

Kartenwerk im UTM-System

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

Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

Bericht 2019 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. Das Kartiergebiet erstreckt sich auf der Südseite des Stubaitals vom Gipfel des Manteler im Westen, bis zum Eingang des Pinnistals im Osten. Südlich des Sellraintals wurden Übersichtsbegehungen auf der orografisch rechten Talflanke des Fotschertals zwischen Salfains und Schafkogel durchgeführt. Frühere Bearbeitungen/Kartierungen von HAMMER (1929), NITTEL (2011) und BREITFUSS (2016) wurden als Arbeitsgrundlage verwendet.

Kartiergebiet Stubaital

Das Kartiergebiet besteht aus einem Sockel aus Kristallin-gesteinen (Paragneis, Orthogneis, Amphibolit), der diskordant von den Gesteinen des Brenner Mesozoikums überlagert wird.

Das Kristallin gliedert sich im Wesentlichen in vier Hauptlithologien:

Rötlichbraun anwitternder **Paragneis** und **Glimmerschiefer** (Qz-Fsp-Bt- $Ms \pm Grt \pm St \pm Cld \pm Chl$; Akzessorien: Zr, Ap, Tur, Ep) dominiert das Kristallin im kartierten Gebiet. Ein Wechsel von massigen, zum Teil grobkörnigen, quarzreichen Lagen und dünn-schieferigen, glimmerreicheren Lagen mit eingeschalteten, cm-mächtigen Quarzlagen ist häufig beobachtbar und zeichnet vermutlich einen primären Lagenbau ursprünglich vulkanoklastischer Sedimente nach. Lokal auftretende Feldspatblasten sind serizitisiert, teilweise auch saussuritisiert. Granatblasten zeigen oft ein zweiphasiges Wachstum mit einschlussfreiem Rand. Eine zweite Population von kleinen, idiomorphen Granatblasten überwächst die Schieferung. Der Biotit ist teilweise chloritisiert.

In den Paragneisen sind Linsen von dunklem, oft gebändertem **Amphibolit** eingeschaltet. Teilweise tritt auch Granat auf. Feldspatblasten geben dem Amphibolit oft ein fleckiges Erscheinungsbild. Diese Einschaltungen sind zum Beispiel am Weg von der Bergstation des Elferlifts zur Autenalm, bzw. ebenso am Weg von der Bergstation nach Süden zum Zwölfernieder aufgeschlossen.

Im Kartiergebiet können zwei verschiedene Orthogneistypen unterschieden werden: ein grobkörniger, **Muskovit-Granitgneis** und ein dunklerer, meist feinkörniger **Biotit-Granitgneis** (vgl. HAMMER, 1929). Ersterer – der Hellglimmer führende Granitgneis – ist auf der südlichen Flanke des Stubaitals zwischen Stackler und Milders aufgeschlossen. Auffällig sind die mehrere cm-großen, oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten, rosa bis weißen Kalifeldspatblasten. Im Dünnschliff sind Plagioklas und Mikroklin auch in der Matrix erkennbar. Der Glimmergehalt dieses Orthogneistyps ist im Allgemeinen gering, wobei Muskovit überwiegt und Biotit untergeordnet auftritt. Feinkörnige, Muskovit führende Gänge, welche die Paragneise in der Umgebung durchschlagen, werden auch diesem Granitgneis zugeordnet. Dieser Granitgneiskörper streicht Nordwest-Südost und wird mit einer deutlichen Diskordanz von der mesozoischen Sedimentbedeckung, die den Gipfelaufbau der Elferspitze bildet, abgeschnitten. Südlich des Kelderers, in der Mittleren Karalmgrube, steht ein grobkörniger, Biotit und Muskovit führender Granitgneis an, der eventuell auch dem Muskovit führenden Granitgneis zugeordnet werden kann. Geochemische Analysen mehrerer Proben des Muskovit-Granitgneises ($47^{\circ} 5' 5,2836''$ N, $11^{\circ} 19' 12,6804''$ E, Lokalität Ransen im Pinnistal auf 2.100 m; sowie $47^{\circ} 6' 38,1672''$ N, $11^{\circ} 16' 36,0912''$ E und $47^{\circ} 6' 51,5376''$ N, $11^{\circ} 17' 20,4144''$ E aus dem Kartiergebiet 2018) zeigen eine granitische Zusammensetzung mit hohen SiO_2 -Gehalten (73,5–77,2 wt%) und hohen K_2O -Gehalten (4,7–5,1 wt%). Der Aluminium-Sättigungs-Index (ASI = 1,2–1,3) zeigt eine Übersättigung an Aluminium an. Bei den analysierten Proben handelt es sich daher um peraluminöse Schmelzen, die sich einem S-Typ Granit zuordnen lassen. Zr-Gehalte unter 100 ppm sowie generell niedrige Gehalte an Spurenelementen und eine deutlich ausgeprägte negative Eu-Anomalie, sind ebenfalls charakteristisch für diesen Granitgneis. In Bezug auf Glimmergehalt, Grobkörnigkeit und dem Auftreten von Kalifeldspatblasten erscheint dieser Granitgneis dem nördlich des Stubaitals aufgeschlossenen „Bassler Granitgneis“ sehr ähnlich. Ein Vergleich mit Ergebnissen geochemischer Analysen von SCHINDLMAYR (1999) scheint diese Korrelation zu bestätigen.

