

- HORNUNG, T. (2007): The 'Carnian Crisis' in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – Dissertation, Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.
- HORNUNG, T. (2020): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Gebiet Halleranger – Rossloch – Kühkar (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 483–494, Wien.
- KILIAN, S. & ORTNER, H. (2019): Structural evidence of in-sequence and out-of-sequence thrusting in the Karwendel Mountains and the tectonic subdivision of the western Northern Calcareous Alps. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **112/1**, 62–83, Wien. <https://dx.doi.org/10.17738/ajes.2019.0005>
- KILIAN, S., ORTNER, H. & SCHNEIDER-MUNTAU, B. (2021): Buckle folding in the Northern Calcareous Alps – field observations and numeric experiments. – *Journal of Structural Geology*, **150**, 104416. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104416>
- KRAINER, K. (1985): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen (Raum Bleiberg – Rubland) und des Karwendels (Raum Lafatsch/Tirol). – *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, **6**, 129–142, Wien.
- KRAINER, K., WINKLER, G., PERNREITER, S. & WAGNER, T. (2021): Unusual catchment runoff in a high alpine karst environment influenced by a complex geological setting (Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). – *Hydrogeology Journal*, **29/8**, 2837–2852. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02405-0>
- MANDL, G.W., BRANDNER, R. & GRUBER, A. (2017): Zur Abgrenzung und Definition der Kalkalpinen Decken-systeme (Ostalpen, Österreich – In: WIMMER-FREY, I., RÖMER, A. & JANDA, C. (Hrsg.): Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 254–255, Wien. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.24183.32166>
- PAVLIK, W. (2008): Geologische Karte von Österreich 1:50.000, GEOFAST-Blatt 118 Innsbruck. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PERNREITER, S. (2017): Quartärgeologie und Permafrost (Blockgletscher) im Karwendelgebirge SW des Karwendelhauses (Tirol, Österreich). – Unveröffentlichte Masterarbeit Universität Innsbruck, Innsbruck.
- PIETERSTEINER, K. (2012): Hochalpiner Karst im westlichen Karwendel. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Universität Innsbruck, 142 S., Innsbruck.
- MUTSCHLECHNER, G. (1948): Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **93**, 155–206, Wien.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- RÜFFER, T. & BECHSTÄDT, T. (1998): Triassic Sequence Stratigraphy in the Western Part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – In: DE GRACIANSKY, P.C., HARDENBOLD, J., JAQUIN, T. & VAIL, P.R. (Eds.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. – SEPM Special Publication, **60**, 751–761, Tulsa.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtenfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien*, **66/67**, 165–193, Wien.
- SPÖTL, C. & PIETERSTEINER, K. (2016): Erste Datierungen an Höhlensinter im Pleisen-Gebiet (Karwendel). – *Höhlenkundliche Mitteilungen des Landesvereins für Höhlenkunde in Tirol*, **55**, 4–7, Wörgl.
- SPÖTL, C., RACINE, T., KOLTAI, G., TRYER, A. & HONIAT, C. (2018): Höhlenforschung am westlichen Karwendel-Hauptkamm 2018. – *Höhlenkundliche Mitteilungen des Landesvereins für Höhlenkunde in Tirol*, **57**, 4–28, Wörgl.
- TOLLMANN, A. (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: der Westabschnitt. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **62** (1969), 78–170, Wien.

Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARTIN REISER

Die geologischen Neuaufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin (Ötztal-Decke) erfolgten im Zuge der routinemäßigen Landesaufnahme auf Kartenblatt GK25 NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. Das kartierte Gebiet befindet sich auf der südlichen Flanke des hinteren Stubaitals, am Übergang zwischen Langental und Unterbergental. Es erstreckt sich vom Glücksgrat im Nordosten bis zur südlichen Blattgrenze im Bereich der Hohen Grube. Der Kamm von Ochsenkogel (3.029 m; alle Höhenangaben in Meter über Adria) über die beiden Rötenspitzen (2.924 und 2.981 m), Äußere Wetterspitze (3.070 m) zur Inneren Wetterspitze (3.053 m) stellt die östliche Begrenzung dar. Darüber hinaus wurden

Übersichtsbegehungen im hinteren Mutterbergental, im Falbesontal, im Habichtmassiv und, gemeinsam mit Jürgen Reitner, im Senderstal durchgeführt.

