

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

dm-mächtigen Lagen zeigen wellige Schichtoberflächen und dunkle Knollen (Silex-Knauern). Im oberen Bereich der Abfolge ist zudem ein rötlich verwitternder Mergelhorizont (metamorphe Pietra-Verde Tufflagen?) in die karbonatischen Gesteine eingeschaltet. Darüber folgt dunkelgrauer, plattiger Kalkmarmor mit karbonatischen Tonschieferlagen der metamorphen Partnach Schichten. Die Kalkbänke führen Glimmer, Quarzkörner, Pyrit und sind reich an Filamenten sowie Fossilenschutt. Helle Dolomit-Lagen oder -Blöcke in den dunklen Kalk- und Tonschiefern sind vermutlich am Verzahnungsbereich von (Wetterstein-)Riff und Partnach-Becken als sogenannte „Cipit-Blöcke“ in das Becken eingeglitten. Die Gesteine zeigen isoklinale Falten mit NE-SW streichenden Faltenachsen mit flach SE-fallenden Achsenflächen sowie NW-Vergenz und untergeordnete Top-nach-NW-Überschiebungen.

Der helle Dolomitmarmor im Hangenden wird daher als metamorpher Wettersteindolomit (Anisium-Karnium) angesprochen. Ein markanter Felskopf aus hellem Dolomit wird durch eine steile, SW-NE streichende Störung von einer ca. 20 m mächtigen Wand aus dem gleichen Dolomit abgetrennt. Der südöstliche Teil ist ca. 100 m abgesenkt. Harnischflächen zeigen eine Top-nach-N gerichtete, spröde Reaktivierung der Störung an. Die Verflachung am Hochtennboden wird von schwarzen Tonschiefern der Nordalpinen Raibler Schichten (metamorph) gebildet. Die dort auftretenden Dolinen sind charakteristisch für die oft Gips führenden Nordalpinen Raibler Schichten. Im Hangenden folgt kataklastisch deformierter Dolomit, der weiter oben von den charakteristischen, subhorizontal gebankten Felswänden des metamorphen Hauptdolomits abgelöst wird. Letzterer repräsentiert gleichzeitig das Top der mesozoischen Abfolge in der Kalkkögelgruppe.

Etwas weiter im Osten ist ein vergleichbares Profil vom kristallinen Basement bis in die Trias aufgeschlossen. Unterhalb des Birgitzköpflhauses stehen über dem Glimmerschiefer des prävariszischen Grundgebirges Quarzite, Karbonatbrekzien sowie Lagen dunklen Dolomitmarmors an. Diese Abfolge wird von dunklen, karbonatischen Tonschiefern der Partnach Schichten mit isoklinalen Falten und deutlich ausgeprägter SE-gerichteter Streckungslineation überlagert.

Strukturgeologische Beobachtungen

Lithologische Kontakte in den Kristallingesteinen (z.B. zwischen Glimmerschiefer, Paragneis und Amphibolit) zeichnen eine primäre Schieferung (S1) nach, die während nachfolgender Deformationsereignisse überprägt wurde. Anhand der Befunde aus den Dünnschliffen lässt sich für das Kristallin eine variszische Metamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen ableiten (Paragenese Grt-St-Ky-Sil), die während der alpidischen Orogenese bei Bedingungen der oberen Grünschieferfazies (> 500 °C; Überwachungen von St durch Cld) überprägt wurde.

Strukturell wird das Untersuchungsgebiet von einer prä-alpidischen Großfaltenstruktur („Schwarzhorn-Synform“; BREITFUSS, 2016) bestimmt. Im hinteren Senderstal und am Sendersjöchl konnten südvergente S-Falten aufgenommen werden, die dem flach bis mittelsteil N- bis NNE-fallenden Liegendschenkel der Schwarzhorn-Synform zugeordnet

werden. Die NE-fallende Achsenebenenschieferung dieser Großfalte ist im Paragneis und Glimmerschiefer als S2 penetrativ ausgebildet. Im Scharnierbereich der Falte kommt es zur Mächtigkeitszunahme der Glimmerschiefer.