Der zweite Orthogneis-Typ (Biotit-Granitgneis nach HAMMER, 1929) zieht NW-SE streichend (Einfallen der Hauptschieferung ~030/45) von der Nordseite des Stubaitals (Aufschlüsse beim Weiler Forchach) über die Zwölferspitze (2.562 m) und Schafspitze (2.661 m) in das Pinnistal. Von der Inneren Karalmgrube ausgehend lässt sich der Orthogneis über den Gipfelaufbau des Habichts (3.277 m) hinweg verfolgen. Daher wird die Bezeichnung Habicht-Granitgneis vorgeschlagen. Ein mittel- bis feinkörniges, meist gleichkörniges Gefüge, die weitgehende Abwesenheit von

Hellglimmer und dispers verteilte Biotitnester, sind charakteristisch für dieses Gestein. Zusammen mit einer dunkleren Verwitterungsfarbe lässt er sich meist gut vom helleren Muskovit führenden Granitgneis unterscheiden. Bei den Feldspäten handelt es sich um Kalifeldspat und Plagioklas (Albit bis Oligoklas). In Bereichen intensiver mylonitischer Überprägung erscheint der Biotit-Granitgneis quarzitisches feinkörnig, mit grünlich-grauer Verwitterungsfarbe und ist makroskopisch schwer von einem ebenso mylonitisch überprägten Paragneis zu unterscheiden. Auch unter dem Mikroskop ist meist nur anhand reliktsicher erhaltener Kalifeldspatminerale ein magmatisches Eduktgestein feststellbar. In einer randlichen Zone des Orthogneises treten 2–3 cm große Kalifeldspatblasten auf. Geochemische Analysen mehrerer Proben aus den letztjährigen Kartiergebieten (47° 6' 25,8948" N, 11° 17' 6,6948" E; 47° 2' 28,842" N, 11° 17' 34,5228" E; 47° 2' 35,988" N, 11° 18' 39,5208" E) zeigen eine granitische Zusammensetzung mit SiO₂-Gehalten von 66–70 wt%. Al₂O₃, Fe₂O₃ und MgO zeigen erhöhte Gehalte (14,3–15,4 wt%; 3,5–4,7 wt%; 1,1–1,5 wt%). Die untersuchten Proben sind an Aluminium übersättigt (ASI = 1,2), es handelt sich daher um einen peraluminosen Granit. Insgesamt lässt sich der Granitgneis als S-Typ klassifizieren. Im Vergleich zu den Analysen aus dem Muskovit-Granitgneis zeigen die analysierten Proben aus dem Habicht-Granitgneis deutlich höhere Gehalte an verschiedenen Spurenelementen, so z.B. Zr (197–288 ppm) Ba (860–1.230 ppm), Sr, Ce, Pr, Sm, Nd, Hf, La, Gd. Die Verteilung der Seltenen Erden zeigt eine schwach ausgeprägte Eu-Anomalie. Anhand dieser Ergebnisse lassen sich Parallelen zu den Gesteinen der Sulztal Granit Suite (SCHINDLMAYR, 1999) ziehen.

