

KRAINER, K. & RIBIS, M. (2012): A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria). – In: KRAINER, K., KELLERER-PIRKLBAUER, A., KAUFMANN, V., LIEB, G.K., SCHRÖTT, L. & HAUSMANN, H.: Permafrost in Austria, 32–47, Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.

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, 61–92, Darmstadt.

REISER, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 158, 159–161, Wien.

SCHINDLMAYR, A. (1999): Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massif: A Key for Understanding the Early Palaeozoic History of the Austroalpine Crystalline Basement in the Western Eastern Alps. – Dissertation, Universität Salzburg, 288 S., Salzburg.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin und Brenner Mesozoikum 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 GK25 NL 32-03-28 Neustift im Stubaital Ost. Die Kartiergebiete erstreckten sich im hinteren Gschnitztal im Bereich Schleims-, Grübl- und Badlalm sowie im Stubaital zwischen Ranalt und Gasteig. Übersichtsbegehungen im Gebiet Senders-, Oberberg-, Schlicker-, Pinnis- und Fotschertal wurden teilweise gemeinsam mit Manfred Linner, Michael Lotter und Jürgen M. Reitner durchgeführt. Darüber hinaus wurden auf dem nördlichen Viertelblatt gemeinsam mit Jürgen M. Reitner mehrere Proben zur Expositionsdatierung der spätglazialen Gletscherstände im Senderstal und Fotschertal entnommen. Frühere Bearbeitungen/Kartierungen von HAMMER (1929), NITTEL (2011) und BREITFUSS (2016) wurden als Arbeitsgrundlage verwendet.

Kartiergebiet Gschnitztal

Das kartierte Gebiet erstreckt sich am südlichen Blattrand von UTM NL 32-03-28 Neustift im Stubaital und reicht von der Laponesalm im Norden bis zur Blattgrenze im Süden (Lokalität Kühberg und Badlalm) und Osten (östlich unterhalb des Gipfels der Gargglerin).

Die Gesteine im untersuchten Gebiet bestehen überwiegend aus Paragneis bzw. Glimmerschiefer sowie verschiedenen Orthogneistypen und untergeordnet Amphibolit. Das polymetamorph überprägte Kristallin ist Teil der Ötztal-Decke (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem/Oberostalpin). Außerdem ist am östlichen Kartenblattrand mit dem Gipfelaufbau der Gargglerin (2.470 m) eine vom Tribulaun-Massiv isolierte Klippe der mesozoischen Sedimentbedeckung (Brenner Mesozoikum) erhalten.

Eine erste, amphibolitfazielle Überprägung des Kristallins erfolgte während der variszischen Orogenese. Dabei wurde die im Allgemeinen mittelsteil nach NW bis NNW einfallende Schieferung angelegt. Im Zuge der eoalpidischen Überprägung erreichten die Temperaturen im Arbeitsgebiet Bedingungen der oberen Grünschieferfazies (ca. 490–500° C; DIETRICH, 1983). In Dünnschliffen aus den Metasedimenten (Paragneis und Glimmerschiefer) lassen sich zwei Granat-Populationen unterscheiden: mehrphasige, bis zu mehrere cm-große Granate und kleine idiomorphe Granate bis zu 0,5 mm im Durchmesser, die vermutlich alpidisch gebildet wurden. In Dünnschliffen aus dem Stubaital wurden ebenfalls zwei Granatpopulationen beobachtet, die neugebildeten Granate zeigen dort aber nur Durchmesser bis ca. 0,1 mm. Darüber hinaus überwachsen große Biotitleisten (bis zu 5 mm) die Schieferung in Paragneisen und Amphiboliten (sog. Querbiotit). Teilweise wurden die Biotite noch zerschert bzw. deformiert. Da dieses Biotitwachstum auch aus mesozoischen Gesteinen berichtet wird (z.B. aus den Raibler Schichten; cf. KÜBLER & MÜLLER, 1962), ist von einer alpidischen Bildung auszugehen. Neben Quarz, Feldspat, Granat, Biotit, Muskovit und Turmalin sind in den Paragesteinen mehrere cm-große Pseudomorphosen von Serizit nach Disthen anzutreffen. Die Gesteine sind am südlichen Blattrand intensiv duktil verfaultet. Im Bereich der Schleimsalm zeigen die Paragesteine von Quarz und Hellglimmer umflossene Granatblasten- und Turmalinnester. Zahlreiche Quarzmobilitate verleihen dem Paragneis ein schlieriges Erscheinungsbild.

