



Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:25:000 / 1:50.000 in den Jahren 2016–2024

Im Zuge der Umstellung auf das neue topographische Kartenwerk im UTM-System werden die Kartierungsberichte in einen Abschnitt unterteilt, der sich auf das „alte“ BMN-System bezieht und einen, der sich auf das „neue“ UTM-System bezieht. Details zur Umstellung sind in KRENMAYR (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 150/3–4, 2010) erläutert. Die UTM-Kartenblätter werden ab 2016 im internationalen Blattnamenformat aufgelistet.

Kartenwerk im BMN-System

Blatt 21 Horn

Bericht 2022 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

EVA-MARIA RANFTL

Einleitung

Im Oktober 2022 wurden geologische Aufnahmen im Maßstab 1:10.000 im westlichen Teil des Blattes 21 Horn zwischen Kasernenhütten und Tautendorf bei Gars durchgeführt. Frühere Kartierungen des Moldanubikums auf Blatt Horn von FUCHS (1968) (vgl. FUCHS, 1987) sowie von SCHUMANN (1930) standen als Kartengrundlagen zur Verfügung. Diese Kartierungen, die teils auf veralteter Topographie basieren oder auf den Maßstab 1:100.000 abzielten, konnten detaillierter ausgearbeitet werden. Die quartäre Sedimentbedeckung wurde vervollständigt.

Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M34, Rechtswert (R) und Hochwert (H).

Geologischer Überblick

Das Kartierungsgebiet liegt im Südosten der Böhmisches Masse, im Gföhl-Deckensystem der Moldanubischen Decken. Den Hauptanteil der anzutreffenden Lithologien bilden teilweise migmatische Paragneise und migmatische Orthogneise (Gföhl-Gneis). Massige Amphibolite sind im Paragneis eingeschaltet. Die Verwitterungsschicht der kristallinen Gesteine sowie quartäre Lössablagerungen wurden zum Teil von solifluidalen Prozessen erfasst.

Lithologie

Paragneis mit migmatischen Lagen

Paragneis bildet das Hauptgestein im Kartierungsgebiet. Er kann fein- bis mittelkörnig, glimmerreich bis quarzreich und weniger bis stärker migmatisch sein. Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit sind stets im Mineralbestand. Der Granatanteil und dessen Korngröße, bis etwa 5 mm, sind sehr variabel. Das oft lagige Erscheinungsbild des Paragneises ist durch metamorphe Differenzierung sowie metablastische Rekristallisation verstärkt.

Im Dünnschliff weisen gleichmäßige Korngrößen mit 120°-Tripel-Korngrenzen und kugelige Quarze innerhalb von Plagioklas auf ein Rekristallisationsgefüge hin. Falten, Flanking structures und Scherbänder finden sich vermehrt in migmatischen Lagen.

Eine temperaturbetonte Metamorphose der Paragneise wird im kartierten Gebiet auch durch das Auftreten von Sillimanit angezeigt. Weniger migmatische Bereiche können dunkelgrau und reich an feinkörnigem Glimmer, bei größerer Korngröße auch quarzitisches ausgebildet sein (R: 696713, H: 382394).

Migmatischer Paragneis

Die Migmatisierung des Paragneises kommt nicht nur durch einzelne Falten und metamorphe Differenzierung zum Ausdruck, sondern bereichsweise durch eine weitgehende Auflösung des Gefüges. Lokal können helle, grobkörnige Leukosome auftreten oder der migmatische Paragneis sogar eine Schollenstruktur aufweisen (R: 695842, H: 381282). Der Kalifeldspat ist in diesem Aufschluss rosa und im Dünnschliff ist Perthit häufig. Migmatische Pa-

ragneise fallen in der Oberflächenmorphologie vereinzelt durch herauswitternde Felskuppen auf, zum Beispiel im Norden des Kartierungsgebietes am Wachtbigl westlich von Tautendorf (R: 696649, H: 382448). Dies ist auf deren diffus-massige Struktur zurückzuführen, welche die Gesteine verwitterungsresistenter als die Paragneise macht, deren Schieferung und Klüftung oft über weite Bereiche regelmäßig ausgebildet sind. Häufig sind die migmatischen Paragneise granatführend, gelegentlich wurden Bereiche ohne makroskopisch sichtbaren Granat beobachtet. Der migmatische Paragneis mit Schollenstruktur ist auch im Dünnschliff frei von Granat.

Paragneis, granat- und sillimanitreich

Faserige Minerale von Sillimanit an Schieferungsflächen fallen im Kartierungsgebiet häufig auf. Besonders sillimanitreiche Aufschlüsse befinden sich in Gräben im Stiefernachtal (R: 696622, H: 381724; R: 696531, H: 381942). In der Regel ist der Sillimanit mit millimetergroßem Granat vergesellschaftet. Einzelne Sillimanitkristalle können Längen von 2 bis 3 cm aufweisen und bis zu 3 mm dick sein. Ein Lesesteinfund bei Wolfsgleid (R: 696219, H: 382107) zeigt feinfaserigen Sillimanit in geknickt verfalteten Lagen von mehreren Millimetern. Auch sehr feinkörnige Lagen, ähnlich zu Glimmerschiefer und mit lilafarbenem Schimmer, der wahrscheinlich vom Biotitgehalt herrührt, wurden beobachtet (z.B. R: 695716, H: 382024). Die sillimanitreichen Paragneise wurden bereits in der Karte von SCHUMANN (1930) getrennt ausgeschieden.

Quarzit

Südwestlich von Tautendorf wurden sowohl als Lesesteine, als auch im Aufschluss (R: 696881, H: 381647) Quarzite als Lagen im Paragneis vorgefunden. Die teils unreinen Quarzite sind hell und mittel- bis grobkörnig, Biotit und Granat sind im oben genannten Aufschluss mit freiem Auge erkennbar. Die Körnigkeit der Quarzite und das beobachtete Einfallen der Schieferung, das dem regionalen Einfallen entspricht, deuten darauf hin, dass das Gestein aus quarzreichen Lagen im Ausgangssediment entstanden ist. Eine Bildung aus Mobilisat scheint wenig wahrscheinlich.

Amphibolit

Neben zahlreichen kleinen, nicht abtrennbaren Amphibolitkörpern in den Paragesteinen konnten auch größere Bereiche von Amphibolit auskartiert werden. An deren Rändern ist der Paragneis meist sehr dunkel und biotitreich. Gelegentlich wurden aus massigen Lagen ausgewitterte Blöcke von Granat- und Hornblende führendem Orthogneis an den Rändern der Amphibolitzüge angetroffen (siehe unten). Der Amphibolit ist meist sehr grobkörnig, massig und wenig deformiert, besonders an der südlichen Talflanke des Stiefernachtals (R: 696165, H: 381794). Der Amphibolitkörper im Stiefernachtal ist als schmale Lage etwa 500 m nach Nordnordwesten verfolgbar. Südlich vom Tal, zwischen Stiefernachtal und Gföhl-Graben (B 32) wurde Amphibolit hauptsächlich anhand von wenigen Lesesteinen (R: 696186, H: 381537) und kleinen Stückchen kartiert. In beiden Bereichen ist von einer teilweisen Wechselagerung mit Paragneis auszugehen, wobei der Amphibolit deutlich weniger Migmatisierung zeigt als der Paragneis.

Am Ostrand des Gföhl-Gneises bei Kasernenhütten tritt ein schmaler Amphibolitkörper zwischen Gföhl-Gneis und Paragneis auf (z.B. R: 695258, H: 381340). Dort wirkt der Plagioklas im Amphibolit metablastisch rekristallisiert und feine plagioklasreiche Säume umgeben den Granat.

Orthogneis an den Rändern der Amphibolitkörper

An den Rändern der Amphibolitkörper tritt parallel zu deren Streichen gelegentlich in metergroße Blöcke zerfallender Orthogneis auf. Dieser ist meist mittelkörnig, hellgrau und führt Granat sowie mafische Minerale. Eine Probe aus dem Stiefernachtal (nördliche Talflanke, R: 696231, H: 381851) zeigt im Dünnschliff Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz, auch reichlich Granat und weniger Hornblende und Biotit. Eine metamorphe Überprägung unter geringer Deformation ist bereits im Handstück erkennbar, im Dünnschliff zusätzlich eine Rekristallisation unter hoher Temperatur.

Gföhl-Gneis

Gföhl-Gneis tritt im Südwesten des kartierten Gebietes, westlich von Kasernenhütten, auf. Es handelt sich um einen hellgrauen, migmatischen Orthogneis aus Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat, mit veränderlichen Anteilen von Biotit und wenig Granat. Er ist meist fein- bis mittelkörnig, aber auch grobkörniges helles Neosom mit zentimetergroßem Quarz, Alkalifeldspat und Biotit ist in migmatischen Bereichen zu finden (R: 694779, H: 381355). Es wurde gelegentlich heller sandiger Grus als oberflächliches Verwitterungsprodukt des Gföhl-Gneises angetroffen. Dies ist auf Quarz- und Feldspatreichtum zurückzuführen.

Bei Kasernenhütten tritt an der rechten Talflanke des Stiefernachtals ein NW-SE streichender schroffer Härtling von Gföhl-Gneis hervor (R: 695231, H: 381389). Seine Textur variiert von feinkörnig bis pegmatoid und die Farbe des Gesteins ist dunkler grau durch höheren Biotitgehalt. Falten konnten ebenso beobachtet werden, wie konkordante Aufschmelzbereiche. In einer etwas grobkörnigeren Probe, mit Körnern bis zu 2 mm, konnte im Dünnschliff anhand von Chlorit und serizitisierendem Plagioklas Alteration nachgewiesen werden. Am südwestlich gegenüberliegenden Rücken wurden im Gföhl-Gneis zentimeterbreite schlierige, biotitreiche Schollen beobachtet (R: 695132, H: 381299).

Quarz-Syenitgänge

An abgewitterten Kuppen um Wolfsgleid sind regelmäßig Lesesteine oder residuale Blöcke von hellem Orthogneis zu finden. In einem Aufschluss lagern teils pegmatoide, feldspatreiche Blöcke flach auf steil stehendem Paragneis (R: 695814, H: 382404). Unter anderem deshalb werden diese Vorkommen als schwach deformierte, flach lagernde Gänge interpretiert. Im Dünnschliff erwies sich eine mittelkörnige Probe als Quarz-Syenit mit mehr als 40 Vol.-% Alkalifeldspat, etwa 20 Vol.-% Plagioklas und unter 20 Vol.-% Quarz. Perthitische Entmischung im Alkalifeldspat sowie Myrmekite sind im Dünnschliff präsent.

Ein Zusammenhang mit dem Wolfshof-Syenitgneis (vgl. LINDNER et al., 2021), der nur mehrere Zehnermeter maximal 700 m nordwestlich der Grenze des Kartierungsgebietes liegt, ist naheliegend. Von den vorgefundenen deformierten Quarz-Syenitgängen zum Hauptkörper des

Wolfshof-Syenitgneises betragen die Abstände maximal 1,1 km, zu den Probenpunkten von LINDNER et al. (2021) im Wolfshof-Syenitgneis weniger als 2 km.

Als Besonderheit wurden im Nahbereich der nordöstlichen Aufschlüsse einige bis dezimetergroße Lesesteine eines Granat führenden Kalksilikatgesteins gefunden (R: 696343, H: 382406). Die grobkörnigen Granate, Plagioklase und Klinopyroxene messen um die 2–3 mm. Das Gestein enthält auch sekundären Muskovit und feinkörnigen Quarz.

Strukturen

Duktile Strukturen

Die Schieferung fällt im Paragneis großteils mittelsteil nach Südwesten ein, die Lineation im Winkel von 30–55° nach Westen. Aufgrund der Migmatisierung sowie der Aufschlussverhältnisse waren jedoch nur wenige Lineationen eindeutig messbar. Auffällig ist gelegentlich steiles Einfalten der Schieferung des Gföhl-Gneises gegen NNE, beispielsweise bei Kasernenhütten (R: 695231, H: 381389), mit einem Fallwinkel von 70°. Die Gänge aus Quarz-Syenit lagern dagegen durchwegs flach im Paragneis.

Falten sind im Kartierungsgebiet sowohl als vermutlich parasitäre Falten im Millimeter- bis Zentimeterbereich (z.B. R: 696070, H: 382478), als auch im Metermaßstab (z.B. R: 696384, H: 381831) vorhanden. Die Achsenflächen fallen flach (R: 696384, H: 381831) bis mittelsteil nach Südwesten bis Westen ein, mit NW–SE bis N–S streichenden Faltenachsen. Die intensive, auch isoklinale Faltung tritt im Paragneis auf, jedoch kaum im Amphibolit und Syenitgneis. Im Gföhl-Gneis sind Falten mit flach Südwest fallenden Achsenflächen und NNW–SSE streichenden Faltenachsen zu finden.

Spröde Störungen, Harnischflächen und Klüfte

Eine N–S streichende größere Störung könnte aufgrund des auffällig linearen Talverlaufs nordwestlich des kartierten Gebietes bei Grabenhüttel verlaufen. Ob und wie weit die Störung nach Süden in das Kartierungsgebiet reicht, kann zum aktuellen Zeitpunkt nicht beurteilt werden. In der Umgebung einer möglichen Fortsetzung der Störung wurde ein Lesesteinfund von verfestigtem (ultra)kataklastischem Störungsgestein in der Solifluktuationsablagerung nördlich von Kasernenhütten (R: 695402, H: 381615) verzeichnet. Sekundäre idiomorphe Pyrite sind mit freiem Auge im zerbrochenen, zerriebenen Gestein sichtbar und als Protolith wird Orthogneis (Gföhl-Gneis?) vermutet. Im Dünnschliff zeigt der Kataklastit Alteration mit Chlorit. Eine ähnliche Alteration tritt in der Felsrippe aus Gföhl-Gneis etwas südwestlich (R: 695231, H: 381389) auf.

Kleinräumigere spröde Strukturen sind beispielsweise E- bis ESE-fallende Harnischflächen in sillimanitreichem Paragneis nördlich von Wolfsgleid (R: 696712, H: 381610). Die Harnischstriemung streicht NNW–SSE, Abrisskanten deuten auf abschiebende Kinematik.

Klüfte streichen am häufigsten steil NE–SW und stehen somit etwa orthogonal zur Streichrichtung der regionalen Schieferung. Auch ein N–S-Streichen konnte beobachtet werden, die Klüfte mit solchem Streichen sind teilweise konjugiert.

Quartäre Ablagerungen

Lösslehm, teilweise solifluidal umgelagert (Pleistozän)

Im Ortsgebiet von Tautendorf fallen besonders entlang der Gföhler Straße (B 32) bis mehrere Meter mächtige siltige Sedimente auf. Ein guter Aufschluss befindet sich südlich von Tautendorf, beim ehemaligen Ziegelofen (R: 696950, H: 381829). Im hangenden Bereich eines Grabens beim ehemaligen Ziegelofen treten im feinkörnigen Sediment Konkretionen (Lösskindel) auf, teils in die hangparallele Schichtung eingeregelt. Vereinzelt wurden in den westlich angrenzenden Feldern ebenfalls Lösskindel gefunden. Es treten kalkhaltigere Lagen auf, die in der Korngröße typischem, siltigem Löss ähneln, aber auch sandige Bereiche, in welche die Verwitterungsprodukte des angrenzenden Paragneises durch Flächenspülung und partiell äolisch eingetragen worden sind. Darauf weisen Grus-Stückchen und zahlreiche Granate hin. Ein vergleichbares sandiges Flächenspülungssediment kann auch rezent beobachtet werden.

Solifluidale Ablagerungen (Pleistozän–Holozän)

Solifluidale Ablagerungen befinden sich meist in Rinnen oder Hangfußlage, der Anteil von Kristallinschutt kann dabei je nach Lage variieren. So liegen östlich angrenzend an den Gföhl-Gneis lehmige, mittelbraune Sedimente mit nur wenig Kristallinschutt, die dort, zusammen mit flachen Geländeformen, auf die Umlagerung von verwittertem Paragneis hindeuten. In der Nähe von steileren Hängen sind dagegen mehr gröbere Grus-Stückchen beigemischt.

Fluviatile Ablagerungen (Holozän) und Schwemm-fächer (Pleistozän–Holozän)

Alluvionen treten im Kartierungsgebiet entlang des Stiefernbaches und kleinerer zufließender Gräben auf. An Einmündungen dieser Gräben sind oft kleine Schwemmfächer ausgebildet.

Zusammenfassung

Die vorangegangenen Kartierungen (FUCHS, 1968, 1987; SCHUMANN, 1930) im Gebiet südwestlich von Tautendorf bei Gars wurden durch die aktuellen Aufnahmen verfeinert. Größtenteils neu in der Kartierung berücksichtigt wurde die quartäre Bedeckung und es konnten einige Amphibolitkörper und Bereiche von migmatischem Paragneis zusätzlich abgegrenzt werden. Schmale Züge von Amphibolit um den Ostrand des Gföhl-Gneises wurden von FUCHS (1987) nordwestlich des Kartierungsgebietes eingezeichnet, jedoch nicht bei Kasernenhütten. Auch der weitaus größere Amphibolitkörper im Stiefernbachtal wurde von FUCHS (1987) nur mittels Liniensignatur angedeutet, die ungefähr die Amphibolitvorkommen anzeigt. Die Granat führenden Orthogneise an den Rändern der Amphibolite wurden bisher noch nicht kartiert. Innerhalb der Amphibolitkörper sind durchaus Paragneislagen zu finden, sodass eine Wechsellagerung angenommen wird. Oft ist der mit Amphibolit wechsellagernde Paragneis weniger bis kaum migmatisch. Grafit-Quarzit wurde nicht im von FUCHS (1987) dargestellten Ausmaß vorgefunden. Einzelne kleine Lesestein-Stückchen wurden nicht vom Paragneis unterschieden, der ebenfalls dunkelgrau und glimmerreich bis quarzitisches sein kann.

Die granat- und sillimanitreichen Paragneise wurden in der Kartierung von FUCHS (1987) ebenfalls nicht ausgewiesen. SCHUMANN (1930) fasste in der Karte 1:100.000 die aktuell kartierten Vorkommen in eine zusammenhängende NNW–SSE streichende Lage von „Sillimanit-Gneis“ direkt westlich von Tautendorf zusammen, die über das Kartierungsgebiet nach Nordwesten hinausgeht.

Literatur

FUCHS, G. (1968): Bericht 1967 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, A23–A25, Wien.

FUCHS, G. (1987): Horn 1:25.000 [geologische Manuskriptkarte]. – handkoloriert, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GeoSphere Austria, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16821-ÖK25V/21-4]

LINDNER, M., LÜFTENEGGER, A. & FINGER, F. (2021): Bericht 2020 über petrografische und geochemische Untersuchungen von Orthogesteinen im Moldanubikum auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 161–164, Wien.

SCHUMANN, H. (1930): VI. Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. – Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie, Abteilung B: Mineralogische und petrographische Mitteilungen, Neue Folge, **40**, 73–187, Leipzig.

Blatt 29 Schärding

Bericht 2021 über strukturgeologische Aufnahmen zu hydrogeologischen Fragestellungen auf Blatt 29 Schärding

EVA-MARIA RANFTL

Einleitung

Im nördlichen Innviertel in Oberösterreich, im Grenzbereich von Molassezone und Kristallin der Böhmisches Masse, wurden Geländeaufnahmen und strukturgeologische Untersuchungen durchgeführt. Ziel war es, eine erste Einschätzung über die Wasserwegigkeit in den Klüften des Kristallins und in den überlagernden Sedimenten in der Taufkirchener Bucht zu ermöglichen. Die Taufkirchener Bucht liegt etwa zehn Kilometer südöstlich von Schärding und streicht NW–SE von westlich der Ortschaft Münzkirchen über Taufkirchen an der Pram nach Andorf (LENGAUER et al., 1987). Hauptsächlich sollte die Aufnahme von sprödetektonischen Strukturen zur Klärung hydrogeologischer Fragestellungen beitragen. Die strukturgeologischen Aufnahmen konzentrierten sich auf die Granit-Steinbrüche Gopperding und Allerding südöstlich von Schärding. Begehungen in neogenen Sedimenten, die das Kristallin überlagern, fanden in einem Abbau von miozänen Quarzsottern in Münzkirchen sowie in der Umgebung von Rainbach im Innkreis statt.

Im Untersuchungsgebiet befindet sich in der Taufkirchener Bucht ein Grundwasservorkommen mit artesischen Brunnen, die für die lokale Trinkwasserversorgung genutzt werden (SCHUBERT, 2015). Bei Rainbach werden besonders ergiebige artesische Brunnen genutzt. In der Urkundensammlung des Wasserbuchs der Bezirkshauptmannschaft Schärding liegen zu diesen Brunnen Gutachten vor (WIENER, 1964, 1983), in denen aufgrund der hohen Ergiebigkeit eine Anspeisung des Wasservorkommens auch durch Klüfte im Kristallin angenommen wird. Diese Annahme wird ebenso für einen Anteil des Randzustroms zum tiefen Thermalwasser in der Molassezone herangezogen (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT, 1999). Diese Theorien sollten mit der Geländearbeit überprüft werden.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H). Alle Höhenangaben sind in Meter über Adria angegeben.

Regionaler Überblick zur Geologie und Hydrogeologie

Die kristallinen Gesteine an den Aufnahmeorten oder in deren Untergrund gehören dem Bavarikum, der tektonischen Einheit im Südwesten der Böhmisches Masse, an. Laut der geologischen Karte (GEOFAST-Blatt 29) Schärding (MOSER & LINNER, 2020) liegen Granite, Migmatite und Paragneise vor. Südlich des an der Oberfläche aufgeschlossenen Bavarikums schließt das alpine Vorlandbecken an. Über dessen kristalliner Basis liegen mesozoische Sedimentgesteine, welche diskordant von känozoischen Sedimenten, teils ab dem Eozän, überlagert werden (z.B. GOLDBRUNNER, 1984). Oligozäne Ablagerungen liegen in den randlichen „Buchten“ auf dem Kristallin, an der Oberfläche aufgeschlossen sind im Untersuchungsgebiet nach der geologischen Karte (MOSER & LINNER, 2020) die überlagernden neogenen Lockergesteine und quartärer Verwitterungslehm. In der weiteren Umgebung findet sich quartäre Bedeckung aus Löss(Lehm) und Terrassenschottern entlang von Inn und Pram.

Als Thermalgrundwasserleiter sind im Untergrund des Vorlandbeckens die Karbonate des Oberjura („Malm“) von größter Bedeutung (z.B. GOLDBRUNNER, 1988). Sie erreichen eine Mächtigkeit von über 400 m. Das Thermalwasser kann im tieferen Untergrund Temperaturen bis um die 100 °C aufweisen. Die Karbonate sind verkarstet und zeigen insbesondere entlang von Störungen erhöhte Durchlässigkeiten. Störungen im Untergrund des Vorlandbeckens, welche die Wasserwegigkeit des tiefen Thermalwassers beeinflussen, streichen etwa NW–SE, NE–SW und E–W. Der Karbonat-Aquifer wird stellenweise durch vorwiegend NW–SE verlaufende Störungen mit großen vertikalen Versätzen durchtrennt. An der Ried-Störung, einer der NW–SE verlaufenden Störungen, liegt beispielsweise ein Vertikalversatz von bis zu 1.000 m vor, der zu einer lokalen lateralen Begrenzung beziehungsweise Se-

paration des Thermalwasserleiters führt (PFLEIDERER et al., 2016). Im Norden und Osten der oberösterreichischen Molassezone keilen die Oberjura-Karbonate aus und oligozän-neogene Sande übernehmen die Funktion des Thermalgrundwasserleiters (z.B. ELSTER et al., 2016).

Die NW–SE und seltener NE–SW streichenden Störungen werden von verschiedenen Autoren als ältere Strukturen beschrieben (z.B. SCHULZ et al., 2009; SISSINGH, 1997; WAGNER et al., 1997). Diese Störungen entwickelten sich bereits im Paläozoikum als Seitenverschiebungen und waren im Mesozoikum zumindest während zwei Phasen aktiv. Im Paläogen und Neogen wurden die Störungen erneut reaktiviert und zusätzlich entstanden durch die nach Norden fortschreitende Eintiefung des alpinen Vorlandbeckens E–W streichende Störungen. Auf Karten von KRÖLL et al. (2006) und POLESNY (1983) fächert sich wenige Kilometer südöstlich des Untersuchungsgebietes die NW–SE verlaufende Lindach-Störung (WAGNER, 1998) zu einer WNW–ESE streichenden Zweigverwerfung (HUET et al., 2020) auf. Die Lindach-Störung ist eine der älteren Strukturen der Molasse und weist aufgrund der mehrphasigen tektonischen Aktivität einerseits dextralen Schersinn, andererseits nach Westen abschiebenden Vertikalversatz auf (WAGNER, 1998). Durch die Taufkirchener Bucht verläuft laut LENGAUER et al. (1987) der „Leoprechtinger Bruch“ bis 1 km westlich von Rainbach, wobei der nordöstliche Störungsbereich zwischen 10 m im Norden und 200 m im Süden abgeschoben wird. In der Störungsdatenbank der GeoSphere Austria wird diese Störung als Zweigverwerfung der Lindach-Störung geführt. In verschiedenen Profilschnitten, beispielsweise von POLESNY (1983) werden für diesen Bereich an der Lindach-Störung Horst- und Graben-ähnliche Strukturen interpretiert. Aufschiebende Phasen sind an der Lindach-Störung nicht auszuschließen, da sie für die parallel verlaufende Schwanenstadt-Störung dokumentiert wurden (z.B. GROSS et al., 2015). Diese aufschiebenden Phasen werden laut NACHTMANN & WAGNER (1987) einer NE–SW gerichteten kompressiven Inversionstektonik mit dextraler Transpression in der Oberkreide zugeschrieben.

Aufnahmen bei Rainbach im Innkreis und im Schotterabbau Münzkirchen

In Rainbach im Innkreis befinden sich artesische Brunnen, die für die Trinkwasserversorgung der etwa 6 km westlich gelegenen Stadt Schärding genutzt werden. WIESER (1964, 1983) nimmt an, dass die ergiebigen Brunnen in Rainbach nicht nur von oligozän-neogenen Sanden, sondern vor allem aus Klüften im Kristallin angespeist werden. Von örtlich erhöhter Permeabilität der kristallinen Gesteine berichtet auch GOLDBRUNNER (1988), wenngleich kein konkreter Beleg für eine solche dokumentiert wird. Die Geländebegehung sollte einen Überblick über die geologischen Verhältnisse in der Umgebung von Rainbach schaffen.

Die kristallinen Gesteine an den Rändern der Taufkirchener Bucht sind bei Rainbach durchwegs zu Gesteinsgrus verwittert. Anstehendes Kristallin für Strukturaufnahmen ist daher nicht aufgeschlossen. Bei der Begehung wurden vor allem fossilführender Grobsand und tonige Sedimente („Schlier“) in unterschiedlichen Höhen vorgefunden. An den Rändern der Bucht in Strößberg (R: 392178, H:

5368273) und am Hangfuß am Rainbach südlich von Haselbach (R: 390278, H: 5367866) liegen diese Sedimente in Wechsellagerung aufgeschlossen vor. In den jedenfalls mehrere Meter mächtigen Sanden mit laminierten Tonlagen wurden Bivalven und Zähne von Haien und Brassen gefunden. Die Farbe der Sedimente ist mittelbraun bis grau. Der Fossilinhalt spricht für einen marinen Ablagerungsraum und auch die weiteren Beobachtungen lassen darauf schließen, dass es sich bei den Sedimenten entsprechend der geologischen Karte (MOSER & LINNER, 2020) um Plesching- und Ottnang-Formation handelt. Beide Formationen sind miozänen Alters (unteres Ottnangium) und aufgrund der wechselnden Höhenlagen der beiden Formationen ist eine Verzahnung wahrscheinlich. Geologische Profile von WIESER (1964) zeigen eine Verzahnung von „oligozänem Strandsand“ und „Schlier“.

Östlich von Münzkirchen wurde ein großer Schotterabbau im miozänen Pitzenberg-Schotter (MOSER & LINNER, 2020) besichtigt. Beim Pitzenberg-Schotter handelt es sich um einen Quarz-Restschotter mit intensiver postsedimentärer Kaolinverwitterung (SALVERMOSER & WALSER, 1991). Im Hinblick auf die Grundwasserverhältnisse zwischen Münzkirchen und Rainbach sei erwähnt, dass das Niederschlagswasser im Abbau bei Münzkirchen laut den Betreibern gut versickert. Sprödetektonische Strukturen waren weder im Schotterabbau noch bei Rainbach nachzuweisen.

Aufnahmen in den Steinbrüchen Gopperding und Allerding

Zur Untersuchung, ob Wasserwegigkeiten durch das Kristallin vorhanden sind, wurden zwei große Steinbrüche der Schärddinger Granit Industrie GmbH in Gopperding und Allerding strukturgeologisch aufgenommen. Es sollte auch überprüft werden, ob die am Rand der Böhmisches Masse an der Oberfläche ausgebildeten Strukturen mit den Störungen im Molasseuntergrund in Zusammenhang stehen könnten. Deren Verlauf und Kinematik sind teils aus der Strukturkarte der Molassebasis Salzburg-Oberösterreich 1:200.000 (KRÖLL et al., 2006) bekannt, ein detailliertes 3D-Modell liefert das Projekt GeoMol (PFLEIDERER et al., 2016). Nach diesen beiden Interpretationen befindet sich der Steinbruch Allerding im Nahbereich subparallel verlaufender Störungszweige der in diesem Bereich NW–SE verlaufenden Lindach-Störung. Der Steinbruch Gopperding liegt drei bis vier Kilometer nördlich des südlichsten dieser Störungszweige und in der Verlängerung eines mittleren Störungszweiges. Als Arbeitshypothese wird angenommen, dass im Fall einer guten Übereinstimmung des in den Steinbrüchen beobachteten Störungsmusters mit den Großstrukturen des Molasseuntergrundes, dieses auch zur Beurteilung des Einflusses des Störungsmusters im Untergrund auf die Wasserwegigkeit im Kristallin herangezogen werden kann.

Abgebaut wird in beiden Steinbrüchen Schärddinger Granit, ein mittelkörniger Granit, nach FRASL & FINGER (1988: 11) „bestehend aus ca. 30–40 % Kalifeldspat, 20–30 % Plagioklas, 20–30 % Quarz, 10 % Biotit und etwas Cordierit (bis 5 %)“, der „durch viele dunkle Schöllchen von schieferigen Paragneisen gekennzeichnet ist, welche oft sehr biotit- und cordieritreich sein können“. Im Steinbruch Gopperding wird der Granit von metergroßen gerundeten Blöcken

überlagert. Darüber findet sich im Nordwesten siltiger Sand mit zahlreichen Fossilien, beispielsweise Haizähnen und Sirenenknochen. Es dürfte sich dabei um die "fossilreichen Grobsande" der Plesching-Formation handeln, mit großen Strandgeröllen in der Brandungszone. Auf dem GEOFAST-Blatt 29 Schärding (MOSER & LINNER, 2020) ist nördlich des Steinbruches Gopperding nur ein Schwemmbeziehungsweise Murkegel als sedimentäre Bedeckung ausgewiesen.

