

Kartenwerk im UTM-System

Die Blattnamen und Blattnummern beziehen sich auf die Kartenblätter aus der Reihe „Österreichische Karte 1:50.000-UTM“ und werden ab 2016 mit den internationalen Blattnamen angegeben.

Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARTIN REISER

Geologische Neuaufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin (Ötztal-Decke) erfolgten im Zuge der routinemäßigen Landesaufnahme auf Kartenblatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. Das kartierte Gebiet befindet sich auf der westlichen Flanke des Senderstals, von Salfains (2.000 m, alle Angaben in Meter über Adria) im Norden, über Grieskogel (2.158 m), Breitschwemmkogel (2.264 m), Angerbergkopf (2.399 m) und Schaflegerkogel (2.405 m) bis zum Kreuzjöchl (2.300 m) im Süden. Darüber hinaus wurden Übersichtsbegehungen in der Axamer Lizum, im Bereich des Kastengrats, im hinteren Mutterbergtal, im Langental und im Habichtmassiv durchgeführt. Für das Untersuchungsgebiet liegen Kartenunterlagen von EGGLESEDER (2012), BREITFUSS (2016) und NITTEL (2011) vor.

Lithologiebeschreibung

Die Gesteine im untersuchten Gebiet bestehen überwiegend aus Metasedimenten (Paragneis bzw. Glimmerschiefer) mit untergeordneten Einschaltungen von Orthogneis und Amphibolit.

Granat-Stauroolith-Sillimanit-Glimmerschiefer

Die dominierende Lithologie im untersuchten Gebiet stellen Glimmerschiefer dar. Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Ms + Bt + Qtz + Pl + St ± Grt ± Tur ± Sil (Fibrolith) ± Ky. Akzessorisch treten Apatit, Epidot, Turmalin (bis 3,5 mm), Titanit, Ilmenit, Rutil und Zirkon auf. Quarzitische Bereiche im Glimmerschiefer verwittern ockerfarben (z.B. Linse nördlich des Angerbergkopfes), ansonsten sind die Glimmerschiefer rostbraun bis grau. Die Glimmerschiefer zeigen eine ausgeprägte Schieferung und eine Wechsellagerung von Glimmer-, Feldspat- und Quarzlagen im mm- bis cm-Bereich. Letztere sind oft boudiniert. Generell zeigen die Glimmerschiefer sowohl mikro- als auch makroskopisch eine starke Verfallung.

Granat und Stauroolith werden bis zu mehrere Zentimeter groß. Ersterer zeigt oft einen trüben Kern mit klarem Anwachssaum. Sillimanit tritt in der Regel als Fibrolith auf, kann aber vereinzelt auch mit prismatischem Habitus im Dünnschliff beobachtet werden. Poikiloblastischer Plagioklas überwächst verfaltete Glimmer.

Paragneis

Im Bereich von Salfains und südlich des Kreuzjöchls sind Biotit-Plagioklas-Gneise bis Muskowit-Biotit-Gneise aufgeschlossen, die als Paragneis angesprochen werden. HAMMER (1929) fasst diese Gesteine unter „Biotit-Plagioklas-Gneise, Schiefergneise und Gneisglimmerschiefer“ zusammen.

Lagenweise, teilweise auch graduelle Wechsel von Paragneis und Glimmerschiefer (i.e. Glimmer-dominierte Bereiche zu Feldspat- und Quarz-dominierten Bereichen) erschweren die eindeutige Abgrenzung. Insgesamt ähneln diese Übergänge sedimentären Strukturen und werden daher als primäre Strukturen angesehen (cf. PURTSCHELLER & MPOSKOS, 1971). Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Qtz + Pl + Ms ± Bt ± Chl ± Grt ± St ± Sil (Fibrolith) ± Ky ± Cld. Akzessorisch treten Tur ± Zrn ± Ap ± Ttn ± Rt ± Ilm auf. Bereits makroskopisch lassen sich lokal große poikiloblastisch gewachsene Feldspatknoten beobachten. Im Dünnschliff fällt die starke Serizitisierung der Plagioklasse auf. Idiomorph bis hypidiomorph gewachsener Granat, teilweise von Biotit ersetzt, zeigt Einschlüsse von idiomorphem Stauroolith. Teilweise wird er auch von großen Stauroolithblasten überwachsen. Im Dünnschliff tritt Sillimanit sowohl als Fibrolith, als auch mit prismatischem Kristallhabitus auf. Kyanit kann ebenfalls beobachtet werden. Dieses Gefüge wird von lepidoblastischem Glimmer – überwiegend Biotit – in Nestern und Aggregaten vorkommend, überwachsen. Generell ist der Anteil an Glimmermineralen und Akzessorien jedoch deutlich geringer als im Glimmerschiefer. Eine schwache retrograde Überprägung ist anhand von chloritisiertem Biotit feststellbar.

