

Weiter nach Westen, im Griererkar bei der Grieralm, kann man Moränen zweier Vorstöße unterscheiden: einen älteren, schwach erhaltenen und einen jüngeren mit zwei hohen Seitenmoränenwällen (wahrscheinlich Äquivalent der Elsalm III). Etwas höher, auf der Felsschwelle (2000 m ü.M.), trennt sich von der rechten Seitenmoräne der jüngere Vorstoß in Form einer wuchtigen Moränenzunge ab. Sie ist 500 m lang, 150 m breit und hat eine hohe, steile Stirn. Die Morphologie dieser Zunge ist dem fossilen Blockgletscher ähnlich. Oberhalb der Felsschwelle im Boden des Griererkars sind die Moränenablagerungen meistens mit Schuttkegeln und Murenablagerungen bedeckt.

Im Bodenkar haben sich Moränen zweier separater Gletscher erhalten – im nördlichen Teil und südlichen Teil des Kars. Im südlichen Teil des Kars geht die jüngere Moräne allmählich in die hohe Stirn eines Blockgletschers über, der die ältere Moräne überlagert. Auf diese Weise bilden dort zwei aufeinanderliegende Vorstoßstadien eine Stirn mit einer Höhe von 60 bis 80 m.

Das Nachbar-Kesselböden bedeckt den Blockgletscher mit zwei deutlichen Stirnen, die mit zwei verschiedenen Bildungsetappen verbunden sind. Die Oberfläche des jüngeren, Blockgletschers ist reich an Spalten, die infolge des Abschmelzens des Interstitialeises oder eines Eiskerns entstanden. Am Fuße dieser Stirn (rund 40 m) ist eine ausgedehnte Blockschürze aufgeschüttet. Sowohl im Karboden als auch im Kesselboden kommen auf den Oberflächen der Blockgletscher viele Blöcke von einem Durchmesser über 10 m (bis zu 30 m) vor. Außer den Blockgletschern liegt im Kesselboden auch eine undeutliche, doppelte, blockreiche Moräne vor. Sie wurde durch den Gletscher geformt, der bis zum Haupttal nahe Hintertux reichte (1500 m ü.M. – Äquivalent Elsalm III-IV). In der Umgebung der Kleegrube und auf dem flachen Rücken unterhalb des Spannagelhauses (2320–2100 m ü.M.) gibt es außerdem Überreste der Moränenwälle des jüngeren Vorstoßes.

Im untersuchten Gebiet entsprechen die Moränen der Vorstoßetappen Elsalm III, IV und V wahrscheinlich dem Egesen-Stadium (Schneegrenzdepression – 305–345 m). Sie sind durch frisch wirkende Formen und überwiegend grobes und kantiges Moränenmaterial gekennzeichnet. Stellenweise werden diese Moränenwälle von fossilen Blockgletschern begleitet. Ältere Moränen (Äquivalent Elsalm I und II) könnten dem Gschnitz- (Schneegrenze 2010 m ü.M) und Daun-Stadium entsprechen

Moränen aus der „Kleinen Eiszeit“ und holozäne Blockgletscher

Im untersuchten Gebiet gibt es einige Systeme von Moränenwällen, die mit den verschiedenen Vorstoßetappen der neuzeitlichen Gletscherstände zu korrelieren sind. Die größten und bestausgebildeten Moränen stammen aus dem Jahr 1850. In dieser Zeit gab es im untersuchten Gebiet fünf Gletscher mit einer Gesamtoberfläche von

7,9 km². Der größte Gletscher Tuxer Ferner (5,5 km²) hinterließ eine scharfe, rechte Moräne mit einer Höhe von 35 m, die sich von 2580 m bis 2070 m erstreckt und einem Volumen von ca. 1,46 Mill. m³ hat. Der Vorstoß aus dem Jahr 1920 hinterließ deutliche Moränenwälle auf fast allen Gletschervorfeldern. Im Arbeitsgebiet kommen zusätzlich undeutliche Moränen aus dem Jahr 1890 (Tuxer Ferner) vor. Im Vorfeld des Gefrorne-Wand-Keeses findet sich eine schmale Blockmoräne aus dem Jahr 1980 und zwei Moränenwälle aus der Zeit vor dem Jahr 1850. Die Schneegrenze der Gletscher des Vorstoßes aus dem Jahr 1850 betrug 2640–2750 m auf der nördlichen Seite des Hauptkamms rund.