Im Steinbruch Allerding liegen über dem Schärddinger Granit ebenfalls gerundete, metergroße Blöcke, und über diesen im Süden ein ähnliches Sediment wie bereits für Gopperding beschrieben (siltiger fossilreicher Sand). Im Norden des Steinbruchs liegt auf den Blöcken beziehungsweise als Füllung zwischen diesen groben Komponenten graublauer, nach oben hin braun verwitterter, laminiertes Silt und Ton der Ottnang-Formation (MANDIC et al., 2020). Die im feinkörnigen Sediment ebenso zahlreichen Fossilien sind im Vergleich zu Funden aus dem Sand relativ gut erhalten und häufig glaukonitisiert.

Im Schärddinger Granit treten in beiden Steinbrüchen regelmäßig 0,5 bis 3 m breite, steile bis mittelsteile, aufgelockerte Störungen auf, in denen der Granit in wenige zentimeter- bis dezimetergroße Bruchstücke zerlegt ist. Verstärkte grusige Verwitterung nahe der Geländeoberkante war ebenfalls häufig an Störungen gebunden und der Grus meist feucht bis nass von oberflächlichem Sickerwasser. Es konnten auch Wasseraustritte an Störungen und Klüften im frisch angeschnittenen Granit der tieferen Abbau-Etagen beobachtet werden. Gelegentlich wurden Kataklastit und Fault gouge vorgefunden, sowie grau-grüne Verfärbung durch Kataklaste und Alteration entlang der spröden planaren Strukturen.

Diskussion der struktureologischen Aufnahmen in Gopperding und Allerding

Generell ist im Steinbruch Allerding das Kluft- und Störungsnetz engmaschiger als im Steinbruch Gopperding. In der Regel liegen die Strukturen nur wenige Dezimeter auseinander, die maximalen Abstände betragen einige Meter.

Drei verschiedene Streichrichtungen von steil bis mittelsteil stehenden planaren Strukturen sind für beide Steinbrüche charakteristisch: NE-SW, N-S bis NNW-SSE und etwa E-W. Die NE-SW streichenden Störungen können abschiebend sowie seitenverschiebend bewegt worden sein. Schersinnindikatoren waren zwar selten zu finden, eine NE-SW streichende Störung zeigte aber eindeutig dextralen Schersinn. An der Westwand im Steinbruch Gopperding werden steile NE-SW streichende Störungen im Dezimeterabstand von einer Rinne mit dezimetergroßen gerundeten Komponenten in sandiger Matrix angeschnitten. Die Rinne ist mit metergroßen gerundeten und angularen Blöcken verfüllt, wobei die gerundeten den Granit fast in der gesamten Westseite des Steinbruchs überlagern. Die N-S- bis NNW-SSE-Streichrichtung umfasst hauptsächlich Klüfte, die vorwiegend steil stehen oder mittelsteil gegen Osten fallen und zum Teil miteinander konjugiert sind. An einigen konjugierten Klüften hat sich in weiterer Folge Harnischstriemung mit abschiebender bis schräg-abschiebender Kinematik entwickelt. Steile NNW-

SSE streichende Harnischflächen können zusätzlich zur schräg-abschiebenden auch seitenverschiebende Kinematik zeigen. An steilen E-W streichenden Harnischflächen wurden ebenfalls häufig seitenverschiebende bzw. flache Harnischstriemungen in Fault gouge gefunden.

Ausschließlich in Allerding wurden auch mittelsteil südfallende E-W verlaufende Störungen, NW-SE streichende Störungen und wenige subhorizontale Klüfte aufgenommen. Ein NE-SW-Streichen von Störungen oder Klüften wurde in Allerding im Vergleich zu Gopperding etwas weniger häufig beobachtet, obwohl in Allerding insgesamt etwa dreimal so viele planare Strukturen gemessen wurden als in Gopperding. Mit durchschnittlich 193/57 nach Süden fallende, E-W verlaufende Störungen treten in Allerding besonders prominent hervor mit etwa Dezimeterabstand zwischen einzelnen Störungsflächen.

Eine relative zeitliche Einordnung der in den Steinbrüchen beobachteten tektonischen Strukturen ist aufgrund der wenigen eindeutigen Schersinnindikatoren nur indirekt möglich. An NE-SW streichenden Strukturen wurden in Gopperding kataklastisches, zementiertes Störungsmaterial und eine quarzgefüllte Ader beobachtet. In Allerding waren auf NW-SE streichenden Harnischflächen Quarzfasern zu finden und in beiden Steinbrüchen Quarzfällung auf einigen konjugierten Kluftflächen. Offene Klüfte, die mit Quarz verfüllt wurden, zeigen Extension an. Im Fall der N-S streichenden konjugierten Klüfte ist diese E-W gerichtet. Ein Zusammenhang zwischen E-W gerichteter Extension und dextraler Bewegung an den NW-SE streichenden Seitenverschiebungen ist durchaus möglich, konnte aber durch die Geländebeobachtungen weder belegt noch verworfen werden.

Dass die südfallenden E-W streichenden und die NW-SE streichenden Strukturen nur in Allerding auftreten, legt nahe, dass sie durch Bewegungen an einer größeren Störung entstanden sind, die den Steinbruch in Gopperding nicht durchdringt. Die südfallenden Strukturen sind zeitlich nicht einzuordnen, da an diesen weder Harnischstriemung, Quarzfasern, noch Versatz nachgewiesen wurde. Potenzielle Riedelscherflächen und der Fallwinkel von durchschnittlich knapp 60° führen zur Annahme, dass es sich um Abschiebungen nach Süden handelt. Diese könnten jüngere (paläogene) Zweigverwerfungen an der älteren Lindach-Störung repräsentieren, aber auch unabhängige E-W-Störungen, wie sie beispielsweise POLESNY (1983) im Nahbereich von Allerding interpretiert. In beiden Fällen würden die Störungen während der Eintiefung des Vorlandbeckens durch Auflast des vorrückenden alpinen Orogens ab dem Eozän gebildet worden sein (z.B. NACHTMANN & WAGNER, 1987; SCHULZ et al., 2009; SINGH, 1997). Eine solche Deformation würde in den Steinbrüchen, die im Kristallin am stabilen Beckenrand, etwas nördlich des eigentlichen Vorlandbeckens liegen, keinen oder nur geringen Versatz hervorrufen. Subhorizontale Harnischstriemungen in unverfestigtem Fault gouge an steil E-W verlaufenden Störungen belegen ebenfalls jüngere Aktivität, in Relation zu den quarzverfüllten Klüften und zementiertem Störungsmaterial. Die seitenverschiebende Bewegung an E-W verlaufenden Störungen wird als die jüngste in den Steinbrüchen gefundene Deformation angesehen.

Zusammenfassung

Die strukturgeologischen Aufnahmen in den Granit-Steinbrüchen Gopperding und Allerding bezeugen eine mehrphasige und komplexe sprödetektonische Entwicklungsgeschichte am nördlichen Rand der Molassezone in Oberösterreich. Eine Zuordnung zu in der Literatur beschriebenen Deformationsphasen des Molasseuntergrundes erweist sich als schwierig. Folgendes lässt sich ableiten:

- Drei charakteristische Streichrichtungen von Störungen und Klüften treten in den beiden Steinbrüchen auf, nämlich NE–SW, N–S sowie E–W.
- Quarzverfüllte Klüfte und Quarzfasern auf Harnischflächen deuten in beiden Steinbrüchen auf ältere Deformation unter höheren Temperaturen hin. Diese treten vor allem an NE–SW- und NW–SE streichenden Flächen, aber auch an etwa N–S streichenden konjugierten Klüften auf.
- Die circa N–S streichenden konjugierten Klüfte und Abschiebungen sind während einer E–W-Extension entstanden. Dies könnte im Zusammenhang mit einer Seitenverschiebung an der Lindach-Störung und damit einhergehendem Ausweichen vor allem des westlichen Störungsblockes nach Nordwesten stehen.
- E–W streichende südfallende Strukturen und NW–SE streichende Klüfte wurden speziell in Allerding wahrgenommen. Die südfallenden Strukturen werden auf eine Störung zurückgeführt, die den Steinbruch Gopperding nicht durchdringt und als Abschiebungen interpretiert. Sie konnten jedoch zeitlich nicht eindeutig eingeordnet werden. Sie könnten jüngere (paläogene) Aktivität an einem Störungszweig der älteren Lindach-Störung abbilden oder unabhängige paläogene E–W-Störungen.
- Seitenverschiebende Striemung in Fault gouge auf steilen E–W verlaufenden Störungen zeigt wahrscheinlich die jüngsten tektonischen Bewegungen in beiden Steinbrüchen an.

Die Begehungen untermauern, dass rezent Wasserwegigkeiten gegeben sind, entlang von Störungen, Kluftsystemen und entsprechend tiefgreifender Verwitterung an erstgenannten. Klüfte und Störungen treten in diverser Orientierung und in Maximalabständen von einigen Metern auf. Besonders in Allerding liegen sie oft nur Zentimeter bis wenige Dezimeter auseinander. Somit ist ein engmaschiges Kluft- und Störungsnetz vorhanden. Wasseraustritte direkt an Störungen und Klüften wurden in den Steinbrüchen beobachtet. In der weiteren Umgebung finden sich auflagernde neogene Sande und nördlich von Rainbach Pitzenberg-Schotter, die als Grundwasserleiter für eine Einsickerung in Frage kommen.

Literatur

BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (1999): Das Thermalwasservorkommen im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken. Hydrogeologisches Modell und Thermalwasser-Strömungsmodell im Auftrag des Freistaates Bayern und der Republik Österreich. Kurzbericht. – 44 S., Rehbrand, München. https://www.lfu.bayern.de/wasser/thermische_nutzung/doc/thermalwasser_molassebecken.pdf

ELSTER, D., GOLDBRUNNER, J., WESSELY, G., NIEDERBACHER, P., SCHUBERT, G., BERKA, R., PHILIPPITSCH, R. & HÖRHAN, T. (2016): Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Thermalwasser in Österreich 1:500.000. – 296 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

FRASL, G. & FINGER, F. (1988): Haltepunkt 1: Steinbruch der Schärddinger Granitindustrie in Gopperding. – Jahrestagung 1988 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Exkursion: Mühlviertel und Sauwald, 22.–23. September 1988, 11, Wien.

GOLDBRUNNER, J.E. (1984): Zur Hydrogeologie des oberösterreichischen Molassebeckens. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **36**, 83–102, Graz.

GOLDBRUNNER, J.E. (1988): Tiefengrundwasser im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **39**, 5–94, Graz.

GROSS, D., SACHSENHOFER, R., RECH, A., SAGEDER, S., GEISSLER, M., SCHNITZER, S. & TROISS, W. (2015): The Trattnach oil field in the north alpine foreland basin (Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **108/2**, 151–171, Wien.

HUET, B., REISER, M. & GRASEMANN, B. (2020): Hierarchisches Glossar planarer, linearer Strukturen und Bewegungsrichtungsdiktoren an der Geologischen Bundesanstalt, Deutsch-Englisch. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 57 S., Wien.

KRÖLL, A., MOTSCHKA, K., MEURERS, B., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G., ZYCH, D., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., KRÖLL, A. (Red.) & DAURER, A. (Red.) (2006): Erläuterungen zu den Karten zur Molassebasis Salzburg – Oberösterreich: Geologische Themenkarten der Republik Österreich. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

LENGAUER, C., TICHY, G. & ENICHLMAYR, E. (1987): Beiträge zur paläogeographischen Entwicklung der Taufkirchner Bucht (Oberösterreich). – Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines, **132**, 165–210, Linz.

MANDIC, O., SCHNEIDER, S., HARZHAUSER, M. & DANNINGER, W. (2020). Bivalves from the Innviertel Group of Allerding in the North Alpine Foreland Basin (lower Miocene, Upper Austria). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **297**, 47–100, Stuttgart.

MOSER, M. & LINNER, M. (2020): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 29 Schärdding: Stand 2021/01. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

NACHTMANN, W. & WAGNER, L. (1987): Mesozoic and early Tertiary evolution of the Alpine foreland in Upper Austria and Salzburg, Austria. – Tectonophysics, **137/1–4**, 61–76, Amsterdam.

PFLIEDERER, S. (Hrsg.), GÖTZL, G., BOTTIG, M., BRÜSTLE, A.K., PORPACZY, C., SCHREILECHNER, M., EICHKITZ, C., JUD, M., SACHSENHOFER, R., ZOSSEDER, K., CASPER, S., GOLDBRUNNER, J., KRIEGL, C., KOLMER, C. & DIEPOLDER, G.W. (2016): GeoMol – Geologische 3D-Modellierung des österreichischen Molassebeckens und Anwendungen in der Hydrogeologie und Geothermie im Grenzgebiet von Oberösterreich und Bayern. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **70**, 1–88, Wien.

POLESNY, H. (1983): Verteilung der Öl- und Gasvorkommen in der oberösterreichischen Molasse. – Erdöl-Erdgas Zeitschrift, **99**, 90–102, Wien.

SALVERMOSER, R. & WALSER, W. (1991): Lithostratigraphische Untersuchungen an jungtertiären Molassesedimenten am Nordrand der Taufkirchner Bucht (Oberösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134/1**, 135–147, Wien.

SCHUBERT, G. (2015): Hydrogeologie der trinkbaren Tiefengrundwässer. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 11–69, Wien.

SCHULZ, H.M., VAN BERK, W., BECHTEL, A., STRUCK, U. & FABER, E. (2009): Bacterial methane in the Atzbach-Schwanenstadt gas field (Upper Austrian Molasse Basin), Part I: Geology. – *Marine and Petroleum Geology*, **26/7**, 1163–1179, Kidlington.

SISSINGH, W. (1997). Tectonostratigraphy of the North Alpine Foreland Basin: correlation of Tertiary depositional cycles and orogenic phases. – *Tectonophysics*, **282/1–4**, 223–256, Amsterdam.

WAGNER, G.A., COYLE, D.A., DUYSER, J., HENJES-KUNST, F., PETEREK, A., SCHRÖDER, B., STOCKHERT, B., WEMMER, K., ZULAUF, G., AHRENDT, H., BISCHOFF, R., HEJL, E., JACOBS, J., MENZEL, D., LAL, N., VAN DEN HAUTE, P., VERCOUTERE, C. & WELZEL, B. (1997). Post-Variscan thermal and tectonic evolution of the KTB site and its surroundings. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **102** (B8), 18221–18232. <https://doi.org/10.1029/96JB02565>

WAGNER, L. (1998): Tectono-stratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. – *Geological Society of London, Special Publications*, **134**, 339–369, London.

WIESER, F. (1964): Abschließendes geologisches Gutachten: Wasserbezugsstellen für die Wasserversorgung Schärding am Inn (1964-05-17), 14 S., Linz. [GeoSphere Austria, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 15942-R]

WIESER, F. (1983). Geologisches Gutachten WVA Schärding, Probebohrergebnisse Standort für 2. Brunnen. – *Geologische Gutachten über Wasserbezugsstellen* (1983-07-27), 3 S. [GeoSphere Austria, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 15971-R]

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Weißache auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein

JÜRGEN M. REITNER

Einleitung

Dieser Kartierungsbericht umfasst jenes Gebiet im Grenzbereich der Blätter GK 121 Neukirchen am Großvenediger und UTM 33-01-13 Kufstein, das im Gemeindegebiet von Ellmau liegt. Darüber hinaus erfolgt noch eine Ergänzung zu kleineren Vorkommen quartärer Ablagerungen nahe dem Ortszentrum von Söll und im Einzugsgebiet des Steinerbaches (ebenfalls Gemeindegebiet von Söll).

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H). Alle Höhenangaben sind in Meter über Adria angegeben.

Geländebefund

Weißachgraben – Faistenbichl – Tiefenbach

In Summe wurde dieses Gebiet schon im Zuge der Dissertation von REITNER (2005) quartärgeologisch neu aufgenommen. Dies erfolgte allerdings ohne Laserscandgrundlage und – viel wichtiger – ohne Kenntnis der großen Bedeutung der Entwicklung am Beginn des Würm-Hochglazials (Last Glacial Maximum = LGM). Gerade in dem stark zertalten Areal am Nordrand der Kitzbüheler Alpen sind teils sehr mächtige Sedimentsequenzen aus der LGM-Vorstoßphase erhalten, wovon die Ablagerungen in der Wildschönau (REITNER, 2008), wie auch im Windautal und Kelchsautal (REITNER, 2024) zeugen.

REITNER (2005) erfasste im Weißachgraben südlich Ellmau auf GK 121 Neukirchen, bzw. mehr spezifisch im Talbereich südlich und damit flussaufwärts der Brücke mit der Kote 946, bis > 100 m mächtige Deltaablagerungen aus der

LGM-Vorstoßphase im Liegenden der LGM-Grundmoränenablagerung. Diese Eisstauseeablagerungen spiegeln eine kurze Phase im Eisaufbau wider, als die Paläo-Weißache an ihrem Talausgang durch das sich herausbildende und anwachsende Eisstromnetz blockiert war (siehe hierzu paläogeographische Skizzen in REITNER, 2005). Allerdings war schon beim Verfassen der Dissertation die Abgrenzung zu den Deltaablagerungen der spätglazialen Eiszerfallsphase im Bereich des Weißach-Talausganges südlich Ellmau unklar. Die Entscheidung fiel damals in diesem Bereich zu Gunsten einer großzügigen Zuordnung der Sedimentkörper zum Würm-Spätglazial. Dies im Widerspruch zu AMPFERER (1908: Fig. 1), der diese Ablagerungen den „Terrassensedimenten“ zuordnete, ohne allerdings eine Abgrenzung zu Kamesterrassen zeitlich oder genetisch zu definieren. Im nun vorliegenden Kartierungsbericht werden nun die früheren Ansichten, basierend auf zuvor erlangten neuen Erkenntnissen (vgl. REITNER, 2024) und ebensolchen Aufschlüssen, korrigiert.

Da der Weißachgraben, d.h. der Oberlauf der Weißache, innerhalb des prä-permischen Untergrundes der Staufer-Höllengebirge-Decke (ehemalige „Grauwackenzone“, GWZ) liegt, sind erratische Lithologien, wie permischer roter Sandstein (abgekürzt unter PSK) etc., in den quartären Ablagerungen leicht zu identifizieren.

In dem Sedimentkörper auf der orographisch linken Talflanke südlich der Brücke mit der Kote 946 weisen die tieferen Anteile in etwa 970 m (R: 296618, H: 5262825) graue matrixgestützte massive Silte mit *dropstones* bis massive Diamikte (Fmd-Dmm) auf. Die größeren Klasten (*dropstone*) in diesem glaziolakustrinen Sediment bestehen überwiegend aus GWZ-Gesteinen mit Dominanz von Quarzporphyr sowie aus Permoskyth-Sandstein und selten aus gut gerundetem beige Kalkstein. In 990 m liegen Deltaforesets aus planar geschichteten Kies-Sand-Gemischen (GSp) mit Einfallen gegen SSW (200–210/20) vor. Die Klasten sind überwiegend angular bis subangular und bestehen bis auf sehr wenige Permoskythgerölle aus GWZ-Lithologien. Den Abschluss dieser LGM-Vorstoßsequenz bildet eine hier nicht aufgeschlossene LGM-Grundmoränenablagerung, welche die Hänge gegen Süden auskleidet.

Die Abgrenzung zu den spätglazialen Sedimenten ist 450 m NE der Brücke mit der Kote 946 gegeben, wo ein überkonsolidierter matrixgestützter und massiver Diamikt mit Scherflächen (Dmm(s)) und facettierten GWZ- und seltener PSK-Geschieben die LGM-Grundmoränenablagerung über den LGM-Vorstoßsedimenten markiert. Darüber liegen locker gelagerte Kies-Sand-Gemische aus der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial.

Eine kleine, morphologisch gut ersichtliche spätglaziale Eisrandterrasse liegt dann gegen Norden beim Weiler Hof vor. Das Material besteht, so wie zuvor, aus etwa 10 m mächtigen, locker gelagerten Kiesen mit dominant GWZ-Metasandsteinen (Rundung: *angular* (a) bis *sub-rounded* (sr)) im Geröllspektrum. An der Basis (R: 296905, H: 5263536) befindet sich in 985 m eine etwa 1,5 m mächtige LGM-Grundmoränenablagerung (überkonsolidierter grauer Dmm(s) mit erratischen Geschieben) über Sedimenten der LGM-Vorstoßphase. Letztere bestehen in 970 m aus lokal geprägten angularen Klasten in einer sandigen Matrix und ab 850 m aus Kies-Sand-Gemischen mit vielen erratischen angerundeten (sr) bis gerundeten (r) Geröllen aus PSK, Orthogneis, Serpentin und Karbonat. Dieses Spektrum passt zu den zuvor festgestellten Schüttungen der Foresets gegen Süden bzw. gegen Südwesten wie östlich der Brücke 889 m (R: 296888, H: 5263917) in 980 m. In letzterem Aufschluss, bestehend aus dicht gelagerten Sedimenten, wurden dann auch passend dazu noch zwei Driftblöcke aus Zentralgneis erfasst. Dieses Süd- bis Südwestfallen steht im Kontrast zu eher gegen Nord gerichteten Foresets im oberen Weißbachgraben (REITNER, 2005).

Auf der westlichen Talseite, gegenüber vom Weiler Hof, lassen sich in gleicher Höhenlage auch spätglaziale Eisrandablagerungen, meist Kies-Sand-Gemische aber selten auch Silte mit *dropstones* (Fmd), erfassen.

Im Gegensatz zur Kartierung in REITNER (2005) verschwinden diese Belege der Eiszerfallsphase gegen Norden (nördlich der Blattgrenze von GK 121) weitgehend. Entlang der Weißache befindet sich auf Bachniveau (815–835 m) ein 30 m mächtiges *bottomset* bestehend aus massiven bis laminierten, beige-roten, seltener grauen Silten (Fm-FI), teils mit *dropstones* und Sandlagen (Sm). Diese glaziolaustrinen Sedimente werden von korn- bis matrixgestützten Kiesen mit GWZ- und verhältnismäßig vielen Zentralgneisgeröllen überlagert. In Summe ist die LGM-Vorstoßabfolge südöstlich der Hartkasertalstation (817 m) an der orographisch rechten Seite etwa 80 m mächtig. Bei Kirchbichl prägen unter der LGM-Grundmoräne die meist kiesigen Deltasedimente den geologischen Untergrund südlich Ellmau. Das östlichste Vorkommen befindet sich nördlich des Gasthofs Vetterstätt, der selbst noch auf LGM-Grundmoränenablagerung sitzt.

Westlich von Ellmau bzw. von der Ortschaft Au, und damit westlich der Weißache, beginnt der Rücken des Faistenbichl, der sich in ESE–WNW-Richtung bis zum Oderberggraben im Westen erstreckt. In diesem Bereich erfolgt die großräumigste Änderung der stratigraphischen Zuordnung.

Der beste Aufschluss befindet sich oberhalb der alten – nur mehr als Parkplatz genutzten – Kurve der Straße von Au nach Niedermosen, an der orographisch rechten Seite des Baches östlich Golfplatz zwischen 870 und 885 m (R: 295717, H: 5265519). Die Abfolge beginnt in etwa

870 m mit grauen, planar geschichteten Kies-Sand-Gemischen (GSp) und ebensolchen korngestützten Kiesen (Gcp), die ein Einfallen von 070–080/20 aufweisen. Diese etwa 10 m mächtige und sehr dicht gelagerte Einheit aus Deltaforesetschüttungen weist einen sehr hohen Anteil an Kristallin (Amphibolit, Orthogneis und Eklogit), typisch für das Inn-Einzugsgebiet, auf. Die Gerölle sind überwiegend gerundet (r) bis sehr gut gerundet (wr) und können maximale Durchmesser von 40 cm aufweisen. Diese grauen Kiese werden von rötlichen Kiesen überlagert, über denen erst sehr rote, dann beige-rote und schließlich graue Sande und Silte (FI, Fm) folgen. Den Abschluss der Sequenz bildet eine typische Grundmoränenablagerung bestehend aus einem grauen überkonsolidierten Diamikt (Dmm) mit polierten Geschieben, dessen Spektrum Erratika beinhaltet, aber von GWZ-Lithologien dominiert wird.

Der Feinsedimenthorizont im Liegenden der Grundmoränenablagerung bildet besonders am Abhang zur Weißache einen Stauhazient, der für gefasste Quellen genutzt wird.

Eine derartig eindeutige stratigraphische Situation mit LGM-Grundmoränenablagerung am Top über Sedimenten der LGM-Vorstoßphase fehlt am westlichen Rücken des Faistenbichl bis Niedermosen sowie im nördlichen Bereich, wo der Golfplatz liegt. Erst westlich Niedermosen liegt eine größere Fläche bedeckt von Grundmoränenablagerung mit rötlicher Matrix vor. Mit den Laserscanbildern ist trotz der Zergliederung des Bereiches durch Trockentäler (aus der Eiszerfallsphase) und wasserführende Gräben die WNW–ESE orientierte subglaziale Überformung ersichtlich.

Mit den Befunden beim Faistenbichl und im Weißbachgraben, insbesondere den mächtigen, voluminösen Sedimentkörpern der LGM-Vorstoßphase, bestätigt sich das gewonnene Bild der Dominanz des vorrückenden Inngletschers während des Eisaufbaus. Ohne diesen wären die kristallinreichen gegen Osten geschütteten Deltaablagerungen am Faistenbichl wie auch die gegen Süden gerichteten gleichartigen Schüttungen im Weißbachgraben nicht erklärbar. Interessanterweise weisen dann die LGM-Grundmoränenablagerungen einen deutlich geringeren Kristallinanteil auf. Letzteres ist einerseits mit den *deformable beds* an der Paläogletscherbasis (siehe auch Analyseergebnisse aus der näheren Umgebung von MENZIES & REITNER, 2016) und der damit zusammenhängenden Inkorporation der lokalen Lithologien erklärbar. Andererseits dürfte dafür auch die weitere komplexe Eisflussgeometrie im Zuge der Entwicklung des Eisstromnetzes einen maßgeblichen Einfluss gehabt haben.

Steinerbach – nordwestlich Hohe Salve

In den GWZ-Bereichen westlich Faistenbichl wurde an LGM-Vorstoßsedimenten bis dato nur jene vom Stampfangerbach (REITNER, 2005) beschrieben. Dabei sind angesichts des westgerichteten LGM-Eisflusses aus dem Inntal gerade die tief eingeschnittenen, etwa Süd–Nord orientierten Täler für die Erhaltung von LGM-Vorstoßsedimenten bestens geeignet.

Daher war es dann nicht überraschend, als mich der leider viel zu früh verstorbene Freund und Kollege Dr. Gerhard Pestal (1958–2014) im Oktober 2007 auf ein kleines derartiges Vorkommen (R: 288436, H: 5261735) etwa 650 m NE der Kraftalm in ca. 1.200 m hingewiesen hat, das ich dann 2022 näher analysieren konnte. Es handelt sich um über-

wiegend zementierte, planar geschichtete Deltaforesets (Gcp) mit einem Einfallen von 290/25 bis 335/30. Das Geröllspektrum (paläozoische Karbonate, GWZ-Metasiliklastika, Quarzporphyr) spiegelt die karbonatbetonte Lithologie des Einzugsgebietes nördlich der Hohen Salve wider. An der Basis befindet sich eine kleine Quelle. Eine Grundmoränenablagerung mit roter Matrix bedeckt die höchst gelegenen Ablagerungen der LGM-Vorstoßphase, die einen letzten kurzen Akt in der regionalen Eisaufbauphase dokumentiert.

Umfahrung Söll

Ein weiterer Schnappschuss aus dem Beginn des LGM wurde im Jahr 2011 beim Bau der Umfahrung von Söll erfasst. In einem Bereich, der heute ausschließlich von Schwemmfächerablagerungen bedeckt ist, waren etwa 150 m SE der Kirche von Söll im Zuge des Baus zum Teil zementierte ungeschichtete, korngestützte Kiese und Kies-Sand-Gemische mit hohem Karbonatanteil, aber auch erratischen Lithologien aus dem Inntal, und einer Lagerung von 095/05 im Liegenden einer Grundmoränenablagerung (Dmm) mit roter Matrix unter Schwemmfächer-sedimenten aufgeschlossen (R: 289008, H: 5265148). Interessant ist der punktuelle Zufallsbefund auch insofern, dass die subglaziale Erosionsleistung des gegen das Tal ostwärts vorstoßenden Inngletscherastes offensichtlich sehr gering war, was letztlich auch zu der Erhaltung der östlich gelegenen Sedimentkörper bei Ellmau passt (s.o.).

Schlussfolgerungen

Mit den neuen Erkenntnissen wird das Bild der LGM-Vorstoßphase zwischen Unter Inntal bzw. Wildschönau (vgl. REITNER, 2008) im Westen und Fieberbrunn (GK 122 Blatt Kitzbühel; HEINISCH et al., 2015) im Osten hinsichtlich Paläogeographie und Sedimentologie deutlich facettenreicher. Damit werden nicht nur die Geometrien der großen Gletscher (Inngletscher, Achengletscher) im Verhältnis zu den Lokalgletschern der Kitzbüheler Alpen und Umgebung besser erfasst, sondern auch die Bereiche verminderter subglazialer Erosion im restlichen LGM und deren mögliche Ursachen wie Änderungen der Eisflussdynamik (vgl. REITNER et al., 2010).

Literatur

AMPFERER, O. (1908): Über die Entstehung der Inntal-Terrassen. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **3**, 52–67 und 111–142, Berlin.

HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

MENZIES, J. & REITNER, J.M. (2016): Microsedimentology of ice stream tills from the Eastern Alps, Austria – a new perspective on till microstructures. – *Boreas*, **45**/4, 804–827, Oxford.

REITNER, J.M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). – Dissertation, Universität Wien, XIII + 190 + 112 S., Beilagenband, Wien.

REITNER, J.M. (2008): Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148**, 248–254, Wien

REITNER, J.M. (2024): Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Brixentaler Ache und im Spertental auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162**/1–4, 183–202, Wien.

REITNER, J.M., GRUBER, W., RÖMER, A. & MORAWETZ, R. (2010): Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria). – *Swiss Journal of Geoscience*, **103**, 385–405, Basel.

Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Salzach auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger, 122 Kitzbühel und 151 Krimml

JÜRGEN M. REITNER, MICHAEL LOTTER & BENJAMIN HUET

Einleitung

Dieser Kartierungsbericht umfasst jenes Gebiet auf GK 121 Neukirchen am Großvenediger und kleinräumige, angrenzende Gebiete auf GK 151 Krimml, die von der Salzach entwässert werden. Somit gehört der Südrand der Kitzbüheler Alpen mit den Tälern (von West gegen Ost) der obersten Salzach, des Nadernachbaches, des Trattenbaches, des Dürnbaches und des Mühlbaches, wie auch der Ausgang der die Hohen Tauern entwässernden Sulzbachtäler dazu. Die verwendete stratigraphische Gliederung (CHALINE & JERZ, 1984; REITNER et al., 2016), Lithofaziesklassifikationen (KELLER, 1996) und Terminologien für Formen und geologische Körper (STEINBICHLER et al., 2019; LOTTER et al., 2021) entsprechen jenen des Berichtes für die Nordflanke der Kitzbüheler Alpen auf GK 121 (siehe Bericht REITNER, 2024, cum lit.).