Generell lassen sich die Orthogesteine im Arbeitsgebiet in zwei Gruppen unterteilen. Von der Lokalität Hintersandes zieht ein grobkörniger, hellglimmerbetonter Feldspat-Augengneis über das Sandesjöchl in den Bereich der Badlalm. Dieser Orthogneis zeigt starke Ähnlichkeit zum Muskovit-Granitgneis im Bereich des Elfers (Bassler-Typ; cf. REISER, 2021). Im Bereich der Schleimsalm ist ein ähnlicher, jedoch feinkörnigerer und verfaulteter Orthogneis mit einzelnen mafischen Enklaven anstehend.

Der zweite Orthogneis-Typ ist ein mittelgrauer Biotit-Orthogneis im Bereich Kühberg, auf der Nordseite der Schwarzen Wand (2.364 m). Dieser wurde auf der Karte von SCHMIDEGG (1932) als Tonalitgneis bezeichnet, wird jedoch in der vorliegenden Kartierung als Granit bis Granodiorit angesprochen, da im Dünnschliff einzelne Kalifeldspatminerale auftreten. Hornblende wurde in den vorliegenden Dünnschliffen nicht beobachtet. Die Ergebnisse geochemischer Analysen deuten eine mögliche Korrelation mit den Biotit-Granitgneisvorkommen im Stubai- und Pinnistal (REISER, 2018, 2021) an.

In den Kristallingesteinen lassen sich mehrere Faltegenerationen differenzieren: (1) NNE bis NE abtauchende, geschlossene bis isoklinale Falten und (2) WNW–ESE streichende, überwiegend enge Falten mit NE einfallenden Achsenebenen. Diese beiden Faltegenerationen stimmen mit den von REISER (2021) beschriebenen Falten aus dem Stubaital überein und werden als prä-alpidische Falten interpretiert. Die alpidische Überprägung äußert sich in einer Phyllonitisierung der Paragesteine an flach nach SE einfallenden, diskreten Scherzonen. Eine intensive mylonitische Überprägung der prä-alpidischen Schieferung setzt westlich der Gargglerin ca. 40 m unter der Basis des Mesozoikums ein. Die Verfaltung um subhorizontale, WNW–

ESE streichende Faltenachsen im Paragneis im Bereich der Sandesalm (östlich der Gargglerin) wird ebenfalls der alpidischen Überprägung zugerechnet. E–W streichende Kinkfolds mit südfallenden Achsenebenen (teilweise auch mit top-S Vergenz) sowie top-S gerichtete steile Aufschiebungen werden als jüngere (Paläogen?) Strukturen interpretiert.

Die tektonische Klippe des Gargglerin-Gipfels wird von einer Störung im Sandestal abgeschnitten. Auf dem anschließenden Blatt BMN 148 Brenner liegt die Basis des Mesozoikums ca. 600 m tiefer. Die Situation ähnelt der im Pinnistal (cf. REISER, 2021). Westlich des Gipfelaufbaus (entlang des Weges) und östlich (entlang eines schmalen Steiges) ist die mylonitisch überprägte Basis des Mesozoikums (Perm–Untertrias-Quarzit und dunkler, anisicher Dolomit) aufgeschlossen. Über das Gargglerinjoch, am Kontakt zum Kristallin, verläuft eine NW–SE streichende, spröde Störung, welche die Gesteine kataklastisch überprägt. Nordöstlich der Gargglerin zieht eine dextrale Seitenverschiebung subparallel zur oben erwähnten Gargglerinjoch-Störung über den Grat. Generell lässt sich die Situation im Sandestal gut mit der gegenüberliegenden Talseite des Gschnitztals vergleichen: am Pinnisjoch wurden Biotit-Granitgneis und Paragneis mit SE-gerichteter Kinematik mylonitisch überprägt. Spröde, NE–SW streichende Abschiebungen versetzen die Mylonite. Diese Abschiebungen wurden teilweise als sinistrale Seitenverschiebungen reaktiviert.