Im kartierten Gebiet finden sich auch einige kleinere intakte (? aktive und inaktive) Blockgletscher. Auf der Oberen Schwarzen Platte (2620 m ü. M.) liegt ein 150 m langer Blockgletscher, der durch die Blöcke aus dem Moränenwall des Jahres 1850 genährt wurde. Eine ähnliche Größe hat ein Talus-Blockgletscher südlich der Lärmstange. Auf der nördlichen Seite des Grats Rauheck finden sich zwei Blockgletscherzungen, die rund 400 m lang sind. Sie werden durch Blöcke genährt, die infolge der Verwitterung in situ entstehen. Ein größerer Blockgletscher im Karboden kommt am Nordwest Abhang der Grierkarspitze vor. Stellenweise ist er mit Schutt bedeckt. Unterhalb seiner Stirn erstreckt sich eine 420 m lange Zunge, die aus großen, direkt auf dem Felsuntergrund lagernden Blöcken besteht – dies ist Bergsturzmaterial, das infolge eines einmaligen Bergsturzereignisses abgelagert wurde. Im Kar unter dem Gipfel Schmitzenberg findet sich ein kleiner (100 × 50 m) Blockgletscher, der aus Kalkmarmor aufgebaut ist. Ein nicht viel größerer aber mächtiger und gut ausgebildeter Blockgletscher wurde nördlich des Höllensteins aufgenommen.

Massenbewegungen

Die Nordabhänge von Am Flach, sowie des Tettensjochs und Schmitzenbergs sind durch Bergzerreißungsphänomene dominiert. Auf der flachen Gipfelebene von Am Flach und Tettensjoch sieht man ein dichtes Netz von schichtparallelen und -querenden Spalten sowie Doppelgrate. Die Nordabhänge sind bis zum Boden des Tuxertals mit Blockwerk bedeckt. In zwei gut ausgebildeten Karen, die wahrscheinlich aus Ausbrüchnischen entstanden, finden sich kleine, spätglaziale, blockreiche Moränenwälle und fossile Blockgletscher. Auf dem Schmitzenberg sieht man u.a. eine Fortsetzung der Dislokation, die für die Entstehung der Verwerfung Schmitzenloch verantwortlich ist. Das ist eine schmale (20–50 cm), sehr tiefe und fast senkrechte Spalte im Kalkmarmor. Außerdem gibt es im Zembachtal, unterhalb der steilen Felswände riesige Kegels aus lokalem Blockwerkmaterial. Nicht selten erreichen einzelne Blöcke des Porphyrganitgneises einen Durchmesser von mehr als zehn Metern.

Blatt 164 Graz

Bericht 2006 über geologische Aufnahmen auf Blatt 164 Graz

AXEL NOWOTNY

Die Kartierung des Jahres 2006 betraf den Bereich zwischen Mühlgraben bzw. Römerweg im W und der Raabklamm im E des Kartenblattes. Im Norden wird das Kartierungsgebiet durch das Grazer Paläozoikum, im Süden

durch das Auftreten neogener Sedimente des Grazer Beckens begrenzt.