Isoklinal verfaltete Quarzlinsen, die im Glimmerschiefer parallel zu S1 auftreten, sind auf eine frühere Fallengeneration zurückzuführen. Somit gibt es im Untersuchungsgebiet Hinweise auf zwei prä-alpidische Faltungsphasen (vgl. REISER, 2021).

Die Falten, die sowohl in den kristallinen, als auch in den permomesozoischen Gesteinen angetroffen wurden, sind der alpidischen Überprägung zuzurechnen: enge Falten mit flach nach SE, E und NE einfallenden Achsenflächen und ca. NE-SW streichenden, subhorizontalen Faltenachsen. Diese Faltenrichtungen konnten entlang des gesamten Bergrückens, in untertriassischen Gesteinen am Hoadlsattel (2.264 m) im Süden und im Paragneis am Axamer Kögele (2.097 m) im Norden, eingemessen werden. Diese Falten sind vermutlich auf eine NW-SE-Verkürzung im Zuge der eoalpidischen Top-nach-WNW gerichteten Deckenstapelung zurückzuführen.

Seejöchl-Störung

Das Untersuchungsgebiet wurde in der Oberkreide von SE-gerichteten Abschiebungen überprägt (FÜGENSCHUH et al., 2000). Scherbandgeometrien in den Glimmerschiefern zeigen Top-nach-SE gerichtete Kinematik und an der Basis der mesozoischen Abfolge wurden SE-gerichtete Abschiebungen wie z.B. die Seejöchl-Störung beobachtet. Diese verläuft NNE-SSW entlang der West-Grenze der Kalkkögelgruppe und zeigt eine Top-nach-SE abschiebende Kinematik an mittelsteil nach SE einfallenden Störungsflächen (Streckungslinear 110/16 in den Mergeln der Partnach Schichten). Dabei kommt es entlang der Störung zu Schichtausfall und Mächtigkeitsreduktion.

Harnischflächen mit Top-nach-NNW gerichteter Kinematik werden als Reaktivierung der Abschiebung im Zuge einer jüngeren Überprägung interpretiert. N-vergente, offene Falten mit E-W streichenden subhorizontalen Faltenachsen und S-fallenden Achsenflächen konnten sowohl in den Kristallingesteinen am Hoadlsattel, als auch in den mesozoischen Gesteinen eingemessen werden. Anhand der Faltenvergenzen lässt sich ein Top-nach-N-Schersinn ableiten, der mit der Reaktivierung der Seejöchl-Störung kompatibel ist.

Widdersberg-Aufschubung

Die tektonische Verdoppelung von Wettersteindolomit und Raibler Tonschiefer am Widdersberg (2.327 m) in der Axamer Lizum wird als „Widdersberg Aufschubung“ (ROCKENSCHAUB et al., 2004) bezeichnet. Anhand von Abrisskanten auf Harnischflächen kann eine Top-nach-WNW gerichtete Kinematik abgeleitet werden. An der nordöstlich davon gelegenen Schneiderspitze (2.156 m) begleiten tektonische Brekzien und eine Katakklasezone den Störungshorizont.

ROCKENSCHAUB et al. (2004) postulieren anhand von Überschneidungskriterien ein paläogenes Alter („? Eozän-Oligozän“) für die Widdersberg-Aufschubung. Aufgrund der vergleichbaren Profile korrelieren die Nordalpinen Raibler Schichten am Hochtennboden mit dem unteren Horizont der Nordalpinen Raibler Schichten am Widdersberg