Quartäre Ablagerungen im Untersuchungsgebiet Gschnitztal

Die bekannte Endmoräne der Typuslokalität des Gschnitz-Stadials bei Trins (PENCK & BRÜCKNER, 1909; IVY-OCHS et al., 2006) befindet sich ca. 12 km talauswärts, daher sind im kartierten Gebiet nur subglaziale Ablagerungen des Gschnitz-Stadials zu erwarten. Umso prominenter ist das Egesen-Stadial mit mehreren End- und Seitenmoränenwällen vertreten, die vom Forstweg zur Tribulaunhütte im Sandestal gequert werden. Im Bereich der Sandesalm, am südöstlichen Rand des Kartenblattes, heben sich gestaffelte Wallformen vom Hang ab. Eine komplexe Überlagerung mehrerer Moränenwälle zeigt sich im Bereich der Schleimsalm bei Kote 1.941 m. Am südlichen Blatt- rand bzw. zum Teil bereits auf dem Nachbarblatt (UTM NL 32-06-04 Sölden), sind im Kar unterhalb von Weißwand (3.017 m) und Hohem Zahn (2.924 m) Moränen des 1850er Stands (Little Ice Age Maximum) des Padreilferners sowie von kleineren Gletscherresten im Bereich des Gamsschrofens erhalten. Einzelne, große Dolomitblöcke, die nicht durch gravitative Prozesse abgelagert wurden, erlauben die Rekonstruktion ehemaliger Gletscherstände. Im Bereich der Badlalm, östlich des Schnabele (2.451 m), sind „protalus ramparts“ im Sinne von kleinen Blockgletscherablagerungen am Fuß der Schutthalden ausgebildet. Ein vermutlich inaktiver Blockgletscher befindet sich knapp außerhalb der Blattgrenze, nördlich unterhalb des Pflerscher Pinggls (2.767 m). Dolomitschutt erstreckt sich südöstlich der Gargglerin über den Hang bis in den Bereich der Sandesalm bei Kote 2.040 m. Der Blockschutt ist vermutlich einem Felssturzereignis aus dem südöstlichen Teil des Gipfelaufbaus zuzurechnen. Die Gesteine sind

durch die NW–SE streichende Störung über das Gargglerinjoch spröde überprägt und die Ausbruchsnische wird von SE-fallenden Klufflächen bzw. E–W streichenden Klüften begrenzt.

Kartiergebiet Stubaital

Der Talboden des Stubaitals zwischen Ranalt und Gasteig (Unterbergtal) wird von großen Schwemmfächern aus den südlichen und nördlichen Talflanken aufgebaut. Auf der südlichen Seite ist in diesem Bereich fast ausschließlich Paragneis aufgeschlossen. Dieser zeigt eine nach Südwesten hin zunehmende duktile Überprägung. Am Issebichl bei Falbeson ragt ein Felsriegel aus intensiv verfalltem Paragneis und Glimmerschiefer in den Talboden. Die wechselnd einfallende Orientierung der Foliation (mittelsteil nach NE vs. steil nach NW einfallend) ist vermutlich auf Parasitärfalten einer Großfaltenstruktur mit einer NNW-abtauchenden Faltenachse (konstruierte Orientierung ca. 336/60) zurückzuführen.

Bei Ranalt ist Amphibolit- und Granat führender Tonalit in einem Gletscherschliff neben dem neu angelegten Wilde-Wasser-Weg aufgeschlossen. Diese Vergesellschaftung zieht, von PALZER-KHOMENKO (2018) als Rinnengruben Lithodem zusammengefasst, aus dem Oberbergtal über die Regensburger Hütte im Falbesontal nach Ranalt herab. Der Amphibolit ist intensiv deformiert und von Zoisitfilz- und Epidotschlieren durchzogen.

Grober Hellglimmer, mehrere cm-große Aktinolithnadeln, cm-große Titanphasen und bis 2 cm großer Granat lassen sich im Aufschluss beobachten. Im Dünnschliff zeigen sich neben Epidot und großen Amphibolen einzelne Pyroxene. Rutil tritt als Einschluss im Zoisitfilz auf und wird bei Auftreten in der Matrix von Ilmenit und/oder Titanit überwachsen. Symplektite konnten in den Dünnschliffen bisher noch nicht dokumentiert werden. Der Tonalit ist ebenfalls grobkörnig, mit cm-großem Granat, zonierte Epidot und duktil deformierte Kalifeldspatblasten. In den angrenzenden Metasedimenten wurden im Dünnschliff bis zu 2 mm große Rutilminerale mit Ilmenitsaum beobachtet. Weiter südwestlich von Ranalt fallen graue, prismatische Minerale auf den Foliationsflächen ins Auge, bei denen es sich meist um Pseudomorphosen von Serizit nach Disthen und Staurolith handelt. Wenn Staurolith erhalten ist, kann er Einschlüsse von Granat und Rutil enthalten. Im Dünnschliff zeigen sich zwei Granat-Populationen: neben großen Granatmineralen (bis cm-Größe), treten kleine (ca. 0,1 mm im Durchmesser) idiomorphe Minerale auf, die vermutlich im Zuge der alpidischen Überprägung entstanden sind. Im Vergleich mit Dünnschliffen aus dem Gschnitztal fällt der, aufgrund des gen Südosten ansteigenden alpidischen Metamorphosegradienten, kleinere Durchmesser der idiomorphen Granatblasten auf.