Brenner Mesozoikum

Entlang des Rundweges von der Elferhütte (2.004 m) zum Zwölfernieder (2.335 m) ist die Basis des Brenner Mesozoikums immer wieder aufgeschlossen. Ein heller Quarzit, lokal auch als Metakonglomerat auftretend (z.B. im Pinnistal am Weg zur Innsbrucker Hütte), überlagert diskordant das prä-alpidische Grundgebirge. Darüber folgen Serizit-schiefer und ein geringmächtiger (etwa 1 m) grüngrauer, plattig brechender, unreiner Kalkmarmor mit feinen Glimmerschuppen auf den Schichtflächen, der wiederum von einem ca. 10 m mächtigen, dunkelgrauen, unregelmäßig im dm-Bereich gebankten Dolomitmarmor überlagert wird. Bei letzterem handelt es sich um das metamorphe Äquivalent der Virgloria-Formation (Anisium). Ein ca. 2 m mächtiger dunkler Kalkmarmor mit herauswitternden Fossilresten (v.a. Crinoidenstielglieder) könnte der Steinalm-Formation entsprechen. Der Gipfelaufbau der Elferspitze besteht aus zuckerkörnig rekristallisiertem Wettersteindolomit, der tektonisch stark beansprucht ist und von vertikalen NW–SE bzw. NE–SW streichenden Klüften durchzogen wird.

Tektonik & Struktur

Die Gesteine im Untersuchungsgebiet zeigen eine penetrative, mittelsteil nach Nordosten einfallende Achsenflächenschieferung. Der, oft nur schwer zu kartierende, lithologische Kontakt von Ortho- und Paragneis zeigt ein zwischen NW und NE wechselndes Einfallen und zeich-

net den Großfaltenbau im Untersuchungsgebiet nach. Im Bereich der Klamperberggruben, bzw. der Äußeren und Mittleren Karalmgruben liegt der Paragneis im Kern einer Synform, die als Kelderer-Synform (nach dem Gipfel des Kelderers, 2.694 m, im Faltscheitel) bezeichnet wird. In der Inneren Karalmgrube steht die Achsenflächenschieferung saiger und die Grenzfläche des Habicht-Granitgneises dreht von Nordost (s1 ~040/40) über Nord (s1 352/43) auf Nordwest (s1 330/36), bevor sie dann in der Äußeren Mischbachgrube nach Südwest (s1 228/42) umbiegt und der Granitgneis unter quartären Ablagerungen verschwindet. Die Faltengeometrie zeigt eine großmaßstäbliche, nach Nordwest abtauchende Antiform (Faltenachse ~ 324/41); die Spur der Achsenfläche verläuft durch das Schaufelspitzi (2.833 m). Der südliche Schenkel der Mischbachgruben-Antiform lässt sich durch die Nordostflanke des Habichts zum Pinnisjoch verfolgen. Die oben genannten Strukturen sind nicht mit der Deformationsrichtung und den lokalen Temperaturbedingungen während der alpidischen Deformation vereinbar und werden daher der variszischen Deformation zugeordnet.

In Aufschlüssen an der Forststraße zur Klamperbergalm konnten in den Paragneisen und Glimmerschiefern zwei Generationen von Faltenachsen unterschieden werden: eine erste Generation von isoklinalen, NE-abtauchenden Falten wird von NW–SE streichenden, SW-vergenten Falten überprägt. Letztere streichen subparallel zum Großfaltenbau und lassen sich daher mit den Großfalten korrelieren. Daraus folgt, dass die NE-abtauchenden Isoklinalfalten eine frühere Falten-generation darstellen. Aus dem Geländebefund lassen sich außerdem die NE-abtauchenden Streckungslineare (L1) mit top-SW-gerichteten Schersinnindikatoren und subhorizontalen, SW-vergenten Falten korrelieren und es kann insgesamt eine top-SW-gerichtete Bewegung abgeleitet werden.