Mit den Manuskriptkarten und Berichten von HEINISCH (2013) sowie HEINISCH & PANWITZ (2014, 2016a, b, 2017) lag eine bewährte Grundlage für die Aufnahme des Quartärs und der gravitativen Massenbewegungen vor. Hinsichtlich Massenbewegungen standen für das Salzachtal, Nadernachtal, Trattenbachtal und Dürnbachtal zudem die Arbeiten von FÜRLINGER (1972a, b, 1988) zur Verfügung. Nur im Tal des Mühlbaches erfolgte eine komplette Neuaufnahme durch Benjamin Huet und Jürgen Reitner. Die tiefgreifenden Massenbewegungen wurden überwiegend von Michael Lotter und Jürgen Reitner gemeinsam kartiert und klassifiziert.

Um einen Überblick zu erlangen, ist es ratsam, das Würm-Hochglazial (Last Glacial Maximum – LGM) und die Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial für das gesamte Untersuchungsgebiet zu besprechen und zusammenzufassen. Die Belege für das glaziale und periglaziale Geschehen im jüngeren Würm-Spätglazial (Gschnitz-Stadial, Egesen-Stadial) sowie für die Massenbewegungen werden dann in Folge entsprechend dem Vorkommen in den jeweiligen Tälern beschrieben.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H). Alle Höhenangaben sind in Meter über Adria angegeben. Die Benennung der Festgesteinslithologien entspricht der provisorischen Legende des Blatts GK 121 Neukirchen am Großvenediger (Huet, Iglseider & Gruber, Stand: 18.05.2022).

Die Strukturen werden laut Glossar der Strukturgeologie (HUET et al., 2020a) klassifiziert. Somit werden Schieferung und Foliation als sekundäres planares Gefüge zusammengefasst.

Vorstoßphase im Würm-Hochglazial (LGM) (Mühlbachtal)

Das Tal des Mühlbaches ist oberhalb des Schwemmfächers bei der Ortschaft Mühlbach (Gemeinde Bramberg am Wildkogel) als zumeist enger Graben mit V-förmigem Querschnitt entwickelt. Die einzigen zwei Kare des Einzugsgebietes befinden sich nordöstlich und nordwestlich des Wildkogels (2.224 m).

Der Abschnitt unterhalb der Jagdhütte (1.228 m) wurde schon für die publizierte Karte GK 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003) kartiert (siehe HEINISCH & ZADOW, 1990). Nachbegehungen im Zuge der Erstellung der Erläuterungen (HEINISCH et al., 2015) ergaben schon erste Hinweise, dass große Teile der mächtigen Deltakörper nicht mit einer Bildung in der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial sondern höchstwahrscheinlich mit dem Eisaufbau am Beginn des Würm-Hochglazials erklärt werden können. Aus diesen ersten kursorischen Befunden heraus, wurde dann auch die paläogeographische Skizze zum Verständnis der Gletscherentwicklung am Anfang des LGM entwickelt (HEINISCH et al., 2015; siehe Fallblätter).

Besonders in den unteren Bereichen des Mühlbachtals, wo die Lockersedimente an den höheren und breiter angelegten Talflanken über der engen felsigen klammartigen Talstrecke liegen, so beim Weiler Au (auf GK 122) und nördlich davon, ist die stratigraphische Zuordnung schwierig. So wie auf GK 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003) dargestellt, befinden sich am südschauenden Fuß der Kitzbüheler Alpen teils ausgedehnte **Eisrandablagerungen aus der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial**. Dazu gehören die am Weg nördlich des Weilers Au gelegenen horizontal gelagerten korngestützten Kiese (Gcm(i)) mit Imbrikation (R: 300606, H: 5240861). Die Rundung der lokalen Spektren ist *subrounded*. Handelt es sich hier um das Topset einer Deltaablagerung, so findet man in tieferen Lagen, zum Beispiel talabwärts ab der orographisch linken Flanke oberhalb von Grub, klinoforme korngestützte Kiese bzw. Kies-Sand-Gemische (GSp, GcP) mit einem Einfallen von 30° gegen +/- Süd (R: 301291, H: 5240384). Es handelt sich hier um ein Delta-Foreset, dessen Spektrum nicht nur das Einzugsgebiet des Mühlbaches, also Gesteine des prä-permischen Untergrund der Staufener-Höllengebirge-Decke (ehemalige „Grauwackenzone“), Phyllit und Quarzphyllit der Windau-Decke (ehemalige „Innsbrucker Quarzphyllitzone“) und Glimmerschiefer und Paragneis, granat- und/oder biotitführend der Wildkogel-Decke (ehemalige „Steinkogelschiefer“) beinhaltet, sondern auch subangular geformten Zentralgneis aus dem Subpennini-

kum des Tauern-Fensters. Zentralgneis ist in diesem Bereich auch in der LGM-Grundmoränenablagerung sowie als erratischer Block zu finden. In Summe entspricht der geologische Befund und die stratigraphische Einstufung im unteren Mühlbachtal der von HEINISCH & ZADOW (1990).

Taleinwärts liegen in dem WNW-ESE verlaufenden Talabschnitt mächtige Sedimentkörper vor, die allerdings von Zentralgneis führender LGM-Grundmoräne bedeckt sind und hier, im Gegensatz zur publizierten Geologischen Karte 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003) schon vorweg als **Sedimente der Vorstoßphase im Würm-Hochglazial (LGM)** klassifiziert werden. An der nördlichen Talseite sind am Weg etwa 1.290 m (R: 300744, H: 5242078) teils geschichtete, teils massive, matrixgestützte Diamikte (Dms, Dmm) in einer sandigen Matrix mit angularen bis subangularen Phylliten und selten kantengerundeten Zentralgneis aufgeschlossen. Das Einfallen zeigt variierende Werte von 115/25 bis 005/30. Am Top liegt mit einem grauen, überkonsolidierten matrixgestützten und massiven Diamikt (Dmm) mit siltig-sandiger Matrix eine typische Grundmoränenablagerung vor. Deren Geschiebespektrum ist mit Lithologien der „Grauwackenzone“ (wie Metatuffit) und „Steinkogel-Glimmerschiefer“ deutlich vielfältiger entwickelt als das der Deltaablagerungen im Liegenden. An der gegenüberliegenden Talseite befindet sich innerhalb des Grundmoränenareals ein kleines „Fenster“, wo ungeschichtete Kies-Sand-Gemische (GSm) und schwach geschichtete Diamikte, jeweils mit lokalem Klastenspektrum, von einer Wechsellagerung aus massigen bis matrixgestützten grauen Diamikten mit glaziolakustrinen Sedimenten (laminierte Silte; Fl) überlagert werden.

Ein Großaufschluss (R: 298320, H: 5242544) an der orographisch rechten Mühlbachseite zwischen Schließgraben und Nassentalgraben (schon auf GK 121 Neukirchen am Großvenediger gelegen) lässt eindrücklich den Fazieswechsel und die darin abgebildete Sedimentdynamik erkennen. Zusammen mit den Aufschlüssen in einem kleinen Graben liegt hier eine auf Quarzphyllit liegende Sedimentsequenz vor, die sich von etwa 1.235 m (etwa 10 m über dem Bach) bis ca. 1.300 m erstreckt. Bis 1.235 m dominieren fluviatile Ablagerungen, wobei der tiefste Abschnitt über dem Festgesteinssockel aus sehr grobem Wildbachschutt (korngestützte Diamikte; Dcm) besteht. In Summe sind immer wieder kleine *fining-upward*-Sequenzen, aber auch untergeordnet *coarsening-upward*-Abfolgen zu sehen. Eine feinkörnige Lage mit laminierten Sanden und Silten (Sl-Fl) unterbricht in 1.230 m die grobklastischen Sedimente mit lokalem Spektrum. Ab 1.235 m setzen lakustrine bis deltaische Ablagerungen ein. Diese beginnen mit einer mehrere Meter mächtigen Wechsellagerung von Sanden und laminierten Silten, welche in Summe eine *fining-upward*-Tendenz erkennen lässt. Darüber folgen ab ca. 1.240 m grobe Wildbachablagerungen mit großen Geschieben (bis 1 m Durchmesser), gefolgt von einem relativ gleichförmigen fluviatil geprägten Sedimentpaket bestehend aus horizontal geschichteten Kies-Sand-Gemischen (GSh). In 1.255 m setzt dann über den Kiesen mit scharfer Grenze eine lakustrine Feinsedimentlage (Fl) gefolgt von Sanden als Teil eines *coarsening-upward*-Pakets ein, dessen Großteil aus grobkörnigen Deltaforesets mit planar geschichteten Kies-Sand-Gemischen (GS) und ebenso geschichteten korngestützten Kiesen (Gcp mit Schichtung 030/20) besteht. Gelegentlich sind *slumping*-Strukturen

vorhanden. Im kiesigen Topabschnitt zeigen Imbrikationen in horizontal gelagerten Kiesen (*Topset*) eine Schüttung gegen Süden an, ehe in ca. 1.275 m wiederum ein *Bottomset* mit Silten (F1) gefolgt von distalen *Foreset*-Lagen bestehend aus Sanden in Wechsellagerung mit GSp vorliegt. Ab 1.280 bis 1.300 m wechselt die Lithofazies stärker ohne ersichtliche Trends. Generell dominieren sandige Sedimente. Hervorzuheben ist ein korngestützter Diamikt mit – so wie bisher in der ganzen Abfolge – lokalem Klastenspektrum. Dieses Sediment wird von einem *dropstone*-führenden laminierten, glaziolakustrinen Silt überlagert. Genau einer dieser *dropstones* besteht aus Zentralgneis, womit auch schon das einzige Erratika-führende Sediment innerhalb der taleinwärts vorkommenden Vorstoßablagerungen im Mühlbachtal beschrieben ist.

Auch wenn dieser Aufschluss nur einen kleinen Ausschnitt der bis mehrere hundert Meter mächtigen Sequenz wiedergibt, so lassen sich die Fazieswechsel schon im Hinblick auf die Paläogeographie interpretieren: Lokale Flussablagerungen werden von lakustrinen und deltaisichen Sedimenten abgelöst, deren Genese nur mit Eisstauseen infolge eines, das Mühlbachtal abdämmenden Gletschers erklärbar ist. Die Überlagerung der *Foreset*- und *Topset*-durch *Bottomset*ablagerungen, und das mehrfach, belegen *drowned delta*-Bedingungen mit einem immer wieder ansteigenden Eisstauseespiegel. Dies ist das Resultat eines an Mächtigkeit zunehmenden Eiskörpers am Talausgang des Mühlbachgrabens. Ein Zentralgneis-Dropstone weist auf den anwachsenden Salzachgletscher oder jedenfalls einen aus den Tauern genährten Talgletscher als Verursacher der Abdämmung in der LGM-Vorstoßphase hin.

Die enorme Dimension und höhenmäßige Erstreckung (bis etwa 1.700 m) dieses Sedimentkörpers der LGM-Vorstoßphase wird im Nassentalgraben, der das kleine Kar auf der NE-Seite des Wildkogels entwässert, ersichtlich. Erst in 1.600 m lässt sich eine Überlagerung durch eine lokal geprägte LGM-Grundmoränenablagerung erfassen, wie etwa 400 m WSW der Entscharn Grundalm (R: 297250, H: 5242402) ersichtlich. Die Deltaablagerungen mit lokalem Klastenspektrum zeigen Schüttungsrichtungen gegen NNW bis NE an. Zum Teil findet man in den Deltaablagerungen überwiegend angulare Komponenten in einer dicht gelagerten, hangschüttartigen Fazies (SCc, SSc), die sehr kurze Transportweiten indiziert, in Wechsellagerung mit Sanden und Kies-Sand-Gemischen (R: 297290, H: 5242453).

Die Deltaablagerungen der Vorstoßphase treten talaufwärts, und damit westlich vom Markgraben, nur mehr an der südlichen Talflanke auf. Herausfordernd war die Abgrenzung dieses Körpers gegenüber den faziell gleichartigen Sedimenten der spätglazialen Eiszerfallsphase im Bereich zwischen Geisl Grundalm und Geisl Hochalm. So befindet sich etwa 200 m östlich der Geisl Grundalm ein 20 m hoher Aufschluss (R: 296225, H: 5243247) entlang eines Seitengrabens, der auf dem Niveau des Mühlbaches (in 1.357 m) mit geschichteten Diamikten, die sandige Matrix aufweisen (Dms) und mit Einfallen 15–25° gegen NNE beginnt. Diese werden ab 7 m über Bachniveau von *dropstone*-reichen, laminierten Silten (F1d) überlagert, die sukzessive massiger werden und Übergänge zu matrixgestützten Diamikten zeigen. In 15–20 m Aufschlusshöhe ist dann eine graue, überkonsolidierte Dmm-Lage mit

gekrizten Geschieben eingeschaltet, die als Grundmoränenablagerung mit lokalem Klastenspektrum (Quarzphyllit, „Steinkogelschiefer“) interpretiert wurde. Dieses subglaziale Sediment, das einen Bodenkontakt eines Gletschers in einem glaziolakustrinen Environment belegt, wird gegen das Hangende wiederum von *dropstone*-führendem Feinsediment in Wechsellagerung mit teils sandigen teils siltigen Diamikten überlagert. Folgt man dem Seitengraben hinauf, so findet man Wechsellagerungen von geschichteten teils matrix-, teils korngestützten Diamikten, ehe dann in etwa 1.460 m eine als Scherflächen-führender Dmm entwickelte graue Grundmoränenablagerung des LGM das ganze Paket überlagert und eine größere flächenhafte Erstreckung aufweist. Die diamiktischen Sedimente im Hangenden, so im Bereich der Geisl Mitteralm, repräsentieren dann die spätglaziale Eiszerfallsphase. Das Vorkommen von einer Grundmoränenablagerung innerhalb der Vorstoßsequenz irritiert auf den ersten Blick. Man möge allerdings bedenken, dass wir hier als Ablagerungsraum einen Eisstausee vorliegen haben, dessen Größe und Seespiegel aufgrund der Abdämmung im Zuge der Gletscherentwicklung sich stark änderte. So kann ein Gletscher aufgrund der proglazialen Wassertiefe im Verhältnis zu seiner Mächtigkeit Basiskontakt haben und bei Ansteigen der Wassertiefe diesen verlieren und aufschwimmen (siehe *dropstones* im Hangenden der Grundmoränenablagerung). Ein derartiges Szenario, allerdings bei einem Bergsturz-bedingten See, wurde für den tieferen Abschnitt der Abfolge der Stappitzer See Bohrung beschrieben und diskutiert (DRESCHER-SCHNEIDER & REITNER, 2018). Weitere vergleichbare Beispiele wurden für das glaziale Geschehen am Südrand des Wilden Kaisers während der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial diskutiert (REITNER, 2005, 2007).

Somit kann man für das Mühlbachtal festhalten, dass hier – so wie im nördlichen Bereich der Kitzbüheler Alpen beispielsweise in der Wildschönau (REITNER, 2008), im Weißbachgraben südlich Eillmau (REITNER, 2005) und im Kelchsau- und Windautal (REITNER, 2024) – mächtige Abfolgen aus der LGM-Vorstoßphase erhalten sind. Die fazielle Ähnlichkeit ist ganz besonders mit der Wildschönau und ihren ertrunkenen Deltaablagerungen, die ebenso steigende Eisstauseespiegel dokumentieren, gegeben. Diese Dynamik im Mühlbachtal hatte auch einen maßgeblichen Einfluss auf die partielle Erhaltung der tiefgreifenden **Massenbewegungen Geisl Mitteralm**, deren Entwicklung schon vor dem LGM einsetzte und deren Hangfuß im Zuge der Vorstoßphase einsedimentiert wurde (siehe unten).

Subglaziale Sedimente und Formen des Würm-Hochglazials (LGM)

Im Hinblick auf die Rekonstruktion des LGM-Eisstromnetzes und insbesondere des Eisflusses am Höhepunkt der Vergletscherung sind die subglazial überprägten Morphologien, in den Tälern und an den Wasserscheiden, in Kombination mit der Geometrie der Areale aus Grundmoränenablagerungen sowie der Verbreitung der erratischen Blöcke und Geschiebe von Relevanz. Mit dem ausreichend widerstandsfähigen und grob geklüftet vorkommenden Zentralgneis liegt hier die einzige erfassbare erratische, d.h. ferntransportierte Lithologie vor, die eindeutig die

Herkunft eines Eisstroms aus den Hohen Tauern belegt. Bei Verwendung der Verteilung von erratischen Blöcken für eine Rekonstruktion müssen allerdings gewisse Unschärfen in der Aussagekraft bedacht werden: Die Grundmoränenablagerungen mitsamt den subglazial überformten Zentralgneiserratika können während unterschiedlicher Phasen der komplexen Entwicklung des Eisstromnetzes in diesem Raum – also während der LGM-Vorstößphase, am LGM-Klimax und während des beginnenden Zusammenbruchs am Beginn der spätglazialen Eiszerfallsphase (siehe oben Mühlbachgraben sowie HEINISCH et al., 2015) – abgelagert worden sein. Die meisten erratischen Blöcke sind wahrscheinlich postsedimentär durch Denudation freigelegt worden, sodass deren Verbreitung nicht notwendigerweise den Eisabfluss am Höhepunkt des LGM oder gar jenen letzten vor dem Zusammenbruch des Eisstromnetzes widerspiegeln. Darüber hinaus haben spätglaziale bis holozäne Massenbewegungen viele der ursprünglich subglazial geprägten Talformen deutlich überprägt und umgestaltet (siehe Beschreibung der Massenbewegungen).

Betrachtet man die Verteilung der erratischen Zentralgneisblöcke an der Südseite der Kitzbüheler Alpen von Westen (Quelltal der Salzach) gegen Osten bis zum Pass Thurn (1.274 m; auf GK 122 Kitzbühel), dann lässt sich hier ein Muster erkennen: An der orographisch linken Flanke des obersten Abschnitts des Salzachtales liegt das nördlichste Vorkommen von Zentralgneis in 1.700 m (SE Baxrainalm). Ein Zentralgneisblock südlich Brandschlag in 1.600 m markiert das Äquivalent im Bereich östlich des Nadernachtals. Bei Vorderwaldberg, am Talausgang des Trattenbachtals, treten gehäuft erratische Blöcke bis in 1.300 m auf. Ein Ausreißer gegen Norden befindet sich an der orographisch rechten Trattenbachflanke nördlich der Wurfgrundalm in 1.600 m. Im Bereich nordwestlich bis nordöstlich Neukirchen am Großvenediger konnten Erratika bis hinauf in Höhen um 1.200–1.250 m erfasst werden. Diese Höhenlage deckt sich in etwa mit den Befunden westlich des Weichseldorfer Grabens am Ostrand des Blattes GK 121. Erst östlich des Mühlbachtals, und damit schon auf GK 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003), liegen Erratika beim Plattwald (Südabhang der Resterhöhe) in 1.500 m vor. Mit diesem Vorkommen ist allerdings schon der markante Übertritt von Tauerneis über den Pass Thurn (1.274 m) in das Einzugsgebiet des Kitzbüheler Achentales ersichtlich (siehe REITNER, 2005; HEINISCH et al., 2015; cum lit.). Mit dieser Zusammenschau aller bisherigen Kartierungsergebnisse (siehe oben) ist jedenfalls an den gegen das Salzachtal geneigten Hängen der Kitzbüheler Alpen nur ein, die talnahen, tieferen Lagen, von West gegen Ost überströmendes Tauerneis rekonstruierbar, das erst nahe der bedeutenden Eistransfluenz des Pass Thurn einen Abfluss nach NE anzeigt.

Das Quelltal der Salzach mit dem Salzachjoch (1.983 m) an der Wasserscheide zum Kurzen Grund des Kelchsautales weist hinsichtlich subglazialer Sedimente und Formen keine Besonderheiten auf. Nördlich und damit talaufwärts der zuvor beschriebenen Zentralgneiserratika weist die Grundmoränenablagerung, bestehend aus überkonsolidiertem matrixgestütztem und massivem Diamikt (Dmm), nur lokale Lithologien der Kitzbüheler Alpen auf. Die abgerundete bzw. abgeschliffene Morphologie weist das Salzachjoch und die weitere Passlandschaft zwischen den beiden ehemaligen Nunatakern Schwebenkopf (2.354 m) im Nord-

westen und Tristkopf (2.361 m) im Südosten unzweifelhaft als Transfluenzpass aus, der einen Eisübertritt gegen Nordosten anzeigt. Dazu passen auch unmittelbar nordöstlich anschließende langgestreckte subglaziale Wallformen. Teilweise handelt es sich um etwa SW–NE ausgerichtete Rundhöcker-artige Strukturen, die, wie bei der Roßwildjagdhütte, auch eine Grundmoränenbedeckung aufweisen. Somit ist auch das Eis aus dem Kar nordöstlich des Salzachgeier, wo der Salzachsprung liegt, im LGM erst gegen Osten und schließlich Richtung Nordosten in das Kelchsautal abgeflossen.

Der mittlere Abschnitt des Nadernachtals ist stark durch Massenbewegungen geprägt. Demgegenüber ist die subglaziale Überformung im oberen Talabschnitt sehr gut erfassbar. So kann man einerseits anhand der Morphologie im Festgestein und in den Grundmoränenablagerungen einen westlichen Gletscherast, der über das Nadernachjoch (2.100 m) Richtung Kurzer Grund (Kelchsautal) abfloss, rekonstruieren. Andererseits erfolgte ein Überströmen Richtung Nordost in das Trattenbachtal. Dies ist südöstlich des Sonnwendkogels (2.289 m) im Umfeld der Trattenbachhöhe (2.151 m) sehr schön am überschliffenen und teilweise mit Grundmoräne bedeckten SSE–NNW verlaufenden Kamm ersichtlich. Die Grundmoränenablagerung, bestehend aus einem typischen überkonsolidiertem Dmm mit angularen bis subangularen Glimmerschieferklasten, weist eine Geschiebeeinregelung, die mit einem Eisfluss gegen NNE kompatibel ist, auf. Hervorzuheben ist dabei eine drumlinoide SW–NE verlaufende Form etwa 850 m SSE der Trattenbachhöhe (R: 286977, H: 5240229), die hier sogar *deformable bed*-Bedingungen an der LGM-Gletscherbasis anzeigt.

Das Einzugsgebiet des Trattenbaches, an dessen Nordbegrenzung sich mit der Filzenscharte (1.686 m) der tiefstgelegene Transfluenzpass auf GK 121 befindet, weist die stärkste subglaziale Überprägung aller hier besprochenen Täler auf. Diese ist insbesondere an der orographisch rechten Flanke morphologisch eindrucksvoll mit länglichen, stromlinienförmigen Landformen in Felsarealen und Grundmoränenflächen ausgeprägt. Nördlich Vorderwaldberg liegt noch eine SW–NE-Orientierung der Längsachsen der subglazialen Formen vor, die dann talaufwärts in eine S–N- und damit talparallele Orientierung umschwenkt. An einem aus phyllonitischem, quarzreichem Glimmerschiefer aufgebauten Felsriegel (R: 289761, H: 5240936) sind an der Oberfläche Gletscherschrammen und sogenannte „rat tails“, also Quarzknuern mit einem „Schwanz“ aus relativ weicherem Glimmerschiefer im Druckschatten entwickelt. Letztere belegen einen Eisfluss von Süden gegen Norden. Nördlich davon liegt eine Talverzweigung vor. Der oberste Abschnitt des Trattenbaches mit Trattenbachalm (1.732 m) und der Trattenbach Hochalm (1.955 m) ist W–E orientiert, wogegen das vom Filzbach entwässerte und zur Filzenscharte hinaufziehende Tal den S–N-Verlauf beibehält. In dem obersten Abschnitt mit den großen von Grundmoränen bedeckten Flächen der „Trattenbachalm“ (auf der Südseite) sind vom Kamm bei der Trattenbachhöhe (2.151 m; siehe Nadernachtal) bis zum Freimöserkopf (2.005 m) auf der Nordseite stromlinienförmige Strukturen mit SW–NE- bis WSW–ENE-Orientierung im Fels und Sediment zu erkennen. Demgegenüber lassen sich im Einzugsgebiet des Filzbaches und dann bei der Filzenscharte (1.686 m) nur mehr Strukturen mit S–N-Längsachsen erfassen. All dies

belegt morphologisch den konzentrierten Eisfluss über den Transfluenzpass der Filzenscharte zwischen Mitterkopf (2.306 m) im Westen und Gamskogel (2.206 m) im Osten in das Windautal (siehe REITNER, 2024). Die Eishöhe lag, so wie von PENCK & BRÜCKNER (1909) beschrieben, in ca. 2.200 m Höhe. Erratische Geschiebe oder Blöcke sind in diesem Bereich nicht zu finden, dafür aber bis zu 80 m³ große Ablationsblöcke aus quarzreichem Glimmerschiefer bis glimmerreichem Quarzit (z.B. westlich Freimöserkopf; R: 287849, H: 5242171), die nur vergleichsweise kurze Transportweiten indizieren.

Das Dürnbachtal weist – trotz der partiell starken Überprägung durch Massenbewegungen – an der orographisch rechten Talflanke einige sehr große Areale mit Grundmoränenablagerung auf. Der Geschiebebestand ist durch Glimmerschiefer mit meist angularen bis subangularen, ganz selten angerundeten Kornformen charakterisiert. Die Wasserscheide zum Einzugsgebiet des Windautals, und mehr spezifisch zur Miesenbachalm, die Geige (2.084 m), und jene in den Unteren Grund des Spertentals, die Geigenscharte (2.028 m), waren, wenn auch vergleichsweise unbedeutende Eisübertritte nach Norden. Allerdings war dieser Eisfluss aus dem Süden sehr relevant für die Entwicklung von markanten langgestreckten subglazialen Wällen aus Grundmoränenablagerung südlich der Miesenbachalm (siehe REITNER, 2024) und bei der Kar Hochalm.

Für das Einzugsgebiet des Mühlbaches wurde die Entwicklung am Beginn des LGM über die steigenden Eisstauseespiegel wiedergebende LGM-Vorstoßsequenz skizziert (siehe oben). Das nördlichste Zentralgneisvorkommen wurde in diesen Sedimentsequenzen als singulärer Dropstone gefunden. Festzuhalten ist, dass Zentralgneis-führendes Tauernis nicht sehr weit in das enge Mühlbachtal vordringen konnte. Die taleinwärts gelegenen Grundmoränenablagerungen sind frei von dieser Lithologie. Somit erfolgte das finale Überfahren der Vorstoßablagerungen durch einen Gletscherstrom aus dem Einzugsgebiet der Salzach, dessen Akkumulationsgebiet aus der Südflanke der Kitzbüheler Alpen stammt. Dieses Bild wird allerdings durch das Vorkommen von drei erratischen Zentralgneisblöcken südlich der Stangenalm (1.729 m) in Frage gestellt. Betrachtet man die Orientierung der subglazial überformten Gensbichlscharte (2.022 m) mit einem klaren SW–NE-Trend und in der weiteren Fortsetzung gegen NE, quer über das schräg dazu verlaufende Mühlbachtal, das ebenso geprägte Stangenjoch (1.713 m), so ist einerseits eine markante Eisstromrichtung erfasst. Weiters kommen nördlich des Stangenjoches im Oberen Grund des Spertentales selbst keine Zentralgneis-Erratika vor. Diese Lithologie findet man unmittelbar nördlich davon nur ab der Kleinmoosalm (1.624 m) sehr isoliert als Blöcke. Somit kann man unter Berücksichtigung der wenigen Zentralgneis-Erratika südlich des Stangenjoches maximal von einem sehr geringen Eisübertritt von Tauernis Richtung Spertental ausgehen. Die Herkunft der Zentralgneis-Erratika im unteren Spertental, so u.a. auch am Ostabhang des Gaisberges, hängt dann wahrscheinlich mit der Dominanz des über den Pass Thurn mit Tauernis genährten Achen-gletschers zusammen. Zudem sind die Grundmoränenablagerungen mitsamt den subglazial überformten Zentralgneisgeschieben während unterschiedlicher Phasen der komplexen Entwicklung des Eisstromnetzes in diesem Raum (siehe REITNER et al., 2010; HEINISCH et al., 2015)

abgelagert worden. In Summe dürften die paläogeographischen Skizzen in HEINISCH et al. (2015) für das Mühlbachtal ein plausibles Bild der Gletscherentwicklung von der LGM-Vorstoßphase bis zum Klimax geben. Weiters ist abschließend festzuhalten, dass die facettenreiche Entwicklung der LGM-Vergletscherung im Mühlbachtal – mit teils talaufwärts vorstoßenden und dann quer über das Tal abfließenden Eisströmen – die wesentliche Bedingung für die Erhaltung der mächtigen Vorstoßsequenz war.

Eiszerfallsphase (Würm-Spätglazial)

Die Verteilung der Sedimente der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial (REITNER, 2005, 2007) auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen ergibt das gewohnte Bild. So wie an anderen südschauenden Flanken der ehemals vom LGM-Eisstromnetz erfüllten Ostalpentäler, wie zum Beispiel im Pustertal auf GK 179 Lienz (LINNER et al., 2013; REITNER, 2016; REITNER et al., 2016), reichen die überwiegend sandig-kiesigen Eisrandsedimente an den Hängen bis weit hinauf oder sind noch bis in den Mittellauf der Seitentäler des Haupttales zu finden.

Ausgedehnte Areale mit Eisrandsedimenten liegen nordwestlich des Ortes Neukirchen am Großvenediger zwischen Trattenbach und Dürnbach vom Salzach Talgrund (in ca. 830 m) bis 1.300 m hinauf vor. Meist sind es Kies-Sand-Gemische (GS) mit angularen bis subangularen, selten angerundeten Geröllen. Ein Einfallen ist bei kleinen Aufschlüssen kaum erfassbar. Selten, so wie bei Seerain (R: 291151, H: 5236759), sind feinkörnige Ablagerungen wie laminierte *dropstone*-führende Silte und Sande aufgeschlossen.

Ein ähnliches Bild bietet sich östlich vom Dürnbach. Betrachtet man die Verbreitung der Eisrandablagerungen (wiederum überwiegend GS) vom Dürnbach bis an die orographisch linke Seite des Wiesbaches, so kann man hier trotz der erosiven Zerlegung einen deltaförmigen, Richtung Salzachtal geschütteten Sedimentkörper erkennen. An den Flanken reicht dieser bis 1.570 m hinauf.