Auf der nördlichen Seite des Unterbergtales ist an der Talverengung bei Falbeson ein Feldspat-Augengneis (Bassler Orthogneis) aufgeschlossen. Spröde-duktiler, Top-nach-SE gerichteter Abschiebungen im Paragneis aus dem Liegenden des Orthogneises wurden vermutlich unter grünschieferfaziellen Bedingungen im Zuge der oberkretazischen Abschiebung angelegt. NNE–SSW streichende, mittelsteil nach WNW einfallende Sprödestrukturen am Kontakt von Ortho- und Paragneis (z.B. gegenüber dem Issebichl sowie

weiter talauswärts unterhalb der Kerrachalm) mit SW-fallender Striemung zeigen sinistralen Bewegungssinn. Die dem Talverlauf folgende Geometrie der Störungen legt nahe, dass es sich dabei um die Stubaital-Störung handeln könnte. Aus dem Geländebefund ist nur eine grobe zeitliche Einordnung möglich, vermutlich wurde die Struktur im Oligozän (D3) angelegt, oder eine ältere Struktur reaktiviert.

Übersichtsbegehungen im Stubaital/Schlickertal

In der Hangflanke westlich von Fulpmes wird der flach nach NW einfallende Wettersteindolomit von vertikalen Störungen lateral begrenzt und um ca. 150–200 m gegen das Kristallin herabgesetzt (die Fortsetzung der Struktur liegt auf Blatt BMN 148 Brenner). Dieses tiefere Stockwerk wird von quartären Ablagerungen überlagert und ist nur schlecht aufgeschlossen. Der hohe Versatzbetrag hat sich an SE fallenden Bewegungsbahnen entlang NE–SW streichender, hangparalleler Abschiebungen entwickelt, die von intensiver Deformation begleitet sind. Ausgeprägte Zerrstrukturen (Zerrgräben, Abrisskanten, antithetische Brüche) im Kambereich des Hangrückens sprechen zudem für eine großräumige gravitative Massenbewegung, die den SE exponierten Bereich erfasst hat. Auf dem Laserscan sind auch Abrisskanten im Hang und konkav-konvexe Geländeformen erkennbar, die auf einen Bereich eines langsamen Fließens hinweisen und auch die isolierten Dolomitschollen auf 1.000 m nahe des Talbodens erklären.

Am Talausgang des Schlicker Baches bilden mächtige Eisrandsedimente der Eiszerfallsphase die Wiesenflächen der Brugger- und Fronebenalm (cf. MAYR & HEUBERGER, 1968). Die Verflachung wird von sandigen und kiesigen Ablagerungen mit dolomitischen und kristallinen Komponenten gebildet. Zwischen 1.280 und 1.350 m hebt sich eine erosiv geformte, markante Wallform auf der orografisch rechten Seite des Schlicker Baches ab. Diese wurde von LEIDLMAIR (1953) als Endmoräne des Gschnitz-Stage interpretiert. Auf der äußeren Seite der Wallform befindet sich eine Erdstromablagerung, die auf einen Wasserstauer im Untergrund hinweist. In der Flanke zum Bach sind ca. 30 m mächtige Bänderschluße mit sandig-kiesigen Lagen aufgeschlossen, die vermutlich ursächlich für die Wallform sind. Die Schluffe weisen auf eine Stausituation am Eisrand hin. Somit handelt es sich bei der Wallform nicht um eine End- oder Seitenmoränenablagerung, sondern um eine Erosionsform, die sich im Bereich der Bänderschluße gebildet hat. Die Kiese und Sande, mit eingeschalteten schluffigen Lagen, reichen bis auf 1.460 m in den Bereich der eigentlichen Gschnitzmoräne. Letztere ist eine deutlich erkennbare End- und Seitenmoränenablagerung aus dolomitischem Material.