Lithologiebeschreibung

Die Gesteine im untersuchten Gebiet bestehen überwiegend aus Metasedimenten (Paragneis bzw. Glimmerschiefer) mit untergeordneten Einschaltungen von Orthogneis (z.B. am Rotspitzl, 2.379 m).

Metasedimente

Die dominierende Lithologie im untersuchten Gebiet stellen Glimmerschiefer dar. Die Hauptparagenese besteht aus Qz-Plag-Bt-Ms-Ser-Chl-Grt-St-Sil. Akzessorisch treten Apatit (teilweise als fast millimetergroße Leisten), Turmalin, Ilmenit, Rutil und Zirkon auf.

Charakteristisch sind hellgraue Serizit-Pseudomorphosen nach Staurolith, die in manchen Lagen gehäuft auftreten.

In einigen Dünnschliffen ist im Kern der Pseudomorphosen noch reliktscher Staurolith und Granat erhalten, ersterer wird oft von Chloritoid überwachsen. Granat kommt einerseits in Form einzelner großer, hypidiomorpher Blasten, andererseits als kleine, Aggregate bildende, idiomorphe Blasten vor. Letztere werden zusammen mit dem Auftreten von Chloritoid einem zweiten, vermutlich eoalpidischen Metamorphose-Ereignis zugerechnet.

Der Mineralbestand der Metasedimente ist weitestgehend gleich, durch den höheren Feldspatanteil ist der **Paragneis** kompetenter und zeigt eine monotonere Zusammensetzung mit weniger Granatblasten und Staurolith-Pseudomorphosen. Da die Glimmer im Paragneis von Biotit dominiert werden, wird dieser in der Literatur auch als Biotitplagioklasgneis bezeichnet (z.B. HAMMER, 1929).

Übergänge von Glimmerschiefer zu Paragneis zeigen sich auch in der Morphologie des Gebietes. So überragt der aus intensiv verfaltetem Paragneis bzw. Hornblendegneis bestehende Glücksgrat (2.582 m bis 2.952 m) die in der Bergesgrube anstehenden Glimmerschiefer. Lokal treten **Hornblendeschiefer und Kalksilikatgesteine** auf, die z.B. das Nebengestein des Kupferkies-Bornit-Zinkblende-Vorkommens am Glücksgrat bilden. Dieses quantitativ unbedeutende, auf 2.450 m Höhe gelegene Erzvorkommen am Glücksgrat wurde vermutlich im 17. und 18. Jahrhundert in der Inneren Mischbachgrube abgebaut. Die Erzführung ist an den Auflockerungsbereich zwischen zwei ca. SE–NW streichenden Störungen gebunden. Diese ziehen über den Grat nach Westen in die Bergesgrube, werden dort aber von Hangschutt verdeckt. Entlang der Störungen treten einzelne, ankeritische Metakarbonatinseln auf, die auch als hellweiße Blöcke aus den rötlichbraunen Blockhalden hervorstechen. Die Metakarbonate belegen eine hydrothermale Aktivität entlang der Störungen. Die Genese der Lagerstätte steht vermutlich in Zusammenhang mit den in der Nähe auftretenden Orthogesteinen (z.B. am Rotspitzl und südlich davon). Im Zuge der variszischen und alpidischen Überprägungen wurden die Erze mobilisiert und metamorph überprägt (VAVTAR, 1986).

