

- 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. & GRAEMANN, B. (2020): Hierarchisches Glossar planarer, linearer Strukturen und Bewegungsrichtungsdiktatoren = 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 Stubaier 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 Profilreihen 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 Alt-kristallin 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., TROPPER, 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 Pfaffenegrat nach Norden bis zum Beiljoch und retour nach Nordwest zur Dresdner Hütte. In dieser hochalpinen Gegend ist die Aufschlusslage 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

des Untersuchungsraumes. Die untere Talstufe liegt auf 1.860 m (alle Angaben in Meter über Adria) beachtliche 350 Höhenmeter über dem Niveau des Stubaitals. Weiter südlich steht eine fast 300 Meter hohe Felswand an, die den Übergang in den nächsthöheren Abschnitt des Sulzenautals bildet. Dieses steigt graduell bis auf etwa 2.500 m an, bevor die nächste Steilstufe auftritt.

## Lithologiebeschreibung

### Glimmerschiefer

Der Mineralbestand der Glimmerschiefer besteht aus Quarz, Biotit, Muskovit, Plagioklas, Staurolith, Chlorit, Chloritoid sowie stellenweise Granat. Die Gesteine weisen entlang des ursprünglichen sedimentären Lagenbaus die S1-Schieferung auf. Nach dieser Orientierung konnten auch die Lithologiewechsel im Gebiet beobachtet werden. Die Glimmerminerale sind sehr engständig (< 1 mm) zwischen den Quarz-/Feldspatlagen ausgebildet. Diese ausgeprägte Paralleltextur kann im gesamten Gebiet aufgefunden werden. Auffällig ist die rötliche Verwitterungsfarbe. Der Feldspatgehalt beläuft sich auf unter 20 %, was nach der Klassifikation von SCHMID et al. (2007) und LINNER et al. (2024) die Glimmerschiefer von den Paragneisen unterscheidet. Die Chloritisierung von Biotit und die Bildung von Chloritoid auf Kosten von Staurolith sind auf die eoalpidische Überprägung des Gesteins zurückzuführen. Häufig auftretende Staurolithminerale kommen unorientiert im Gestein vor. Der typische Habitus von Staurolith sowie die Zwillingsbildung wird von späteren Umwandlungsprozessen nicht beeinflusst. Die zum Teil senkrecht auf die S1-Schieferung wachsenden Minerale zeigen an, dass die Deformation endete, ehe das Kristallwachstum abgeschlossen war. Durch den hohen Glimmeranteil ist eine Achsenflächenschieferung (S2) deutlich ausgebildet. In den Glimmerschiefern kommen vereinzelte, 5–25 cm mächtige, feldspatreichere Lagen vor. Diese sind aber im kartierten Maßstab nicht aufzulösen.

### Paragneis

Quarz, Biotit und Plagioklas sind die Hauptkomponenten dieses Gesteins, das auch als dieser Biotit-Plagioklas-Gneis bezeichnet wird und deutlich feinkörniger ausgeprägt ist als der Glimmerschiefer. Des Weiteren kommen Muskovit, kleine Granate und Turmalin vor. Im Gelände fallen oft die äußerst dünnen Glimmerlagen auf, an denen das Gestein vorrangig zerbricht. Die Matrix besteht aus bis zu einem Millimeter großen Biotit und Plagioklasmineralen, die zum Teil nicht nach der S1-Schieferung ausgerichtet sind, sondern orientierungslos auskristallisierten. Die vom Gletscher rundgeschliffenen Härtlingsrücken östlich der Dresdnerhütte und beim Sulzenausee bestehen aus Paragneis und beweisen hier die Abrasionsfestigkeit.

### Muskovit-Granitgneis

Dieser Orthogneis kommt als konkordante Einschaltung im mittelsteil bis steil nach Südwesten fallenden Deckenstapel unmittelbar südlich der Sulzenauhütte vor und lässt sich entlang beider Talflanken gut verfolgen. Unter dem Mikroskop konnte eine beginnende Chloritisierung von Biotit observiert werden. Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Muskovit sowie akzessorisch Biotit und Granat bauen die-

ses Gestein auf. Es weist ein schieferiges Gefüge mit lokal auftretendem Augengefüge auf. Die Glimmerminerale sind nach der schwach ausgeprägten Schieferung orientiert. Im Gelände ist der Orthogneis deutlich von den Paragneisen zu unterscheiden. Die Schutthalde bestehen aus größeren Blöcken und das Gestein bricht eckiger sowie zum Teil auch nicht parallel zur ohnehin schwach ausgeprägten S1-Schieferung aus. Farblich heben sich die hellgrauen Gesteine klar von den rötlich verwitternden Glimmerschiefern und Paragneisen ab. Auch ist eine Achsenflächenschieferung aufgrund des niedrigeren Glimmergehaltes nicht ausgebildet.