Auf der Südseite des Stubaitals sind im Autengröbl zwischen 1.800 und 2.000 m, nordwestlich unterhalb der Elferspitze (2.505 m), hausgroße Dolomitblöcke (siehe REISER, 2021) auf mehreren Wällen abgelagert. Das Auftreten von Diamikt an der Stirn der Wallformen, sowie vereinzelt zwischen den Blöcken, spricht gegen eine Ablagerung als Blockgletscher oder als reine Felssturzablagerungen. Die Situation wird dahingehend interpretiert, dass ein Felssturz auf einen Gletscher (vermutlich während des Egesen-Stage) erfolgte. Das Material wurde von dem, nun schuttbe-

deckten, Gletscher weitertransportiert und in Wällen und Loben abgelagert. Oberhalb der Autenalm (1.658 m), im Zungenbereich dieser Lokalgletscher, werden ältere, vermutlich gschnitzzeitliche Moränenwälle von Blockmaterial überschüttet.

Übersichtsbegehungen im Oberbergtal

Intensiv verfaltete Glimmerschiefer mit zwischengeschalteten Orthogneis- und Amphibolitlagen sowie Kalksilikategesteinen sind im Talbereich am Ausgang des Oberbergtals aufgeschlossen. Deutlich sind zwei Falten Generationen unterscheidbar (FA1: isoklinale, NE einfallende Faltenachsen vs. FA2: flach SE bzw. NW fallend, mit NE einfallenden Achsenebenen). Scherbänder zeigen eine NE-gerichtete Extension an. Steile, NNW–SSE streichende, dextrale Seitenverschiebungen überprägen die oben genannten Strukturen.

Um die Frage nach dem Zusammenfließen der Gletscher aus dem Ober- und Unterbergtal während des Gschnitzvorstoßes zu beantworten, wurden Begehungen im Oberbergtal sowie an dessen Mündung in das Stubaital durchgeführt. Der Aufschluss beim Kraftwerk Milders, am orografisch linken Talausgang des Oberbergtals, zeigt an der Basis Ablagerungen mit angularen, kristallinen und karbonatischen Geröllen (SSC; Lithofaziescodes nach KELLER, 1996), die als Wildbachsedimente aus dem Oberbergtal interpretiert werden. Diese werden von Silt (Fmd), überkonsolidierten Diamikten (Dm) und korngestützten Kiesen (gGc bis bGc) mit zwischengeschalteten, kiesig-sandigen bis sandigen Ablagerungen (GS, GSp, Sb) überlagert. Das Top der beschriebenen Abfolge befindet sich etwas oberhalb von 1.200 m und lässt sich sowohl mit Eisrandablagerungen auf der orografisch rechten Talflanke (Lokalität Bichl), als auch mit den prominenten, weiter talauswärts im Stubaital gelegenen Eisrandterrassen bei Neustift (cf. HORMES, 2019) korrelieren. Basierend auf der Abfolge und den kartierten Sedimentkörpern lässt sich am Eingang des Oberbergtals eine Stausituation am Rande des, aus dem Unterbergtal vorstoßenden, gschnitzzeitlichen Stubai-Gletschers rekonstruieren: Der anwachsende Stubai-Gletscher riegelte das Oberbergtal ab und staute so den Wildbach. Dadurch kam es zur Ablagerung glaziolakustriner Sedimente mit Dropstones. Ein weiteres Anwachsen des Gletschers führte zum Überfahren der zuvor abgelagerten Sedimente sowie zur Ablagerung der Grundmoräne und der Stubai-Gletscher drang anschließend etwas nach Norden in das Oberbergtal ein. Die Eisrandablagerungen im Hangenden des Diamikts sind angesichts der Höhenlage im Vergleich mit anderen vergleichbaren Sedimenten der weiteren Umgebung am ehesten als Ablagerung während der Stabilisierung des Gletschers zu interpretieren.