Lokal (z.B. auf 1.580 m am Weg zur Bacherwandalm) zeigen die Paragneise und Glimmerschiefer Übergänge zu feinkörnigem **Biotitschiefer**, der meist nur in dünnen Lagen auftritt. Mineralogisch besteht dieser Überwiegend aus Biotit, Amphibolit, Quarz und serizitisiertem Feldspat. Granat tritt in Form von kleinen, idiomorphen Blasten auf. Akzessorisch ist Turmalin, Apatit, Zirkon und Titanit vorhanden. Letzterer ersetzt Ilmenit. Im Dünnschliff der Probe von der Bacherwandalm lassen sich zwei Paragenesen erkennen: einzelne, große Amphibole (Amp I), Plagioklas, Biotit (Bt I) und Ilmenit bilden eine erste Paragenese, die, vermutlich im Zuge der eoalpidischen Überprägung, von einer zweiten Paragenese aus kleinen, grünen Amphibolen (Amp II), Granat, Biotit (Bt II), Epidot und Titanit ersetzt wird.

Biotit-Granitgneis

Am Rotspitzl (2.379 m) steht ein grünlich-grau verwitternder Biotit-Granitgneis an, der auch in Form einer Blockhalde den Sattel zwischen Bergesgrube und Mischbachgrube bedeckt. Das Gestein ist feinkörnig mit rosa Kalifeldspatblasten, randliche Bereiche am Kontakt zum Nebengestein sind hellglimmerführend, hauptsächlich ist das Gestein

aber von Biotit dominiert. Plagioklas ist stark serizitisiert und vereinzelt auftretende kleine, idiomorphe Granatblasten weisen auf eine (eoalpidische?) Überprägung des Gesteins hin. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon, metamikter Allanit und Epidot auf. Die Glimmer sind eingeregelt und bilden eine Schieferung aus. Anhand makroskopischer und mikroskopischer Merkmale wird dieses Biotit-Granitgneis-Vorkommen dem Habicht Granitgneis (vgl. REISER, 2021a) zugeordnet. Direkt unterhalb des Rotspitzls setzt eine Erosionsrinne (Lokalname „Rotgisse“) an. Die namensgebende Rotfärbung des Gesteins ist auf die im Liegenden des Granitgneises anstehenden Metasedimente zurückzuführen.

Struktureller Aufbau

Das kartierte Gebiet befindet sich im Hangenden einer großen Antiform, deren Faltenachse bei Ranalt mittelsteil nach Osten abtaucht. Im Scheitelbereich sind die kompetenten Gesteine (Amphibolit, Orthogneis, Paragneis) stark deformiert und ausgedünnt, während die inkompetenteren Glimmerschiefer in das Faltenscharnier „geflossen“ sind und dort weit verbreitet auftreten.

Über das bearbeitete Gebiet hinweg zeigt sich eine penetrative, ca. WNW–ESE streichende Achsenflächenschieferung, die meist steil nach NE einfällt. Die Hauptschieferung zeigt ein mittelsteiles NE-Fallen im nördlichen Teil und dreht auf ein E- bzw. SE-Fallen im südlichen Teil des kartierten Gebietes. Im Kar westlich der beiden Rötenspitzen treten auffällige Abtreppungen bzw. Verflachungen im Festgestein auf. Diese sind im rechten Winkel zur saiger stehenden Achsenflächenschieferung ausgebildet und auf die mittelsteil nach Osten einfallende Hauptschieferung (s1) zurückzuführen. Die treppenartige Morphologie im Festgestein führte vermutlich zur Lokalisierungsbezeichnung „Auf Bänken“ und ist Namensgebend für die Bänkenalm (1.860 m).