und ebenfalls mit dem unteren Raibler Horizont der Schneiderspitze. Aus der Kartierung ergibt sich ebenfalls, dass die Widdersberg-Aufschubung im Westen von der Seejöchel-Störung abgeschnitten wird. Aufgrund dieser Überschneidungskriterien muss die Widdersberg-Aufschubung folglich älter sein als die oberkretazisch angelegte Seejöchel-Störung. Da die alpidische Metamorphose in der Kalkkögelgruppe nur ca. 450 °C erreicht hat und die Gesteine bereits vor ca. 60 Ma auf unter 100 °C abgekühlt waren (FÜGENSCHUH et al., 2000) ist die spröde Deformation des Dolomits kein Beleg für eine post-kretazische Deformation (Dolomit reagiert erst ab Temperaturen über 500 °C duktil). Zu guter Letzt ist auch die Top-nach-WNW-Transportrichtung der Widdersberg-Aufschubung sehr gut mit der eoalpidischen Deckenstapelung kompatibel.

Zusammenfassend sprechen einige Argumente für eine eoalpidische Anlage der Widdersberg-Aufschubung. Spröde Top-nach-N-Überschiebungen und konjugierte Seitenverschiebungen, welche die oben genannten Störungen versetzen oder überprägen, sind einem anderen tektonischen Regime zuzuordnen und vermutlich in das Paläogen oder Neogen einzustufen (z.B. Halsl-Störung; ROCKENSCHAUB et al., 2004).

Quartäre Ablagerungen und Massenbewegungen

Ablagerungen des Würm-Hochglazials und der Eiszerfallsphase

Im Oberbergtal ist auf 2.250 m im oberen Bereich des Tiefenbachgrabens, unterhalb des Weges zwischen Sendersjöchel und Seducker Hochalm, Würm-hochglaziale, überkonsolidierte Grundmoräne (Dmm) aufgeschlossen, die von sandigen, nicht konsolidierten Eisrandsedimenten (SSC/Dc) überlagert wird. Die Grundmoräne ist mehrere Meter mächtig und beinhaltet angerundete, gekritzte und facettierte Kristallinkomponenten bis zu 50 cm Durchmesser. Die Aufschlüsse sind bereits vom Talboden aus zu sehen und lassen auf eine Eishöhe des Gletschers im Oberbergtal von mindestens 2.250 m während des Würm-Hochglazials (last glacial maximum; LGM) schließen. Im Senderstal werden glaziogene Ablagerungen (Grundmoräne, Dm) bis in eine Höhe von ca. 2.200 m dem LGM zugeordnet (siehe Kartierungsbericht 2022; REISER, 2024a).

Im Senderstal sind im Bereich zwischen 1.900 und 2.100 m Eisrandsedimente (Lithofaziescode SSC) lateral an die Grundmoränenablagerungen angelagert. Morphologisch wird dies im Gelände durch Verflachungen und Hangleisten verdeutlicht.

Ablagerungen des Gschnitz-Stadials

Die Verflachung im unteren Bereich der Hangflanken, zwischen 1.800 m (oberhalb der Kemater Alm) und 1.500 m (Bereich Kaserl) wird von Eisrandablagerungen gebildet, die dem Gschnitz-stadialen Vorstoß zuzurechnen sind (REISER, 2024b).

Ablagerungen des Egesen-Stadials

Kleine Wallformen im Blockwerk auf ca. 2.200 m im Kar nordöstlich des Hoadlgipfels werden einem kleinen Gletscher des Egesen-Stadials zugerechnet.

Blockgletscherablagerungen (Würm-Spätglazial, Holozän)

Im Untersuchungsgebiet wurden nordöstlich unterhalb der Bergstation am Hoadl (2.340 m) Ablagerungen eines kleinen Blockgletschers angetroffen.