### Biotit-Granitgneis

Dieser fast muskovitfreie Orthogneis kommt in zwei jeweils ca. 40–60 Meter breiten Bereichen konkordant zur S1-Schieferung vor. Unweit des Muskovit-Granitgneises, etwa 70 Meter südlich, steht die erste Einschaltung an. Die Zweite folgt einige 100 Meter weiter südlich. Im Aufschluss erscheint das Gestein hellgrau bis weiß. Unorientierte Feldspäte (Plagioklas und Kalifeldspat) und Quarze sind mit über 80 % die dominierenden Minerale in diesem Gestein. Der Biotit ist nach der Hauptschieferung ausgerichtet. Das Gefüge dieses Gesteins kann als schwach geschiefert beschrieben werden. Akzessorisch kommen Allianit, Granat und Turmalin vor. Auch hier ist der kompetente Charakter dieser Lithologie zu beachten. Aufgrund der geringen Mächtigkeit heben sich die Einschaltungen jedoch morphologisch nicht vom Nachbargestein ab.

### Paragneis/Glimmerschiefer Wechselfolge des Beiljochs

Da die verschiedenen Gesteine auf dem bearbeiteten Maßstab nicht voneinander abtrennbar sind, wurde diese Lithologie als Paragneis/Glimmerschiefer (PG/GS) Wechselfolge des Beiljochs definiert. Im Bereich des Gletschervorfeldes des Sulzenaufers und am Westaufstieg des Beiljochs ist diese Wechselfolge besonders schön ausgeprägt. In unterschiedlichen Abständen, von etwa 50 cm bis zu mehreren Metern, wechseln die beiden Lithologien. Der Paragneis entspricht dem, im Gebiet beobachteten, Biotit-Plagioklas-Gneis. Der Glimmerschiefer ähnelt dem nördlich anstehenden Glimmerschiefer, jedoch ist er etwas feinkörniger und es tritt kein Staurolith auf.

## Strukturen und Metamorphose

Das Ötztal-Stubai Kristallin, in dem sich das Untersuchungsgebiet befindet, gehört zum Ötztal-Bundschuh-Deckensystem und bildet das zweithöchste Stockwerk im Deckenstapel des Oberostalpins (SCHMID et al., 2004). Das kristalline Grundgebirge wurde in den letzten 500 Ma mehrere Male metamorph überprägt. Die Variszische und die Eo-Alpine Orogenese zählen hierbei zu den wichtigsten metamorphen Ereignissen. Im Kartiergebiet herrschten jeweils amphibolitfazielle Druck- und Temperaturbedingungen (HOINKES et al., 2021).

Die Hauptschieferung (S1) fällt generell nach Südwest ein. Das Streichen rotiert im Süden immer mehr von WNW/ESE nach NW/SE. Die Fallwerte bewegen sich je nach Seehöhe von 60° bis subvertikal, lokal auch um ein paar Grad überkippt. In den weniger kompetenten Glimmerschiefer-

lagen treten Parasitärfalten auf. Die Faltenachsen tauchen flach nach Nordwest ab. Durch diese Faltung ist eine zweite Schieferungsgeneration entstanden. Hierbei handelt es sich um eine Achsenflächenschieferung (S2). Durch die Analyse der Streich- und Fallwerte und der Vergenz der Parasitärfalten konnte im Süden des Kartiergebets eine große Isoklinalfalte abgeleitet werden.

Die zuvor beschriebenen Orogenesen müssen sich wie folgt auf die Geologie im Kartiergebiet ausgewirkt haben. Isokinal verfaltete Quarzmobilisate, deren Faltenachsen nach Nordost abtauchen, gehören vermutlich zu einem früheren Gebirgsbildungseignis (D1). Durch Vergleichen der Faltenachsen der Parasitärfalten mit der Ausbildungsrichtung der Achsenflächenschieferung kann davon ausgegangen werden, dass es im Zuge der Variszischen Orogenese zu einer Südwest–Nordost-Einengung kam (D2). Hierbei wurde der ursprüngliche sedimentäre Lagenbau, der heute die Lithologiegrenzen definiert, verfaltet. Das heißt, dass die prominente isoklinale Synform, deren Faltenkern im Bereich der Beilspitze liegt, und die während der Faltung entstandene Achsenflächenschieferung variszischen Ursprungs sind. Dies ist mit einer Großfalte bei Ranalt kompatibel. Auf dem Südschenkel dieser Antiform liegt das Untersuchungsgebiet. Die Faltenachse dieser Großstruktur taucht mittelsteil nach Ost ab.