Amphibolit

Kleinere Linsen treten untergeordnet im Gesteinsverband auf. Diese ziehen z.B. bei der Salfainsalm E-W streichend über den Grat, bzw. im Süden vom Kreuzjöchl über das Senderstal zum Gamskogel. Der Amphibolit bildet dunkle, massige Gesteinskörper, die wenig bis gar nicht geschiefert sind und dunkelgrün bis grau verwittern. Biotit bildet eine schwache Schieferung aus, während die Bänderung durch Wechsellagerung von Hornblende-Biotit-dominierten Lagen mit Plagioklas-Epidot- und Klinozoisit-dominierten Lagen hervorgerufen wird.

Mineralogisch besteht der Amphibolit aus Hbl + Pl + Grt + Bt + Czo + Cal + Ttn ± Rt ± Ilm ± Ms (Ser) ± Chl. Als Akzessorien treten Ttn ± Rt ± Ilm ± Ep ± Zrn ± Ap auf. Titanit zeigt Rutil- bzw. Ilmeniteinschlüsse.

Das nematoblastische Gefüge ist stark rekristallisiert. Plagioklas zeigt meist eine deutliche Serizitisierung und Saussuritisierung und wächst poikiloblastisch (Feldspatknotenbildung). Die Hornblende ist teilweise mit Aktinolith verwachsen.

Orthogneis

Im Untersuchungsgebiet treten untergeordnet Orthogneislinsen (z.B. am Bergrücken nördlich des Grieskogels) auf, die sich oft aufgrund ihrer helleren Verwitterungsfarbe und einem massigeren Erscheinungsbild von den umgebenden Metasedimenten abheben. Der Orthogneis zeigt lokal kleine Feldspat-Augen, das granitische Gefüge wurde jedoch durch Verfaltung und Deformation stark überprägt, sodass sich die Unterscheidung zum flaserigen Paragneis oft auch schwierig gestalten kann. Der Mineralbestand des Muskovit-Biotit-Granitgneises setzt sich zusammen aus $Qtz + Fsp + Ms + Bt + Ap \pm Zrn + Ep$.

Im Dünnschliff zeigen sich Titanentmischungen im Biotit (Sagenitgitter) und für Kalifeldspäte charakteristische Verzwillingungen (Mikroklingitterung). Plagioklase sind durch polysynthetische Zwillinge und Saussuritisierung gut zu erkennen.

Struktur

Lokal kann anhand von lithologischen Kontakten eine primäre Schieferung (S1) eingemessen werden, die durch nachfolgende Deformationen ereignisse verfaltet wird. Entlang des Grates konnte sie im nördlichen Bereich meist mit einem mittelsteilen N- bis NE-Einfallen eingemessen werden.

Strukturell betrachtet, befindet sich das kartierte Gebiet am nördlichen Schenkel einer SW-vergenten Synform, deren Faltenachse durch den Gipfel des Schwarzorns verläuft. BREITFUSS (2016) postuliert eine NE-einfallende Faltenachse für die Schwarzornsynform. Anhand der Auswertung der Strukturdaten aus der vorliegenden Kartierung ergibt sich jedoch eine WNW-ESE streichende Faltenachse mit einem flachen Einfallen nach Ost. Dies deckt sich mit dem großräumlichen Kartenbild und mit den Angaben von EGGLSEDER & FÜGENSCHUH (2013) für großmaßstäbliche, präalpine Falten (D2).

Die Hauptschieferung (S2) ist eine penetrative Achsenflächenschieferung zur großmaßstäblichen Verfaltung (S2 sensu BREITFUSS, 2016; D2 bei EGGLSEDER & FÜGENSCHUH, 2013). S2 streicht ca. E-W bis WNW-ESE und zeigt ein mäßiges bis mittelsteiles Einfallen nach NNE (028/32). Im südlichen Bereich des Kartiergebietes ist S2, aufgrund des Umbiegens des Faltschenkels, subhorizontal bis flach SW-fallend.