Im vorderen Oberbergtal konnten im Talbereich keine Moränenablagerungen festgestellt werden, am Hangfuß östlich von Teiser- und Brixnerhof sind jedoch zwischen 1.300 und 1.900 m lokale (Dolomit führende) Eisrandsedimente aufgeschlossen (cf. HORMES, 2020). Da sich eine Abtrennung von gschnitzzeitlichen Eisrandablagerungen im Gelände nicht bestätigt hat, werden die Eisrandablagerungen in diesem Bereich der Eiszerfallsphase zugeordnet. In einem von der Straße im Tal deutlich sichtbaren Hang-

anriss im Gebiet der Oberberger Mähder ist auf 1.680 m eine Würm-hochglaziale Grundmoränenablagerung (überkonsolidierter Diamikt, zum Teil mit Scherflächen) aufgeschlossen. Die Wildbäche haben sich tief in die, an den Hang angelagerten, quartären Sedimente eingeschnitten und Schwemmkegel im Talboden gebildet (terrassenförmiger Körper unterhalb des Roacherhofs), die (sub)rezent wiederum erodiert werden.

Weiter in das Tal hinein ist südlich von Kuetzen und Buecherhof zwischen 1.400 und 1.460 m (südliche Talseite) eine talauswärts absteigende Wallform mit großen Blöcken (bis zu 70 m³) erhalten. Obwohl dies nicht durch Datierungen belegt werden kann, handelt es sich dabei vermutlich um eine Seitenmoränenablagerung des gschnitzzeitlichen Obernberg-Gletschers. Die Geometrie einer Seitenmoränenablagerung direkt südlich davon zeigt, dass der Obernberggletscher gerade noch mit einem Gletscher aus dem Kar nördlich der Seblaspitze in Kontakt war. Jedenfalls spricht die Position des Seitenmoränenwalls im Talgrund, 4 km vom Talausgang entfernt, gegen eine spätglaziale Vereinigung der Gletscher aus dem Ober- und Unterbergtal. Östlich (in Richtung talauswärts) dieses Moränenwalls gibt es keinerlei Hinweise auf Ablagerungen einer gschnitzzeitlichen Gletscherzunge im Oberbergtal. Darüber hinaus hätte der Aufschluss beim Kraftwerk Milders bei einem Zusammenfließen der beiden Gletscher vermutlich nur geringes Erhaltungspotenzial gehabt.

Quartärgeologische Untersuchungen zur Gliederung der spätglazialen Ablagerungen im Senders- und Fotschertal

Im Talboden des Senderstals ist auf 1.400 m im Bereich der Fischerhütte/Zwengerhaus (Lokalität Kaserl) eine erosiv überprägte Seitenmoräne erhalten, die aufgrund der Lage dem Gschnitz-Stadial zugerechnet wird (KLEBELSBERG, 1929; KERSCHNER & BERKTOLD, 1981). Die genaue Position der Endmoräne kann nicht lokalisiert werden. Eisrandablagerungen, die in der Umgebung zwischen 1.500 und 1.600 m an den Talflanken angelagert sind, werden der Eiszerfallsphase zugeordnet. Talaufwärts setzen an den talnahen Flanken ab ca. 1.480 m die von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) beschriebenen, monomikten Bergsturzaablagerungen ein, überlagert von einer Grundmoränenablagerung, die mit den zuvor beschriebenen gschnitzzeitlichen Seitenmoränen verknüpft wird. Diese stratigrafische Situation – gschnitzzeitliche Grundmoräne über prä-gschnitzzeitlicher Bergsturzaablagerung – zieht sich bis zur Kapelle oberhalb der Kemater Alm (1.673 m), wo morphologisch eine subglaziale Wallform vorliegt. In den Bachrungen in der Almwiese sind ebenfalls angulare, monomikte (Dolomit) Bergsturzaablagerungen mit „jigsaw-clasts“ (puzzleartig zerbrochene Klaster) aufgeschlossen. In südöstlicher Richtung bergwärts, im Bereich der Oberen Isse, unterhalb der Lokalität Papstkreuz, ist auf ca. 1.900 m im Graben eine abgeglittene Felscholle aus kataklastisch überprägtem, dunklem Dolomit (vermutlich Anisium) aufgeschlossen. Die Ausbruchsnische des prä-Gschnitz-stadialen Bergsturzes befindet sich direkt oberhalb, im Bereich zwischen Hochtenspitze (2.549 m) und Hochtennboden. Die Bergsturzaablagerungen an der Kemater Alm werden von einer ca. 20 cm mächtigen, polymikten Grundmoränen-

ablagerung (vermutlich Gschnitz-Stadial) mit facettierten Dolomit- und Kristallinkomponenten überlagert. Hangleisten mit großen Dolomitblöcken nördlich der Kemater Alm werden als Seitenmoränenablagerung des gschnitzzeitlichen Gletschers interpretiert. Nördlich der Adolf-Pichler-Hütte (1.977 m) sind an der westlichen Talflanke Reste von Seitenmoränenablagerungen mit abgerundeten Kämmen zu erkennen, die auch schon von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) als Ablagerungen des Gschnitz-Stadials klassifiziert wurden.