Die Struktur der Großfalten ist vergleichbar mit dem Gebiet nordöstlich des Habichts (vgl. REISER, 2021a). Diese lassen sich vom Kartiergebiet aus nach Osten in den Bereich der Mischbachgrube verfolgen, es sind jedoch noch gezielte Begehungen notwendig, um den Faltenbau des Habichtgipfels zu klären. Die polyphase Deformation der Gesteine zeigt sich im Aufschluss anhand verschiedener Faltengenerationen. Subvertikal bis (mittel-)steil NW und ESE einfallende, enge bis isoklinale Faltenachsen einer ersten Faltengeneration (FA1) werden von SW-vergente Falten mit subhorizontalen NW–SE streichenden Faltenachsen (FA2) überprägt. Da die Faltenachsen nicht mit den Einengungsrichtungen und den Temperaturbedingungen während der alpidischen Orogenese vereinbar sind, werden diese dem variszischen Ereignis zugeordnet. Südostfallende C'-Flächen und NW–SE streichende Streckungslineare, die im Bereich der Hohen Grube vermehrt auftreten, werden der SE-gerichteten Extension in der Oberkreide zugeordnet.

An spröden Strukturelementen wurden immer wieder NW–SE streichende Seitenverschiebungen mit dextralem Schersinn angetroffen, die zusammen mit der NE–SW streichenden, sinistralen Stubaital-Störung (vgl. REISER, 2021b) ein konjugiertes Störungspaar bilden. In der Bergesgrube lassen sich mehrere synthetische Äste ei-

ner dextralen Seitenverschiebung aufgrund der lokal fehlenden quartären Bedeckung deutlich in der Morphologie und auf dem DGM (Hillshade) verfolgen. Nach Süden zieht die „Bergesgruben-Störung“ unter die Moränenablagerungen des Bergesgrubengletschers und über das Joch in die Beilgrube.

Quartäre Ablagerungen & Massenbewegungen

Ablagerungen des Würm-Hochglazials und der Eiszerfallsphase

Eindeutig dem Würm-Hochglazial zuzuordnende Ablagerungen wurden im Untersuchungsgebiet nicht angetroffen. Moränenablagerungen und Eisrandsedimente, die abseits der Kare an den Hangflanken (z.B. in der Ochsengrube sowie westlich der Rötenspitze) bis auf Höhenlagen von ca. 2.300 m hinaufreichen, könnten hoch- bzw. spätglazialen Ursprungs sein.

Ablagerungen des Gschnitz-Stadials

Die Endmoräne des Gschnitz-Stadials wird im Stubaital weit außerhalb des kartierten Gebietes im Bereich von Kampl verortet. Glazigene Sedimente und Eisrandablagerungen, die sich in Höhenlagen von ca. 1.700–1.750 m an den Flanken des Unterbergtales deutlich vom Festgestein abheben, werden dem Gschnitz-Stadial zugeordnet.

Ablagerungen des Egesen-Stadials

Im Talboden des Unterbergtales bei Falbeson (ca. 1.230 m) zeigt die Kartierung von REISER (2021b) Reste von Seitenmoränenwällen aus verfestigter Grundmoräne mit subgerundeten Komponenten und einer tonig-siltigen Matrix mit geringem Sandanteil. Diese Seitenmoränenablagerungen ziehen auf der südlichen Talflanke oberhalb des Issebichls nach Südwesten. Am Issebichl selbst sind Grundmoränenablagerungen (Dmm; Lithofaziescode nach KELLER, 1996) mit talparallelen, subglazialen Wällen (Flutes) aufgeschlossen und große erratische Blöcke bieten Potenzial zur Expositionsdatierung.

Bei Ranalt heben sich drei gestaffelte Hangleisten von der südlichen Talflanke ab. Die Ablagerungen bestehen aus diamiktischem Material mit subangularen bis subgerundeten Komponenten (Steine bis Blöcke) in einer sandig-schluffigen Matrix (Lithofaziescode: Dm). Auf der Nordseite ist ebenfalls eine Wallform aus diamiktischem Material (Dm/Dg) mit (sub)angularen Blöcken bis Metergröße aufgeschlossen. Die Sedimente werden als (hinterfüllte) End- und Seitenmoränenablagerungen eines Gletscherstandes bei Ranalt interpretiert.

In der Ebene bei der Lokalität Spitzwald (nordöstlich der Schangelairalm) gibt es eine Wallform aus glazigenem Material, die das Tal quert. Angulare bis subangulare Blöcke im Bereich der Wallform wurden entweder als Bergsturzmaterial oder als Ablationsmoräne angesprochen (MAYR & HEUBERGER, 1968; HORMES, 2019).