Faltenbau

Reliktisch erhaltene isoklinale Falten (F1) können lokal in kompetenten Gesteinen wie Amphibolit und Orthogneis beobachtet werden. Es dominieren jedoch E-W bis WNW-ESE streichende, subhorizontale Faltenachsen mit engen bis geschlossenen Öffnungswinkeln (F2), die vor allem im Bereich des Schaflegerkogels deutlich ausgeprägt sind. Die Scharniere sind teilweise top-nach-Nord durchgeschert. Diese Falten werden als Parasitär-falten zur Großstruktur der Schwarzornsynform interpretiert und sind vermutlich für die zwischen NE- und SW-Einfallen schwankenden lithologischen Kontakte (S1) verantwortlich.

Offene, WSW-ENE streichende Faltenachsen und Krenulationsfalten in den Glimmerschiefern werden einer jüngeren, vermutlich alpidischen Überprägung zugeordnet.

Spröduktile Strukturen

SC-Gefüge und SE-einfallende Abschiebungen zeigen überwiegend top-SE-Extension an, die aus dem regionalen Kontext in die Oberkreide eingeordnet werden.

Sprödstrukturen

Zwei Klufsets (subvertikal N-S und E-W streichend) dominieren das kartierte Gebiet. Beide Orientierungen, jedoch vor allem die N-S streichenden Klüfte sind relevant für Massenbewegungen.

Im Bereich des Schaflegerkogels ziehen SE-fallende sinistrale Seitenverschiebungen über den Grat. SW-NE streichende Seitenverschiebungen wurden von BREITFUSS (2016) als Folge von SSW-NNE Einengung (D4-Phase) interpretiert.

Das „ungünstige“ Zusammentreffen von konjugierten, subvertikalen Klufscharen, NE-einfallenden Schieferungsflächen, Achsenebenenflächen und SE-fallenden C'-Flächen, die mehrfache tektonische Überprägung unter duktilen, spröduktilen bis spröden Bedingungen und die hohe Teilbeweglichkeit der Glimmerschiefer sind ursächlich für das gehäufte Auftreten von gravitativen Massenbewegungen in Form von Gleit- und Fließprozessen im kartierten Gebiet und darüber hinaus. Diese können große Ausmaße einnehmen und überprägen beide Talflanken.

Quartäre Ablagerungen und gravitative Massenbewegungen

Auf ca. 1.550 m Höhe, im Bereich des Kemater Waldes, am nördlichen Rand des kartierten Gebietes, treten in Eisrandsedimenten innerhalb eines eng begrenzten Gebietes mehr als ein Dutzend kreisförmige Trichter mit Durchmesser von bis zu ca. 8 m auf. In Ermangelung verkarstungsfähiger Gesteine in der näheren Umgebung und aufgrund der Tatsache, dass die Trichter teilweise kleine Auswurfwälle zeigen, werden diese als Bombenkrater aus dem Zweiten Weltkrieg interpretiert.

Ablagerungen des Würm-Hochglazials und der Eiszerfallsphase

Bis in eine Höhenlage von ca. 2.200 m im Gipfelbereich, bzw. knapp darunter, wurden glaziale Ablagerungen des Würm-Hochglazials (last glacial maximum, LGM) angetroffen. Dabei handelt es sich überwiegend um matrixgestützte, siltreiche Diamikte (Dmm) mit abgerundeten Kristallinkomponenten. Die korrekte Ansprache der glazialen Ablagerungen wird oft aufgrund der Überprägung durch Massenbewegungen erschwert. Bereits ab einer Höhe von ca. 2.000 m treten sandige, schwach siltige Ablagerungen mit gerundeten Komponenten auf (GS), die als Eisrandsedimente interpretiert werden. In Bereichen die nicht oder nur wenig von gravitativen Massenbewegungen überprägt wurden (z.B. östlich unterhalb des Grieskogels, 2.158 m), bilden diese zwischen 1.700 und 1.800 m Verflachungen und Hangleisten aus, die mit Eisrandablagerungen im Bereich der Schmalzgrubenalm auf der Ostflanke

ke des Fotschertals korrelieren. In tieferen Bereichen (ca. 1.200–1.300 m) wurden talauswärts Sand-Kies-Gemische (GSs) mit gerundeten Komponenten an den Talflanken angelagert. Diese Sande und Kiese werden ebenfalls als Eisrandsedimente interpretiert, die sich durch einen höheren Rundungsgrad und eine lokal beobachtete, schwache Gradierung vom höheren Niveau der Eisrandablagerungen abgrenzen.