Mit der eindrucksvollen Moränenbastion, an deren äußerstem Punkt die Adolf-Pichler-Hütte thront, ändert sich das im Vorfeld subglazial geprägte Landschaftsbild schlagartig. Die gut erhaltenen Moränenwälle in der Umgebung der Adolf-Pichler-Hütte wurden von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) als Typuslokalität für das Senders-Stadial definiert. Beachtenswert ist der Materialwechsel in den Endmoränenablagerungen unterhalb der Adolf-Pichler-Hütte. In der letzten Kehre unterhalb der Hütte ist ein Diamikt (Dmm) mit angularen bis subangularen Dolomitkomponenten und subangularen bis subgerundeten Kristallinkomponenten in einer siltigen Matrix aufgeschlossen. 10 m weiter den Weg entlang sind kaum mehr Kristallinkomponenten im Diamikt zu beobachten. In der Kehre an der Hütte ist nur mehr angularer, klastengestützter Dolomitschutt (SCc) anzutreffen. Betrachtet man die Abfolge von subglazial geprägtem (angerundetem) Material im tieferen Abschnitt und darüber dominant auftretendem eckigem, und damit supraglazial transportiertem Sediment, dann ist nach JÜRGEN M. REITNER (mündl. Mitt.) die Genese dieser Endmoräne am besten als Ablagerung eines stark schuttbedeckten Gletschers erklärbar. Darüber hinaus wurde das Moränenmaterial teilweise durch Blockgletscher remobilisiert.

Zur Datierung der Wallformen wurden mehrere Dolomit- und Glimmerschieferblöcke auf den Wällen sowie Ablationsblöcke beprobt. Das in der Karte von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) eingezeichnete Daun-Stadial konnte an der entsprechenden Lokalität im Gelände nicht nachvollzogen werden. Mehrere große Sturzblöcke im Bereich der Verflachung auf 2.100 bis 2.200 m weisen auf einen Felssturz aus der Westflanke der Großen Ochsenwand (2.700 m) hin. Eine Blockgletscherablagerung innerhalb einer (Egesen?) Seitenmoränenablagerung auf 2.200 m stellt vermutlich eine umgelagerte Felssturzaablagerung aus der Nordwestflanke der Riepenwand (2.774 m) dar. Etwas weiter westlich ist eine Blockschutthalde mit vergrusteten Dolomitblöcken aufgeschlossen, die vermutlich ebenfalls einem oder eventuell dem gleichen Felssturzeignis zugeordnet werden muss.

Im Senderstal ist am östlichen Hangfuß des Angerbergkopfes (2.399 m) eine prägnante Wallform bzw. Hangleiste mit glazial geprägten, subangularen Blöcken erhalten, die, in einzelne Segmente zerlegt, von 1.860 m im Norden auf 1.980 m im Süden ansteigt. KERSCHNER & BERKTOLD (1981) interpretierten die Wallform als Seitenmoräne und verwendeten diese zur Rekonstruktion der Gletscherzunge des Senderstalgletschers. In Bezug auf die Interpretation dieser Wallform ist es jedoch wichtig darauf zu verweisen, dass die Talflanken im Fotschertal und Senderstal von großflächigen gravitativen Massenbewegungen bestimmt werden. Auf dem Laserscan ist deutlich zu erkennen, wie tiefgreifende Hangdeformationen die Morphologie im Senderstal überprägen. Die Massenbewegungen reißen in

Literatur

Glimmerschiefern an, die in E–W-Richtung über die N–S verlaufenden Bergrücken streichen. KERSCHNER & BERKTOLD (1981) berichten von Wallformen im Festgestein auf der gegenüberliegenden, östlichen Talseite und argumentieren auch einen geringfügigen Versatz des Seitenmoränenwalls durch eine Massenbewegung. Die Position der Wallform an der Stirn der Massenbewegung sowie die „frische“ morphologische Ausprägung sprechen jedoch eher für einen Kompressionswall einer Massenbewegung. Darüber hinaus findet die Wallform keine direkte Fortsetzung außerhalb der Massenbewegung.