Gleichartige Sedimente und eine vergleichbare Geometrie der Ablagerungskörper liegen auch bei Mitterhohenbramberg vor, wo sich Kies-Sand-Gemische (GS) und seltener matrixgestützte, geschichtete Diamikte (Dms) ebenfalls bis etwa 1.570 m hinauf erstrecken. Ein isolierter größerer Eisrandkörper bei Waxeneck reicht sogar bis 1.720 m. Östlich des Weyerbachgrabens bis zum östlichen Blattrand von GK 121 dominieren tiefgreifende Massenbewegungen die Landschaft, sodass vermutlich alle ehemals vorkommenden Eisrandablagerungen abgetragen wurden.

Eisrandablagerungen sind auch noch bis in die engen Talabschnitte des Dürnbaches (bis 1.630 m) und des Trattenbaches (bis 1.480 m) erfassbar. Im Nadernachtal erstreckt sich an der orographisch rechten Seite ein größerer Körper aus Eisrandablagerungen von der Putzalm bis zur Watsch-Nadernachalm (1.771 m). Das höchstgelegene Vorkommen von Eisrandablagerungen reicht im Einzugsgebiet des Mühlbaches nordwestlich des Wildkogels bei der Fleckl Hochalm bis auf etwa 1.900 m hinauf.

Deutlich facettenreicher ist die Situation im Quelltal der Salzach westlich der Mündung des Nadernachbaches, wo in Ergänzung zu HEINISCH & PANWITZ (2014) und IGLSEDER &

HUET (2021) geologische Aufnahmen teilweise gemeinsam mit Christoph Iglseider durchgeführt wurden. Das höchstgelegene Vorkommen von Kies-Sand-Gemischen (GS) und geschichteten Diamikten (Dms) befindet sich im N-S verlaufenden Talabschnitt bei der Salzachjochhütte und erstreckt sich bis etwa 1.700 m.

Bei Almdorf Königsleiten befindet sich oberhalb der Brücke auf 1.436 m Seehöhe an der orographisch rechten Talseite ein Aufschluss (R: 282723, H: 5237250) mit einer sehr aussagekräftigen Abfolge: Nahezu saiger stehende (Einfallen 017/84) bis überkippte Deltaablagerungen bestehend aus massivem Sand (Sm), laminierte Silte (Fl) und planar geschichteten, korngestützten sandigen Kiesen (Gcp; aus überwiegend angerundeten Quarzphyllit-Klasten) werden von massiven, *dropstone*-führenden Silten (Fmd) überlagert, die aufgrund des zunehmenden Klastengehalts Übergänge zu massiven matrixgestützten Diamikten (Lithofazies Fmd-Dmm) aufweisen. Die *dropstones* beinhalten zum Teil gekritzten Marmor. Letztere Fazies belegt eine typisch glaziolakustrine Ablagerung, wo Eisberge ihre Fracht in einem Eisstausee sedimentierten. Am Top dieser Abfolge liegt ein überkonsolidierter, grauer Diamikt mit Scherflächen [Dmm(s)] mit Geschieben aus Lithologien der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ und des Penninikums, womit eine Grundmoräne eines Salzachgletschers belegt ist. Betrachtet man die überkippten Deltaablagerungen, deren Lagerung auf Kontakt zu abschmelzendem Toteis hinweist, und die Gletscherseesedimente, so ist eine Einstufung in die spätglaziale Eiszerfallsphase aufgrund der faziellen Ähnlichkeiten mit den Ablagerungen im Raum Hopfgarten naheliegend (vgl. REITNER, 2005, 2007). Die Grundmoräne am Top repräsentiert dann eine Oszillation des schon, im Vergleich zum LGM, miniaturisierten Salzachgletschers mit Einzugsgebiet in den Kitzbüheler Alpen. Diese Situation ist zeitlich vergleichbar mit jenen Gletscheroszillationen auf der Südseite des Wilden Kaisers (REITNER, 2005, 2007), bei Aurach (HEINISCH et al., 2015; REITNER & MENZIES, 2024) und bei Ainet (REITNER & MENZIES, 2020). Die spätglaziale Grundmoränenablagerung lässt sich flächenmäßig bis südlich der Bruchekalm abgrenzen. Die Eisrandablagerungen setzen sich dann an der orographisch rechten Salzachseite talabwärts von der Brücke bei 1.436 m noch fort, allerdings ohne Bedeckung mit Grundmoränenablagerung, dafür mit einer unruhigen Morphologie typisch für eine Toteislandschaft. Letztere befindet sich überwiegend schon auf GK 151 Krimml (KARL & SCHMIDEGG, 1979), wo auf dem publizierten Kartenblatt leider keine Differenzierung bei den eiszeitlichen Ablagerungen ersichtlich ist. An die Toteislandschaft schließt dann auf dem Gebiet der GK 151 ein gleichförmiger Terrassenkörper zwischen 1.460 und 1.450 m an, der vergleichbar der Situation im Brixental bei Hopfgarten (siehe Westendorfer Terrasse; REITNER, 2005), eine Eisrandterrasse mit einer dem Haupttal parallelen Drainage darstellt. Erosionsreste davon sind entlang der Salzach noch bis unterhalb des Ronachwirts verfolgbar.

Der Vollständigkeit halber seien die Eisrandablagerungen auf dem Hohe Tauern-Teil von GK 121 erwähnt. Diese liegen westlich und östlich des **Habachtales**, bei Haus und südlich Habach vor und wurden gemeinsam mit Christoph Iglseider begangen. Im Widerspruch zu KINZL (1930) sind am Ausgang des Habachtales keine Hinweise auf einen Gschnitz-Stand des Habachgletschers zu finden.

Der Gschnitz-Stand von Rosental im Salzachtal

Im ersten Band des epochalen Werkes „Die Alpen im Eiszeitalter“ (PENCK & BRÜCKNER, 1909) wird die Vergletscherung im Salzachtal während des Gschnitz-Stadials kurz abgehandelt und dabei die Ruine Hieburg im Ortsteil und der dort bekannte erratische Block aus Zentralgneis, der Teufelstein, erwähnt. Die Endmoränen bei Wald und Neukirchen betrachteten sie als einen Halt eines vornehmlich aus dem Krimmler Achtal genährten Salzachgletschers. KINZL (1930) erkannte, dass die Hieburg auf einer Endmoräne des Sulzbachgletschers, der sowohl aus dem Ober- wie auch dem Untersulzbachtal genährt, als mächtige Zunge das Becken von Rosental erfüllte. Im Rahmen der Kartierungen für GK 121 ging es vornehmlich darum, abzuklären, ob und welche Ablagerungen dieses Gletscherstandes noch auf GK 121 vorliegen. Um die Geometrie der Sulzbachgletscherzunge im Salzachtal in der Gesamtheit zu erfassen, war es nötig, auch Bereiche auf Blatt GK 151 Krimml zu untersuchen. Dabei ist vorweg festzuhalten, dass das publizierte Blatt Krimml (KARL & SCHMIDEGG, 1979) mit seiner nahezu ungegliederten Quartärbedeckung leider wenig hilfreich war.

Die eindrucksvollste Hinterlassenschaft dieses Gletscherstandes ist die Seitenmoräne von Schwabreit, deren Kamm am Ausgang des Untersulzbachtales in 1.055 m ansetzt und nach anfänglich bogenförmigem, ca. 1,1 km langem Verlauf in 900 m endet. Potenziell datierbare Zentralgneisblöcke dokumentieren die dominante Geologie des Gletschereinzugsgebietes.

Die weitere und auch letzte kartierbare Fortsetzung dieses Walls Richtung Osten findet man im Bereich des Aschbach-Schwemmfächers. Dort sind zwar keine Wälle mehr ersichtlich, jedoch erheben sich zwei kleine terrassenförmige, mehr als 10 m mächtige Sedimentkörper aus dem Schwemmfächerbereich. Beim Sportplatz (R: 294664, H: 5236293), 200 m nordwestlich Gehöft Premisbauer, liegt ein großer Zentralgneisblock in sandiger Matrix vor, der durchaus mit einer Interpretation als Endmoränenablagerung im Einklang steht.

Südlich der Salzach, gegenüber von der Hieburg, liegen noch aussagekräftige glaziogene Sedimente bei Unter- und Oberscheffau vor. So findet man einen terrassenförmigen zentralgneisreichen Seitenmoränenkörper bei Oberscheffau, dessen Höhenlage mit 960 m ansatzweise mit dem zuvor beschriebenen Wall von Schwabreit korrelierbar ist. Der terrassenförmige Sedimentkörper von Unterscheffau liegt mit einer Höhenerstreckung um 880 m deutlich tiefer als jener von Oberscheffau und ist durch eine markante Geländekante von diesem getrennt. Am Ostrand jenes ca. 25 m mächtigen Körpers existiert zum Obersulzbach hin noch ein morphologischer Ansatz, den man als Rest eines Seitenmoränenwalls deuten kann. Dies wird auch durch die Präsenz von Zentralgneisblöcken angezeigt. Das augenscheinliche Vorkommen von Zentralgneisblöcken liegt auch am östlichen Terrasseneck und dann entlang der Nordseite der Terrassenkante zur Salzach Richtung Westen vor. Steigt man von dort hinab gegen Westen zum Prallhang der Salzach, so sind zuerst in halber Höhe der Terrasse Deltaforesets (GSp mit Einfallen von 335/20; R: 291241, H: 5235918) mit sehr viel Zentralgneis und wenig Phyllit und Karbonat zu finden. Direkt über der Salzach befindet sich ein frischer Aufschluss (R: 291214, H: 5235927), wo

blockreiche korngestützte Klinoformen (bGcp) mit einem Einfallen von 30 bis 40° gegen W bis WNW dominieren. In einem kleinen Segment sind darin isolierte rinnenförmige Körper mit Lithofazies Gcp und mit Klasten aus Schiefer und Marmor ersichtlich, die Schüttungen gegen E bis ENE erkennen lassen. Gesamt betrachtet zeigt der Sedimentkörper von Unterscheffau einen Vorbau gegen Westen, d.h. gegen das Salzachtal. Im Zuge des Gletschervorstoßes kam es dabei natürlich zu Wechsellagerungen mit den von der oberen Salzach geschütteten Sedimenten. Somit ist von einer Stausituation durch den Moränenvorbau bei Unterscheffau auszugehen. Westlich der Terrasse von Unterscheffau wurden allerdings keine weiteren eindeutigen Gschnitz-zeitliche Eisstauseesedimente gefunden. Ob Silte mit Feinsandlagen sowie Zentralgneisblöcke bei einem Aufschluss östlich Großwiesen (R: 290883, H: 5235868) in 870 m in diese Richtung zu interpretieren wären, bleibt offen. Angesichts der Stausituation ist die terrassenförmige Morphologie des Sedimentkörpers von Unterscheffau durch eine glaziofluviale Überprägung am Ende der Gschnitz-Vergletscherung gut erklärbar.

Nördlich der Salzach, im Ortsteil Rosental, liegt mit dem bis 915 m hohen Rücken, auf dem die Hieburg steht, eine wallförmige End- und Seitenmoränenablagerung vor. Diese ist so wie der auf ihr liegende Zentralgneisblock, der Teufelsstein, schon lange bekannt. Dieser Moränenrücken senkt sich gegen Westen und ist schließlich nur mehr über Zentralgneisblöcke und diamiktisches Material zu erkennen, ehe er ca. 800 m westlich der Hieburg an eine 20 m hohe Terrasse aus Quarzphyllit-reichem Schwemmfächermaterial des Trattenbaches grenzt. An der Erosionskante des Moränenrückens zum Salzachtal kann man an Aufschlüssen erkennen (R: 290961, H: 5236156), dass es hier eine Wechsellagerung zwischen Kies-Sand-Gemischen mit viel Quarzphyllit und Zentralgneis führenden Diamikten gibt, die auf einen Gletschervorstoß und Oszillation des Gletscherrandes hindeutet. Dieser komplexe Aufbau aus Sedimenten mit unterschiedlicher Permeabilität erklärt auch eine gefasste, stark schüttende Quelle (R: 290985, H: 5236144).

Interessant ist auch der nördliche Rand des Hieburg-Walles bzw. dessen nördliches Vorfeld. So befindet sich 500 m nordwestlich der Hieburg ein in E-W-Richtung verlaufender Rücken, den man ebenfalls für eine glaziale Bildung halten könnte. Allerdings besteht dieser aus Eisrandablagerungen (Lithofazies GS) aus der Eiszerfallsphase auf einem Felssockel. Die ungewöhnliche Form ist durch eine sub- bis randglaziale Rinne gegeben, die dieses Vorkommen von den flächenhaft auftretenden gleichartigen Sedimenten bei Seerain im Norden (siehe oben) räumlich abtrennt.

Unmittelbar östlich des Teufelssteins ist die Endmoränenablagerung als abgerundeter Rücken zu erkennen. Im oberen Bereich der Venedigersiedlung liegen wieder Aufschlüsse vor. Dort sind im tieferen Abschnitt in ca. 865 m glaziolakustrine Sedimente, d.h. laminierte Silte mit *dropstones* aus Zentralgneis und laminierte Sande in Wechsellagerung mit Kies-Sand-Gemischen (R: 292211, H: 5236575) zu finden. Diese Abfolge wird von einem überkonsolidierten, Zentralgneis-reichen matrixgestützten massiven Diamikt, einer typischen Grundmoräne des Sulzbachgletschers, überlagert (R: 292291, H: 5236614), womit auch hier ein Gletschervorstoß belegt ist. Dieser kom-

plex aufgebaute Sedimentkörper endet dann etwa 200 m westlich an einer Felsauftragung, die – so wie eine ähnliche Struktur weiter östlich – durch subglaziale Schmelzwässer vor dem Gschnitz-Stadial herauspräpariert wurde.

Fasst man die Belege zum Sulzbachgletscher im Gschnitz-Stadial zusammen, so ist einerseits im Vergleich zu KINZL (1930) eine bessere Erfassung der Zungengeometrie festzuhalten. Kleine Unsicherheiten liegen im Westen vor. Für den Ostbereich wurde mit dem Vorkommen nordwestlich Premisbauer zumindest ein Hinweis gefunden, wo das ehemalige Zungenende vielleicht 500 m talabwärts davon war. Gerade im Salzachtal muss die starke Aggradation seit dem Gschnitz-Stadial berücksichtigt werden. So sind schon für den Zeitraum seit dem Beginn des Holozäns Talaufhöhungen von 14 m erfasst worden (siehe HEINISCH et al., 2015).

Jedenfalls zeigen die Aufschlüsse am Westrand und bei der Venedigersiedlung einen vorstoßenden Gletscher. Solche Belege, wie sie auch von CLAR & CORNELIUS (1936) am Rand des Fuscher Gletschers beschrieben sind, vermitteln ein dynamisches Bild der Gletscheraktivität im Gschnitz-Stadial. An der schon von PENCK & BRÜCKNER (1909) getroffenen stratigraphischen Einstufung der Ablagerungen als Gschnitz-zeitlich (siehe auch VAN HUSEN & REITNER, 2022) ist anhand der klaren Abgrenzung zu Eisrandablagerungen der Eiszerfallsphase unmittelbar im Untersuchungsgebiet und zu glazialen Ablagerungen des Egesen-Stadials in den Hohen Tauern ohnehin nicht zu rütteln. Eine geochronologische Analyse mittels ¹⁰Be-Expositionsalterdatierung an Zentralgneisblöcken ist hier möglich und wünschenswert.

Spätglazial (Gschnitz bis Egesen) und Massenbewegungen

Salzach Quelltal – Südseite Kitzbüheler Alpen

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Im Bericht für die Nordseite der Kitzbüheler Alpen (REITNER, 2024) wurde schon im Abschnitt „Kelchsautal“ festgehalten, dass es im Bereich des Salzachjoches schon aus geometrischen Gründen einen Südast eines der größten Gletscher der Kitzbüheler Alpen im **Gschnitz-Stadial** gegeben haben muss. Die Belege des Nordastes mit den Seitenmoränen im Umfeld des Gasthofs Wegscheidalm im Kurzen Grund sind eindeutig. Südlich des Salzachjoches fehlen bis zur Salzachalm und darüber hinaus bis zu den Eisrandablagerungen der Eiszerfallsphase bei der Salzachjochhütte jegliche Anhaltspunkte für einen derartigen Gletscherhalt.

Demgegenüber sind die glazialen und periglazialen Belege aus dem **Egesen-Stadial** eindeutig und umfassend:

Das große weitgespannte Kar, umrahmt von Östlichem und Westlichem Salzachgeier (2.466 m bzw. 2.469 m) im Süden, Fünfmändling (2.403 m) im Westen und Schwebenkopf (2.354 m) im Norden, weist eine starke subglaziale Überprägung auf. Im Bereich des Schwebenbodens befinden sich östlich der eingezeichneten Hütte (2.052 m) drei Endmoränenwälle, die in etwa 2.050 m mit 2–8 m Höhe aus den Moorflächen herausragen.

Generell kommen in diesem Kar wallförmige Sedimentkörper häufiger vor, die allerdings zum Teil zur Verwech-

lung mit eindeutigen Belegen für Gletscherhalte führen können. So befindet sich im westlichen Bereich ein Wall aus stromlinienförmig angeordneten eckigen korngestützten großen Blöcken (bSCc). Diese wurden als supraglazial transportiertes Material interpretiert und der Körper dementsprechend als Ablationsmoräne klassifiziert (südlich; R: 281723, H: 5242341).

Der eindrucksvollste Seitenmoränenkörper mit einer Höhe von mehr als 10 m und mit einer Längserstreckung von nahezu 400 m schmiegt sich an den Südfuß des Fünfmandling (2.403 m; R: 281377, H: 5242392). Die prägende Lithofazies besteht wiederum aus eckigen korngestützten großen Blöcken (bSCc). Das südliche Seitenmoränenpendant befindet sich etwa 200 m südöstlich davon mit einem Ansatz in 2.300 m. Damit ist eine Ausdehnung eines gegen Nordosten abfließenden, deutlich schuttbedeckten Lokalglatschers mit Nährgebiet unterhalb der Salzachgeier skizziert, der allerdings noch vor den Wällen der Egesen-Maximalausdehnung im Schwebenboden (siehe oben) geendet haben muss. Der mit Tafeln angezeigte Salzachsursprung, eine durch Schuttquellen gespeiste Lacke am Fuß des Östlichen Salzachgeiers, ist dann aus glazialgeologischer Sicht unspektakulär. Die karartige Nische östlich des Östlichen Salzachgeier weist neben abgeschliffenem Fels nur subglaziale Wälle (Flutes) auf.

Demgegenüber ist das Kar auf der Südseite der Salzachgeier, im Einzugsgebiet des Müllachbaches, deutlich facettenreicher. Der bis ca. 2.085 m reichende, am tiefsten gelegene bogenförmig verlaufende Endmoränenkörper weist im distalsten Bereich zwei Wälle auf. Nur der distalste Bereich ist durch korngestützte Blöcke (bSCc) geprägt. Ansonsten dominieren matrixgestützte Diamikte (Dm) den Sedimentaufbau.

Im Steinkarl, dem obersten gut gegen Süden abgeschatteten Karbereich östlich des Kleefeldkopfs (2.348 m) sind zwei markante, grobblockreiche zungenförmige Wälle ersichtlich, die man auf den ersten Blick als Blockgletscherablagerungen klassifizieren könnte. An den Wällen kann man sehr schön erkennen, dass im Liegenden der korngestützten Grobblocklage (Lithofazies bSCc) matrixgestütztes Sediment vorliegt. Wir haben es hier mit einer typischen Ablagerung eines schuttbedeckten Gletschers (*debris-covered glacier* in der internationalen Literatur; vgl. BENN & EVANS, 2010) zu tun, wo die ehemals subglazial („aktiv“) transportierten Sedimente von jenen supraglazial („passiv“) bewegten überlagert vorliegen. Der äußere der beiden Endmoränenkörper weist einen Ansatz in 2.200 m auf, womit ein kursorischer Hinweis auf die damalige Schneegrenzhöhe (ELA) vorliegt. In Summe liegen hier auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen, bei teilweiser Ostexposition, tiefreichende Belege für Gletscherzungen im Egesen-Stadial vor. Deren Geometrie dürfte einerseits mit Schneedrift aus NW (siehe Diskussion in REITNER, 2024) und mit einer die Ablation stark hemmenden Schuttbedeckung, bereitgestellt von den steilen aus Hellglimmer führendem Quarzit und phyllonitischem Glimmerschiefer aufgebauten Felsflanken, zusammenhängen. Interessanterweise findet man bei ungeschützter Sonnenexposition am Südfuß der beiden Salzachgeier nur Blockgletscherablagerungen mit Endlagen in 2.240 bzw. 2.270 m. Die tiefste und größte Blockgletscherablagerung reicht nördlich der Müllach-Hochalm bis 2.120 m hinab.

Im Einzugsgebiet des Müllachbaches auf GK 121 sind noch glazigene Formen und Sedimente westlich des aus feinstückig zerbrechendem Phyllit aufgebauten Müllachgeier (2.254 m) zu finden. Eine in 2.195 m ansetzende, über 400 m geschwungen verlaufende, nur etwa 3 m hohe Wallform besteht aus zumeist angularen, selten subangularen Phyllitklasten. Es handelt sich wohl um den Stand eines kleinen, wiederum stark schuttbedeckten Gletschers im Egesen-Stadial, der bis zur Gernhütte reichte. Demgegenüber fehlt in dem nordschauenden Bereich unmittelbar unter der Königsleitern (2.315 m) jeglicher Hinweis auf einen spätglazialen Stand.

Massenbewegungen: Die prominenteste tiefgreifende Massenbewegung befindet sich nördlich des Müllachgeiers (2.254 m) und des Bruchecks (2.144 m) im Bereich des als **Gern** bezeichneten Hanges an der Südseite des Müllachbaches. Diese wurde von FÜRLINGER (1972a, b) eingehend hinsichtlich Morphologie und Mechanik der Hangbewegung beschrieben. Die geologische Detailkarte (FÜRLINGER, 1972a: Tafel I) aus der vor-Laserscanzeit ist vorbildlich hinsichtlich Darstellung der Massenbewegungsstrukturen. Generell ist dieser Hang durch Zerrgräben – und im noch stärkeren Maße – durch antithetische Bruchstrukturen gekennzeichnet, die jeweils den dominanten Kluftsystemen folgen. Der dominante kinematische Prozess des gesamten Hanges ist demnach als Kippung (Toppling) zu klassifizieren. Das sekundäre planare Gefüge fällt generell mittelsteil bis steil (40–70°) gegen Nordosten ein und wird nach FÜRLINGER (1972a) in die Kippbewegung miteinbezogen. Beachtenswert ist ein orthogonales Netz bestehend aus E–W verlaufenden antithetischen Brüchen und N–S verlaufenden Zerrgräben im obersten, westlichen Bereich des Gern in 2.050–2.100 m. Dies spiegelt eine Entlastung zum bogenförmig verlaufenden Müllachbach wider. Hangabwärts liegen dann etwa WNW–ESE und WSW–ENE streichende antithetische Bruchstrukturen vor.

Der Beschreibung der **Massenbewegung Bruchcheck SE** durch FÜRLINGER (1972a: 27ff.) ist hinsichtlich Abbruchbereich und Mechanik nichts hinzuzufügen. Allerdings kann der Interpretation des Fußbereiches als „Sturzkegel“ und der Aussage, dass der größte Teil der Hangbewegung des Bruchecks als Felssturz niedergebrochen sei, nicht zugestimmt werden. Das grobblockige, matrixgestützte Material am Böschungsfuß an der orographisch linken Flanke des Bruchcheckbaches (R: 282164, H: 5238138) sowie die konvexe Böschungsmorphologie sprechen hier für eine Fließmasse und nicht für eine Felssturzablagerung.

Auch die **Massenbewegung Ronachgeier West** wurde von FÜRLINGER (1972a: 47ff.) detailliert beschrieben. Der Charakterisierung der großen Hauptbewegung als „tiefgreifendes Fließen im Fels“ ist beizupflichten und ist begrifflich deckungsgleich mit der auf Kinematik und Materialzusammensetzung beruhenden Klassifikation als Bereich eines langsamen Fließens gemäß STEINBICHLER et al. (2019). Im Fußbereich der Massenbewegung führte die zunehmende Auflösung des Felsverbandes zur Bildung einer Fließmasse als lithogenetische Neubildung. Passend dazu findet man östlich, d.h. oberhalb der Mülleralm, an der Stirn einer derartigen Fließmasse einen matrix- bis korngestützten Diamikt aus angularer phyllonitischer Glimmerschiefer in einer siltig-sandigen Matrix (R: 282992, H: 5238793). Diese Fließmasse wie auch jene südöstlich der Salzachjochhütte überfahren stabil verblie-

bene Eisrandablagerungen und Grundmoränenablagerungen am Hangfuß, die hier die unmittelbare Talflanke zum Salzachtal aufbauen.

Nadernachtal

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Auch im Nadernachtal lässt sich kein Gletscherstand im Gschnitz-Stadial rekonstruieren. Zudem sind die Spuren der Vergletscherung im Egesen-Stadial spärlich und nur an der gegen Osten exponierten Talflanke zu finden. So sind im kleinen NE-exponierten Kar am Baumgartgeier (2.392 m) mehrere Wälle eines schuttbedeckten Gletschers zu finden. Die weiter nördlich vorkommenden Moränenwälle südöstlich der Breiten Scharte (2.260 m) zeigen eine Gletscherzunge an, die bis 2.180 m hinabreichte. Diese kleinen Lokalgletscher zwischen Breite Scharte und Baumgartgeier sind wohl wiederum durch eine Kombination von Schneedrift aus Nordwesten und supraglazialer Schuttbedeckung zu erklären. Darüber hinaus existieren noch vermutlich Egesen-zeitliche Blockgletscherablagerungen. Diese reichen bei Ostexposition bis 2.180 m (nordöstlich Breite Scharte) und bei Westexposition (unterhalb Sonnwendkogel) bis 2.110 m hinab.

Massenbewegungen: Das Einzugsgebiet des Nadernachtals wurde schon von FÜRLINGER (1972a) geologisch hinsichtlich Massenbewegungen untersucht. Dort wo es notwendig ist, wird auf Abweichungen oder Ergänzungen hierzu hingewiesen.

Die **Massenbewegung Baumgartgeier Südost – Geierkar** ist die nördlichste tiefgreifende Hangbewegung an der orographisch rechten Flanke des Nadernachtals. Die anfänglich SW–NE verlaufende Hauptabrissskante durchschneidet mit einer Sprunghöhe von bis zu 40 m den Boden des von Grundmoränen bedeckten Kars südöstlich des Baumgartgeiers (2.392 m) in 2.200 m. Gegen Norden schwenkt sie in W–E- bis WSW–ENE-Richtung ein und verläuft mit einer maximalen Sprunghöhe von 100 m am Kamm zur nördlich anschließenden, weit gespannten, subglazial überformten Fläche bei der Bacher Hochalm. Im Bereich der Hauptabrissskante (R: 284682, H: 5239698) liegt ein Einfallen des sekundären planaren Gefüges in dem kompakten, quarzreichen Glimmerschiefer von etwa 30° gegen E bis ESE vor. Die steilstehenden Klüfte fallen steil gegen SE bis SSE und ebenso gegen NW bis NNW sowie mittelsteil gegen N bis NE. Somit ist für die Entwicklung der Massenbewegung eine günstige Kombination aus sekundärem planarem Gefüge und Klüftung gegeben, die sich in der Ausbildung und dem Verlauf der Bewegungsflächen widerspiegelt. Im obersten Abschnitt ist dadurch ein Gleiten und Kippen von Teilschollen zu erfassen. In weiterer Folge zeigen sich am Nordrand (R: 285385, H: 5239694) auch teilweise antithetische Kompressionsstrukturen, die eine hohe Teilbeweglichkeit des mäßig aufgelockerten Felsverbands erkennen lassen. Eine Klassifikation der großen Masse dieser gravitativen Bewegung als Bereich eines langsamen tiefgreifenden Fließens ist damit gerechtfertigt und entspricht auch der von FÜRLINGER (1972a). Obwohl die teilweise imposante Hauptabrissskante einen großen, bis hinab zum Nadernachtbach reichenden Massenbewegungskörper suggeriert und bei FÜRLINGER (1972a) auch so in der Karte dargestellt wurde, sind hier aufgrund der Morphologie und Verbreitung der glaziogenen Ablagerungen

Zweifel angebracht. So befindet sich östlich des Geierkars in 2.040 bis 1.960 m ein keilförmiges 0,1 km² großes Areal mit Grundmoränenablagerung, das im Gegensatz zu den angrenzenden höheren Hangabschnitten keine unruhige gravitativ bedingte Überformung erkennen lässt. Theoretisch könnte es sich um eine, allerdings sehr große am sekundären planaren Gefüge abgeglittene Scholle handeln. Eine derartige Erklärung ergibt Sinn bei dem geschlossenen Moränenareal westlich der Watsch-Nadernachtalm unmittelbar unterhalb der gegen Süden exponierten Abrisskante. Allerdings ist in dem Fall östlich Geierkar mit der „morphologischen Ruhe“ ein relativ stabiler Bereich charakterisiert, auf den die höheren Massenbewegungsareale auflaufen und der dann erst wieder hangabwärts d.h. gegen Osten durch eher initial geprägte Bewegungen mit kleineren internen Abrisskanten der Abtragung unterliegt. Diese eher initialen Hangdeformationen greifen – im Gegensatz zur Darstellung bei FÜRLINGER (1972a) – eben nicht durch bis zum Nadernachtbach, was die These einer fehlenden durchgehenden Bruch- respektive Gleitzzone im Untergrund in Bezug auf das gesamte Areal unterhalb des Geierkars stützt und auch an dem Vorhandensein und der Geometrie der ungestörten Eisrandablagerungen zwischen Putzalm und Bacheralm ersichtlich ist. Der maximale Tiefgang der Bewegung im oberen Geierkar dürfte damit – und das unter Weglassung einer, sicherlich vorhandenen, prä-existenten subglazialen Topographie – nur unterhalb der Hauptabrissskante bei rund 100 m liegen. Ein mittlerer Tiefgang von 30–70 m erscheint eher plausibel.