Massenbewegungen

Westlich, knapp unterhalb der Bergstation am Hoadl befindet sich der Abrissbereich einer Massenbewegung. Im oberen Bereich bilden die am Gipfel anstehenden Quarzite und Metakonglomerate eine Gleitmasse mit teilweise noch zusammenhängenden Gleitschollen, während die weiter unten anstehenden Glimmerschiefer als daran anschließende Fließmasse in das darunterliegende Kar abgelagert wurden. Unterhalb dieses Kars, fast im Talboden, hebt sich auf ca. 1.550 m eine lobenförmige Wallform von der Hangflanke ab. Das Material besteht aus diamiktischen Ablagerungen mit subangularen bis subgerundeten Kristallinkomponenten in einer sandig-schluffigen Matrix. Im oberen Bereich des Aufschlusses treten vermehrt gerundete Karbonatkomponenten auf. Zwei Interpretationen sind möglich: es handelt sich entweder um remobilisierte Eisrandsedimente oder um Ablagerungen eines Seitenmoränenwalls, der von Eisrandsedimenten überschüttet, bzw. hinterfüllt wurde.

Die nördliche Umgrenzung des Kartiergebietes, bzw. des Kartenblattes Neustift im Stubaital, verläuft durch eine große Massenbewegung, die am westseitigen Kamm zwischen Pleisen (2.236 m) und Axamer Kögele (2.097 m) ihren Abrissbereich hat und bis in bzw. nahe an den Talboden reicht. Im Abrissbereich zeigt der Hang ein konkaves Profil mit einigen, freigelegten Felsaufschlüssen. Im unteren Bereich (Lokalität Maurach) ist ein konvexes Hangprofil ausgebildet und der Massenbewegungskörper ist größtenteils von quartären Ablagerungen bedeckt. Da der Massenbewegungskörper den Gschnitz-stadialen Seitenmoränenwall der Lokalität Kaserl abschneidet, bzw. überprägt, ist die Massenbewegung nach dem Gschnitz-Stadial aktiv gewesen bzw. reaktiviert worden. Ausgehend von der deutlichen Hohlform des Abrissbereichs werden die Bewegungsbeträge hangabwärts über antithetische Brüche im mittleren Hangabschnitt teilweise kompensiert und die morphologische Ausprägung damit „unschärfer“. Daher ist es eher unwahrscheinlich, dass ein durchgehender Gleitprozess entwickelt ist, womit die Massenbewegung insgesamt als Bereich eines langsamen Fließens klassifiziert wird. Zudem läuft die Stirn der Massenbewegung zumindest im südlichen Abschnitt möglicherweise auf glaziogene Ablagerungen des Gschnitz-Stadials auf.

Literatur

BRANDNER, R., RESCH, W. & REITER, F. (2003): Das Brennermesozoikum: Sedimentäre Faziesentwicklungen in metamorphen Gesteinen und tektonische Konsequenzen. – In: ROCKENSCHAUB, M.: „Brenner“: Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal, 1.–5. September 2003: Geologische Kartenblätter 1:50.000, 148 Brenner, 175 Sterzing, 95–98, Geologische Bundesanstalt, Wien.