Dadurch, dass im Kartiergebiet das Streichen der Schieferung parallel zur Überschiebungsrichtung der eo-alpidischen Deckenstapelung verläuft, nämlich parallel SE–NW, hatte die Eo-Alpine Orogenese hier bezüglich der Strukturen keine weiteren Veränderungen mehr bewirkt. Es fanden nur Alterationen statt, die unter dem Mikroskop ersichtlich sind, wie zum Beispiel die Chloritisierung von Biotit, die Serizitisierung von Plagioklas und die Umwandlung von Staurolith in feinkörnige Glimmerminerale wie Paragonit. Auch ist an den Granaten ein Anwachsssaum gewachsen.

Die orientierten Proben wurden parallel zum Streckungslinear geschnitten und unter dem Mikroskop betrachtet. In den Glimmerschiefern gibt es drei Schieferungsgenerationen. Die prominenteste ist die S2M-Schieferung (M – Mikroskop) die mit der S1-Schieferung aus den Geländebeobachtungen übereinstimmt. Diese wird aus Glimmern, Granat und Kyanit aufgebaut und schneidet eine ältere Schieferung, die durch Muskovite gebildet wird, ab. Postdeformativ sind Kyanit und Staurolith, wo vorhanden, weitergewachsen. Die jüngste Schieferungsgeneration bildet Biotit, der 90° versetzt zur S1M gewachsen ist. In den Orthogesteinen ist unter dem Mikroskop nur die S2M-Schieferung ausgeprägt. Die Paragneise weisen ebenfalls alle drei Generationen auf, die Erste und die Dritte sind aber schwach ausgeprägt.

Die im Kartiergebiet beobachteten Störungen bedienen sich der Schwächezonen an den lithologischen Kontaktten. Aufgrund der spröden Deformation sind diese Strukturen vermutlich als spät-alpidisch einzuordnen. Durch eine Nord–Süd-Einengung entstanden konjugierte, NW–SE und NE–SW ausgerichtete Störungssysteme. Diese Strukturen konnten im Gebiet vereinzelt vorgefunden werden.

## Quartär

Die letzten Vergletscherungen sind maßgeblich für die Landschaftsgestaltung in den Alpen verantwortlich. Das ist auch im Untersuchungsgebiet der Fall. Glaziale Sedimente und auch glazial bedingte Erosionsformen lassen sich gut beobachten.

Knapp südlich der Sulzenauhütte verläuft der Sulzenaubach, eingetieft in einer seichten Schlucht. Etwas oberhalb (ca. auf Höhe der 1940er-Endmoräne) ist der Bach durch eine Wehranlage etwas aufgestaut und das Tal verflacht sich. Darüber hat sich ein verzweigtes Flusssystem ausgebildet. Die kleine Wehranlage ist für diese Verflachung nicht verantwortlich. Durch Abschmelzen der Gletscher hat sich im ehemaligen Konfluenzgebiet zwischen Sulzenauferner und Fernerstube ein See gebildet. Dieser wird von Grundmoränen aber auch von einer Festgesteinsrippe zurückgestaut. Seitlich des Gletscherverlaufs sind die heute noch bestens erhaltenen Seitenmoränen des 1860er Vorstoßes zu sehen. Die bei Wanderern bekannte „Blaue Lacke“ wird durch eine dieser Moränen zurückgestaut.

Im Zuge des Umbaus der Eisgratbahn im Jahr 2015 konnten im dort angrenzenden Bunten Moor ein 440 cm mächtiges Bodenprofil aufgenommen werden. Mit <sup>14</sup>C-Datierungen konnte die Vergletscherungsgeschichte zwischen 8000 BC und heute rekonstruiert werden (siehe PATZELT, 2016).