Ablagerungen des Gschnitz-Stadials

Im Talgrund befinden sich Überreste von Seiten- und Grundmoränenablagerungen des Gschnitz-Stadials, die bereits in REISER (2021) beschrieben wurden. Im hinteren Senderstal sind Seitenmoränenablagerungen und -wälle nur in Bereichen erhalten, die nicht oder nur schwach von gravitativen Massenbewegungen überprägt wurden (z.B. westlich von Kote 2.030 m auf einer Höhe von 1.850 m).

Ablagerungen des Egesen-Stadials

In den höheren Bereichen des Kartiergebietes, z.B. östlich des Schaflegerkogels, sind Moränen des Egesen-Stadials anzutreffen. Diese zeigen eine kleinräumige Vereisung mit kleineren Kargletschern und Eisfeldern an (vgl. KERSCHNER & BERKTOLD, 1981).

Blockgletscherablagerungen

Im Untersuchungsgebiet wurden ausschließlich fossile oder inaktive Blockgletscher angetroffen (vgl. Karte von KERSCHNER & BERKTOLD, 1981). Eine zeitliche Einordnung ist meist nicht möglich, anhand des Bewuchses lässt sich eine subrezente Aktivität ausschließen. Nordöstlich und südöstlich des Breitschwemmkogels, des Angerbergkopfes, des Schaflegerkogels und östlich und westlich des Kreuzjochs liegen Ablagerungen fossiler Blockgletscher vor. Anhand der räumlichen Beziehung zu Egesen-zeitlichen Moränen, lässt sich für einige Blockgletscher (z.B. südöstlich des Breitschwemmkogels, östlich des Schaflegerkogels) eine holozäne Bildung ableiten.

Gravitative Massenbewegungen

Beide Talflanken im Senderstal sind von einer Vielzahl an Massenbewegungen betroffen, wobei besonders das kupierte Gelände der westlichen Talflanke die Überprägung durch Massenbewegungen verdeutlicht. Über den gesamten Bergrücken, von Salfains im Norden bis zum Schaflegerkogel im Süden, ziehen sich Doppelgrate. Anhand von Abrisskanten, Zerrgräben und konvexen Geländeformen mit Nackentälern lassen sich die einzelnen Massenbewegungen bereits im DGM (Hillshade) abgrenzen.

Gestaffelte Sets von Abrisskanten im Gipfelbereich westlich von Salfains zeigen zusammen mit großen antithetischen Brüchen und Zerrgräben im Bereich der Salfainsalm tiefgreifende Hangbewegungen an. Die antithetischen Brüche weisen darauf hin, dass das Festgestein noch im Verband bewegt wird.

Südlich der Salfainsalm zeigt der Gesteinsinhalt der Massenbewegungskörper meist eine starke Auflockerung, die vermutlich durch die hohe Teilbeweglichkeit der in diesem Bereich anstehenden Glimmerschiefer hervorgerufen wird. Diskrete Gleitflächen sind oft nicht identifizierbar, daher werden die Massenbewegungen als Bereich langsamen Fließens, bzw. als Fließmasse gekennzeichnet. Zwi-

schen dem Gipfel des Grieskogels im Norden und dem Gipfel des Breitschwemmkogels im Süden werden die langsam und tiefgreifend entwickelten Massenbewegungen im Bereich zwischen Kemater Alm und Kaserl von der prä-Gschnitz-zeitlichen Bergsturzablagerung im Talboden (KLEBELSBERG, 1929; KERSCHNER & BERKTOLD, 1981; REISER, 2021) stabilisiert (Funktion als Widerlager durch Aufschüttung der Talsohle) bzw. im Bereich Höhenwald nach Süden abgelenkt. Am Hangfuß, im frontalen Bereich dieser orographisch linksseitigen Massenbewegungen kommt es aufgrund der Versteilung, aufgrund der relativ starken Auflockerung des Felsverbandes und der dort häufig anzutreffenden Lockergesteine (Eisrandablagerungen) oft zur Ausbildung sekundärer Fließmassen.