Weiter flussaufwärts konnten aufgrund der starken Schuttbedeckung keine weiteren Gletscherstände im Talbereich identifiziert werden. Zwischen Grabaalm und Mutterberg Alm zeichnen sich, auf etwa 1.610 m im Talboden ansetzend, Terrassen ab, die bei der Grabaalm, ca. 90 m über

der jetzigen Talsohle, in die Luft ausstreichen. Im Bereich des Parkplatzes für den Weg zur Sulzenau Alm schneidet ein Forstweg die östliche Terrasse. Im unteren Teil, der mit großen Blöcken verbaut wurde, stehen ockerfarbene Sande mit facettierten, angerundeten Komponenten (Dm bis GS; KELLER, 1996) an. Zum Hangenden hin gehen die Sande über in helle, gerundete bis gut gerundete Kiese (gGc nach KELLER, 1996). Auf ca. 1.610 m, im Bereich der Verflachung oberhalb der Grabaalm, ist lateral angularer bis subangulärer Schutt (SSC) mit einzelnen metergroßen Blöcken aufgeschlossen.

Als jüngste Gletscherstände des Egesen-Stadials werden die End- und Seitenmoränenablagerungen zwischen 1.900 und 2.300 m in den NW- bis W-exponierten Karen der Hohen Grube, der Ochsengrube und in unteren Bereichen der Bergesgrube interpretiert.

Rekonstruktion der Gletscher im Egesen-Stadial

Die prominenten Moränenwälle der Lokalität Ebendl, am Eingang des Langentals, wurden von PENCK & BRÜCKNER (1909) als Typuslokalität des Daun-Stadials definiert. In den Arbeiten von PENCK & BRÜCKNER (1909), SENARCLENS-GRANCY (1938) und MAYR & HEUBERGER (1968) wurden diese jedoch jeweils unterschiedlich dem Daun- oder Egesen-Stadial zugeordnet (vgl. Diskussion in HORMES, 2019).

Nach dem Modell von REITNER et al. (2016) stellt das Daun-Stadial lediglich einen frühen Stand des Egesen-Stadials dar, daher sind die Wallformen am Ausgang des Langentals allesamt dem Egesen-Stadial zuzuordnen. Demzufolge dürften auch die Seitenmoränenablagerungen bei Falbeson einen frühen Egesen-Stand mit einem Gletscherende in der Ebene bei Falbeson repräsentieren. Diese wurden vermutlich auch von SENARCLENS-GRANCY (1938) erkannt und zur Rekonstruktion des Gletscherendes bei Falbeson herangezogen. MAYR & HEUBERGER (1968) korrelieren die Seitenmoränenablagerungen oberhalb des Issebichls mit den auf etwa 1.660 m Höhe auftretenden Wallformen der Lokalität Ebendlaswald, die von HORMES (2019) als Egesen 1 bezeichnet wurden. Ein niedriger gelegenes Set von Wällen, zwischen 1.500 und 1.600 m am Ausgang des Langentals, wurde von HORMES (2019) als Egesen 2 bezeichnet.

Die gestaffelten Seitenmoränenwälle bei Ranalt zeigen in weiterer Folge einen Rückzug des Mutterberg-/Langentalgletschers hinter den Issebichl an (vgl. MAYR & HEUBERGER, 1968). Die Wallform an der Lokalität Spitzwald repräsentiert womöglich einen Gletscherstand kurz bevor, oder kurz nachdem sich die beiden Gletscherarme separierten und sich der Langentalgletscher in den Taleingang zurückzog (Egesen 2 Wallformen sensu HORMES, 2019). Der Gletscher aus dem Mutterbergtal endete in diesem Zeitraum vermutlich im Bereich oberhalb der Schangelairalm.