Vor allem in den nach Nord bis Südwest ausgerichteten Karen sind neben Hang- und Verwitterungsschutt auch Blockgletscherablagerungen zu finden. An einer Blockgletscherstirn im Kar westlich des Beiljochs konnte ein Quellaustritt beobachtet werden, was ihn als noch aktiven Blockgletscher einstuft (KRAINER & RIBIS, 2012). Nördlich des Beiljochs sind die nach Süden einfallenden Gesteinspakete zum Teil um mehr als 90° nach Süden ausgekippt. Die Ursachen dafür müssten genau untersucht werden. Möglicherweise haben die nach Norden ausfließenden Gletscher im LGM (last glacial maximum) die nach Süden gerichtete Flanke der Beilspitze geschwächt und somit das Auskippen ermöglicht. Auf dem nördlichsten Rand des nach Süden aufsteigenden Pfaffengrates ist ein Festgesteinsspaquet um einige Meter en bloc abgeglitten. Der zeitliche Rahmen dieses Ereignisses lässt sich schwer bestimmen.

**Hang und Verwitterungsschutt:** Durch natürliche Erosion an den Hangflanken abgelagerte Klästen. Diese sind eckig, schlecht sortiert und ohne Matrix. An inaktiven Bereichen hat sich bereits eine zum Teil noch sehr dünne Vegetationsschicht darüber gebildet. Sie kommen überall im Gebiet an den Hangflanken vor. Aktive Schuttfächer sind auf der Karte gesondert markiert. Diese bilden sich im Gegensatz zu Murablagerungen, jedoch ohne Wassereinwirkung (STEINBICHLER et al., 2019). Sie kommen vermehrt an der westlichen Talseite des Sulzenautals vor. Südöstlich der Blauen Lacke ist eine mehrere Meter breite Rinne entstanden, durch die einiges an Schuttmaterial des darüber liegenden Kars heruntergestürzt ist. Sind mehrere größere Blöcke dabei (Durchmesser > 1,5–2,0 m) spricht man von Blockschutt. Südöstlich der Sulzenauhütte hat sich eine Blockschutthalde aus Muskovit-Granitgneisen abgelagert. Deutlich jüngere Sturzprozesse ereigneten sich auf etwa 2.370 m unweit des Steiges zum Beiljoch von der Sulzenau aus.

Rund um den jetzigen Verlauf des Sulzenaubaches sind rezent Alluvionen kartiert. Diese zeichnen sich durch kantige bis gerundete aber schlecht sortierte Komponenten aus. Die Korngrößenverteilung reicht von Feinsand in langsam fließenden Bereichen bis zum Block (Durchmesser: > 1 m), der nur bei hohen Abflussmengen bewegt werden kann. Aufgrund des flachen Geländes hat sich oberhalb der Sulzenauhütte ein verzweigtes Flusssystem ausgebildet.

Die meisten Sedimente im Talboden sind glazialen Ursprungs. An flachen Stellen, und wo das Tal breit genug ist, ist die Grundmoräne nicht von seitlichen Hangschutt-sedimenten bedeckt. Sie kann als sehr überfestigt und stellenweise aquitard beschrieben werden. Die Korngrößen bewegen sich von sandig/steinig bis hin zu vereinzelten Blöcken. Die Seitenmoränen sind an den Talfanken abgelagert und lassen sich in verschiedene Generationen unterteilen. Die prominentesten sind die Seitenmoränen des glazialen Hochstands von 1860. Auf 2.575 m beginnen die Moränenwälle des Sulzenaufers im innersten des Tals und erstrecken sich fast über die gesamten Talfanken. Nur stellenweise sind sie durch Erosion nicht mehr erhalten, wurden durch Murschuttströme eingeschnitten oder sind durch Hangschutt bedeckt. Die Seitenmoräne des Aperen Freiger Ferners beginnt auf 2.860 m und verläuft nach Norden entlang des Paragneis-Rückens bis auf eine Höhe von 2.700 m. Seitenmoränen jüngerer Gletschervorstöße lagen sich an den Wällen der 1860er Moräne ab. Es handelt sich hierbei um die Hochstände von 1940 und 1980. Gut erkennbar ist das am Südosthang des Beiljoches. Die Endmoränen der Gletscher befinden sich knapp oberhalb der Sulzenauhütte (1860er Hochstand) auf 2.270 m und etwas weiter südlich unweit der Blauen Lacke auf 2.275 m (1940er Hochstand). Die Korngrößenverteilung der mehrheitlich eckigen Klasten reicht von Sand bis Blöcke. Aufgrund der geringeren Auflast des Gletschers sind die Seiten und Endmoränen nicht so fest kompaktiert und sind daher auch der Erosion stärker ausgesetzt. Oftmals zusammen mit den angrenzenden Festgesteinbereichen entsteht so eine Kombination aus Hang- und Moräenschutt, der sich unterhalb der Wälle ablagert. Die Ablationsmoräne entsteht beim Zurückschmelzen des Gletschers. Sie überlagert meistens eine Grundmoräne. Klar zu erkennen ist das im Vorfeld des stark schuttbedeckten Gletschers aus der Ferner Stube und des Aperen Freiger Ferners.