Im hinteren Senderstal bauen die Massenbewegungen von Breitschwemmkogel und Angerbergkopf deutlich in den Talboden vor und sind daher morphologisch als Talzuschübe zu bezeichnen. Die Massenbewegung östlich des Angerbergkopfes zeigt im oberen Bereich eine sekundäre Massenbewegung mit ausgeprägten Abrisskanten und einer diskreten bruchhafte Umrandung im Anrissgebiet. Zusammen mit einer deutlichen Dislozierung gegenüber dem unbewegten Gebirge wird auf einen basalen Gleithorizont geschlossen und dieser Bereich als Bereich einer Gleitung klassifiziert. Im Fußbereich der Massenbewegungen sind gravitative Kompressionsstrukturen ausgebildet (siehe Diskussion Stauchwall vs. Seitenmoräne in REISER, 2021). Aufgrund der Geometrie der Wallform mit einer gegen den Hang einfallenden Fläche, wird eine Interpretation als antithetischer Bruch bevorzugt. Dies impliziert einen Festgesteinskörper im Untergrund, der jedoch von quartären Ablagerungen maskiert wird. Eine Paragneisrippe, die vom Gipfel des Schaflegerkogels nach Nordosten herabzieht, wäre ein möglicher Kandidat für diesen Härtling.

Quartäre Ablagerungen in der Axamer Lizum

Im Talbereich der Axamer Lizum wurden Begehungen zur Gliederung der quartären Ablagerungen durchgeführt. Die Abfolge der Ablagerungen zeigt deutliche Parallelen zu den westlichen Paralleltälern (Senderstal, Fotschertal).

Ablagerungen des Würm-Hochglazials und der Eiszerfallsphase

Hochglaziale Grundmoränenablagerung wurde an den Talflanken bis in eine Höhe von ca. knapp unter 2.000 m angetroffen. Diamiktische Ablagerungen mit einem hohen Sandanteil, die teilweise auch Verflachungen ausbilden (z.B. oberhalb der Sunnalm, 2.040 m), werden als hochglaziale Eisrandablagerungen interpretiert. Bereits außerhalb des UTM-Kartenblatts, zwischen 1.200 und 1.400 m entlang des Axamer Baches, sind immer wieder matrixgestützte Kies-Sand-Silt-Ablagerungen (GS bis SSC nach KELLER, 1996) mit Stein- und Blockkomponenten abgeschlossen. Dabei handelt es sich um subgerundete Kristallinkomponenten (meist 25–50 cm, max. 1 m Durchmesser) und subangulare bis subgerundete Dolomitkomponenten (meist 3–10 cm, max. 30 cm Durchmesser) in einer siltig-sandigen, unverfestigten Matrix. Das Verhältnis von Komponenten zu Matrix ist etwa 50:50. In einer Hangleiste bei Kote 1.273 m wurden facettierte Gerölle und gekritzte Dolomitkomponenten angetroffen. Die Sedimente set-

zen nach oben beim Gasthof Adelshof auf einer Höhe von knapp über 1.300 m an und steigen auf ca. 1.500 m im Bereich des Skigebietsparkplatzes an. Anhand von Erosionskanten und Anrissen zeigt sich deutlich, wie das Lockergestein auf beiden Talflanken von kleineren und auch großflächigen Massenbewegungen überprägt wird. Insgesamt werden diese Ablagerungen als Eisrandablagerungen der Eiszerfallsphase interpretiert.

Ablagerungen des Gschnitz-Stadials

Die Schafalm (1.568 m) liegt auf einer deutlichen Wallform, die sich auf der orographisch linken Talseite von ca. 1.500 m bis auf 1.600 m verfolgen lässt. Subangulare bis subgerundete Kristallin- (bis 50 cm Durchmesser) und Karbonatkomponenten (ca. 1–2 cm Durchmesser) sind in einer siltig-sandigen Matrix (Dm/Dc) aufgeschlossen. Am äußeren Rand des Seitenmoränenwalls treten angulare, kleinteilig zerbrochene Glimmerschiefer auf (SCc; Lithofaziescode nach KELLER, 1996), die als Ablagerungen einer großräumigen Hangdeformation nordöstlich des Pleisengipfels interpretiert werden.