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

- EGGLSEDER, M. (2012): Präalpine Faltenüberprägungen im Nordosten des Ötztal-Stubai-Kristallins. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 118 S., Innsbruck.
- FÜGENSCHUH, B., MANCKTELOW, N.S. & SEWARD, D. (2000): Cretaceous to Neogene cooling and exhumation history of the Oetztal-Stubai basement complex, eastern Alps: A structural and fission track study. – *Tectonics*, **19**/5, 905–918, Washington, D.C.
- GEYSSANT, J. (1973): Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1973**, 377–396, Wien.
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal (5146). – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HUET, B., REISER, M. & GRASEMANN, B. (2020): Hierarchisches Glossar planarer, linearer Strukturen und Bewegungsrichtungsindekatoren = Hierarchical glossary for planar, linear structures and transport direction indicators. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **138**, 57 S., Wien.
- LINNER, M., HINTERSBERGER, E., BRYDA, G., GRUBER, A., HOFMAYER, F., HUET, B., IGLSEDER, C., REISER, M., REITNER, J., STEINBICHLER, M. & ZERLAUTH, M. (2024): Hierarchische Liste der Gesteinsbegriffe der GeoSphere Austria = Hierarchical list of rock terms at GeoSphere Austria. – *Berichte der GeoSphere Austria*, **147**, 174 S., Wien.
- LOTTER, M., STEINBICHLER, M. & REITNER, J. (2021): Ergänzung und Erratum zu „Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (STEINBICHLER et al., 2019). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **161**, 157–160, Wien.
- PURTSCHELLER, F., HAAS, R., HOINKES, G., MOGESSIE, A., TESSADRI, R. & VELTMAN, C. (1987): Eoalpine Metamorphism in the Crystalline Basement. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.: *Geodynamics of the Eastern Alps*, 185–190, Wien (Deuticke).
- 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**, 201–204, Wien.
- REISER, M. (2024a): Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – *Geologisches Jahrbuch der GeoSphere Austria*, **1**, XXX–YYY, Wien.
- REISER, M. (2024b): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **162**, 247–250, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M., BRANDNER, R., BURGER, U., DECKER, K., KIRSCHNER, H., MAURER, C., MILLEN, B., POSCHER, G., PRAGER, C. & REITER, F. (2004): Endbericht zu Projekt TC 12, Umwelttektonik der östlichen Stubai Alpen und des Wipptals. – Unveröffentlichter Endbericht zu Projekt TC 12, 229 S., Wien.
- SANDER, B. (1915): Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. I: Kalkkögel. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1915**, 140–148, Wien.
- SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1965**, 119–162, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1977): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und Mesozoikum auf den Blättern 147, Axams und 148, Brenner. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1977**, 127–129, Wien.
- STEINBICHLER, M., REITNER, J., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **159**, 5–49, Wien.
- THÖNY, W., TROPPEL, P., SCHENNACH, F., KRENN, E., FINGER, F., KAINDL, R., BERNHARD, F. & HOINKES, G. (2008): The metamorphic evolution of migmatites from the Ötztal Complex (Tyrol, Austria) and constraints on the timing of the pre-Variscan high-T event in the Eastern Alps. – In: FROITZHEIM, N. & SCHMID, S.M.: *Orogenic Processes in the Alpine Collision Zone*. – *Swiss Journal of Geosciences*, **101** (Supplement), 111–126, Basel.

Blatt NL 32-06-04 Sölden

Bericht 2023 über geologische Aufnahmen im hinteren Stubaital (Ötztal-Stubai Kristallin) auf Blatt NL 32-06-04 Sölden

JULIAN GEILER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 2023 wurde ein acht Quadratkilometer großes Gebiet im hinteren Stubaital in Tirol im Maßstab 1:10.000 kartiert. Als Kartenunterlagen dienten Laserscans, Orthofotos und die topographische Karte Blatt NL 32-06-04 Sölden. Die bereits veröffentlichte Karte von HAMMER (1929) diente als Grundlage und zum Vergleich. Gearbeitet wurde nach den Standards der GeoSphere Austria für das Quartär (STEINBICHLER et al., 2019) und die Strukturelemente (HUET et al., 2020).

Gebietsbeschreibung

Das acht Quadratkilometer große Gebiet befindet sich im hinteren Stubaital. Die Grenze verläuft von der Dresdner Hütte im Westen nach Nordost bis zu den Pfaffenknollen oberhalb der Sulzenau Alm und von dort bis zur Sulzenau Hütte und weiter nach Süden zum Gipfel des Aperen Freigers (3.261 m). Der Südrand ist durch den Gletscher der Fernerstube und den Sulzenauferner begrenzt. Vom Joch „Lange Pfaffennieder“ geht die Grenze am Pfaffengrat nach Norden bis zum Beiljoch und retour nach Nordwest zur Dresdner Hütte. In dieser hochalpinen Gegend ist die Aufschlussesituation mehr als ausreichend. Frisch vom Gletscher polierte Bereiche zeigen die Gesteine in ihrer natürlichen Farbe. Die sehr dünne Humusschicht lässt sich leicht entfernen, so dass der Blick auf die Sedimente oder anstehendes Festgestein darunter möglich ist. Das zweistufige Hängetal Sulzenau befindet sich im Zentrum