Kantengerundete bis gerundete Steine und Blöcke des Pfaffengratplutons konnten im Sulzenautal vor allem tal-einwärts der Hütte vereinzelt gefunden werden. Diese magmatische Intrusion baut den Pfaffengrat südlich des Kartiergebiets auf und konnte schon von HAMMER (1929) aufgenommen werden. Unregelmäßig in ein leukokrates, metagranitoides Gestein eingeschuppte Amphibolitschollen erzeugen das Gefüge. Das Verhältnis der beiden Bestandteile ist variabel (HÖRFARTER, 2009).

## Profilschnitte

Das Profil Trögler erstreckt sich NW–SE von den Pfaffenknollen im Norden bis zum nördlichen Ende des Pfaffengrates. Es verläuft entlang des Bergkammes des Großen Tröglers parallel zur Schieferung. Als vertikale Erstreckung wurden etwa 1.000 m gewählt. Zu sehen sind alle kartier-

ten Lithologien. Das Einfallen der Schieferung (S1) ist steil nach Südwesten. Im Kammbereich verflacht sich diese um einige Grad. Das konnte auch auf der gegenüberliegenden Talseite beobachtet werden und eventuell auf eine nördlich anschließende Antiform hinweisen. Zwischen 2.300 und 2.400 m ist das Einfallen am steilsten. Der schmale südwestliche Orthogneiszug hat gegenüber dem Profil „Freiger“ deutlich an Mächtigkeit verloren.

Im Gipfelbereich des Tröglers und am Nordwesthang beträgt die Mächtigkeit nur mehr 10–15 m. Zentrales Element des Profils ist die Isoklinalfalte an der Beilspitze, die aufgrund von beobachteten Parasitärfalten und dem divergierenden Einfallen der Achsenflächenschieferung in den beiden Faltenschenkeln hier abgeleitet werden konnte. Die genaue Stelle des Faltenkerns konnte im Gelände nicht ausgemacht werden, wurde daher spekulativ eingezeichnet.

Das zweite Profil mit dem Namen „Freiger“ verläuft um ca. 30° verdreht zur Schieferung. Daher entspricht die Mächtigkeit der Lithologien nicht der Realität. Als vertikale Erstreckung wurden etwa 1.100 m gewählt. Die Profilspur verläuft am Grat vom Sulzenaukogel im Nordnordosten über den Aperen Freiger bis auf Höhe der Lübecker Scharte im Südsüdwesten. Die Isoklinalfalte ist daher nicht mehr im Profil enthalten. Ebenso konnte die nordöstlich des südlicheren Biotit-Granitgneis-Zugs anstehende PG/GS Wechselfolge nur im Nordwesten des Kartiergebiets beobachtet werden. Daher fehlt diese Lithologie im Profil „Freiger“.

## Literatur

- HAMMER, W., OHNESORGE, T., SANDER, B. & KERNER VON MARILAUN, F. (1929): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Nr. 5146: Ötzthal. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HOINKES, G., KRAINER, K. & TROPPER, P. (2021): Ötzaler Alpen, Stubai-Alpen und Texelgruppe. – Sammlung geologischer Führer, **112**, 290 S., Stuttgart.
- HÖRFARTER, C. (2009): Petrographische und mineralchemische Untersuchungen des Öztal-Stubai-Kristallines im Bereich der Dresdner-Hütte (Stubaital, Tirol). – Diplomarbeit Universität Wien, 93 S., Wien.
- HUET, B., REISER, M. & GRASEMANN, B. (2020): Hierarchisches Glossar planarer, linearer Strukturen und Bewegungsrichtungsin-dikatoren. Hierarchical glossary for planar, linear structures and transport direction indicators. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 57 S., Wien.
- KRAINER, K. & RIBIS, M. (2012): A rock glacier inventory of the Tyrolean Alps (Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **105**/2, 32–47, Wien.
- LINNER, M., HINTERSBERGER, E., BRYDA, G., GRUBER, A., HOFMAYER, F., HUET, B., IGLSEDER, C., REISER, M., REITNER, J.M., STEINBICHLER, M. & ZERLAUTH, M. (2024): Hierarchische Liste der Gesteinsbegriffe der GeoSphere Austria. – Berichte der GeoSphere Austria, **147**, 174 S., Wien.
- PATZELT, G. (2016): Das Bunte Moor in der Oberfernau (Stubai-Alpen, Tirol) – Eine neu bearbeitete Schlüsselstelle für die Kenntnis der nacheiszeitlichen Gletscherschwankungen der Ostalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 97–107, Wien.