Auf der orographisch rechten Talseite, direkt östlich des Parkplatzes des Skigebietes, befindet sich eine Hangleiste mit diamiktischem Material (Dm/Dc). Es handelt sich dabei um subangulare bis subgerundete Dolomit- und Kristallinkomponenten (10–40 cm Durchmesser; sowie einzelne Blöcke bis 1 m Durchmesser) in einer siltig-sandigen Matrix. Diese Hangleiste wird als orographisch rechte Seitenmoräne interpretiert. Lateral angrenzend bzw. in eingeschnittenen Gräben sind gerundete Kiese mit dominantem Karbonatanteil aufgeschlossen, die als Eisrandsedimente interpretiert werden. Aus der Kartierung ist jedoch nicht eindeutig zu klären, ob die Seitenmoränenablagerungen von Eisrandsedimenten hinterfüllt wurden, oder in diese eingedrungen sind. Letztere Interpretation wird an dieser Stelle bevorzugt.

Im oberen Bereich, östlich der Liftgebäude auf 1.620 m, werden die Seitenmoränenablagerungen von einer Fließmasse (SSc) überschüttet, die den Hang unterhalb der Birgitzköpflhütte (2.035 m) bedeckt.

Ablagerungen des Egesen-Stadials

Westlich der Hüttenwand überprägt der Auslauf der Skipiste der Olympia-Damenabfahrt mehrere Wallformen. Diese können morphologisch differenziert werden in i) einen östlich gelegenen Wall, der bei der Anlage der Skipiste abgebaut wurde und der als Endmoräne des Gletschers aus dem Lizumer Kar interpretiert wird; und ii) in eine langgestreckte, dünne Zunge aus der Lizumer Grube, entlang der die Damenabfahrt angelegt wurde. Die Wallformen sind vermutlich dem Egesen-Stadial zuzurechnen. Die großen Schutthalden mit lobenartiger Morphologie im Bereich der Lizumer Grube (deutlich sichtbar, bevor der große Speicherteich gebaut wurde), ebenso im Lizumer Kar, weisen auf eine starke Schuttbedeckung der beiden Gletscher hin. Die karbonatischen Gesteine im Einzugsgebiet und die großen Schuttfächer am Wandfuß des dortigen Abschnitts der Kalkkögel belegen eine hohe Schuttproduktion. Zusammen mit der Nord-Exposition und einem steilen Gradienten lässt sich dadurch auch erklären, warum die Endmoränen, trotz ihrer kleinen Einzugsgebiete (jeweils ca. 0,50–0,6 km²), zwischen 1.600 und 1.700 m liegen.

Gravitative Massenbewegungen

Die Hangflanken der Axamer Lizum werden überwiegend von Glimmerschiefern aufgebaut, daher sind sie, ebenso wie das Senderstal, von kleineren und großen gravitativen Massenbewegungen überprägt. Die ursprüngliche Morphologie wird jedoch stark durch die anthropogene Überprägung mit Lift- und Pistenanlagen verwischt.

Südöstlich unterhalb der Bergstation am Hoadl (2.340 m) befindet sich das Anrissgebiet einer Fließmasse in die Lizumer Grube. Im Bereich der Mittelstation der neu erbauten Umlaufgondel „Hoadlbahn“ zeigen gestaffelte Zerrgräben eine Hangbewegung, die als initialer Bereich eines langsamen Fließens charakterisiert werden kann. Nordöstlich des Pleisen wird die Massenbewegung von einer diskreten Bruchfläche begrenzt, im unteren Bereich läuft sie randlich auf die Seitenmoränenablagerungen bei der Schafalm (siehe oben) auf. Der nördliche Fußbereich zeigt am Axamer Bach sekundäre Anrisse in Eisrandsedimenten.

Nördlich außerhalb des Kartenblattes ist der Rücken ab dem Axamer Kögele (2.097 m) von gestaffelten Zerrgräben charakterisiert. Weiter nördlich, im mittleren Bereich des NE-exponierten Hangs (unterhalb des Schartensteigs), setzen auf ca. 1.450 m Eisrandsedimente ein. An dieser Verflachung reißen mehrere Fließmassen anreißen.