Die Südostflanke des Ronachgeier wird ausgehend vom Nadernachtal durch die **Massenbewegung Ronachgeier Ost – Prielalm** angegriffen. Allerdings liegt hier, im Gegensatz zur Vorstellung von FÜRLINGER (1972a), nur in einem kleinen Bereich eine durchgehende Massenbewegung vom Nadernachtbach bis zu den oberen Abrisskanten vor. Am ehesten liegt dies vom Bach in 1.500 m ausgehend vor. Dort ist eine Massenbewegung entwickelt, deren Abriss (über den Zufahrtsweg in das Nadernachtal gelegen) im Fuß eines durch Fließen im Fels gekennzeichneten Teilkörpers liegt. Dagegen läuft oberhalb des Weges, d.h. nördlich davon, eine fließende Bewegung auf eine Moränenablagerung auf. In einem dort entwickelten frontalen Stirnwulst (R: 285102, H: 5237968) ist ein reliktscher Verband eines mit 135/25 einfallenden quarzreichen Glimmerschiefer mit Übergang zu Lockersediment, und damit zu einer Fließmasse ersichtlich. In Summe liegen mehrere Bewegungsbahnen von Teilkörpern innerhalb der Massenbewegung vor. Der Rand der Massenbewegung ist am eindeutigsten im Westen zu erkennen, wo der Abriss hangaufwärts einen Verlauf gegen NNW aufweist, um dann im höheren Bereich (zwischen 2.030 und 2.130 m) in Teilabrisse aufgegliedert, ein Umbiegen Richtung ENE zu zeigen. Gegen Osten verliert sich diese klare Abtrennung zum unbewegten bis wenig bewegten Hang. Über diesem zuvor skizzierten Abrissbereich treten nur sehr isoliert kleine Geländestufen auf, die initiale Bewegungen anzeigen. So wie die NNE–SSW verlaufenden Abrisse, die die Grundmoränenflächen der Priel Hochalm zerlegen. Dazu ist auch die undeutliche E–W verlaufende Abrisskante ENE des Ronachgeiers zu zählen, die jene auch schon untergeordneten NE–SW verlaufenden Abrissstufen vom Geierkar abschneidet.

Das sekundäre planare Gefüge des quarzreichen Glimmerschiefers taucht gegen NNE bis ENE mit etwa 30–40° ab. Wie schon bei FÜRLINGER (1972a) eingehend diskutiert, zeichnen sich einzelne Klufscharen für die Ausbildung der Abrisse verantwortlich. Die Übergänge zu Fließmassen und das diffuse Auslaufen der Bewegung gegen Nordosten sind Belege dafür, diese Massenbewegung als Bereich eines langsamen Fließens im Fels zu klassifizieren. Jedenfalls weist diese Massenbewegung eine gegenwärtige Aktivität auf: So berichtete ein Bauer, dass unterhalb des Weges zur Priel Hochalm immer wieder offene Spalten entstehen.

Hinsichtlich der näheren Charakterisierung der Massenbewegungen am orographisch linken Ausgang des Nadernachtales sei auf FÜRLINGER (1972a) verwiesen.

Die zwei Abrisskanten der **Massenbewegung Laubkogel – Hieburg-Hochalm** befinden sich im Bereich der Hieburg-Hochalm zwischen etwa 2.000 und 2.200 m. Das mit 30–40° gegen Norden abtauchende sekundäre planare Gefüge des phyllonitischen Glimmerschiefers hat im Gegensatz zur Klüftung keinen Einfluss auf die Entwicklung und den Verlauf der Abrisskanten. Das ursprüngliche langsame Fließen im Fels, bei Erhalt des Felsverbands, entwickelte sich durch zunehmende Materialdeformation in eine Fließmasse. Im Fußbereich (R: 286146, H: 5239561) findet man angulare Glimmerschiefer-Klasten dieser lithogenetischen Neubildung über schluffigen, zum Teil *dropstone*-führenden Sanden. Damit ist das Überfahren von Eisrandablagerungen durch die Fließmasse belegt.

Bei dem Massenbewegungskörper, der an die markante Abrisskante westlich Kote 2.224 m anschließt, stellt sich die Frage, ob hier eine Fließ- oder eine Gleitmasse vorliegt. Im Abrissbereich steht verfalteter quarzreicher phyllonitischer Glimmerschiefer an. Die Ausbildung der Abrisskante resultiert aus dem Verschnitt des sekundären planaren Gefüges mit der Klüftung. Gerade die mit 85° steil gegen NE fallende Klüftung war von großer Bedeutung für das Hangversagen, wie die antithetischen Brüche eines tiefgreifenden *Toppling* belegen, die vom südlichen Ast der Abrisskante diskordant durchschnitten werden. Im Fußbereich überlagert phyllonitischer Glimmerschiefer, der noch einen Restverband erkennen lässt, matrixgestützte Diamikte mit massiven Feinsedimentlagen, die auf Eisrandablagerungen hinweisen. Da im Kontaktbereich zwischen Massenbewegungskörper und Eisrandablagerungen ein *fault gauge* vorliegt, der eine diskrete Gleitfläche im Stirnbereich kennzeichnet, wird erster als Gleitmasse klassifiziert. Aus den Geländebefunden kann abgeleitet werden, dass das Hangversagen erst mit *Toppling* begann. In weiterer Folge kam es zum Durchreißen und zur Entwicklung einer Abrissnische, aus der sich die Gleitmasse talwärts löste.

Die talaufwärts gelegenen Massenbewegungskörper an der orographisch linken Flanke des Nadernachtales – die beiden **Massenbewegungen südlich und südsüdöstlich Sonnwendkogel** – wurden aufgrund ihrer morphologischen Charakteristik als Fließmassen klassifiziert. Generell ist die Unterscheidung zwischen Fließ- und Gleitmassen insbesondere bei fehlenden Aufschlüssen nicht immer eindeutig.

Trattenbachtal

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Im spätglazialen Inventar des Trattenbachtals dominieren Blockgletscherablagerungen. Endmoränenablagerungen des Egesen-Stadial liegen nur an zwei Stellen vor. So im Kar südlich des Kröndlhorns (2.444 m), wo unterhalb einer hohen, ostexponierten Felswand ein Endmoränenzug erfassbar war, der in 2.290 m ansetzt. In dem Kar südöstlich des Mitterkopfs (2.306 m) lässt sich über Endmoränenablagerungen (R: 287085, H: 5242300) ein gegen Südost exponierter Paläogletscher des Egesen-Stadials bis hinab auf 2.190 m rekonstruieren. In beiden Fällen wirkte sich Schuttbedeckung und sicherlich auch Schneedrift aus Nordwest positiv für die Gletscherentwicklung aus.

Kleinere Blockgletscherablagerungen findet man im westlichen Trattenbach-Einzugsgebiet südwestlich vom Toreck (2.160 m), unterhalb des Sonnwendkogels (2.289 m) und südwestlich des Mitterkopfs (2.306 m). An der Ostflanke liegen großflächige Blockgletscherablagerungen vor. Ein klassisches Beispiel mit Verknüpfung zu einer Schutthalde findet man unterhalb des Steinkogels (2.299 m) im Bereich östlich und südlich der Sonntag Hochalm. Dieser Körper reicht bis 1.820 m hinab und beinhaltet im tieferen Abschnitt (R: 290398, H: 5241903) nicht nur typischerweise korngestützte eckige Blöcke (Lithofazies bSCc), sondern auch viele angerundete Komponenten. Letzteres weist auf die periglaziale Aufarbeitung von möglichen Gschnitz-Moränen hin, eventuell auch schon vor dem Bølling-Allerød Interstadial (vgl. Belege auf der Reißbeck-Südflanke in STEINEMANN et al., 2020).

Östlich bzw. nordöstlich der Montlangeralm befindet sich ebenfalls eine größere Blockgletscherablagerung mit einer allerdings bemerkenswerten Geometrie. Man sieht einen in N–S-Richtung langgestreckten wallförmigen Sedimentkörper mit korngestützten Blöcken an der Oberfläche (Lithofazies bSCc), der über den Großteil seiner Längserstreckung durch einen 5–8 m tiefen Graben von der von Schuttfächern überdeckten Bergflanke südlich Hüttenkopf (2.180 m) getrennt ist. Genetisch gesehen, könnte es sich hierbei einerseits um einen Moränenwall eines schuttbedeckten Gletschers handeln, der sich unterhalb des Kammes entwickelte. Andererseits wäre auch eine Blockgletscherablagerung eine einleuchtende Lösung, sofern nicht dieser markante und ungewöhnlich tiefe Graben vorläge. Die plausibelste Lösung dieses Problems ist nur unter Berücksichtigung der Massenbewegung, deren weiterer Verlauf unten besprochen wird, möglich. So sieht man in dem unteren Bereich der Schutthalde einen Knick, der eine Versteilung erkennen lässt. Man hat auch den Eindruck, dass es oberhalb dieser Versteilung schon eine Blockgletscherablagerung gibt, die durch eine Abrisskante zerlegt und deren distaler Teil – der zuvor beschriebene Wall – um etwa 50 Höhenmeter hinab versetzt wurde. Die Untergrenze der Blockgletscherablagerung in etwa 1.830 m entspricht damit sicherlich nicht den Originalbedingungen, deutet aber auch unter Berücksichtigung des gravitativen Transports auf einen ähnlichen Bildungszeitraum wie für jene Ablagerung unterhalb des Steinkogels (siehe oben) hin.

Massenbewegungen: Die ganze Süd- bis Südostflanke unterhalb des Gernkogels (2.267 m), d.h. hinab zum Salzachtal bis zum westlichen Ausgang des Tratten-

bachtales, ist durch Massenbewegungen in unterschiedlichem Maße geprägt. Drei Teilabschnitte sind dabei zu unterscheiden:

Der aktivste Abschnitt, die **Massenbewegung Gernkogel – Brandschlag** liegt im Westteil vor. Der höchste Ansatz dieser Hangbewegung, die in ihrer Gesamtheit als Bereich eines tiefgreifenden Fließens zu charakterisieren ist, reicht bis etwa 2.000 m hinauf. Die Begrenzung gegen Osten ist durch einen N–S verlaufenden stabileren Bereich mit Grundmoränenbedeckung östlich der Wiesachalm gegeben. Auch im Westen, bei der Brandschlag, grenzt die Massenbewegung an glazial geformte, teils mit Grundmoräne bedeckte Hänge.

Die größte Aktivität war im Westen feststellbar, allerdings nicht am Westrand, sondern in einer internen Abschiebung. So ließ sich an einem Forstweg (R: 285870, H: 5237030) eine deutliche, gerade noch zu Fuß bewältigbare Stufe von 2 m und darunter ein „betrunkenen Wald“ erfassen. Im nur leicht aufgelockerten Felsverband des stabilen bis initial bewegten Rahmens bei der Brandschlag (R: 285578, H: 5236999) war das Kluftsystem mit steil stehenden um die NE–SW und SE–NW streichenden Klüften deutlich ausgebildet, womit die generelle Determinante für die Ausprägung der sprunghaft verlaufenden Abrisskante erfasst wurde. Das mit 40–50° gegen ESE abtauchende sekundäre planare Gefüge ermöglichte die weitere Bewegung durch teils gleitende Passagen. Dieser westliche Abschnitt, in dessen unterem Anteil – im Wesentlichen bedingt durch aktive sekundäre Gleitkörper im übersteilten Stirnbereich – auch die Versätze an der alten Gerlosstraße (schon auf Blatt GK 151 Krimml) liegen, weist noch eine Entwicklung bis hinab zur Salzach auf, die allerdings hier nicht näher untersucht wurde.

Die **Massenbewegung Gernkogel – Reitlasten** ist komplex und lässt sich in mehrere Teile gliedern: Unmittelbar unterhalb und damit südlich des Gernkogels (2.267 m) befindet sich eine Gleitmasse aus Marmor mit reliktschem Verband (R: 286924, H: 5238127) über Glimmerschiefer. Hangabwärts schließt der Bereich einer Gleitung an, der aus Glimmerschiefer, teilweise überlagert von Karbonatschutt besteht und bis zur Wiesach-Grundalm reicht. Im tieferen Bereich liegen schon Übergänge zu einer Fließmasse vor. Diese ist sehr schön bei der Bacherasten und östlich der Reitlasten zu sehen, wo an der Grenze zur Grundmoränenfläche ein Stirnwall entwickelt ist. Überhaupt ist der Kontrast des unruhigen Geländes der Massenbewegungskörper zu den verhältnismäßig glatten, Grundmoränenarealen, die westlich der Wiesachalm als schmaler sichelförmiger Streifen bis hinab über die Reitlasten verbreitet sind, augenscheinlich. Laut Aussage eines Grundbesitzers weist der Stirnwulst östlich Reitlasten abschnittsweise Aktivität auf.

Die **Massenbewegung Besensteinalm** liegt südöstlich unterhalb des Gernkogels. Der (relativ) stabile Rahmen des Abrissbereiches ist im Westen durch die Grundmoränenbedeckung der Gernwiesen gekennzeichnet. Im Osten ist dies zwischen Wurf Hochalm (1.897 m) und Wurfgrundalm (1.652 m) überwiegend ähnlich. Allerdings findet man hier Staffeln von einigen hundert Meter langen antithetischen Brüchen mit einem Streichen von WSW–ENE. Diese folgen steil gegen NNW einfallenden Klüften, die neben steil gegen WSW und S bis SSE abtauchenden Klüften das

Trennflächeninventar prägen. Das Einfallen des Marmors und (Karbonat führenden) Glimmerschiefers variiert mit flachem Einfallen gegen NNE bis ENE. Diese zuerst ausgebildeten antithetischen Brüche wurden dann im Zuge der fortschreitenden Hangdeformation durch progressive Bruchbildung im Untergrund durchgerissen und es entwickelte sich der Bereich einer Gleitung. Im tieferen Bereich erfolgte durch die distal zunehmende Zerlegung bis hin zur völligen Auflösung des Felsverbands der Übergang zu einer Fließmasse, die bis zur Kapelle 1.244 m östlich Watschbauer verfolgbar ist und dort, wie anhand des scharfen Kontaktes der Sedimentkörper erkennbar, die Grundmoräne überfahren hat.

Östlich wie auch nördlich der **Happingalm** (1.795 m) befinden sich Abrissbereiche initialer Massenbewegungen mit Abrisskanten mit wenigen Metern Versatz, welche die Grundmoränenflächen durchschneiden. Im tieferen Bereich, südlich der Happingjagdhütte, schließt dann an eine derartige Abrisskante der Bereich eines langsamen Fließens an.

An der orographisch linken Trattenbachflanke stellt die Abgrenzung und Klassifikation der **Massenbewegung Montlangeralm** eine Herausforderung dar, wie auch schon im oberen Abschnitt „Glaziale und Periglaziale Sedimente“ bei der Beschreibung der Blockgletscherablagerung angedeutet. Dabei steht die Definition der Abrisskante im Verhältnis zur bewegten Masse im Vordergrund. Betrachtet man den westschauenden, felsigen Steilabfall beim Kamm zwischen Hüttenkopf (2.180 m) im Norden und Kote 2.184 m im Süden, dann könnte man eine Abrissfläche mit einem Versatz von maximal etwa 180 m annehmen. Allerdings würde man hierbei das Relief nur als Resultat einer Massenbewegung sehen und die Wirkung der glazialen Erosion im LGM außer Acht lassen. Fakt ist, dass aufgrund des Wechselspiels des Trennflächeninventars mit der Erosion die Täler des Nadernachtales, des Dürnbachtales und des Trattenbachtales im Durchschnitt steilere gegen West exponierte Talböschungen als jene gegen Osten aufweisen. Zudem konnte kein Massenbewegungskörper, der diesen großen Versatz räumlich und strukturell widerspiegelt, erfasst werden. Bei der Abgrenzung spielte auch die durchgehende Erhaltung von Grundmoränenarealen eine Rolle: Fortgeschrittene, stark durch tiefgreifendes langsames Fließen im Fels geprägte Massenbewegungen lassen, wenn überhaupt, nur Areale mit Moränenstreu erkennen. Selbst bei Gleitprozessen mit mehr oder weniger deutlichem Verbandserhalt der Festgesteine ist gelegentlich nur im oberen Bereich der Gleitung Huckepack-transportiertes subglaziales Sediment flächenhaft vertreten.

Aus Berücksichtigung der Argumente der zerrissenen Blockgletscherablagerung wurde hier nur eine etwa 50 m hohe Abrisskante definiert, die beispielsweise unter der Kote 2.184 m erst in etwa 2.060 m ansetzt. Die bewegte Masse lässt südwestlich des Hüttenkopfs (2.180 m) eine geringe Auflockerung des Felsverbands erkennen (R: 291001, H: 5240843). Am Kamm wies das sekundäre planare Gefüge noch Südfallen mit 30–60° auf, wogegen hier ein ESE- bis SE-Fallen mit 30–45° erfassbar war. Bei der Montlangeralm wies es bei mäßig bis starker Auflockerung ein steiles Nordfallen auf. Offensichtlich erfolgte die Verstellung durch Bewegungen entlang des steilstehenden SW–NE und SE–NW streichenden Kluftsystems. Für die etwas diffuse und gewunden verlaufende Abgrenzung

zung der dislozierten Gesteine gegen Norden spielte dann das sekundäre planare Gefüge eine Rolle. Im felsigen oberen Bereich sind zudem noch NW–SE streichende antithetische Bewegungsflächen ersichtlich. Im tieferen, westlich gelegenen Abschnitt nimmt die Grundmoränenbedeckung zu und schließlich verläuft sich die Bewegung in dem von subglazialen Sedimenten bedeckten Bereich. Man hat fast den Eindruck, als würde es zwei separate Bewegungen geben: einen oberen Abschnitt und dann eine untere Hangbewegung, die im Bereich der Montlangeralm beginnt und bis oberhalb des Trattenbaches reicht. Aus dem Verhältnis der großen Blockgletscherablagerung zu den Bewegungsfugen ist ersichtlich, dass ein Teil der Blockgletscherablagerung bewegt und zerrissen ist, wogegen im nördlich höheren Teil eine Blockgletscherablagerung einen Zerrgraben überschüttet. Da die periglaziale Bildung zeitlich komplex ist, mit einem Bildungszeitraum von Prä-Bölling bis Jüngere Dryas, ist zu vermuten, dass die Hauptbewegung vor der Jüngeren Dryas erfolgte. Tiefgreifendes langsames Fließen im Fels ist für den Gesamtkörper der dominante Bewegungsmechanismus.

Separiert von der Montlangeralm-Massenbewegung schließt gegen Norden die **Massenbewegung Hüttenkopf-West** an. Im Abrissbereich ist nordnordwestlich des Hüttenkopfs (2.180 m) ein deutlicher Doppelgrat entwickelt. Auch diese als tiefgreifender Bereich eines langsamen Fließens klassifizierte Massenbewegung verläuft sich im Unterhang. Ein Schuttkörper (Lithofazies bSCc) in 1.700 m (R: 290577, H: 5241130) wurde als Fließmasse interpretiert, der aus der talwärts zunehmenden Auflockerung des Massenbewegungskörpers resultierte.

Dürnbachtal

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Auch im Dürnbachtal lässt sich nur der Egesen-Stand und das nur an der westlichen Talflanke rekonstruieren. So liegt ein aus matrix- und korngestützten Diamikten aufgebauter Endmoränenkörper im kleinen gegen Nord bis Nordost exponierten Kar unterhalb der Kote 2.184 m und südwestlich der Unterburg Hochalm vor. Der höchste Endmoränenansatz liegt in 2.080 m und der Paläogletscher reichte über eine Felsschwelle jedenfalls bis hinab auf 1.950 m, wobei das untere Ende der Endmoränenablagerung durch einen Blockgletscher überarbeitet wurde.

Ein weiterer, markanter Endmoränenwall (R: 291659, H: 5241840), der sich in etwa 2.020 m mit einigen Metern Höhe deutlich von der Umgebung absetzt, belegt einen Gletscher aus dem SE-exponierten Kar östlich Steinkogel (2.299 m) bzw. südlich Speikkogel (2.232 m).

Derart tiefreichende Vergletscherungen im Egesen-Stadial, wie zuvor angeführt, sind sicherlich höhenmäßig betrachtet Ausreißer, die nur mit der Präsenz von Driftschnee, guter Nahrung durch Lawinen und Bereitstellung von supra-glazialen Schutt erklärbar sind.

Ansonsten findet man an der gegen Osten exponierten Talflanke noch kleinere Blockgletscherablagerungen, die bis maximal 2.000 m hinabreichen.

Massenbewegungen: Die **Massenbewegung Feuchtwald** befindet sich an der S-exponierten Salzachtalflanke westlich des Dürnbachtales und wird hier aufgrund des strukturellen Konnex in diesem Abschnitt behandelt. Das

Kartenbild zeigt sehr schön, dass im bis etwa 1.800 m hinaufreichenden Abrissbereich eine Würm-hochglaziale Grundmoränenendecke großflächig durchschnitten wird. Aufschlüsse im westlichen Abrissbereich zeigen den phyllonitischen Glimmerschiefer mit einem mit 10–20° gegen ESE einfallenden sekundären planaren Gefüge. Die Klüftung ist von mit 40–80° geneigten \pm NW–SE, E–W und N–S streichenden Klüften geprägt. Der Felsverband ist dort schwach bis mäßig aufgelockert. Im Massenbewegungskörper, so in etwa 1.460 m (R: 290936, H: 5237726), findet man stark aufgelockerten phyllonitischen Glimmerschiefer mit einem mittelsteilen Einfallen gegen WNW bis SW. Ab und zu sind isolierte Reste von Grundmoränenablagerung, sogenannter Moränenstreu, zu finden. Im Fußbereich, an der Grenze zu den Eisrandablagerungen oberhalb Hochgugg, sind Stauchwülste entwickelt. Fasst man die morphologischen und geologischen Belege zusammen, so ist die Massenbewegung Feuchtwald durch langsames Fließen im Fels gekennzeichnet. Der Tiefgang der Bewegung ist mit einigen Dekametern zu vermuten.

Von der Feuchtwald-Massenbewegung durch eine schmale Geländerippe aus stabilen Material getrennt, schließt gegen Osten die **Massenbewegung Taubensteinkapelle** an. Diese tangiert schon die westliche Flanke des Dürnbaches. Der oberste Abriss durchtrennt wiederum eine Grundmoränenfläche. Der obere Abschnitt der Massenbewegung, nordwestlich der Kapelle, weist einen geringeren Versatz von etwa 20 Höhenmeter auf. In dem aufgelockerten Felsmaterial (quarzreicher Paragneis und phyllonitischer Glimmerschiefer), das ein Einfallen des sekundären planaren Gefüges mit etwa 25° gegen ENE erkennen lässt und somit ungefähr der übergeordneten Hangexposition entspricht, ist westlich der Kapelle eine Kiesentnahme angelegt. Da hier zudem auch noch eine Grundmoränenbedeckung ersichtlich ist, unterliegt das gegenständliche Areal offenbar hauptsächlich einer diskreten en-bloc-Bewegung entlang einer basalen Gleitzzone im Festgestein und wird somit als Bereich einer Gleitung interpretiert. Im nördlichen Abrissbereich (R: 292354, H: 5238763) ist die Ablösung durch den Gleitprozess entlang einer etwa E–W streichenden kataklastischen Störung scharf begrenzt. Östlich bzw. unterhalb der Taubensteinkapelle (1.459 m) ist dann eine tiefere und sehr markante Abrissbahn entwickelt. Die daran anschließende Gleitung im deutlich versteilten Stirnbereich des Massenbewegungskörpers ist zwar aufgrund der starken Lateralerosion des Dürnbaches in ihrem Volumen schon stark reduziert (deutliche Hohlform mit Massendefizit), aber nach wie vor sehr aktiv, wie die durch den Gebirgsdruck teilweise beschädigten Sperren im Dürnbach zeigen (vgl. auch HEINISCH & PANWITZ, 2016b).

Die weitere orographisch rechte Dürnbachflanke ist durch zumeist initiale Massenbewegungen charakterisiert, wie beispielweise südlich und östlich des Trattenbachecks (2.063 m), wo kleine Abrisse mit geringem vertikalen Versatz entwickelt sind, ohne dass in weiterer Folge eine starke Auflockerung erkennbar wäre oder sich ein Massenbewegungskörper morphologisch durchgehend abgrenzen ließe. Abweichend davon ist östlich Kote 2.184 m (südlich des Hüttenkopfs, 2.180 m) eine markante Abrisskante quer über einen E–W streichenden Grat ersichtlich, deren Anlage dem Klufsystem folgt. Auch diese Massenbewegung verläuft sich Richtung Dürnbach. Nördlich davon fehlen in dem glazial geprägten Terrain (siehe oben) Hinweise

auf tiefgreifende gravitative Umlagerung an der Westflanke des Dürnbachtals weitestgehend mit Ausnahme sehr initialer Zerrstrukturen.

An der Ostflanke liegen die markantesten und aktivsten Hangbewegungen des Einzugsgebietes vor, die auch schon eingehend u.a. von FÜRLINGER (1972a, 1988) sowie zuletzt von JELLEN (2023) und MITROVIC (2023) beschrieben wurden. Die Massenbewegungen im unteren Talabschnitt werden anteilig in Anlehnung an FÜRLINGER (1972a) in Dürnbachwald und Dürnbach-Gensbichlalm untergliedert.

An dem für die Errichtung und Instandhaltung der dortigen Bachsperren gebauten Fahrweg entlang der Bachsohle ist zwischen 1.110 und 1.180 m die Gleitmasse der **Massenbewegung Dürnbachwald** angeschnitten. In 1.140 m (R: 292888, H: 5238148) liegt eine stark intern aufgelockerte Gesteinsscholle bestehend aus einem phyllonitischen Glimmerschiefer mit Einfallen des sekundären planaren Gefüges von 060/10 vor. Wäre man hier aufgrund des kleinräumigen Verbänderhalts noch geneigt, von einem Bereich einer Gleitung zu sprechen, so belegt der Aufschluss in 1.180 m (R: 292863, H: 5238283) eindeutig eine lithogenetische Neubildung aus Lockergestein, d.h. in diesem Fall eine Gleitmasse. So findet man angulare Klasten, teils korngestützt (Lithofazies S_{CC}), teils matrixgestützt (Lithofazies S_{SC}). Einige größere Komponenten könnten von inkorporierten Eisrandsedimenten stammen. Säbelwuchs des Baumbestands zeigt an, dass der Massenbewegungskörper gegenwärtig aktiv, d.h. in Bewegung ist. Die Abrisskante der Gleitmasse reicht bis etwa 1.390 m hinauf. Darüber folgt der Bereich einer Gleitung bestehend aus leicht bis mäßig aufgelockertem phyllonitischem Glimmerschiefer mit einem sekundären planaren Gefüge von 040/20 (R: 293151, H: 5238389). Das Trennflächengefüge indiziert, dass für die Ausbildung der zuvor erwähnten wie auch der nachfolgend beschriebenen Versatzstrukturen das Klufsystem maßgeblich war und ist. Die Hauptabrisskante der gesamten Massenbewegung Dürnbachwald reicht bis rund 1.500 m. Im östlichen Abschnitt greift die Hangbewegung in Eisrandablagerungen und Grundmoränenablagerungen, die im Bereich westlich der Skipiste aufgeschlossen sind. So ist bei einem Aufschluss (R: 293235, H: 5238465) an Staffeln mit Sprunghöhen von 3–7 m glaziales Material versetzt. Diese kleinen Teilabrisskanten sind verwachsen und lassen mit Stand 2017 keine Aktivität in diesem Segment des daraus gebildeten Hauptabrisses erkennen.

Die nördlich anschließende **Massenbewegung Dürnbach – Gensbichlalm** lässt sich wiederum in drei Teilbereiche untergliedern. Der oberste Abschnitt liegt im Bereich der Talstation des Gensbichlalm-Sessellifts (1.772 m), wo morphologisch kleinere Abrissstufen sowie Zerrgräben ersichtlich sind. Die höchsten, bis 1.800 m reichenden Abrisse greifen in die Grundmoränenflächen ein. Der phyllonitische Glimmerschiefer bzw. Paragneis weist ein Einfallen des sekundären planaren Gefüges von 305/20–30 auf. Für die Ausprägung des Versatzes innerhalb des mäßig bis stark aufgelockerten Felsverbandes sind vor allem mehr oder weniger hangparallel streichende Klüfte mit Einfallen von 230/45 und 215/25 verantwortlich (R: 293134, H: 5239479). Bei einer NW–SE streichenden Zerrspalte (R: 293080, H: 5239428) belegen gespannte Wurzeln deutliche Aktivität.

Die Hauptabrisskante dieser Massenbewegung setzt süd-südwestlich der Talstation in 1.700 m im stark aufgelockerten Felsverband an. Der daran anschließende Massenbewegungskörper weist im bewaldeten Gebiet keine Aufschlüsse auf, die direkte Hinweise auf die Kinematik bzw. den Versagensmechanismus in erster Linie anhand des Trennflächengefüges liefern. Die im Laserscan ersichtliche undulierende Morphologie sowie die eigentümliche Geometrie deutet eher auf einen Fließprozess hin. Die Gefügaufnahmen im Abrissbereich lassen ebenso den Bereich einer Gleitung plausibel erscheinen. Die Geometrie der Massenbewegung im distalen, d.h. tieferen Bereich, weist zwei Lappen auf. Diese Eigentümlichkeit kann mit dem Auflaufen auf einen relativ stabilen Felsbereich, der die vermutlich wenige Dekameter tief reichende Massenbewegung teilt, erklärt werden. Dieser als „Prellbock“ wirkende Riegel erstreckt sich an der orographisch linken Seite des Dürnbaches entlang des Bachbetts von 1.190 bis 1.290 m und besteht aus leicht bis mäßig aufgelockertem Quarzit bis quarzreichem Glimmerschiefer mit offenen Klüften und einem sekundären planaren Gefüge von 090–110/20 (R: 292830, H: 5238547). Der wohl bekannteste Teil der Massenbewegung Dürnbach – Gensbichlalm ist die **„Hohe Plaike“** (siehe FÜRLINGER, 1972a, 1988), jener sehr aktive, überwiegend vegetationsfreie Abschnitt. Diese Plaike gehört zu einem größeren überwiegend bewaldeten kinematischen Homogenbereich, der sich auf Niveau des Dürnbaches von rund 1.440 bis hinab auf 1.350 m erstreckt. Die zugehörige Hauptabrisskante durchtrennt im nordöstlichen Abschnitt ein kleines Grundmoränenareal. Bei einem dortigen Aufschluss (R: 292874, H: 5239292) ist in dem phyllonitischen Glimmerschiefer (mit einem das sekundären planaren Gefüge von 120–140/05–15) eindeutig eine Gleitfläche mit Einfallen 260/45 zu sehen, deren Ausbildung durch dementsprechende Klüfte vorgezeichnet war. Der Massenbewegungskörper einschließlich der „Hohen Plaike“ lässt sich demnach als Gleitmasse charakterisieren, die neben einem stark zerlegten „Felschollenmosaik“ insgesamt schon Lockergesteinscharakter aufweist und im Abriss- und Fußbereich deutlich aktive Bewegung zeigt.

Flussaufwärts von der beschriebenen Massenbewegung Dürnbach – Gensbichlalm sind an der orographisch linken Talflanke bis zum Braunkogel (2.167 m) vergleichsweise unbedeutende und initiale Massenbewegungen, meist als Bergzerreibungen mit Zerrgräben und antithetischen Brüchen oder mit Abrisskanten ohne großen Versatz entwickelt (siehe HEINISCH & PANWITZ, 2016b).

Mühlbachtal

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Hinweise auf spätglaziale Gletscherstände fehlen mit Ausnahme des Kars nördlich Frühmesser (2.233 m), wo vermutlich der Egesen-Stand mit einer Endmoränenablagerung dokumentiert ist. Im Kar nordöstlich Wildkogel (2.224 m) befindet sich eine Blockgletscherablagerung, deren Untergrenze in ca. 2.050 m liegt.