SCHMID, R., FETTES, D., HARTE, B., DAVIS, E. & DESMONS, J. (2007): How to name a metamorphic rock. Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. – Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, 3–15, Cambridge (Cambridge University).

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**, 93–117, Basel.

STEINBICHLER, M.G., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

## Blatt NL 33-01-13 Kufstein

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

## Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

### Bericht 2024 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Sankt Georgen in der Klaus auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

DIEGO A. GARCÍA-RAMOS

The surveyed area is situated about 4.5 km northwest of Waidhofen an der Ybbs (Lower Austria), immediately west of the Ybbs River and covers approximately 12 km<sup>2</sup>. The northern boundary is defined by a west-east trending line approximately 3 km long, located just north of the Engelsberg farmhouse. At the northwest corner, the area is bounded by another west-east trending line about 1 km in length, north of the hamlet of Baumgarten. The western limit coincides with the Treffling Creek, while the southwestern boundary is marked by the road connecting Wieserhöhe to Wegerkapelle. The southern boundary aligns with the Nellinbach Creek, and the southeastern corner is defined by the road bordering Böhlerwerk to the west. The eastern limit is formed by the Ybbs River, extending between Böhlerwerk and the village of Au.

The entire study area belongs to the Main Flysch Nappe (SCHNABEL, 1992) within the Rhenodanubian Flysch Nappe System. The flysch formations in adjacent maps, including Großenraming (GK 69) and Ybbsitz (GK 71), have been mapped and described by EGGER & VAN HUSEN (2011) and SCHNABEL in RUTTNER & SCHNABEL (1988), respectively. Notably, SCHNABEL (EGGER, 1995) suggested that in the area of Ybbsitz the Altengelbach Formation could be subdivided into members, but did not formally define these. EGGER (1995) proposed a formal lectostratotype for the Altengelbach Formation in the Ahornleitengraben area, located about 15 km southeast of the town Steyr. This profile reveals all four members of the Altengelbach Formation.

The survey work has revealed outcrops of the Altengelbach Formation in two approximately east-west trending, over-

thrust upright-bedded units. In the northern unit, located in the Engelsberg – Faßberg – Au area, only rocks of the Altengelbach Formation have been identified, and these dip moderately to steeply southward, with stratigraphic ranges extending from the Maastrichtian in the north to the Paleocene (Thanetian, NP9) in the south.

The southern unit begins with grey marlstones and marly limestones belonging to the Röthenbach Subgroup (Middle Campanian), which is confined to the prominent ridge that stretches from the Auerbauer settlement through St. Georgen and westward into the Treffling valley.

Immediately south of the ridge there are Lesesteine of the Altengelbach Formation (Maastrichtian), which stratigraphically overlies the Röthenbach Subgroup. Outcrops of the Altengelbach Formation occur in the creeks distributed in the southern flank of the ridge, extending to Wieserhöhe and the adjacent Nellingbach valley to the east. These rocks of the Altengelbach Formation also exhibit moderate to steep southward dips in the southern unit.

The thrust surface separating the two units aligns with the base of the stratigraphically older Röthenbach Subgroup (Middle Campanian), which lies above the younger strata of the Altengelbach Formation (Thanetian, NP9), thus following the orientation of the described ridge. Furthermore, the diminishing thickness of the Röthenbach Subgroup towards the west indicates a basal oblique cut of this unit along the steeply south-dipping overthrust surface.

This overthrust surface and its general configuration is illustrated in the “Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000” (SCHNABEL et al., 2002).

Additionally, significant geological features include Würmian terraces associated with the Ybbs River and mass movements such as translational-rotational landslides. Among these, a prominent landslide occurs north of the road connecting Sankt Georgen in der Klaus to the hamlet of Eben, affecting an area of approximately 0.628 km<sup>2</sup>.