Auf der orographisch rechten Talflanke der Axamer Lizum sind kleinere gravitative Massenbewegungen ausgebildet: unter dem Birgitzköpflift, im Bereich der Skipiste, wird die Gschnitz-zeitliche Seitenmoräne von einer Fließmasse überfahren (siehe Abschnitt „Ablagerungen des Gschnitz-Stadials“). Der Anriss der Fließmasse befindet sich südlich des Birgitzköpflhauses (2.035 m), am Übergang von Kristallingesteinen zu deren permomesozoischer Bedeckung. Der Dolomit in der Anrissnische wird dadurch exponiert und überdeckt als Sturzschutt den oberen Bereich der Fließmasse. Aufgrund der Tatsache, dass der Dolomit an der Basis nicht beobachtet wurde, wird der Sturzprozess als sekundäres Ereignis interpretiert. Entlang des Steiges zum Halsl (1.992 m) befindet sich eine weitere Fließmasse, deren Anrissbereich ebenfalls auf einer Höhe von ca. 2.000 m verortet werden kann.

Literatur

- BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 136 S., Innsbruck.
- EGGLEDER, M. (2012): Präalpine Faltenüberprägungen im Nordosten des Ötztal-Stubai-Kristallins. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck 118 S., Innsbruck.
- EGGLEDER, M. & FÜGENSCHUH, B. (2013): Pre-Alpine fold interference patterns in the north-eastern Ötztal-Stubai-Complex (Tyrol, Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **106**, 63–74, Wien.
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal (5146). – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – *Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik*, **132**, 5–12, Basel.

KERSCHNER, H. & BERKTOLD, E. (1981): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Senderstal, nördliche Stubai Alpen, Tirol. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **17**, 125–134, Leipzig.

KLEBELSBERG, R. v. (1929): Alte Gletscherstände in den Tiroler Zentralalpen. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **17**, 209–218, Leipzig.

NITTEL, P. (2011): Geologie, Hydrogeologie und Geomorphologie des Fotschertales – Kartierungsergebnisse Projekt „Sellrain“ 2006. – In SCHÄFER, D. (Hrsg.): Das Mesolithikum-Projekt Ullafelsen (Teil 1): Mensch und Umwelt im Holozän Tirols, 560 S., Darmstadt.

PURTSCHELLER, F. & MPOSKOS, E. (1971): Über den Eisengehalt von Alumosilikaten aus Quarzknuern = On the Iron Content of Alumosilicates in Quartz Nodules. – Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen, 3. Folge, **16**, 176–186, Wien.

REISER, M. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 204–208, Wien.

Bericht 2023 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARTIN REISER

Geologische Neuaufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin (Ötztal-Decke) erfolgten im Zuge der routinemäßigen Landesaufnahme auf Kartenblatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. Das kartierte Gebiet befindet sich auf der orographisch rechten Seite des Senderstals und reicht vom Talboden bis zum Bergrücken zwischen Axamer Kögele (2.097 m) und Hoadlsattel (2.264 m) bis zum Widersberg (2.327 m) im Osten. Darüber hinaus erfolgten Übersichtsbegehungen im hinteren Senderstal, vom Kreuzjochl (2.330 m) bis zum Schwarzhorn (2.812 m) im Süden und über das Sendersjöchl (2.477 m) in die Flanke des Oberbergtals bis zum Gamskogel (2.659 m) im Osten. Für das Untersuchungsgebiet liegen teilweise Kartenunterlagen von HAMMER (1927), SCHMIDEGG (1977) und EGGLESEDER (2012) vor. Bei der Neuaufnahme wurde daher der Fokus auf strukturgeologische Aufnahmen (gemäß Definitionen von HUET et al., 2020) sowie auf die Quartäraufnahme nach dem aktuellen Begriffskatalog der GeoSphere Austria (STEINBICHLER et al., 2019; LOTTER et al., 2021) gelegt. Die Ansprache der Gesteine erfolgte gemäß LINNER et al. (2024).

Untersuchungsgebiet Senderstal Ostflanke

Festgesteinsaufschlüsse befinden sich überwiegend im oberen Drittel der Hangflanke, da die tieferliegenden Bereiche von teilweise mächtigen quartären Ablagerungen (Grundmoränen- und Eisrandablagerungen) überdeckt werden.

