit Porphyroid- und Gneisgeröllen markieren ihre stratigraphische Basis, wie bereits G. FRASL vermutete. Der stratigraphisch höhere, in die Untertrias gestufte Anteil dieser Formation besteht aus