Eine weiter talauswärts auf 1.870 m ansetzende Hangleiste wird von KERSCHNER & BERKTOLD (1981) dem Gschnitz-Stage zugeordnet, sie lässt sich mit Resten einer Seitenmoränenablagerung bei der Kemater Alm auf ca. 1.700 m korrelieren.

Im Fotschertal zeigt sich südwestlich des Alpengasthofs Bergheim (1.464 m) das Zusammenfließen der Gletscher aus dem hinteren Fotschertal und aus dem Einzugsgebiet des Almindbaches (Almindgletscher). Der deutlich ausgeprägte, orografisch rechte Seitenmoränenwall des Almindgletschers schneidet den orografisch linken Seitenmoränenwall des Fotschertalgletschers ab; im Zwickel befindet sich auf 1.550 m eine Vernässungszone. Auf etwa 1.460 m, wo die Forststraße den Almindbach quert, sind teilweise geschichtete Kiese und Sande (GS) sowie konsolidierte Schluffe aufgeschlossen. Diese werden als Eisrandablagerungen des Fotschertalgletschers interpretiert, die beim Vorstoß des Almindgletschers überfahren wurden. Die Position der Endmoräne des Almindgletschers im Talboden kann aufgrund einer Massenbewegung im Gebiet der Axamer Kälberalm nicht lokalisiert werden. Entlang der gut erhaltenen Seitenmoränenwälle (sowohl Almind- als auch Fotschergletscher) wurden mehrere Blöcke aus Glimmerschiefer und Paragneis für die ¹⁰Be- Expositionsdatierung beprobt. Nördlich außerhalb des Kartenblattes, am Eingang des Fotschertals bilden Sande und gradierte Kiese auf ca. 1.100 m ausgeprägte Eisrandterrassen bei der Ortschaft Tanneben und im Bereich des Seigesbaches (Kiesgrube) aus (cf. HORMES, 2020). Die Eisrandablagerungen sind bis auf eine Höhe von 1.400 m in das Fotschertal hinein verfolgbar. An der Kartenblattgrenze, im Bereich des Geschieberückhaltebeckens im Seigesbachgraben, sind Deltaablagerungen aufgeschlossen. Die Eisrandablagerungen in den Hängen oberhalb der Rückhalte-mauer sind allesamt in Bewegung, wobei diese gravitative Massenbewegung als Bereich eines langsamen Fließens zu kennzeichnen ist. Zusammen mit einem Starkniederschlagsereignis waren Anteile dieser instabilen Sedimentakkumulation im Bachgraben ursächlich für das Murreignis in Sellrain im Juni 2015.

BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Unveröffentlichte Masterarbeit, 136 S., Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Innsbruck.

DIETRICH, H. (1983). Zur Petrologie und Metamorphose des Brennermesozoikums (Stubai Alpen, Tirol). – *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **31/3–4**, 235–257, Wien.

HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

HORMES, A. (2019): Bericht 2018 über quartärgeologische Aufnahmen in den Gebieten Ranalt und Neustift auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **159**, 396–401, Wien.

HORMES, A. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen in den Gebieten Oberbergtal, Fotschertal und Seigesalm auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **160**, 495–498, Wien.

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – *Journal of Quaternary Science*, **21/2**, 115–130, Chichester.

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, Innsbruck.

KLEBELSBERG, R. v. (1929): Alte Gletscherstände im Vorland der Stubai Kalkkögel. – *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **17**, 211, Innsbruck.

KÜBLER, H. & MÜLLER, W. (1962): Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **105**, 173–242, Wien.

LEIDLMAIR, A. (1953): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Schlickertal (Stubai). – *Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum*, **32/33**, 14–33, Innsbruck.

MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type areas of Late Glacial and post-glacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. – In: RICHMOND, G.M. (Ed.): *Glaciations of the Alps* (Series in Earth Sciences, **7**), 143–165, University of Colorado, Boulder.

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, 61–92, Darmstadt.

PALZER-KHOMENKO, M. (2018): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Gebiet der Franz-Sennhütte auf Blatt 147 Axams. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **158**, 154–157, Wien.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909). Die Alpen im Eiszeitalter: 3. Band: Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen, 717–1199, Leipzig (Tauchnitz).

REISER, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **158**, 159–161, Wien.

REISER, M. (2021): Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **161**, 211–213, Wien.

SCHMIDEGG, O. (1932). Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Sölden und St. Leonhard. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.