Die Gesteine im untersuchten Gebiet bestehen überwiegend aus Metasedimenten (Paragneis bzw. Glimmerschiefer) mit untergeordneten Einschaltungen von Orthogneis und Amphibolit. Es handelt sich dabei um Lithologien, die bereits eingehend im Kartierungsbericht 2022 (REISER, 2024a) beschrieben wurden.

Im Zuge von Übersichtsbegehungen wurde südlich des Sendersjöchls am Kontakt zu einem Orthogneisgang ein von Granat dominierter Glimmerschiefer angetroffen. Die bis zu 1 cm großen Granatblasten machen dabei einen Anteil von etwa 50 Vol.-% des Gesteins aus. Im Dünnschliff konnte die Paragenese Grt + St + Sil + Ky + Bt + Ms + Plag + Chl + Cld + opake Mineralphasen festgestellt werden. Sillimanit tritt sowohl prismatisch als auch als Fibrolith auf. Kyanit und Staurolith sind oft miteinander verwachsen, wobei letzterer von Chloritoid überwachsen wird. Das Auftreten von Chloritoid wird mit der eoalpidischen Überprägung bei Temperaturbedingungen um 500 °C korreliert (PURTSCHELLER et al., 1987; THÖNY et al., 2008).

Die Perm-Trias-Grenze im Profil Hoadlsattel

Das Profil wurde bereits von verschiedenen Autoren beschrieben (SANDER, 1915; SARNTHEIN, 1965; GEYSSANT, 1973; SCHMIDEGG, 1977) und soll hier daher nur kurz behandelt werden.

Westlich unterhalb des Hoadl-Gipfels (2.340 m) und südlich des Hoadlsattels sind Quarzite und Quarz-Konglomerate mit hellen Quarz-Geröllen bis zu 10 cm Durchmesser aufgeschlossen. Vereinzelt konnten auch violette Komponenten im Konglomerat beobachtet werden. Südöstlich unterhalb der Hoadlbahn-Bergstation liegen feinkörnige Quarzite mit limonitischen Verwitterungskrusten, teilweise auch grünliche Phyllite im Hangschutt. Das Gestein ist vererzt und weist einen hohen Hämatitgehalt auf, der zur Oxidation von Bruch- und Schnittflächen (am Schliffklötzchen) führt. Das gehäufte Auftreten von Kalifeldspatkomponenten (Mikroclin) im Dünnschliff wird als Hinweis auf die Aufarbeitung permischer Vulkanite interpretiert, woraus sich auch die Zuordnung der basalen Gesteine zum Alpenen Verrucano (Perm) ableitet. Der plattig ausgebildete, leicht grünlich gefärbte Quarzit zeigt Serizit-Beläge auf den Schieferungsflächen. Lokal führt er auch Pyrit. Die feinkörnigeren Quarzite werden als Semmering-Quarzit bzw. Alpiner Buntsandstein (Untertrias) interpretiert. Da die Abgrenzung im Kartenmaßstab schwierig zu treffen ist, werden die Ablagerungen als Perm bis Untertrias in der Karte zusammengefasst.

Südlich des Hoadlsattels treten im Hangenden der oben beschriebenen Quarzite Blöcke einer gelblichen Rauwacke auf. Diese entsprechen einem geringmächtigen Horizont (ca. 1 m) der Reichenhall-Formation aus der untersten Mitteltrias (vgl. Kaserstatt-Profil in GEYSSANT, 1973). Darüber folgt dunkler, dm-gebankter, dolomitischer Kalk- und Dolomitmarmor der metamorphen Virgloria-Formation (Anisium). An der Basis treten Magnesitkonkretionen auf. Geringmächtige quarzitisches Einschaltungen in den Dolomiten weisen auf das sogenannte „sandige Anis“ hin (vgl. BRANDNER et al., 2003).

Ein hellgrauer Kalk- und Dolomitmarmor ist möglicherweise als metamorphe Steinalm-Formation (Anisium) anzusprechen. Auf den Schieferungsflächen zeigt dieser einen feinen Belag aus Serizit. Insgesamt erreicht die Abfolge eine Mächtigkeit von ca. 40 m und wird in der Karte zusammengefasst dargestellt.

Das Einsetzen von Hornsteinknollen zeigt ein geändertes Ablagerungsmilieu an (Beckenablagerungen) und die karbonatischen Ablagerungen werden einer metamorphen Reifling-Formation (Anisium-Ladinium) zugeordnet. Die