Massenbewegungen: Die **Massenbewegung Geisl Mittelalm** ist die einzige über ein initiales Entwicklungsstadium deutlich hinausgekommene, große tiefgründige gravitative Hangbewegung im Einzugsgebiet, die zudem auch hinsichtlich Chronologie eine Komplexität aufweist.

Die morphologisch ersichtliche Hauptabbrisskante greift östlich der Geisl Hochalm in den Rücken nördlich des Wildkogels (2.224 m) ein. Der erkennbare höchste Ansatz liegt in 2.040 m. Dabei ist auch ersichtlich, dass eine glazial überformte, überwiegend mit Grundmoränenablagerung bedeckte Fläche von der Massenbewegung erfasst wird. Interessanterweise nimmt die Sprunghöhe zwischen Abrisskante und morphologisch identifizierbarem Massenbewegungskörper den Rücken abwärts von 10 bis 30 m (oberhalb 1.900 m) auf über 100 m (bei ca. 1.700 m) zu. Die Hauptabbrissbahn ist südlich der Geisl Hochalm nicht mehr erkennbar. Dort treten Staffeln von WSW–ENE verlaufenden antithetischen Bruchstrukturen in einem überwiegend von Grundmoränenablagerungen geprägten Gelände auf. Aufschlüsse an der Abrisskante ENE der Geisl Hochalm (R: 296018, H: 5241867) in ca. 1.950 m zeigen einen verfalteten mit 20–30° gegen W bis SW abtauchenden Glimmerschiefer mit leichter Auflockerung. Die Klüftung ist von steilstehenden SW–NE streichenden Trennflächen dominiert. Daneben sind untergeordnet N–S und E–W streichende Klüfte zu finden. Die unmittelbar bewegte Felsmasse (R: 295975, H: 5241880) zeigt mäßige Auflockerung mit offenen Klüften und Ablösung der Kluffkörper als Blöcke.

Interessanterweise tritt die Massenbewegungsmorphologie hangabwärts nach Norden zurück, d.h. unterhalb der Geisl Hochalm erst unter Grundmoränenablagerung und dann, ab 1.800 m abwärts, unter spätglazialen Eisrandablagerungen und letztlich unter jenen Ablagerungen der Vorstoßphase im LGM (siehe oben). Am Ostrand der bewegten Masse unmittelbar östlich der Geisl Mitteralm (1.595 m) befindet sich in etwa 1.630 m ein Aufschluss (R: 296170, H: 5242558), wo oxidiertes Phyllitschutt (Lithofazies SSC–SCc) einen stärker kompaktierten, beige matrixgestützten und massiven Diamikt (Dmm) überlagert. Dieser Diamikt ist eine Grundmoränenablagerung, die wiederum auf einem stark aufgelockerten Phyllit mit einem sekundären planaren Gefüge von 265/50 liegt.

Im unmittelbar Liegenden der LGM–Vorstoßsedimente liegt stark aufgelockertes phyllonitisches Glimmerschiefer und Paragneis, zum Teil granatführend, mit einem sekundären planaren Gefüge von 280/10 vor (in ca. 1.505 m und damit 50 m über dem Bach; AS 18/040; R: 295442, H: 5242604). Das Vorkommen wie auch die flache Lagerung dieser Lithologie der Wildkogel-Decke überrascht an dieser Position, da hier tektonisch bedingt im stabilen Bereich die Gesteine der Windau-Decke zu erwarten sind (siehe HUET et al., 2020b). So findet man festen kompakten Felsen, allerdings aus hier offensichtlich anstehendem Phyllit und Quarzphyllit, auf Bachniveau nur 200 m entfernt in Richtung ENE (R: 295600, H: 5242713) mit einem sekundären planaren Gefüge von 190/45–60. Somit ist das Vorkommen von phyllonitischem Glimmerschiefer und Paragneis, zum Teil granatführend, ein lithologischer Marker für eine gravitativ bedingte talwärtige Verschiebung einer lithologischen (phyllonitischer Glimmerschiefer und Paragneis, zum Teil granatführend vs. Quarzphyllit) und damit auch tektonischen Grenze (Wildkogel-Decke vs. Windau-Decke) um mindestens rund 100 Höhenmeter in Bezug auf den aus dem stabilen Umfeld zu projizierenden Verlauf der Deckengrenze. Ein derartiger Versatz wurde auch schon von AMPFERER & OHNESORGE (1918) in der geologischen Karte 1.75.000 dargestellt.

Aus diesen geologischen Verhältnissen ist abzuleiten, dass der dominierende Prozess eines gleitenden Hangversagens durch progressive und hangaufwärts rückschreitende Bruchbildung unter (teilweiser) Verwendung der Schieferung und der v.a. SW–NE streichenden Klüftung ermöglicht wurde. Berücksichtigt man zudem die Gesamtgeometrie, d.h. die Entwicklung der ersichtlichen Sprunghöhe der Hauptabbrisskante sowie die Lagerungsverhältnisse – den stark aufgelockerten phyllonitischen Glimmerschiefer und Paragneis im Liegenden der Grundmoräne und den gravitativ talwärts auf den Phyllit bzw. Quarzphyllit überschobenen stark aufgelockerten Glimmerschiefer im Liegenden der LGM–Vorstoßsedimente – so liegt hier eine komplexere Chronologie der Massenbewegung vor: (1) Vor dem LGM erfolgte eine große Massenbewegung, die den phyllonitischen Glimmerschiefer und Paragneis der Wildkogel-Decke in das Niveau der liegenden Windau-Decke hangabwärts umlagerte und die (2) wahrscheinlich im Fußbereich teilweise fluviatil erodiert wurde, ehe (3) der *status quo ante* im Zuge der LGM–Vorstoßphase von Eistauseesedimenten überschüttet und so im mittleren und tieferen Hangabschnitt konserviert wurde. Spätestens am Höhepunkt des LGM erfolgte (4) eine partielle subglaziale Erosion der höheren Abrissbereiche samt Bedeckung durch Grundmoränenablagerung. Die vermutlich (5) ab dem Würm–Spätglazial beginnende bzw. wiedereinsetzende Massenbewegung mit Ausbildung einer Abrisskante mit einer vergleichsweise geringen Sprunghöhe spiegelt die jüngste zumindest partielle Reaktivierung und vermutlich auch rückschreitende Erweiterung im oberen Hangabschnitt wider. Aufgrund der Bedeutung der Chronologie und der Bedeutung für das Verständnis der lithologischen Verbreitung im Kartenbild, wird der post-LGM reaktivierte bzw. erweiterte Teil des Massenbewegungsareals als Bereich einer Gleitung und der konservierte prä-LGM dislozierte Anteil (Glimmerschiefer der Wildkogel-Decke) als Gleitmasse im Verband im Sinne von LOTTER et al. (2021) ausgewiesen.

Massenbewegungen im Salzachtal östlich Neukirchen

Die Westgrenze **der Massenbewegung Walsberg Hochalm** wird durch NNW–SSE streichende und überwiegend steilstehende Trennflächen (Klüfte/Störungen) verursacht. Dieses Trennflächensystem spiegelt sich auch im Verlauf der Bachläufe wider. In Summe sind Abrissflächen bzw. Begrenzungen der Massenbewegung durch Kluffflächen vorgezeichnet, wogegen das flach bis mittelsteil in den Hang einfallende sekundäre planare Gefüge nicht an der Bewegungsentwicklung beteiligt ist. Das Trennflächeninventar ist somit für Gleitprozesse grundsätzlich nicht prädestiniert. Demgegenüber setzte ein langsames Fließen im Felsverband ein, dessen Tiefgang aufgrund geometrischer und geomechanischer Überlegungen im Bereich zwischen 30 und 70 m liegen dürfte. Die Stirn der Massenbewegung läuft im Mittelhang der SE-exponierten Talflanke auf eine Verflachung auf, wo an der Grenze zum stabilen Bereich bei Kematanger (siehe unten) Kompressionswälle ausgebildet sind, in denen ein, wenn auch stark aufgelockertes, Felsverband ersichtlich ist. Der stabile Bereich bei Kematanger hebt sich morphologisch von dem unruhigen durch Fließen gekennzeichneten Massenbewegungskörper durch eine gleichmäßige Formung und durch eine Grundmoränenbedeckung ab. Im Südwesteck der Mas-

senbewegung östlich bis südöstlich Waxeneck reicht der Fließprozess aufgrund der Tiefenerosion und Versteilung des Hanges hin zum Weyerbachgraben tiefer herab und hat sich dort progressiv zu einem sekundären Gleitprozess weiterentwickelt. Dieser diskret stärker dislozierte und gut zu umgrenzende Teilabschnitt mit stark aufgelockertem Felsverband kann als Bereich einer Gleitung ausgewiesen werden. Vermutlich sorgte die rückschreitende Erosion des Weyerbaches entlang NNW–SSE streichenden Störungen für die Unterschneidung dieses, bereits durch das Fließen im Fels aufgelockerten Teilbereiches.

Die Unterhänge im Bereich der **Massenbewegung Walsberg – Leiten** sind von der Morphologie und Mechanik unabhängig von der Massenbewegung Walsberg Hochalm zu betrachten. Markant ist eine Abrisskante, die in etwa 1.160 bis 1.180 m über mehr als 500 m parallel zum Salzachtal bis zum Weichseldorfer Graben läuft. An dieser wie auch an den unmittelbar oberhalb davon ersichtlichen Zerrgräben, ist eine Aktivität mit gespannten Wurzeln ersichtlich. Unterhalb der Abrisskante zeigt der Hang eine konvexe Wölbung, die auch hier einen Bereich eines langsamen Fließens im Fels anzeigt.

Westlich des Weyerbachgraben bzw. östlich der Ambrosiuskapelle sind zwischen 1.400 und 1.600 m mehrere, Salzachtal-parallele antithetische Brüche entwickelt. Diese spiegeln eine tiefgreifende **Kippung (Toppling)** entlang eines steilstehenden Kluftsystems wider. Dieser Bewegungsmechanismus ist dann am Ostrand von GK 121 und auf GK 122 (HEINISCH et al., 2003) in gleichartiger Position ebenfalls anzutreffen.

Zusammenfassung

Die glaziale Entwicklung auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen im Bereich der GK 121 und näherer Umgebung entspricht in großen Zügen jener auf der Nordseite (REITNER, 2024).

Die LGM-Vorstoßphase ist im Mühlbachgraben durch ertrunkene Deltaablagerungen, die einen ansteigenden Eisstauseespiegel belegen, abgebildet. Ein derartiges Szenario ist nur mit dem Anwachsen des durch Tauerneis genährten Salzachgletschers bzw. eines seiner Teilströme aus den Hohen Tauern erklärbar. Für die dazugehörige Eisdynamik sei auf HEINISCH et al. (2015) samt paläogeographischer Schemaskizzen verwiesen. Jedenfalls waren die Lokalgletscher im Mühlbacheinzugsgebiet in dieser Phase zu schwach und so konnten sich die hinsichtlich Geometrie variierenden und weit hinaufreichenden Eisstauseebecke bis weit in das obere Mühlbachtal entwickeln.

Die Verteilung von erratischen Blöcken und Geschieben zeigt, dass Zentralgneis führendes Tauerneis zu keinem Zeitpunkt die Transfluenzspässe vom Salzachjoch (im Westen) über die Filzenscharte bis zur Geigenscharte im Osten Richtung Norden überströmte. Hinsichtlich Stangenjoch ist angesichts von wenigen Erratika im Bereich der Stangenalm und auch am Ostrand des oberen Spertentals von einem vergleichsweise unbedeutenden Zentralgneis führenden Teilstrom wahrscheinlich, am Klimax des LGM, auszugehen. Die Rekonstruktionen zeigen für den überwiegenden Teil des Berichtsgebietes einen Zentralgneis führenden Gletscherfluss nur am Südfuß der Kitzbüh-

heler Alpen. Die zuvor erwähnten Transfluenzspässe wurden stattdessen von Eis, dessen Akkumulationsgebiet auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen lag, Richtung Kelchsau, Windau und Spertental überflossen.

Die Verbreitung von subglazialen Sedimenten und insbesondere von ebensolchen Formen ist sehr eindrücklich in den von großen Massenbewegungen verschonten Gebieten zu sehen. Dabei ist das Trattenbachtal und ganz besonders dessen Westflanke hervorzuheben, wo im Gelände und auch im DEM die Überformung durch einen talaufwärts, gegen Norden strömenden Eisstrom prägnant erkennbar ist. In weiterer Fortsetzung gegen Norden liegt dort mit der mustergültig subglazial überformten Filzenscharte (1.686 m) der hinsichtlich überströmender Eismenge bedeutendster LGM-Transfluenzpass von GK 121 vor. Kleinere Eisübertritte zwischen einzelnen Tälern der Südseite, so vom Nadernachtal in das Trattenbachtal spiegeln die Eisstromrichtung südlich der Wasserscheide gegen Ost bzw. Nordost wider. Drumlinoide Formen nahe dieser Übergänge zeigen *deformable bed*-Bedingungen bis wenig unterhalb der rekonstruierten ehemaligen Eisoberfläche. Generell wurden die Belege für Eisstromhöhe, wie beispielsweise bei der Filzenscharte mit einer Lage in ca. 2.200 m, schon bei PENCK & BRÜCKNER (1909: 269) detailliert und gut beschrieben.

Der Zusammenbruch des Eisstromnetzes in der Eiszerfallphase im frühen Würm-Spätglazial manifestiert sich auf der Südseite mit weit hinaufreichenden Eisrandablagerungen. Interessanterweise findet man diese in den höchsten Lagen auch im nordschauenden Teil des Mühlbachtals, wo es offensichtlich zu dieser Zeit keine starke Eigenvergletscherung gab. Anders gelagert sind die Verhältnisse bei Königsleiten, wo ein Salzach-(Lokal-)gletscher, genährt durch sein Einzugsgebiet in den Kitzbüheler Alpen, einen Vorstoß in der Eiszerfallphase machte. Diese Situation ist durch eine Grundmoräne über Eisrandsedimente mit Toteiskontaktstrukturen gut belegt. Eine derartige Gletscheroszillation ist im Einklang mit den Befunden aus den Kitzbüheler Alpen (REITNER, 2005, 2007; MENZIES & REITNER, 2016) und den vielen höhergelegenen Gebirgszügen der Ostalpen (siehe REITNER et al., 2016 und „Steinach subglacial till“ in VAN HUSEN & REITNER, 2022).

Eine große Gletscherzunge des aus Ober- und Untersulzbachtal genährten Sulzbachgletschers erfüllte das Zungenbecken von Rosenthal – Sulzau (Gemeinde Neukirchen am Großvenediger) während des **Gschnitz-Stadials** (vgl. KINZL, 1930). In Fortsetzung der eindrucksvollen Seitenmoräne von Schwabreit finden sich die distalsten, d.h. östlichsten glaziogenen Ablagerungen auf der südlichen Salzachtalseite nahe der Mündung des Aschbaches. Auf der Nordseite belegt die Endmoräne mit der Hieburg bei Rosental diesen Gletscherstand. Vom Gletscher überfahrene glaziolakustrine Sedimente bei der Venedigersiedlung (Neukirchen am Großvenediger) belegen, so wie Ablagerungen nahe Unter-Scheffau, den Vorstoß des Gschnitz-Gletschers zu seiner Maximalausdehnung.

Belege für das Gschnitz-Stadial auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen auf GK 121 fehlen. Erosive fluviatile Ausräumung, die vielen Massenbewegungen und sicherlich die Aufarbeitung von glaziogenen Ablagerungen durch nachfolgende Blockgletscher haben alle Spuren dieser bedeutenden Lokalvergletscherung verwischt.

Die **Hinterlassenschaft des Egesen-Stadials** an Moränenablagerungen im Pinzgauer Anteil der Kitzbüheler Alpen auf GK 121 ist sehr bescheiden. Nur im Quelltal der Salzach sowie in den Einzugsgebieten des Nadernachbaches, des Trattenbaches und des Dürnbaches konnten anhand von End- bis Seitenmoränenwällen Paläogletscher der Jüngeren Dryas rekonstruiert werden. Deren Größe liegt meist im Bereich von 0,5 km². Ein Ausreißer nach oben und damit der größte Egesengletscher mit auch typischen mehrfach gestaffelten Endmoränen (hier mind. vier Halte) lag im Quellgebiet der Salzach beim Schwebenboden mit Nordost- bis Ostexposition vor. Gerade bei den kleinen Lokalgletschern war deren Existenz und Größe stark durch sehr lokale Bedingungen wie Schuttdargebot von den Karwänden beeinflusst. Die blockreichen Endmoränenkörper, wie auch die gelegentlich kartierbaren Ablationsmoränen, zeugen von stark schuttbedeckten Egesen-zeitlichen Gletschern, sodass für spätere Rekonstruktionen der Schneegrenzhöhe (ELA) nur die höchsten Ansätze der Seitenmoränen (Methode nach LICHTENECKER, 1938 bzw. MELM) sinnvoll erscheinen. Eine gewisse Systematik mit paläoklimatischer Ursache ist dennoch aus den wenigen Kartierungsdaten herauszulesen. Bis auf ganz wenige Ausnahmen liegen die rekonstruierten Paläogletscher auf ostexponierten Hängen, was auf dementsprechende Schneeverfrachtung aus westlicher Richtung und Akkumulation im Lee hindeutet. Das hängt natürlich auch mit den vorhandenen Karräumen zusammen, die westexponiert kaum vorhanden sind. Somit kann man auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen dasselbe Muster wie auf der Nordseite erkennen. Die **Karbildung im Pleistozän** wie auch die Vergletscherung im Egesen-Stadial spiegelt schnebringende West- bis Nordwestwetterlagen wider. Auch die einzige Vergletscherung mit Südexposition, beim Mitterkopf im Oberen Trattenbachtal, funktioniert mit dieser Erklärung. Der rekonstruierte kleine schuttbedeckte Gletscher auf der Westseite des Müllachgeiers (2.254 m) reflektierte wohl auch das starke Schuttdargebot in dem Phyllitgebiet.

Der Bildungszeitraum der Blockgletscherablagerungen (= reliktsche Blockgletscher) war wohl auch überwiegend im Egesen-Stadial (Jüngere Dryas). Ältere derartige periglaziale Bildungen könnten – in Anlehnung an die Ergebnisse aus der Reißbeckgruppe (STEINEMANN et al., 2020) – in den tieferen Abschnitten der bis 1.800 m hinabreichenden großen Blockgletscherarealen an der westexponierten Flanke des Trattenbaches (Sonntag Hochalm, Montlangeralm) vorliegen.

Große Areale werden von tiefgreifenden gravitativen **Massenbewegungen** geprägt. Besonders an den Hängen zum Salzachtal ist zu erkennen, dass die erste Phase des Hangversagens häufig durch Toppling entlang von Klüften charakterisiert ist. Die dadurch entstandenen antithetischen Brüche entwickelten sich dann in Zuge der weiteren Hangdeformation in Abrisse oder wurden von den Abrissnischen diskordant durchschnitten. Die bewegten Massen sind bei Erhaltung des Felsverbandes im Abrissbereich eher als Gleitungen zu charakterisieren, die hangabwärts – bedingt durch die hohe Teilbeweglichkeit von Phyllit und Glimmerschiefer – häufig in Bereiche mit langsamen Fließen übergehen. Durch die fortschreitende Entfestigung des Felsverbandes konnte einerseits eine Transformation in eine Fließmasse mit Lockergesteinscharakter

erfolgen. Andererseits konnten sich im Fußbereich eines langsamen Fließens oder einer Gleitung, im noch erhaltenen aber meist stark aufgelockerten Felsverband, häufig meist kleinere Nischen mit sekundären Fließ- oder Gleitmassen entwickeln.

Hinsichtlich Zeitlichkeit des Massenbewegungsgeschehens kann generell festgehalten werden, dass große Anteile der im LGM subglazial geformten Landschaft nachfolgend gravitativ überprägt wurden. Damit ist das Würm-Spätglazial im Regelfall der früheste Zeitraum für den Beginn der Massenbewegungen. Von Fließ- oder Gleitmassen überfahrene LGM-Grundmoräne oder Eisrandablagerungen der spätglazialen Eiszerfallsphase sind durchaus kein seltenes Phänomen, das auch schon für das Windautal im Norden der Kitzbüheler Alpen (LOTTER & REITNER, 2024) beschrieben wurde. Ganz wenige Massenbewegungen zerreißen spätglaziale Ablagerungen, wie beispielsweise Blockgletscherablagerungen der Jüngeren Dryas wie im Fall der Montlangeralm im Trattenbachtal, sodass man (Re-)Aktivierungsphasen besser eingrenzen kann.

Eine große Ausnahme hinsichtlich Alter der Massenbewegungsstrukturen bildet die Massenbewegung Geisl Mitteralm im Mühlbachtal, wo vermutlich ein wesentlicher Abschnitt der kinematischen Entwicklung schon vor dem LGM erfolgt ist.

Die auch gegenwärtig aktivsten Massenbewegungen konnten unter Berücksichtigung der Beschreibungen von FÜRLINGER (1972a, 1988) erwartungsgemäß im Dürnbachtal erfasst werden.

Literatur

AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1918): Rattenberg 1:75.000. Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Nr. 5048. – 1 Blatt, k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.

BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. (2010): *Glaciers & Glaciation*. – 802 S., London (Hodder Education).

CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie Stratotypen des Würm-Glazials. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **35**, 185–206, Hannover.

CLAR, E. & CORNELIUS, H. (1936): Die Großglockner-Hochalpenstraße. – In: GÖTZINGER, G.: III. Internationale Quartär-Konferenz Wien, September 1936. Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich: II. Teil, 11–20, Geologische Bundesanstalt, Wien.

DRESCHER-SCHNEIDER, R. & REITNER, J.M. (2018): Die Neuinterpretation der Stappitzer See-Bohrungen im Kontext der Klimageschichte und Landschaftsentwicklung. – *Carinthia II*, **208/128**, 369–398, Klagenfurt.

FÜRLINGER, W.L. (1972a): Talzusub und Wildbachverbauung. – Dissertation, Universität Wien, 240 S., Wien.

FÜRLINGER, W.L. (1972b): Mechanismus einer Hangbewegung in Quarzphylliten und dessen Kontrolle im gefügeäquivalenten Modellversuch. – *Geologische Rundschau*, **61/3**, 871–882, Stuttgart.

- FÜRLINGER, W.L. (1988): Geologische Kartierung und Beschreibung des Dürnbaches mit besonderer Berücksichtigung der Hangbewegungen. – Mitteilungen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt Wien (FBVA Wien), **161**, 209–243, Wien.
- HEINISCH, H. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 392–395, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 370–373, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2016a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 258–261, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2016b): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 262–267, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 360–366, Wien.
- HEINISCH, H. & ZADOW, A. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133/3**, 452–457, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL V. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HUET, B., REISER, M. & GRASEMANN, B. (2020a). Hierarchisches Glossar planarer, linearer Strukturen und Bewegungsrichtungsdiktoren. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 57 S., Wien.
- HUET, B., ROGOWITZ, A., LINNER, M. & IGLSEDER, C. (2020b): Bericht 2017–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Wildkogel- und Windau-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 122 Kitzbühel. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 466–470, Wien.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2021): Bericht 2015–2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Subpenninikum und Penninikum auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 186–191, Wien.
- JELLEN, C. (2023): Ingenieurgeologische Untersuchungen von tiefgreifenden Hangbewegungen und ihre Auswirkungen im Dürnbachtal bei Neukirchen am Großvenediger – Österreich. – Masterarbeit, Universität Erlangen-Nürnberg, XX + 118 S., Anlagenband, Erlangen.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 151, Krimml. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, **132**, 5–10, Rotterdam.
- KINZL, H. (1930): Alte Gletscherstände im Oberpinzgau und Gerlostal. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **18**, 227–233, Leipzig.
- LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – In: GÖTZINGER, G. (Red.): Verhandlungen der 3. Internationalen Quartär-Konferenz, 141–147, Wien.
- LINNER, M., REITNER, J.M. & PAVLIK, W. (2013): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 179 Lienz. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LOTTER, M. & REITNER, J.M. (2024): Bericht 2016–2017 über geologische Aufnahmen von gravitativen Massenbewegungen in der Windau auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162/1–4** (2022), 167–179, Wien.
- LOTTER, M., STEINBICHLER, M. & REITNER, J.M. (2021): Ergänzung und Erratum zu „Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (STEINBICHLER et al., 2019). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt **161/1–4**, 157–160, Wien.
- MENZIES, J. & REITNER, J.M. (2016): Microsedimentology of ice stream tills from the Eastern Alps, Austria – a new perspective on till microstructures. – *Boreas*, **45**, 804–827, Oxford. <https://doi.org/10.1111/bor.12189>
- MITROVIC, J. (2023): Geotechnische Untersuchungen tiefgreifender Hangdeformationen im Dürnbachtal bei Neukirchen am Großvenediger in Österreich – Digitalisierung mit ArcGIS Pro. – Masterarbeit, Universität Erlangen-Nürnberg, XV + 82 S., Anlagenband, Erlangen.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Band 1, XVI + 1–393; Band 2, X + 395–716; Band 3, XII + 717–1199, Leipzig (Chr. Herm. Tauchnitz).
- REITNER, J.M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). – Dissertation, Universität Wien, XIII + 190 + 112 S., Beilagenband, Wien.
- REITNER, J.M. (2007): Glacial Dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, **164/165**, 64–84, Oxford.
- REITNER, J.M. (2008): Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148**, 248–254, Wien.
- REITNER, J.M. (2016): Bericht 2001–2003 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz und Blatt 178 Hopfgarten in Deferegggen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 289–292, Wien.
- REITNER, J.M. (2024): Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Brixentaler Ache und im Spertental auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162/1–4** (2022), 183–202, Wien.
- REITNER, J.M. & MENZIES, J. (2020): Microsedimentology of tills near Ainet, Austria – were palaeo-ice streams in the European Alps underlain by soft deforming bed zones? – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **113/1**, 71–86, Wien.
- REITNER, J.M. & MENZIES, J. (2024): Subglacial deformation and till formation in a stratigraphic complex Late Pleistocene sequence (Einödgraben/Aurach, Kitzbühel Alps, Austria). – *E&G – Quaternary Science Journal*, **73/1**, 106–116 (Copernicus Publications). <https://doi.org/10.5194/egqsj-73-101-2024>
- REITNER, J.M., GRUBER, W., RÖMER, A. & MORAWETZ, R. (2010): Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria). – *Swiss Journal of Geoscience*, **103**, 385–405, Basel.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNEN, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – E&G – Quaternary Science Journal, **65**/2, 113–144 (Copernicus Publications). <https://doi.org/10.3285/eg.65.2.02>

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.

STEINEMANN, O., REITNER, J., IVY-OCHS, S., CHRISTL, M. & SYNAL, H.-A. (2020): Tracking rockglacier evolution in the Eastern Alps from the Lateglacial to the early Holocene. – Quaternary Science Reviews, **241**, Artikel-Nr. 106424, 1–19, Amsterdam.

VAN HUSEN, D. & REITNER, J.M. (2022): Quaternary System. – In: PILLER, W.E. (Ed.), FRIEBE, J.G., GROSS, M., HARZHAUSER, M., VAN HUSEN, D., KOUKAL, V., KRENMAYR, H.G., KROIS, P., NEBELSICK, J.H., ORTNER, H., PILLER, W.E., REITNER, J.M., ROETZEL, R., RÖGL, F., RUPP, C., STINGL, V., WAGNER, L. & WAGREICH, M. (2022): The lithostratigraphic units of Austria: Cenozoic Era(them). – Abhandlungen der Geologische Bundesanstalt, **76**, 240–267, Wien.

Blatt 122 Kitzbühel

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von JÜRGEN M. REITNER, MICHAEL LOTTER & BENJAMIN HUET.

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2023 über geologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming

GERIT E.U. GRIESMEIER

Einleitung

Im Berichtsjahr wurden folgende Gebiete in den Söltkälern aufgenommen:

Im Westen des Kartenblattes wurden der Galsterberg und Bereiche im hinteren Sattental begangen. Zusätzlich wurden Randbereiche des Kartenblattes im Seewigtal untersucht. Weitere Geländeaufnahmen erfolgten in zwei Karen im Großsöltkäl und in mehreren Seitentälern im Kleinsöltkäl. Die Beschreibung erfolgt entsprechend der Einzugsgebiete von West nach Ost.

Seewigtal

Im Seewigtal, dessen Talboden bereits auf dem Kartenblatt 127 Schladming liegt, wurde das Pleschnitzkar näher untersucht. Die untersten Bereiche des Kares bzw. Tales sind großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt, nur im unteren Tiefenbach-Abschnitt sind diese von lokalen Eisrandablagerungen überlagert. Letztere sind an der deutlich besseren Rundung der Komponenten und der sandigeren Matrix zu erkennen. Im Pleschnitzkar, auf 1.560 m Seehöhe, befindet sich ein Endmoränenwall, der aus einem korngestützten Diamikt aufgebaut ist. Die daran anschließende Seitenmoränenablagerung ist morphologisch gut zu erkennen. An der Ostseite ist sie vom Bach anerodiert, an der Westseite ist hingegen eine deutliche Mulde ausgebildet, die allerdings keine Spuren von fluvialer Erosion aufweist. Daher wird interpretiert, dass die Mulde von einer Gletscherzunge geformt wurde, die auch

den Moränenwall ablagerte. Aufgrund der Höhenlage, Größe und Exposition des Einzugsgebietes ist anzunehmen, dass ein kleiner Gletscher im Gschnitz-Stadial diese Moräne und ein kleines Zungenbecken hinterlassen hat. Oberhalb der Wallformen tritt Grundmoränenablagerung auf, die sich bis knapp unterhalb der Ochsenkarhöhe (1.975 m) verfolgen lässt.