Die durchgehend besten Aufschlüsse finden sich im Bereich der Raabklamm. Die Grenze zwischen Grazer Paläozoikum und dem Kristallin verläuft entlang von Störungszonen von Grillbichl im E entlang des Schwarzgrabens bis N Garrach. Weiter gegen W ist der Grenzverlauf versetzt und verläuft etwas südlich von N Hammersberg bis zum Fuchskogel. Entlang des Schöckel-Baches reicht

das Kristallin ab dem Fuchskogel weit nach N zumindest bis in das Gebiet von Plenzengreith. Die in diesem Bereich anstehenden Glimmerschiefer bis Gneise (teilweise Granat führend) sind stark mylonitisch überprägt, im Bereich zwischen dem Schöckelkreuz und der Raabklamm, vor allem im Schwarzgraben, zusätzlich stark kataklastisch beansprucht. Es sind schwarze, teilweise brecciöse, meist dünnplattige Schiefer; sie enthalten häufig Karbonatkomponenten und zerbrechen grusig. Der kataklastische Bereich ist mehrere Zehnermeter mächtig, der mylonitisch überprägte Bereich deutlich größer und nicht nur auf den Randbereich des kristallinen Anteiles des kartierten Gebietes beschränkt. Die Karbonate im Grenzbereich zum Kristallin sind vor allem rauwackig verwitternde Breccien und dünnplattige Karbonatschiefer. Massige Quarzite und Serizitquarzite, die im Bereich des Schwarzgrabens SE von Schachen und SW des Fuchskogels direkt im Grenzbereich zum Schöckelkalk angetroffen wurden, könnten der Raasberg-Formation zugezählt werden.

Gegen Süden folgen Glimmerschiefer mit gneisigen Zwischenlagen. Es lassen sich zumindest zwei unterschiedliche Vergesellschaftungen unterscheiden: die meist basal des Grazer Paleozoikums auftretenden kristallinen Schiefer und die große Masse im Süden des Grenzbereiches zum Grazer Paläozoikums. Bei den ersteren handelt es sich dabei um blaugraue bis grüngraue Glimmerschiefer, meist Granat führend und durchwegs rostbraun verwitternd. Die gneisigen Partien zeichnen sich durch einen massigeren Habitus als die Glimmerschiefer aus. Diese durchwegs mylonitischen Gesteine zeigen im Dünnschliff eine deutliche Hornblendeführung. Diese konnten von Klamm im W des kartierten Gebietes bis E des Fuchskogels beobachtet werden. Gute Aufschlüsse dieser Gesteine finden sich sowohl am Rabnitzberg als auch in einem aufgelassenen Steinbruch E des Fuchskogels an der Landesstraße Richtung Hammersberg. Ihre weitere Verbreitung gegen E konnte aus dem bis jetzt aufgesammeltem Probenmaterial nicht nachgewiesen werden, da die Gesteine in der gleichen Position nahe Grillbichl E der Raabklamm keine Hornblendeführung zeigen. Der Großteil der wahrscheinlich im Liegenden der Hornblende führenden Glimmerschiefer und Gneise auftretenden Gesteine sind sowohl Granat und Staurolith führende Glimmerschiefer und Gneise, welche im W des kartierten Bereiches von der Ruine Ehrenfels bis in das Gebiet des Schöckelkreuzes reichen, als auch pegmatitische Gneise und Glimmerschiefer. Der Übergang der Granat und Staurolith führenden Gesteine zu pegmatitischen Glimmerschiefern und Gneisen scheint fließend zu sein. Letztere zeigen ein breites Spektrum von Granat führendem Alkalifeldspat-Plagioklas-Biotit-Muscovit-Glimmerschiefer S Diepoldsberg zu Disthen-Haufwerk führendem Granat-Biotit-Glimmerschiefer im Bereich des Erzgrabens und Granat führendem Plagioklasaugengneis in einem aufgelassenen Steinbruch E vom Boxhof, wobei eine kartenmäßige Trennung nicht möglich ist.

Pegmatite finden sich als Einschaltung innerhalb der Glimmerschiefer- und Gneisabfolge teils als geringmächtige Einschaltungen s-parallel, teils aber auch als mehrere Zehnermeter mächtige Stöcke.