Anhand der Ablagerungen oberhalb der Grabaalm (Grawa Alm) zeigt sich, dass sich der Mutterbergtal-Gletscher im Egesen-Stadial weiter in das Tal zurückzog, während der Sulzenau-Gletscher, vermutlich mit einem steilen Eisfall einmündend, noch bis in das Tal vorgedrungen ist und dieses abgeriegelt hat. Sande und Kiese wurden in einem Eisstausee zwischen den beiden Gletscherzungen bis zu 90 m mächtig lateral an die Moränenablagerungen des Sulzenau-Gletschers angelagert. Die Kiese im Hangenden

des Profils werden als proximale Deltaablagerungen interpretiert. Aufgrund der Nähe zum Top der Abfolge und zur lateralen Moräne könnte auch ein Verlanden des Sees vermutet werden. Der höhere Rundungsgrad zeigt jedenfalls einen längeren fluviatilen Transport an, die Gletscherzunge hatte sich zu diesem Zeitpunkt bereits weiter in Richtung Mutterbergalm zurückgezogen.

Holozäne und subrezente Ablagerungen

In der Karte von HAMMER (1929) ist in der Bergesgrube noch ein Gletscher verzeichnet, die End- und Seitenmoränenwälle in der Bergesgrube sind daher einem 1850er Gletscherstand (LIA) zuzuordnen. Der Gletscher hat sich jedoch (Stand 2021) komplett in das NE-exponierte Kar unterhalb des Ochsenkogels (3.029 m) zurückgezogen und kann unter dem Schutt nur mehr vermutet werden. In der Ochsengrube, nordwestlich unterhalb der Rötenspitze (2.981 m) und in den Karen der Hohen Grube befinden sich auf ca. 2.350 m auffällige Hangleisten, teilweise mit rudimentären Wallformen. Laut der Karte von SENARCLENS-GRANCY (1938) entsprechen diese einem 1850er Stand kleiner Kargletscher, bzw. Firnfelder.

Im Untersuchungsgebiet wurden fossile, inaktive und aktive Blockgletscher angetroffen (vgl. Blockgletscherinventar von KRAINER & RIBIS, 2012). Nördlich des Gamsgrats und in der Hohen Grube vom Lautererseejoch (2.761 m) nach Nordwest liegen Ablagerungen fossiler Blockgletscher vor. Kleinere, inaktive Blockgletscher, die sich meist aus dem Hangschutt entwickelt haben, befinden sich auf der Südwestflanke des Glücksgrats sowie östlich des Rotspitzls (2.379 m) und im Kar nordwestlich der Rötenspitze (2.981 m). Aktive Blockgletscher mit steiler Front befinden sich in der Mischbachgrube sowie in der Unteren und Oberen Bergesgrube (letzterer überprägt die Moränen des 1850er Standes) unterhalb des Ochsenkogels (3.029 m).

Literatur

HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal (5146). – 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.

KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, **132**, 5–12, Basel.

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., SCHROTT, L. & HAUSMANN, H.: Permafrost in Austria, 32–47, Österreichische Geologische Gesellschaft, Wien.

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

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

REISER, M. (2021a): 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**, 201–204, Wien.

REISER, M. (2021b): 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.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAIDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria) = Eine Neubetrachtung der aktuellen Stratigraphie des Alpenen Spätglazials: Implikationen aus den sedimentären und morphologischen Belegen des Gebietes um Lienz (Tirol/Österreich). – Eiszeitalter und Gegenwart, **65**, 113–144, Hannover.

SENARCLENS-GRANCY, W. (1938): Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **88**, 13–24, Wien.

VAVTAR, F. (1986): Das Zinn-Kupfer-Erzvorkommen am Glücksgrat (Stubai-Kristallin) = Tin-Copper Mineralization at Glücksgrat Mountain, Austro-Alpine Stubai complex, Austria. – Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen, 3. Folge, **35**, 287–298, Wien.

Blatt NL 33-01-13 Kufstein

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großveneiger von JÜRGEN M. REITNER.