Schigebiet Galsterberg (Obere Galsterbergeralm)

Die Gondelbahn, die in das Zentrum des Schigebietes führt, verläuft zunächst über Phyllit des Ennstal-Komplexes. Etwa 500 m südöstlich der Pirkalm ist der Gesteinsverband stark aufgelockert und es treten keine Felsaufschlüsse auf. Morphologisch ist am Hang eine Hohlform erkennbar, die darauf schließen lässt, dass es sich um eine Massenbewegung handelt. Bei der Begehung konnte folglich auch kein Felsverband erkannt werden. Am Laserscanbild lässt sich aber eine schwache „Treppe“ des Geländes ausmachen, die auf einen partiell erhaltenen Gesteinsverband schließen lässt. Die Massenbewegung wird daher als „Bereich eines langsamen Fließens“ klassifiziert. Die westliche Begrenzung der Massenbewegung ist undeutlich ausgebildet, sie liegt etwa auf einer Seehöhe von 1.500 m. Die Süd- und Nordgrenze hebt sich deutlich hervor. Morphologisch lässt sich der Bereich des langsamen Fließens bis auf etwa 1.100 m hinab verfolgen. Da die Begehung des unteren Teils der Massenbewegung noch aussteht, kann eine endgültige Abgrenzung dieser noch nicht vorgenommen werden. Die Massenbewegung wird im Norden von Phyllit, im Süden von einem Marmorzug des Wölz-Komplexes umrahmt. Die Massenbewegung überlagert somit die Deckengrenze zwischen Öblarn-Decke und Donnersbach-Decke. Der Marmorzug beinhaltet Kalzit- und Dolomitmarmor. Der Kalzitmarmor liegt zumeist gelblich-weiß gebändert und grobkörnig vor, während der

Dolomitmarmor grau und feinkörnig ausgebildet ist. Im Zentrum des Schigebietes tritt Granat-Glimmschiefer des Wölz-Komplexes auf und die Mulden, in denen zumeist die Schipisten verlaufen, sind zumeist mit Grundmoränenablagerung ausgekleidet. Letztere ist trotz der starken anthropogenen Überarbeitung des Geländes in einzelnen Aufschlüssen noch deutlich erkennbar. Glaziogene Wälle sind nicht entwickelt. Eine kleine Blockgletscherablagerung tritt oberhalb des Bottinghauses (1.630 m Seehöhe) bei einer kleinen Lacke auf. Die Untergrenze der Ablagerung befindet sich auf 1.700 m Seehöhe. Unterhalb des Schigebietes, im Bereich des Griebbaches zwischen 1.000 m und 1.400 m Seehöhe kommt eine Eisrandablagerung vor. Deren Matrix ist siltig bis sandig ausgebildet und die Komponenten weisen zum Teil eine gute Rundung auf.

Sattental

Im Sattental wurde der Nordhang im hinteren Talbereich, von der Peterbaueralm (1.488 m Seehöhe) bis zur Lahn-talrinne, quartärgeologisch untersucht. Die Umgebung der Peterbaueralm ist von Grundmoränenablagerung bedeckt, deren Feinanteil jedoch häufig fehlt. Zumeist tritt komponentengestützter Diamikt auf, der reich an eckigem Lokalmaterial ist. An morphologischen Formen können am Hangfuß Stauchwälle und, oberhalb davon, Fließstrukturen beobachtet werden. Daraus lässt sich folgern, dass der Hang in diesem Bereich von langsamem Fließen erfasst ist. Außerhalb dieser Massenbewegung ist die Grundmoränenablagerung matrixreicher und feinkörniger.

Weiter westlich kommt unterhalb der Ochsenkarhöhe eine Fließmasse vor. Diese ist durch eine deutliche Abrisskante auf etwa 1.750 m bis 1.850 m Seehöhe begrenzt. Im oberen Abschnitt der bewegten Masse treten noch einzelne Felsaufschlüsse auf, weiter unten am Hang fehlen diese. Dies muss nicht durch die Fließmasse bedingt sein, es kann auch durch eine mächtigere Grundmoränenüberlagerung erklärt werden. Wie im Bereich des Galsterberges überlagert auch diese Massenbewegung eine Deckengrenze, die in diesem Fall die Obertal-Decke mit dem Riesach-Komplex und die Donnersbach-Decke mit dem Wölz-Komplex trennt.

Kleinsölktales

Spateck (2.256 m)

Die Nordostseite des Spatecks besteht aus steilen Felswänden, die groben Blockschutt erzeugen. Bereichsweise wurde dieser Blockschutt periglazial nachbewegt und liegt als kleine Blockgletscherablagerung vor. Das Spateck selbst ist aus feinkörnigem Paragneis des Riesach-Komplexes (Obertal-Decke) aufgebaut. Anders als in der GEOFAST-Karte (KREUSS, 2021) verzeichnet, verläuft die Deckengrenze zur Donnersbach-Decke mitten im Kar NE des Spatecks und in den unteren Talbereichen im Bach. Der Kamm wird von der Deckengrenze am Nordende der Klamm (Kar westlich des Kammes) gequert. Nordöstlich unterhalb des Spatecks ist ein Kar ausgebildet, in dem Grundmoränenablagerungen weitflächig verbreitet sind. Deren Mächtigkeit ist aber gering, da immer wieder Felsaufschlüsse zutage treten. An der Forststraße zur

Klockalm (1.496 m) konnte neben feinkörnigem Paragneis auch plattig brechender, feinkörniger Quarzphyllit kartiert werden. Im Dünnschliff zeigt sich, dass es sich um einen Metasand- bzw. Metasiltstein mit Chlorit handelt und das Gestein keine hochgradige Metamorphose erfahren hat. Lithologisch und textuell ähnelt dieses Vorkommen den Metasedimenten des Sattentals (GRIESMEIER & SCHUSTER, 2024) und ist daher als permische, transgressive Auflage des Riesach-Komplexes („Rannachserie“) zu interpretieren.

Bröckelalm

Am Hang unterhalb der Bröckelalm (1.677 m Seehöhe) treten kaum Aufschlüsse auf. Es finden sich nur eckige und gerundete Steine und Blöcke. In wenigen Aufschlüssen ist korngestützter Diamikt mit siltig-sandiger Matrix ersichtlich. Nur selten gibt es matrixgestützten Diamikt. Da auch sehr viele eckige Komponenten vorkommen, ist anzunehmen, dass der Hang hauptsächlich von Hangablagerung mit Moränenmaterial bedeckt ist. Im Bereich der Alm treten wenig auffällige Wälle auf, die talabwärts streichen. Es könnte sich dabei um Moränenwälle eines Gschnitz-zeitlichen Gletschervorstoßes aus dem Kar nördlich der Karlwand handeln.

Die beiden Marmorzüge, die in der GEOFAST-Karte (KREUSS, 2021) eingezeichnet sind (einer südlich der Karlscharte und einer im Bröckelgraben), lassen sich zu einem verbinden, im Hangenden wird dieser Zug von einem schwarzen Grafitquarzit begleitet.

Kleinsölk-Obertal

Stummerkessel

Der Stummerkessel stellt ebenso wie das Lassachtal ein Hängetal des Kleinsölktales dar. Der Bereich zwischen den beiden Talböden ist mit Eisrandablagerung bedeckt. Da steile Felswände den gesamten Stummerkessel umgeben, konnte nur der Talboden begangen werden. Das restliche Gebiet wurde anhand der Laserscanbilder interpretiert. Die untersten Talabschnitte sind großteils mit Schutt- und Murkegeln belegt. Beim Lockergesteinskörper nördlich der Stummeralm (1.353 m Seehöhe), der keine Kegelform aufweist, handelt es sich um Grundmoränenablagerung, die vermutlich hauptsächlich während des Würm-Hochglazials gebildet wurde.

Lassachkar

Das E-W verlaufende Lassachkar bzw. Lassachtal bildet ein Hängetal in Bezug auf das Kleinsölktales. Der Talboden hebt dabei etwa 200 Höhenmeter über dem Talboden des Kleinsölktales aus. Der Bereich dazwischen ist durch verschiedene quartäre Ablagerungen geprägt. So verläuft beispielsweise der Unterlauf des Baches, der das Lassachtal entwässert, in Eisrandablagerungen. Diese bestehen aus einem Kies-Sand-Gemisch mit sandiger Matrix und großteils gut gerundeten Komponenten. Nördlich und südlich davon ist Hangablagerung, zum Teil mit Moränenmaterial vermischt, verbreitet. Der Talboden des Lassachtales wird hauptsächlich von Schwemm- und Murkegeln eingenommen. Im Süden schließen an diese Kegel Felswände an, die sich bis zum Kamm fortsetzen. Im Norden folgt ober-

halb der Steilstufe ein Kar, in dem überwiegend Grundmoränenablagerung vorkommt. Auf der Ostseite des Kars hebt sich eine Wallform ab, die in N–S-Richtung verläuft. Östlich davon schließen weitere Wälle und Rinnen an. Diese Walllandschaft erstreckt sich über ca. 100 Höhenmeter. Im Osten ist sie von Hangablagerungen verschüttet, die von den angrenzenden Felswänden stammen. Die Wälle sind stark bewachsen und es sind kaum Steine darin sichtbar. Da die Morphologie einer Blockgletscherablagerung ähnelt, Blöcke allerdings selten sind, kann man hier von einer Solifluktuionsablagerung sprechen. Kleinere Wallformen NE des Scharecks (2.479 m Seehöhe) werden als Ablagerungen eines Egesen-zeitlichen Gletschers interpretiert. Südöstlich des Scharecks findet sich eine Blockgletscherablagerung, die auf etwa 1.800 m hinabreicht.

Lemperkarsee (1.828 m) – Prebertörl

Der Lemperkarsee ist in Grundmoränenablagerung eingebettet. Mehrere Wallformen nördlich des Sees deuten darauf hin, dass das Gebiet einstmals von einem schuttbedeckten Gletscher besetzt war, dessen Eis unregelmäßig abschmolz. Es gibt keine eindeutigen Geometrien, die auf die Abflussrichtung dieses Gletschers hinweisen. Da die allgemeine Morphologie westlich des Hochgangs (2.230 m Seehöhe) allerdings eine Karform andeutet, werden die Wälle als Bildungen eines spätglazialen Gletschers (Gschnitz-Stadial?) interpretiert, der Richtung Westen abfloss. Südlich, oberhalb des Lemperkarsees, erstreckt sich eine Landschaft, die reich an Gletscherschliffen und Grundmoränenablagerungen ist. Im Süden der Karform hat man einen Ausblick auf das zum Prebertörl (2.194 m) führende Tal. Dieses ist von großen Schuttmengen erfüllt, die von den umgebenden Felswänden stammen. Im südlichen oberen Teil des Tales, auf etwa 2.000 m Seehöhe stößt man auf zwei Wallformen, die aufgrund ihrer Geometrie, wie sie auch am Laserscan gut erkennbar ist, als Seiten- und Endmoränenwälle interpretiert werden können. Diese entsprechen aufgrund ihrer Höhenlage und Nordexposition einem Egesen-stadialen Stand.

Kleinsölk-Untertal

Eckkar

Dieses Kar ist durch eine Forststraße erschlossen, die bis auf etwa 1.700 m Seehöhe reicht. Diese Straße ist dauerlicherweise auf keiner der verwendeten Kartengrundlagen verzeichnet, ermöglicht aber instruktive Einblicke in die Fest- und Lockergesteinsgeologie. Interessant ist hier speziell die Festgesteinsgeologie: Entlang der Straße tritt zunächst Paragneis des Riesach-Komplexes auf, der großflächig von Mur- und Hangablagerungen überdeckt ist. Auf etwa 1.600 m Seehöhe ist stark gescherter Granat-Glimmerschiefer in Wechsellagerung mit Amphibolit aufgeschlossen und etwas weiter oberhalb steht Talk-schiefer in Zusammenhang mit alteriertem Pyroxenit an. Dies ist von besonderem Interesse, da diese Gesteine aus dem Riesach-Komplex bisher nicht bekannt sind. Es handelt sich vermutlich um die Einschuppung einer anderen Einheit (wahrscheinlich Speik-Komplex). Untersuchungen diesbezüglich sind im Gange. Bei den Eckkarhütten treten Granat-Glimmerschieferblöcke auf, die eindeutig dem Wölz-Komplex zuzurechnen sind. Die Deckengrenze ist

höchstwahrscheinlich im Bereich des Baches zu lokalisieren, dazugehörige Aufschlüsse fehlen jedoch, da der gesamte Talbereich von fluviatilen Sediment zugedeckt ist. Stellenweise tritt unter dem fluviatilen Sediment blockreiche Moräne hervor. Sie ist vor allem durch die Angularität ihrer Blöcke vom Bachsediment unterscheidbar. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass es sich hierbei um den Endbereich eines spätglazialen Lokalgletschers handelt.

Folgt man am Ende der Forststraße einem wenig begangenen Steig in das Kar linksseitig des Baches, trifft man vielerorts auf Aufschlüsse im Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes. Dieser ist typischerweise silbrig und setzt sich aus feinem Hellglimmer und idiomorphem Granat zusammen, der oft aus den Schieferungsflächen warzig herauswittert. Im Talboden kommt auf 1.850 m Seehöhe ein Marmorzug zum Vorschein, der sich bis zu den Hasenohren verfolgen lässt. Er besteht aus unreinem, gelb anwitterndem Kalzitmarmor und grauem, feinkörnigem Dolomitmarmor. Dieser Marmorzug ist sehr typisch für den liegendsten Anteil des Wölz-Komplexes. Auf 1.940 m Seehöhe ist der Marmor von einer Blockgletscherablagerung überlagert, anhand einzelner Blöcke ist er weiterhin verfolgbar. Nördlich der Blockgletscherablagerung gibt es ein vom Gletscher überschliffenes Serpentinivorkommen. Der Serpentin ist bereits auf der GEOFAST-Karte Blatt 128 Gröbming (KREUSS, 2021) eingezeichnet. Er ist dunkelgrün, feinkörnig und besitzt eine massige Ausprägung. Neben Serpentinmineralen, die oft faserig ausgebildet sind, ist auch Magnetit vorhanden. Vermutlich handelt es sich um ein weiteres Gestein aus der noch näher zu untersuchenden Einheit, die auch den Pyroxenit (siehe oben) enthält. Die Grenze zwischen Wölz-Komplex und dieser Einheit ist aufgrund der Grundmoränenbedeckung schlecht aufgeschlossen, es können lediglich quarzitisches Gneise beobachtet werden, die vermutlich die Deckengrenze markieren.

Der Schotttrog, der südlich dieser Aufschlüsse gelegen ist, wird hauptsächlich von Hangablagerung dominiert, im Zentrum des Trogs dürfte sich allerdings ein kleiner, vermutlich Egesen-zeitlicher Gletscher befunden haben, wie mehrere Wallformen andeuten. Westlich unterhalb der Hasenohren tritt eine Blockgletscherablagerung auf, welche die Deckengrenze überdeckt. Letztere verläuft vermutlich südlich der Hasenohren. Nördlich der Hasenohrenscharte wird der Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes durch einen anderen Granat-Glimmerschiefer ersetzt. Dieser ist deutlich gneisiger, besitzt größeren Hellglimmer und Granat, der fast immer xenomorph ausgebildet ist. Hier liegen vermutlich Gesteine des Greim-Komplexes vor, die aufgrund des Großfaltenbaues hier an die Oberfläche gelangen. Im kleinen Kar südwestlich des Gjoadecks (2.525 m) treten allerdings wieder typische Gesteine des Wölz-Komplexes auf. Ebenso findet sich dort eine Ablagerung eines vermutlich Egesen-zeitlichen Gletschers, der auf etwa 2.260 m Seehöhe endete. Südlich der Karscharte, auf etwa 1.960 m Seehöhe, schließt eine weitere glaziogene Ablagerung an, die durch mehrere talparallele Wälle gekennzeichnet ist. Vermutlich handelt es sich um Ablationsmoränenablagerung aus dem Egesen-Stadial.

Großsölkta

Möbna

Der Mündungsbereich und der Südteil des Möbna wurden bereits im Bericht von GRIESMEIER (2020) beschrieben. Im vorliegenden Bericht wird der Nordteil des Kares östlich und damit unterhalb des Gaßenecks (2.111 m) erläutert. Der gesamte Karboden ist großflächig von Grundmoränenablagerung geprägt. Diese ist mitunter 10 m mächtig, wie sich an Anrissen entlang der Bäche zeigt. Vom Gaßeneck reichte einst ein spätglazialer Gletscher in das Kar herab. Dessen Spuren sind an mehreren Stellen zu beobachten. Im Zentrum des Kares tritt eine deutlich erkennbare Wallform auf. Der Wall setzt unterhalb des Gaßenecks auf etwa 1.900 m Seehöhe an, zieht in ENE-Richtung talwärts und biegt auf etwa 1.740 m Seehöhe nach Süden um, wo er nach 200 m endet. Das ehemalige Gletscherende ist durch eine hügelige, kleingliedrige Eiszerfallandschaft gekennzeichnet. Auf etwa 1.800 m Seehöhe ist ein zweiter Wall angelagert. Zwischen beiden Wällen liegt eine kleine Lücke. Etwa 200 m weiter östlich findet sich eine weitere Wallform, welche die östliche Begrenzung des ehemaligen Gletschers darstellt. Somit dürfte der Gletscher auf eine Höhe von etwa 1.700 m herab gereicht haben und während des Gschnitz-Stadials gebildet worden sein. Der innere Wall beweist, dass der Gletscher mehrphasig aktiv war.

Nördlich des Ansatzes der Seitenmoräne, direkt östlich des Gaßenecks, befindet sich eine Endmoränenablagerung, die auf 1.880 m Seehöhe herabreicht. Sie stammt von einem kleineren, vermutlich Egesen-stadialen Gletscher.

Der Marmor, der auf der GEOFAST-Karte (KREUSS, 2021) am Seeleitriegel eingezeichnet ist, konnte nicht verifiziert werden. Es wurde in diesem Bereich lediglich ein etwa einen halben Meter großer Quarzmobilisatblock gefunden. Der Granat-Amphibolit ist hingegen durchaus vorhanden und zieht mehr oder weniger horizontal in Richtung Gaßeneck. Dieser besitzt bis 1,5 cm großen Granat und zum Teil mehrere Zentimeter lange Hornblende-Kristalle.

Riedl

Das Riedl ist eine Karlandschaft an der Ostabdachung des Seekarlspitzes (2.523 m), westsüdwestlich von St. Nikolai im Sölkta. Der Bereich um den Wanderweg zum Weißensee wurde bereits im Bericht von GRIESMEIER (2020) beschrieben. Aufgrund der in jüngster Zeit verlängerten Forststraße zur Kaltherbergalm (1.608 m) bis zur Almhütte wurden neue Aufschlüsse geschaffen. Neben Grundmoränenablagerung, die sehr häufig auftritt, wurde auch ein Tremolitmarmor freigelegt, der auch schon in der GEOFAST-Karte 128 Gröbming verzeichnet ist (KREUSS, 2021). Dieser ist hellgrau bis weiß, mittelkörnig und beinhaltet bis 1 cm große, stängelige, dunkelgraue Tremolitkristalle. Im Dünnschliff zeigt sich, dass die Tremolitkristalle häufig pseudomorph von Karbonat und Hellglimmer ersetzt wurden. Der Marmor steckt in Granat-Glimmerschiefer, der weniger gut aufgeschlossen ist. Er besteht aus Quarz, Feldspat, Glimmer, Chlorit und einphasigem Granat. Vermutlich handelt es sich um Gesteine des Wölz-Komplexes, eine nähere Untersuchung hierzu steht noch aus. Andererseits könnten diese Gesteine auch dem

Greim-Komplex zugeordnet werden, der deutlich weiter nach Norden reicht, als in der GEOFAST-Karte Blatt 128 Gröbming (KREUSS, 2021) verzeichnet ist.

Im Folgenden werden die Bereiche um den Ahornsee (2.069 m) und südlich davon beschrieben. Zwischen dem Oberen Klaffersee (1.960 m) und dem Ahornsee kommt hauptsächlich Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes vor. Nur in kleineren Mulden findet sich Grundmoränenablagerung. Der Ahornsee liegt ebenfalls in einer dieser Mulden. Rund um den See prägen Rundhöcker die Landschaft. Südlich des Ahornsees, oberhalb der Karstufe, treten mehrere Wälle auf. Der unterste Wall reicht auf eine Seehöhe von 2.100 m herab. Die matrixreichen Abschnitte sind, gras-, moos- und staudenbedeckt. Daneben gibt es eckige bis angerundete grobe Blöcke. Oberhalb eines weiteren Walls befindet sich eine deutliche Senke, die anzeigt, dass hier ein Gletscher lag, der den Wall aufbaute. Nach der Höhenlage und analog zu den Verhältnissen im Pleschnitzkar ist eine Einstufung dieses Walls in das Egesen-Stadial plausibel. Die oben erwähnten Mulden befinden sich unterhalb dieser Egesen-zeitlichen Maximalausdehnung und sind daher vermutlich im Gschnitz-Stadial ausgebildet worden. In der Karwand oberhalb lässt sich ein Marmorzug verfolgen, der von mindestens zwei Störungen vertikal versetzt wird. Der Marmor konnte an Fallstücken untersucht werden. Es handelt sich um einen gelblichen Kalzitmarmor, der dem Wölz-Komplex zuzurechnen ist. Anders als der Marmor, der an der Forststraße aufgeschlossen ist, enthält er keinen Tremolit. Unterhalb der Karstufe schließt, wie vorhin beschrieben, Grundmoränenablagerung in Senken zwischen Granat-Glimmerschiefer-Vorkommen an. Von Süden her reicht eine typische Blockgletscherablagerung bis auf 1.920 m Seehöhe herab. Der Blockreichtum und mehrere Loben prägen diese Ablagerung. Sie besitzt im Gegensatz zu der vorhin beschriebenen Gletscherablagerung eine mehr oder weniger ebene Oberfläche ohne große Senken.

Referenzen

GRIESMEIER, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 473–480, Wien.

GRIESMEIER, G.E.U. & SCHUSTER, R. (2024): Bericht 2023 über geologische Aufnahmen in den Niederen Tauern auf den Kartenblättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach und 158 Stadl an der Mur. – Geologisches Jahrbuch der GeoSphere Austria, **1**, xxx–yyy, Wien.

KREUSS, O. (2021): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 128 Gröbming: Stand 2020, Ausgabe: 2021/03. – 1 Blatt, Farbplot, Wien.

Bericht 2023 über geologische Aufnahmen in den Niederen Tauern auf den Kartenblättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach und 158 Stadl an der Mur

GERIT E.U. GRIESMEIER & RALF SCHUSTER

Einleitung

Im vorliegenden Bericht sind Ergebnisse von geologischen Kartierungen rund um den Sölkpass, im obersten Katschtal, Etrachtal, GroßsölktaI und Bräualmbachtal zusammengefasst. Die kartierten Areale befinden sich auf den Kartenblättern ÖK50 128 Gröbming, 129 Donnersbach und 158 Stadl an der Mur. Sie schließen an Kartierungen der vergangenen Jahre an, welche in den Berichten von GRIESMEIER et al. (2021), GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) und SCHUSTER & GRIESMEIER (2024) beschrieben sind.

Die neu kartierten Areale werden aus denselben oberostalpinen Decken und lithodemischen (lithostratigraphischen) Einheiten aufgebaut, die bereits bei den Kartierungen der letzten Jahre beschrieben wurden. Für einen geologischen Überblick und detaillierte lithologische Beschreibungen wird daher auf die oben genannten Berichte verwiesen. Die neu kartierten Areale sind räumlich voneinander getrennt und werden im Folgenden einzeln beschrieben.

Beschreibung der kartierten Areale

Für die Areale um das Etrachtal (Areal 1 und 2) lag bereits eine Kartierung von ROCKENSCHAUB (1986) vor. Ziel war es, die Ergebnisse zu verifizieren, zusätzliche Strukturdaten zu messen und im Süden einen Anschluss zur Kartierung von KOLLMANN & SCHUSTER (2014) herzustellen. Während die Kartierung im obersten Katschtal (Areal 3) nur dem Lückenschluss diene, waren die Arbeiten im Bräualmbachtal (Areal 4) sowie im GroßsölktaI um den Kammkarlsplatz (Areal 5) notwendig, da die Grenze zwischen dem Greim- und Wölz-Komplex in der GEOFAST-Karte von KREUSS (2021) nicht nachvollziehbar und sehr wahrscheinlich nicht lagerichtig ist. Mit den Begehungen im Sattental (Areal 6) sollten Gesteine näher untersucht werden, bei welchen der Verdacht vorlag, dass es sich um permische Metasedimente handeln könnte.

Areal 1: Etrachtal – Rupprechtseck

Im Etrachtal rund um das Rupprechtseck (2.591 m) wird der Riesach-Komplex (Obertal-Decke) vom Wölz-Komplex (Donnersbach-Decke) überlagert. Die Kontaktfläche der Komplexe zeigt im Verschnitt mit der Topographie eine komplexe Form, da die kretazische Deckengrenze verfaltet und durch känozoische Störungen mehrfach versetzt ist. Die interne Stratigraphie des Riesach-Komplexes beginnt im Liegenden mit zum Teil migmatitischem Paragneis. Darüber folgt mit einer Mächtigkeit von über 250 m der hololeukokrate, Turmalin- und Granat führende Orthogneis, welcher nach HAAS et al. (2021) im Perm um 260 Ma als Granit intrudierte. Im hangenden Anteil des Orthogneises sind einzelne Lagen bzw. Schollen von Paragneis und Amphibolit eingeschaltet. Paragneis, Hornblendegneis und

Amphibolit folgen auch im Hangenden des Orthogneises. Der Hornblendegneis zeichnet sich durch bis zu 1,5 cm lange, säulige, undeutlich eingeregelt Hornblendeporphyrblasten aus. Er bildet Lagen im Paragneis und wurde dort ausgeschieden wo diese Lagen einen bedeutenden Anteil innerhalb des Paragneises ausmachen. Er ist daher auch nicht scharf vom Paragneis abgrenzbar, findet sich aber oft im Übergang vom Paragneis zum Amphibolit. Der Amphibolit zeigt verschiedene Ausbildungen: Besonders hervorzuheben ist ein homogener Typ mit etwas mehr Hornblende als Plagioklas und einem etwa gleichkörnigen, oft kaum geschieferten Gefüge (Aufschluss RS-23-158-310). Eine deutlich geschieferte Probe (23R42, Aufschluss RS-23-158-275) zeigt im Dünnschliff einen Mineralbestand aus Amphibol + Plagioklas + Biotit + Quarz + opakem Erz + Titanit. Dazu kommt Chlorit und Epidot/Klinoisit als retrograde Bildungen. Bis zu 5 mm große Amphibol- und Formrelikte nach Plagioklaskristallen bauen die Hauptmasse des Gesteins auf. Der Amphibol zeigt einen Pleochroismus von blaugrün nach gelbbraun. Die ehemaligen Plagioklasblasten bestehen aus unverwilligtem Albit und sind dicht mit recht grobkörnigen Epidot-/Klinoisitkristallen gefüllt. Dieser Typ findet sich als Lagen und diffus begrenzte Körper z.B. im mächtigen Amphibolitzug am Rupprechtseck bzw. westlich des Leitenriegels. Schon von ROCKENSCHAUB (1986) wurde er als Metagabbro interpretiert. Mit dem Metagabbro verbunden treten kleinere Körper auf, die fast ausschließlich aus bis zu 1 cm großen, gedregenen Amphibolkristallen bestehen. Diese Hornblenditkörper sind nur sehr undeutlich geschiefert und es könnte sich um Kumulate handeln. Darüber folgt der Wölz-Komplex, der großteils aus Granat-Glimmerschiefer mit auffällig vielen, millimeter- bis zentimeterdicken Quarzmobilisatlagen und -knauern besteht. Eingeschaltet treten feinkörniger Amphibolit und ein nur wenige Meter mächtiger Marmorzug auf, der sich einige Kilometer weit als Leithorizont verfolgen lässt. Der Marmor ist im frischen Anschlag meist hellgrau gefärbt, während die Verwitterungsfarbe gelblich bis braun erscheint. Durch unterschiedlich verteilte silikatische Verunreinigungen ist ein Lagenbau definiert (Aufschluss RS-23-158-277). Typisch im Wölz-Komplex ist auch das Auftreten von einige Dezimeter mächtigen, über einige Meter Länge verfolgbar, zumindest teilweise diskordanten Quarzmobilisatgängen, welche in den sonst recht einheitlich graubraun gefärbten Aufschlüssen durch ihre weiße Färbung herausstechen.

Die tiefsten Anteile des Riesach-Komplexes sind am nördlichen Hangfuß des Dachleitecks (2.463 m) aufgeschlossen, wo sie gegen Süden einfallen. Ab etwa 1.800 m folgt eine mächtige Orthogneislage, welche bis wenige 10er Meter unter den Gipfel reicht. Diese baut auch den gesamten unteren Teil des Spreitzerkars auf, wobei sie gegen Westen zu immer steiler gegen Süden einfällt und in den steilen, westschauenden Abhängen zum Etrachtal sogar überkippt ist. Die darüber lagernde Abfolge aus Paragneis, Hornblendegneis, Amphibolit und Metagabbro ist am Dachleiteck weniger als 100 m mächtig, die Mächtigkeit nimmt aber gegen Süden stark zu. Am westlichen Hangfuß des Rupprechtsecks (2.591 m), direkt östlich vom Etrachtsee, erreicht die E–W streichende, saiger stehende, Amphibolit-reiche Abfolge mehr als einen Kilometer Mächtigkeit.

In diesem Bereich sind in mehreren Aufschlüssen gehäuft Harnische zu beobachten. Bei einem der gestörten Bereiche (Aufschluss RS-23-158-256 und RS-23-158-301) handelt es sich um eine steilstehende, E–W streichende und damit etwa senkrecht auf den Talverlauf orientierte, dextrale Seitenverschiebung. Zusätzlich sind hier mittelsteil nach Nordwesten einfallende Harnische und kataklasische Störungszonen vorhanden, die eine abschiebende Kinematik aufweisen. Diese abschiebende Deformation ist wahrscheinlich jünger. Etwas weiter südlich (Aufschluss RS-23-128-308) weisen Harnischflächen auf einen NNW–SSE gerichteten, dextralen Versatz hin. Die Orientierung entspricht annähernd dem Talverlauf und lässt vermuten, dass sich unter dem Talboden eine Störungszone befindet.

Der Wölz-Komplex überlagert den Riesach-Komplex an einer gegen Süden einfallenden Deckengrenze, die als einige Meter dicke Phyllonitzone ausgebildet ist. Nach Untersuchungen dieser Phyllonitzone an Aufschlüssen westlich des Etrachsees durch KOLLMANN (2014), wurde diese unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies gebildet und zeigt einen nordgerichteten Bewegungssinn. Am Grat zwischen Dachleiteck und Rupprechtseck ist ein mehrmaliger Wechsel der Komplexe kartierbar, es ist aber schwierig, ein dreidimensionales Bild zu gewinnen, da die Ostseite von unzugänglichen Felswänden gebildet wird und die Westseite mit periglazialen Hangschutt bedeckt ist. Die Deckengrenze dürfte aber mehrfach an südfallenden Störungen geschuppt sein. An den postulierten Schuppengrenzen treten jeweils feinstückig brechende, braun verwitternde Phyllonite auf. Die nördlichsten Vorkommen des Wölz-Komplexes befinden sich etwa 50 m nördlich vom Gipfel des Dachleitecks und reichen bis ca. 100 m südlich des Gipfels. Hier befindet sich auch eines der beiden bereits von THURNER (1958a, b) beschriebenen Marmorvorkommen. Das zweite Vorkommen tritt etwa 700 m nördlich des Gipfels des Rupprechtsecks in einer weiteren Schuppe aus Wölz-Komplex auf. Vom Gipfelbereich des Rupprechtsecks gegen Süden besteht der gesamte obere Teil der Berggruppe aus Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes mit einzelnen Amphibolitlagen und dem charakteristischen Marmorzug. Bemerkenswert ist, dass auch am westlichen Hangfuß des Rupprechtsecks, im Graben östlich der Moarhütte, Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes zu finden ist. Ob dieses Vorkommen mit jenem am Gipfel zusammenhängt, ist derzeit unbekannt. Wahrscheinlich ist es an einer steilstehenden, E–W streichenden Störungszone eingeschleppt, zu welcher auch die oben beschriebenen Harnischflächen gehören. Derartige Störungen mit deutlichem Höhenversatz sind auch in der Kartierung von KOLLMANN & SCHUSTER (2014) dokumentiert.