Sowohl N als auch S von Guttenberg tritt im Bereich der Raabklamm direkt im Liegenden mächtiger Pegmatitkörper Tremolit führender Marmor und Kalksilikatfels auf. Es handelt sich dabei um mittel- bis grobkristalline schmutzigweiße, teilweise leicht gebänderte, bankige Marmore, häufig mit rostbrauner Verwitterungsfarbe.

Mehrere Deckschollen von Schöckelkalk finden sich z.T. weit südlich des Grenzbereiches. Die größte Scholle im Schöckel-Nahbereich ist die des Tegetthoffsteines. Weiter südlich zwischen St. Radegund und Diepoldsberg treten weitere Deckschollen, bestehend aus rostbrauner Kalkbreccie und gebändertem Schöckelkalk, noch etwas weiter südlich im Moorbachgraben vor allem aus Kalkbreccie auf.

Weitere Vergleichsbegehungen fanden im Bereich der Raabklamm N Oberdorf auf Blatt 165 Weiz statt. Auffallend war die deutlich unterschiedliche Lithologie. Gegenüber dem Kristallin im Gebiet von St. Radegund fanden sich mächtige Amphibolit- und Kalksilikatgesteinsvorkommen, wie sie im nördlichen Bereich der Raabklamm nicht beobachtet werden konnten. Pegmatit konnte nicht aufgefunden werden. Die Glimmerschieferanteile, soweit sie beobachtet werden konnten, ähneln dem pegmatitischen Biotit-Glimmerschiefer im Gebiet um St. Radegund.

Das Einfallen der Schichtflächen ist nicht sehr einheitlich. Generell fällt die prägende Schieferung relativ flach nach NW beziehungsweise SE ein. Die Faltenachsen verlaufen durchwegs NE-SW.

Die neogene Bedeckung konnte lediglich im Bereich Kickenheim (siehe Bericht 2005) und Rabnitz beobachtet werden. Fragliches Neogen tritt nördlich von Grillbichl nahe der Raabklamm in Form von gerundeten Grobklastika, allerdings ohne Feinmaterial, auf. Es scheint sich zwar um Lokalmaterial zu handeln, aber die starke Kantenrundung lässt doch einen beträchtlichen Transport vermuten. Möglicherweise ist dieses Sediment mit der miozänen Geröllüberstreuung (Quarzgerölle auf Grundgebirge z.B. im Raum W Wenisbuch; E. MOSER, 1983) zu vergleichen. Die neogene Bedeckung W von Rabnitz wie auch Kickenheim besteht aus einer Wechsellagerung von grauen rostbraun verwitternden Grob- und Mittelsanden, weiters graublauem Schluff.

Blatt 173 Sölden

Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Komplex auf Blatt 173 Sölden

GERLINDE HABLER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das Arbeitsgebiet umfasst den tektonischen Grenzbereich zwischen den vorwiegend prä-Kretazisch polymetamorph geprägten Gesteinseinheiten des Ötztal-Stubai-Komplexes (sensu strictu; OSC) und dem im SE angrenzenden, kretazisch monometamorph geprägten Schneeberger Zug (SC). Letzterer bildet eine lithologische und tek-

tonische Subeinheit des Texel Komplexes (SÖLVA et al., 2005), welcher kretazisch eine eklogit- bis druckbetont amphibolitfazielle Metamorphose erfahren hat. Hauptziel der Arbeit war eine lithologische und strukturelle Charakterisierung der Gesteinseinheiten im Hangenden des Schneeberger Zuges, um die Intensität und Verbreitung kretazischer Deformation sowie kretazische tektonische Grenzen im OSC festzustellen.

Bezüglich der lithologischen Gliederung des OSC ist festzuhalten, dass aufgrund der beiden hochtemperierten penetrativen Faltungsphasen die lithologischen Kontakte nicht parallel zu den Hauptschieferungsflächen verlaufen müssen, auch wenn großteils eine vollständige Einrotation