Lokal konnte ein zweites, flach nach Südosten einfallendes Streckungslineare (L2) eingemessen werden. Dieses überprägende Streckungslineare tritt auch im Gebiet nördlich von Neustift auf (vgl. REISER, 2018) und wird einem eoalpidischen Deformationsereignis zugeordnet. Spröde, dextrale Seitenverschiebungen überprägen die oben genannten Kontakte (z.B. im Zwölfernieder) und stehen vermutlich in Zusammenhang mit NNW-gerichteter Deformation während dem Oligozän (D3 sensu FÜGENSCHUH et al., 2000).

Quartäre Ablagerungen

Quartäre Sedimente des Würm-Glazials (Hoch- bis Spätglazial) wurden bis in eine Höhe von ca. 1.900 m angetroffen. Dabei handelt es sich in den höheren Bereichen vorrangig um Ablagerungen von diamiktischem Material (matrix- und klastengestützt) mit gerundeten Blöcken, sowie um grobe Blockhalden. Im mittleren Hangbereich zwischen 1.200 und 1.500 m sind Eisrandablagerungen erhalten. Diese werden, zusammen mit den morphologisch auffälligen, wall-artig erodierten Eisrandablagerungen oberhalb der Obergasse (vgl. HORMES, 2018), der spätglazialen Eiszerfallsphase zugeordnet.

Im Pinnistal ist ab der Pinnisalm auf der orografisch linken Seite der Wall einer Seitenmoränenablagerung (Gschnitzstadial) auszumachen. Die zugehörige Endmoränenablage-

zung befindet sich weiter talauswärts, bei der Herzebenalm auf Blatt BMN 148 Brenner. Auf den Hängen im Stubaital sind nur Reste von (Seiten-)Moränenablagerungen aus dem Gschnitzstadial erhalten geblieben, bzw. werden diese meist von großen Schuttfächern überdeckt.

In den nach Südost exponierten Karen im Pinnistal (Gratzengrüb; Äußere, Mittlere und Innere Karalmgrube) und besonders in den Nord exponierten Karen auf der Stubaitaler Seite (Innere und Äußere Klammerberggrube) sind zwischen 1.600 und 2.100 m Höhe Moränenwälle des Egesen-Stadials erhalten, die zum Teil von Blockgletscherablagerungen (ebenfalls Egesen-Stadial?) überflossen wurden. Holozäne Blockgletscher sind nur in den obersten Bereichen der Kare, ab Höhenlagen von 2.200 bis 2.300 m, anzutreffen (z.B. in den Klammerberggruben und in der Inneren Karalmgrube). Diese Blockgletscher sind jedoch alle als inaktiv zu klassifizieren, aktive Blockgletscher kommen im Untersuchungsgebiet nicht vor (KRAINER & RIBIS, 2012).

Gravitative Massenbewegungen

Die Paragneis-dominierten Bereiche des kartierten Gebietes zeigen verbreitet Anzeichen für gravitative Massenbewegungen. So weisen antithetische Brüche im Bereich des Schochnerwalds, im Hang westlich der Elferhütte sowie südwestlich der Pinnistalm auf vermutlich ruhende oder inaktive Bereiche eines langsamen Fließens hin. In diesen Bereichen ist das Festgestein zwar mehr oder weniger aufgelockert, der Felsverband ist dabei jedoch noch durchgehend erkennbar. Mehrere Zerrgräben und antithetische Brüche auf der Ostseite der Elferspitze belegen den Bereich einer tiefgreifenden Hangdeformation, deren Abrisskante durch den Gipfelaufbau der Elferspitze zieht. Durch die Abwärtsbewegung des Hanges kippen Türme aus dem von Klüften durchzogenen Wettersteindolomitmarmor talwärts und verteilen sich als große Sturzblöcke auf der Flanke in das Pinnistal.

Nordwestlich des Zwölfernieders weisen hausgroße Dolomitblöcke im Autengrüb auf eine Felssturzablagerung aus dem Gipfelbereich der Elferspitze hin. Die Anordnung der Blöcke entlang von Stauchwällen einer Blockgletscherablagerung spricht für einen nachträglichen Transport des Felssturzmaterials.

Übersichtsbegehungen im Gebiet Fotschertal

Im Zuge von Übersichtsbegehungen im zentralen Fotschertal wurden hauptsächlich Sillimanit- und Kyanit führende Paragneise (Muskovit-Biotit-Paragneis) und grobkörniger Grt-St-Glimmerschiefer (Qz-Plag-Ms-Bt-Chl-Grt-St-Ky-Sil; Akzessorien: Zr, Ap, Tur) angetroffen. Deutlich sind bis zu 2 cm große Staurolith- und Granatblasten im Handstück erkennbar, die Glimmer erscheinen frisch und sind kaum chloritisiert. Die Glimmerschiefer ziehen in einer flachen Synform mit E-W streichender Faltenachse im zentralen Teil des Fotschertals über die Bergrücken. NNE-vergente, WNW-ESE streichende Falten konnten in den Glimmerschiefern eingemessen werden.

In der Umgebung des Gasthofs Bergheim und der Akademikerhütte zeichnen mehrere, sich zum Teil überlagernde

End- und Seitenmoränenwälle eine komplexe Situation im Spätglazial nach. Die Akademikerhütte ist orografisch links auf einer deutlichen End- und Seitenmoränenablagerung erbaut, die sich am Fuß einer großen Massenbewegung befindet (Axamer Kälberalm, siehe unten). Von Südwesten kommend zieht sich aus dem Einzugsgebiet des Almindbachs ein Seitenmoränenwall herunter, der den aus dem Fotschertal kommenden End- und Seitenmoränenwall abzuschneiden scheint. Ockerfarbene, feinkörnige Sande mit wenigen, gerundeten Komponenten, die in der Verebnung südlich der Kote 1.669 aufgeschlossen sind, zeigen womöglich eine Eisstausituation an. Orografisch rechts wurden, etwas nördlich der Kote 1.669, Seitenmoränenablagerungen mit großen Blöcken angetroffen, die sich zur ¹⁰Be-Expositionsdatierung eignen könnten.

Großflächige gravitative Massenbewegungen auf beiden Talseiten stehen in Zusammenhang mit dem Auftreten der Glimmerschiefer im zentralen Bereich des Fotschertals. Doppelgratbildungen mit Zerrgräben und antithetische Brüche, die sich über die Hänge ziehen, sind deutliche Anzeiger für die Hangbewegungen. Die Bewegung erfolgte hauptsächlich durch hangparalleles Abgleiten auf den Schieferungsflächen, sodass diese Massenbewegungen als Bereiche einer Gleitung zu klassifizieren sind.

Die Massenbewegung im Bereich der Axamer Kälberalm (auf der orografisch linken Talseite) umfasst eine Fläche von ca. 3,9 km² und ist in einzelne, mehr oder weniger stark bewegte Teilbereiche gegliedert. Die Abrisskante der tiefgreifenden Hangdeformation zerschneidet einen End- und Seitenmoränenwall des Egesenstadials (HORMES, 2019) im Bereich der Seigesgrube und ist somit vermutlich holozänen Alters. Orografisch rechts ist das Gebiet um die Furgesalm von einer größeren Massenbewegung (ca. 2,3 km²) betroffen. Weitere Massenbewegungen am Kastengrat (ca. 1,9 km²) und Schellenberg (in der Umgebung der Potsdamer Hütte) entwickelten sich nach der letzten Gletscheraktivität und sind vermutlich als subrezent anzusehen. Diese wurden bereits in der Masterarbeit von BREITFUSS (2016) eingehend bearbeitet.

Literatur

- BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Unveröffentlichte Masterarbeit, 136 S., Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 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.
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HORMES, A. (2018): Bericht 2018-01: Quartärgeologische Kartierung in den Gebieten Ranalt und Neustift auf Blatt UTM 2228 Neustift im Stubaital. – 21 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19691-RA/147/2018]
- HORMES, A. (2019): Bericht 2019: Quartärgeologische Kartierung in den Gebieten Oberbergatal, Fotschertal und Seigesalm auf Blatt UTM 2228 Neustift im Stubaital. – 21 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19905-RA/147/2019]

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–