An den Graten rund um das Spreitzerkar sind nur an den nach Norden ausgerichteten Abfällen des Rupprechtsecks mäßig steile Felswände ausgebildet. Überall sonst reichen steile, nur wenig bewachsene und von wenigen Felsaufschlüssen unterbrochene Permafrostablagerungen bis zum Grat. Diese Ablagerungen sind durch in-situ Verwitterung (meist Frostsprengung) der anstehenden Gesteine entstanden. Im Karboden sind Grund- und Ablationsmoränenablagerungen vorhanden, die an der Nordseite von einer aus Orthogneisblöcken bestehenden Blockgletscherablagerung überlagert werden. Am Hangfuß zum Etrachtal sind Schwemm- und Murkegel vorhanden. An den Hän-

gen oberhalb der Kegel befindet sich Grundmoränenablagerung, die zum Teil mit Hangablagerungen vermischt ist. Zwischen diesen Sedimenten treten stellenweise gut gerundete, sandige Kiese auf. Sie lassen bereichsweise eine normale Gradierung erkennen. Durch ihre geographische Lage am Hang werden sie als Ablagerung an einem Eisrand interpretiert.

Areal 2: Etrachtal – Schimpelscharte

Im Profil vom Etrachtal bis zur Schimpelscharte (2.275 m) ist dieselbe lithologische Abfolge anzutreffen wie am Rupprechtseck. Allerdings fallen die Gesteine hier generell gegen Norden ein. Das impliziert eine Faltung um eine E–W streichende Achse mit steilstehender Faltenachsebene im Bereich des oberen Etrachtals.

Der Paragneis im Liegenden des hololeukokraten Orthogneises ist am Weg zur Schimpelscharte bis in 1.960 m Seehöhe verfolgbar. Darüber folgt die Orthogneislage, in deren hängendem Anteil wiederum Lagen und Linsen von Paragneis und Hornblendegneis anzutreffen sind. Die Hangendgrenze des Orthogneises zieht von der Südseite des Schimpelspitzes (2.413 m) an den Fuß der Karwände und von dort stetig ansteigend gegen Westen, wo sie ca. 350 m westlich der Schimpelscharte den Kamm quert. Im Schimpelkar verläuft sie zur Südseite des Bauleitecks (2.424 m). Die Abfolge aus Paragneis, Hornblendegneis und dünnen Amphibolitlagen ist im Hängenden des Orthogneises nur etliche Zehnermeter bis wenige hundert Meter mächtig, denn bereits kurz nach der Scharte stehen Gesteine des Wölz-Komplexes an. Die Deckengrenze fällt mittelsteil gegen Norden und ist als Phyllonitzone ausgebildet. Der Wölz-Komplex besteht aus Granat-Glimmerschiefer mit einer einige Zehnermeter mächtigen Amphibolitlage und einer stark absetzigen Marmorlage. Beide in der Karte von ROCKENSCHAUB (1986) verzeichneten Marmorlinsen konnten verifiziert werden, obwohl es sich nur um „Rucksackvorkommen“ handelt. Unter den Felswänden an der Nordseite des Schimpelspitzes sind im Schutt einige braun anwitternde Marmorstücke zu finden und in den etwas weiter östlich gelegenen Gletscherschliffen ist fast direkt an der Deckengrenze ein wenige Quadratmeter großer Marmorauflschluss vorhanden. Gegen Norden folgt eine steilstehende E–W gerichtete Störungszone. Diese bildet gegen Osten, am Nordgrat des Sübleitecks (2.507 m), die Grenze zwischen den Komplexen bzw. Decken.

Das südgerichtete Kar unterhalb der Schimpelscharte ist Großteils von Lockersedimenten bedeckt. Unter den Karwänden sind große Schuttkörper ausgebildet, die aus grobblockig und meist polygonal brechendem Ortho- und Paragneis bestehen. Darunter befindet sich eine Blockgletscherablagerung mit mehreren Wällen. Sie überlagert eine darunterliegende, Grund- und Ablationsmoränenablagerung mit groben Blöcken. Diese zeigt bis zur Karschwelle nur ein geringes Gefälle. Endmoränenwälle, welche die Karschwelle überlagern, befinden sich auf einer minimalen Seehöhe von 1.960 m. Aufgrund der Beobachtungen die nunmehr für fast das gesamte Sölketal vorliegen (GRIESMEIER, 2024), wird diese Moränenablagerung, anders als im Bericht SCHUSTER & GRIESMEIER (2024) nun dem Egesen-Stadial zugerechnet. Die Blockgletscherablagerung könnte in einer späteren Phase des Egesen-Stadials entstanden sein und entwickelte sich vermutlich aus der Ab-

lationsmoräne des Egesen-Gletschers. Die Sedimente im Schimpelkar wurden im Wesentlichen bereits im Bericht von GRIESMEIER (2020) beschrieben.

Areal 3: Oberstes Katschtal

Das nach Osten schauende Kar zwischen dem Sauofen (2.415 m) im Süden und dem Schimpelgrat im Norden wird vom Wölz-Komplex aufgebaut. Es handelt sich fast ausschließlich um monotonen Granat-Glimmerschiefer mit relativ unauffälligen, hypidiomorphen Granatporphyroblasten mit Durchmesser bis zu 5 mm. Amphibolit findet sich als Linsen in den Felswänden am unteren Ende vom Ostgrat des Sauofens. Der wenige Meter mächtige Marmorzug, der über die Reichascharte in das Kar zieht, lässt sich bis 2.160 m Seehöhe hinunter verfolgen. Der Marmor ist im Anschlag grau, zeigt eine ockerbraune Verwitterungsfarbe und heterogen verteilte, silikatische Verunreinigungen aus Quarz und Muskovit.

Unter den das Kar begrenzenden und kleineren internen Felswänden sind großflächige Hangablagerungen vorhanden, die zum Teil grobblockig ausgebildet sind. Der Großteil des Karbodens ist allerdings durch eine Gletscherschlifflandschaft mit zahlreichen wallförmigen Moränenablagerungen geprägt. Die Wälle sind häufig von kantengerundeten Blöcken übersät und lassen sich bis auf etwa 2.020 m Seehöhe herab verfolgen. Es ist anzunehmen, dass die Wälle durch mehrere Abschmelz- und Stabilisierungsphasen eines Gletschers, während eines einzigen Stadials gebildet wurden. Aufgrund der Höhenlage, der Ostexposition und der Mehrphasigkeit werden die Ablagerungen dem Egesen-Stadial zugerechnet. Abseits der Wälle tritt hauptsächlich Fels auf, nur im Bereich der Bäche, die das Kar entwässern, befindet sich eine großflächige Grund- und Ablationsmoränenablagerung.

Areal 4: Bräualmbachtal

Ausgehend davon, dass der Marmor und Glimmerschiefer mit Hellglimmer-Pseudomorphosen, die um den Schwarzensee auftreten, sicher dem Greim-Komplex zuzuordnen sind, während die Granat-Glimmerschiefer nördlich der Schimpelscharte bestimmt zum Wölz-Komplex gehören, muss zwischen diesen beiden Lokalisationen eine Grenze zwischen den beiden Komplexen vorhanden sein. Die Kartierung zeigt, dass der Schimpelrücken aus Paragneis, Granat-Glimmerschiefer und zumeist Granat führendem Amphibolit des Greim-Komplexes aufgebaut ist, während die Abhänge südlich des Schimpelbaches aus grobblockig brechendem Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes bestehen. Die Grenze kann somit über einige hundert Meter im markanten, gerade verlaufenden Graben des Schimpelbaches, unterhalb vom Breitenbachsee, festgelegt werden. Bei der im Graben verlaufenden Grenze handelt es sich offenbar um eine nur wenige Meter breite, recht steil stehende, SW-NE streichende Störung. Zu beiden Seiten des Baches konnten in den Aufschlüssen immer wieder feinstückig brechende, kataklastische Gesteine beobachtet werden. An der Störung werden die Schieferung und auch der lithologische Lagenbau des Greim-Komplexes mit ca. 30° abgeschnitten. Am oberen Ende des Sees verlässt die Grenze die Störung und zweigt E-W verlaufend Richtung Schimpelsee (1.947 m) ab. Zu beiden Seiten der Störung bzw. Grenze wurden Proben

genommen, um die Glimmerschiefer der beiden Komplexe zu vergleichen. Beide zeigen einen Mineralbestand aus Muskovit + Quarz + Biotit + Granat + Plagioklas + Rutil/Ilmenit + Chlorit. Der Granat im Wölz-Komplex, aber auch jener im Greim-Komplex, erscheinen nach optischen Kriterien einphasig gebildet. Als Unterschiede sind zu nennen, dass die Glimmer im Greim-Komplex deutlich grobschuppiger sind und im Wölz-Komplex sehr viel Turmalin als akzessorische Phase vorhanden ist.

Die nördliche Begrenzung des Greim-Komplexes zum Wölz-Komplex ist in der GEOFAST-Karte von KREUSS (2021) nördlich vom Hohensee (1.543 m), fast genau am Kamm des Steinrinnecks (2.247 m) eingezeichnet. Hier soll sich auch eine Marmorlinse im Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes befinden. Die Begehung ergab, dass am Weg die höchste Lage aus Tremolit führendem Marmor in 1.620 m Seehöhe auftritt. Diese fällt steil nach Norden ein. Darüber folgt bis in den Gipfelbereich des Steinrinnecks Amphibolit mit nur wenigen Einschaltungen von Paragneis. Erst im westlichen Anteil des kartierten Kamms ist wieder Granat-Glimmerschiefer vorhanden. Dieser enthält die für den Greim-Komplex typischen, blaugrauen Aggregate aus feinschuppigem Hellglimmer, die als Pseudomorphosen nach Staurolith gedeutet werden. Marmor konnte nicht angetroffen werden. Die Schieferung ist verfaltet, wobei die Achsenflächen gegen Nordwesten einfallen. Die Schieferung fällt in der Hangmitte generell nach Südosten und im Kambereich flach gegen Norden ein. Direkt am Kamm konnten eine M-förmige, aufrechte Verfaltung mit steil gegen Nordwest einfallenden Achsenflächen beobachtet werden. In jedem Fall ist die gesamte Südseite des Steinrinnecks von Greim-Komplex aufgebaut.

Nicht ganz geklärt ist die interne Struktur des Greim-Komplexes um den Hohensee. Mit Bezug auf die in GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) dargelegte, regional vorhandene lithologische Abfolge, sollte sich der von Amphibolit und Paragneis dominierte Anteil im liegenden des Granat-Glimmerschiefers und der darin eingelagerten Marmorlage befinden. Der Marmor ist aber an der topographisch tiefsten Position um den Schwarzensee anzutreffen, während der Amphibolit teilweise bis zum Kamm des Steinrinnecks reicht. Wenn diese Abfolge auch im untersuchten Bereich ihre Gültigkeit hat, muss im Tal eine etwa NE-SW streichende Synform vorhanden sein, welche einen teilweise überkippten nördlichen Schenkel hat. Unter Berücksichtigung der gemessenen Strukturdaten und der im Kambereich beobachteten parasitären Faltungen, ist eine derartige Situation durchaus möglich.

Damit stellt sich die Frage, wie weit die Grenze zum Wölz-Komplex nach Norden verlegt werden muss. Möglicherweise um mehr als 1 km, falls der Dolomitmarmorzug in ca. 1.500 m Seehöhe an der Südseite der Scheiben (1.941 m) auch zum Greim-Komplex gehört.

Die quartären Ablagerungen des beschriebenen Bereichs sind großteils bereits im Bericht von GRIESMEIER (2020) erläutert. Im Folgenden wird noch der Südabhang des Steinrinnecks beschrieben. Etwas westlich unterhalb des Gipfels ist eine deutliche Abrisskante vorhanden. Direkt darunter ist zunächst eine steinig-blockige Hangablagerung ausgebildet und in weiterer Folge ist eine unruhige Morphologie entwickelt, die auch am Laserscan-Bild auffällt. Der Gesteinsverband ist abgetrepppt und in den fla-

cheren Bereichen von Grund- und Ablationsmoränenablagerung überlagert. Da keine deutliche Gleitfläche und auch keine eindeutigen seitlichen Abgrenzungen ausgemacht werden können, wird interpretiert, dass es sich um den Bereich eines langsamen Fließens handelt, der diffus in den ungestörten Felsverband übergeht.

Eine weitere Beobachtung betrifft das Gebiet, in dem der Hohenseebach in den Bräualmbach mündet. Entlang der Felsstufe, an der auch die Forststraße Richtung Hohensee verläuft, befinden sich mehrere relativ eckige, oft mehrere Meter große Tremolit führende Marmorblöcke. Diese sind entlang der ehemaligen Fließrichtung des Gletschers SW–NE angeordnet. Basierend auf der Lithologie stammen sie eindeutig aus dem Bereich um den Hohensee. Würden sie an der Basis des Gletschers transportiert worden sein, wären sie deutlicher gerundet und vermutlich stärker zerkleinert. Somit ist anzunehmen, dass sie als supraglazialer Schutt transportiert wurden. Es ist daher denkbar, dass Blöcke aus der höchsten angetroffenen Marmorlage in 1.620 m Seehöhe auf einen spätglazialen Gletscher gefallen sind. Dieser muss bis mindestens 1.200 m herabgereicht haben. Darauf deutet auch eine Wallform auf der orographisch rechten Seite des Schimpelbaches auf ca. 1.400–1.600 m Seehöhe hin. Diese ist am Laserscan-Bild auszunehmen, wegen der Morphologie ist dieser Bereich aber sehr schlecht zugänglich. Die Wallform könnte die Seitenmoräne dieses Gletschers darstellen. Das Einzugsgebiet dieses Gletschers hat das gesamte Schimpel- und Grünseekar und vermutlich zusätzlich das Hüttkar umfasst. Für das Gschnitz-Stadial wird von MAISCH (1981) eine Schneegrenzdepression von 600–700 m angenommen. Bezogen auf die Schneegrenze um 1850, die in diesem Gebiet etwa bei 2.800 m lag (LICHTEN-ECKER, 1938), ergibt sich eine Gschnitz-zeitliche Schneegrenze von 2.100–2.000 m. Bei einer Schneegrenze von 2.000 m wäre das Akkumulationsgebiet etwa zweimal so groß wie das Ablationsgebiet. Somit ist es durchaus möglich, dass ein Gletscher während des Gschnitz-Stadials diese Ausdehnung hatte und die Blöcke an ihre heutige Position brachte.

Areal 5: Großsölktal – Kammkarlspitz

Im weiten, gegen Südwesten ausgerichteten Kar, dessen Kamm vom Schafdach (3.214 m) im Osten über den Kammkarlspitz (2.248 m) und weiter nach Norden Richtung Tischfeldspitze (2.286 m) verläuft, ist eine deutliche lithologische Abfolge erkennbar. Generell fallen die Gesteine nach NNE ein, wobei sie um flach gegen WNW einfallende Achsen verfaltet sind. Die liegenden Anteile der Abfolge befinden sich daher im Südwesten und bestehen aus Paragneis, in den ein Zug aus Glimmerschiefer und Amphibolit eingelagert ist, der von südlich des Schafdach-Gipfels über dessen westlichen Grat zieht. Vereinzelt, wie z.B. nördlich des Schafdach-Gipfels, sind auch deformierte, bis zu 2 m mächtige Pegmatitlagen und -boudins im Paragneis anzutreffen. Darüber folgt Granat-Glimmerschiefer, in dessen liegendem Anteil eine wenige Meter mächtige Marmorlage eingelagert ist. Diese lässt sich durch das ganze Kar und im Westen noch darüber hinaus in die steilen Abhänge in das Großsölktal durchgehend verfolgen. Der Marmor ist grau gefärbt, verwittert gelblich und enthält silikatische Verunreinigungen, wobei makroskopisch kein Tremolit identifiziert werden konnte. Weiter im Han-

genden sind im Granat-Glimmerschiefer sehr vereinzelt dünne Amphibolit- und Quarzlitlagen vorhanden. Der Granat-Glimmerschiefer selbst ist zum Teil sehr reich an xenomorphem Granat, der in den einzelnen Lagen immer Granatporphyroblasten in unterschiedlicher Größe von bis zu 5 mm enthält. Muskovit und untergeordnet Biotit sind als einige Zehntelmillimeter große Blättchen vorhanden. Bemerkenswert ist auch das Vorhandensein von bis zu 1 cm langen, säuligen Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith (Aufschluss RS-23-129-218). Diese Pseudomorphosen sind auch im Dünnschliff als Aggregate aus feinschuppigem Hellglimmer ohne interne Vorzugsrichtung zu erkennen. Erst am Grat zum Seifriedtal wechselt die Lithologie wieder zu Paragneis.

Zu welchem Komplex die beschriebene Abfolge gehört, ist ohne weitere Kartierungen nicht eindeutig zu entscheiden. Einerseits erinnert die lithologische Abfolge mit dem diskreten Marmorzug und den Hellglimmer-Pseudomorphosen an jene des Greim-Komplexes. Andererseits folgt sie konkordant und ohne erkennbaren lithologischen Wechsel auf den Pegmatit führenden Paragneis, welcher im Seekar südlich des Schafdachs dem Rappold-Komplex zugerechnet werden muss. Eine Zuordnung zum Rappold-Komplex erscheint daher wahrscheinlicher. Sie bedingt jedoch, dass sich die Deckengrenze zwischen Donnersbach-Decke (aufgebaut aus Greim- und Wölz-Komplex) und Pusterwald-Decke (Rappold-Komplex), die vom Katschtal kommend knapp östlich des Sölkpasses vorbeizieht, auch in den steilen Flanken des Sölktales unterhalb des beschriebenen Kares entlangzieht. Diese Interpretation ergibt sich jedenfalls notwendigerweise, wenn, wie in der GEOFAST-Karte Gröbming (KREUSS, 2021) dargestellt, das Vorhandensein von Wölz-Komplex entlang des Hangfußes östlich der Mautneralm, zutrifft. Als Quelle hierfür wird „Hejl (2009)“ angegeben. Dabei ist zunächst darauf hinzuweisen, dass damit nicht der im Jahr 2009 unter fast identem Titel publizierte Kartierungsbericht von HEJL (2009a) gemeint ist, der sich auf einen anderen Teil des Kartenblattes bezieht. Vielmehr wird auf ein unpubliziertes Archivstück der GeoSphere Austria, bestehend aus Karte und Kartierungsbericht, verwiesen (Hejl, 2009b). Der Text dieses unpublizierten Archivstücks ist als Kartierungsbericht von Hejl (2011) publiziert. In diesem werden im südlichsten Teil des besagten Hangfußes feldspatreiche Granat-Glimmerschiefer und ein Marmorzug beschrieben, welche nach dem Geländebefund heute dem Greim- oder Rappold-Komplex zuzuordnen sind.

Das beschriebene Kar ist nur in den gegen Norden gerichteten Abfällen am Schafdach durch Felswände begrenzt. Überall sonst reichen Almwiesen mit kleinen offenen Schuttflächen bis zum Grat. Die gegen Süden gerichteten Hänge zeigen eine unruhige, gegliederte Morphologie mit einer Hohlform am nordwestlichen Ende. Der einseitig ausgeprägte Kamm, der die Hohlform gegen Nordwesten begrenzt, kann kaum durch Gletschererosion erklärt werden und wird somit als Abrisskante einer in sich gegliederten Massenbewegung interpretiert. Somit stellt sich die Frage, wo sich die Masse, die ursprünglich die Hohlform ausgekleidet hat, befindet. Weitere Abrisskanten befinden sich jeweils 50–100 m unterhalb des Kammes um den Kammkarlspitz. Die erkennbare Auflockerung des Festgesteins ist vermutlich nicht allzu tiefgründig. Der südwestliche Anteil zeigt keinen deutlichen Übergang zu un-

gestörtem Gesteinsverband, allerdings ist dieser Bereich von Grund- und Ablationsmoränenablagerung überlagert. Die unterhalb folgende Felswand, die auf 1.860 m ihren höchsten Punkt erreicht, ist jedenfalls nicht mehr von der Massenbewegung betroffen. Die Felswand selbst scheint durch einen spätglazialen Gletscher geschaffen zu sein, der sich im Kar nordwestlich des Schafdaches entwickelte. Da die Massenbewegung oberhalb der besagten Felswand endet, ist anzunehmen, dass sie kurz nach dem Hochglazial aktiv war und von dem Gletscher (Gschnitz-Stadial?) weitgehend ausgeräumt wurde. Dadurch könnte die fehlende Masse erklärt werden. Der oben beschriebene Marmorzug zieht durch die Massenbewegung und bewirkt ein durch Verkarstung erzeugtes Schluckloch, in dem ein nur zeitweilig fließender Bach verschwindet. Das Wasser tritt erst wieder im Bereich der Moränenablagerungen im Karboden aus.

Areal 6: Sattental

Im oberen Sattental befindet sich nach der GEOFAST-Karte Gröbming (KREUSS, 2021) ein Segment der Deckengrenze zwischen der liegenden Obertal-Decke, die aus dem Riesach-Komplex aufgebaut ist, und der hangenden Donnersbach-Decke, die aus Gesteinen des Wölz-Komplexes besteht. Der Kontakt verläuft laut Karte im Nordwesten über den Kamm zwischen Scheibleck (2.117 m) und Ochsenkarhöhe (1.957 m) und von dort gegen Osten Richtung Talboden bei der Perneralm (1.315 m). Innerhalb des Bereiches, der in der Karte als Obertal-Decke ausgeschieden ist, finden sich die für den Riesach-Komplex typischen Gesteine nur westlich der Lahntalrinne und Langschneerinne. Dabei handelt es sich im Wesentlichen um zum Teil migmatischen Para- und Orthogneis, welche sehr kompetent und wandbildend sind. Östlich davon ist eine weniger kompetente, geringer metamorphe und bunter zusammengesetzte Gesteinsassoziation anzutreffen. Diese beinhaltet hellgrünlich-grauen Glimmerschiefer, quarzitisches Glimmerschiefer und Arkosegneis. Makroskopisch bestehen die Gesteine vor allem aus Serizit, Chlorit, Quarz und Feldspat, wobei die mengenmäßigen Anteile stark schwanken. Die Gesteine brechen plattig, zeigen eine einfache Strukturprägung mit ebenen Schieferungsflächen und einer feinen Krenulation. In der feinkörnigen Matrix finden sich vereinzelt runde, aus polykristallinem Quarz bestehende Aggregate mit bis zu einigen Zentimetern Durchmesser. Diese können als Gerölle interpretiert werden. Ebenfalls vorhandene Quarzmobilisate sind im Gegensatz dazu bis zu mehrere Zentimeter dick, unregelmäßig gangförmig entwickelt und enthalten dunkelbraun gefärbte Nester mit teilweise herausgelöstem Karbonat.

Im Dünnschliff zeigt der Glimmerschiefer eine Matrix aus Hellglimmer, viel Chlorit mit dunkel-graugrüner Interferenzfarbe, feinkörnigem Quarz und Albit. Extrem selten ist Biotit vorhanden, der aber auch teilweise chloritisiert ist. Darin sind Bruchstücke von Alkalifeldspat und polysynthetisch verzwilligtem Plagioklas sowie lithische Fragmente aus Feldspat und/oder Quarz vorhanden. Die chloritreiche Matrix wird von weniger als 1 mm großen, zum Teil idiomorphen Granatporphyroblasten überwachsen. Diese sind randlich und entlang von Rissen, manchmal aber auch vollständig chloritisiert. In Mobilisatlagen aus Quarz und Feldspat sind Putzen aus bräunlich gefärbtem Karbonat zu sehen. Bei ähnlichem Erscheinungsbild zeigt der

quarzitische Glimmerschiefer einen höheren Quarzgehalt und im Arkosegneis dominieren die Feldspatklasten. Bei der Gesteinsassoziation handelt es sich um grünschieferfaziell überprägten Erosionsschutt aus einem von Graniten dominierten Hinterland. Die gut erhaltenen Feldspatklasten sprechen für eine geringe Transportweite. Nach lithologischen Vergleichen handelt es sich bei der beschriebenen Gesteinsassoziation um permische Metasedimente, welche in gleicher Position im Bösenstein-Massiv und in den Seckauer Tauern zu finden sind und dort als „Rannachserie“ bezeichnet werden. Diese Metasedimente stellen wahrscheinlich die sedimentäre Bedeckung des Riesach-Komplexes dar. Ein primär sedimentärer Kontakt konnte auf Grund der Aufschlusssituation bzw. einer tektonischen Überprägung am Kontakt nicht beobachtet werden.

Im Bereich der Forststraße am Westende des Kainachwaldes fallen die permischen Metasedimente mittelsteil (ca. 20°) gegen Norden ein und erreichen eine Mächtigkeit von mehr als 100 m. Hier sind auch zahlreiche Harnische vorhanden die zu einer steilstehenden, ENE–WSW orientierten Seitenverschiebung mit dextralem Versatz gehören (Aufschluss RS-23-128-247 und RS-23-128-248).

Literatur

- GRIESMEIER, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 473–480, Wien.
- GRIESMEIER, G.E.U. (2024): Bericht 2022 über quartärgeologische Aufnahmen im Kleinsölk-°, Satten- und Walchental auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162**, 206–209, Wien.
- GRIESMEIER, G.E.U. & SCHUSTER, R. (2024): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162**, 212–217, Wien.
- GRIESMEIER, G.E.U., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 191–196, Wien.
- HAAS, I., KURZ, W., GALLHOFER, D. & HAUZENBERGER, C. (2021): A U/Pb zircon study on the Schladming Nappe and its implications for the pre-Alpine evolution of the Austroalpine Basement. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **167**, 100, Wien.
- HEJL, E. (2009a): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149**, 538–539, Wien.
- HEJL, E. (2009b): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Unpublizierter Kartierungsbericht, 10 S., 3 Karten, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GeoSphere Austria, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16344-RA/128/2009]
- HEJL, E. (2011): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**, 128–129, Wien.
- KOLLMANN, C. (2014): Cooling and deformation history of Austroalpine crystalline units in the Schladminger Tauern (Eastern Alps/Austria). – Unpublizierte Masterarbeit, Universität Wien, 55 S., Wien.

KOLLMANN, C. & SCHUSTER, R. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 158 Stadl an der Mur. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154/1–4**, 308–310, Wien.

KREUSS, O. (2021): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 128 Gröbming; Stand 2020, Ausgabe: 2021/03. –1 Blatt, Farbplot, Wien.

LICHTECKE, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – In: GÖTZINGER, G. (Ed.): Verhandlungen der 3. Internationalen Quartär-Konferenz, 141–147, Wien.

MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – Inaugural-Dissertation, Universität Zürich. – Physische Geographie, **3**, 216 S., Zürich.

ROCKENSCHAUB, M. (1986): Geologische und geochronologische Untersuchung im Grenzbereich Wölzer Kristallin – Schladminger Kristallin in den nördlichen und östlichen Schladminger Tauern (Steiermark). – Dissertation, Universität Wien, 140 S., Wien.

SCHUSTER, R. & GRIESMEIER, G.E.U. (2024): Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach, 158 Stadl an der Mur und 159 Murau. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162**, 217–223, Wien.

TURNER, A. (1958a): Geologische Karte Stadl-Murau 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

TURNER, A. (1958b): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau. – 106 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2023 über geologische Aufnahmen im Wölz-Komplex und im Ennstal-Komplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die in diesem Jahr durchgeführten Revisionsbegehungen fanden in zwei räumlich getrennten Teilgebieten statt, nämlich nördlich und östlich der Ortschaft Möbna (Gebiet 1) und zu beiden Seiten der Strubschlucht (Gebiet 2), die sich von der Vereinigung des Kleinsölk- und des Großsölkbaches ca. 1,5 km nach Nordwesten erstreckt und gut 100 m in den ehemals spätglazialen Talboden eingeschnitten ist.

Das Gebiet 1 hat eine Fläche von 12 km² und ist wie folgt umgrenzt: Möbna – Hansebner – Plöschmitzbach – Lämmertörköpf (2.046 m) – Möbna – Schwarzkarspitze – Gstemmerscharte – Kleines Bärneck (2.037 m) – Seifrieding – Möbna. Die Begehung dieses Gebiets galt vor allem der flächendeckenden Abgrenzung von Granatglimmerschiefer und granatärmerem, z.T. phyllitischem Glimmerschiefer im Wölz-Komplex. Diese Unterscheidung wurde während der letzten ca. 12 Jahre auskartiert und im Kartenbild dargestellt. Jedoch im Zeitraum von 2005 bis 2010 waren diese Varietäten der Glimmerschiefer unter ein- und derselben Signatur subsummiert worden. Im Hinblick auf ein gut lesbares und lithologisch besser interpretierbares Kartenbild war daher eine teilweise Neubehegung mancher Bereiche des Wölz-Komplexes erforderlich.

Das Gebiet 2 im Bereich des Sölker Marmorsteinbruchs, der Strubschlucht und des Schlossberges von Großsölk hat eine Fläche von ca. 2 km². Hier sollte der Zusammenhang der Marmorzüge und deren Verlauf im Bereich der Schlucht besser erfasst werden.

Präquartäres Grundgebirge von Gebiet 1

Mit dem Gaßeneck (2.111 m) als höchster Erhebung erstreckt sich dieses Gebiet an der orographisch rechten (nordöstlichen) Seite des Großsölkbaches zwischen dem Plöschmitzbach im Norden und dem Seifriedbach im Süden. Die Wasserscheide zum Walchen- und Donnersbachtal bildet die Grenze im Osten. Das Grundgebirge besteht aus Gesteinen des Wölz-Komplexes bzw. der Donnersbach-Decke des Koralm-Wölz-Deckensystems.

Im mengenmäßig dominierenden Glimmerschiefer lassen sich zwei Hauptvarietäten unterscheiden. Es sind dies Granatglimmerschiefer, dessen frische, d.h. weitgehend unalterierte Granate reichlich vorhanden und oft lagenweise angereichert sind. Sie sind häufig über 5 mm, nicht selten bis ca. 8 mm und an wenigen Stellen sogar bis knapp über 2 cm groß und idiomorph ausgebildet. Grobschuppiger Muskovit überwiegt mengenmäßig gegenüber Biotit. Dieser Typus von Granatglimmerschiefer baut den gesamten Höhenzug vom Lämmertörköpf (2.046 m) bis zum Großen Bärneck (2.071 m) sowie die Gipfel des Gaßenecks (2.111 m) und des Tattermanns (2.089 m) auf. Es überwiegt mittelsteiles Nordfallen der Schieferungsflächen.

An den Hängen im Süden und Westen wird der mächtige Granatglimmerschiefer von granatärmerem, augenscheinlich schwächer metamorphem Glimmerschiefer mit z.T. phyllitischem Erscheinungsbild unterlagert. Der Übergang ist jedoch unscharf, da auch innerhalb des phyllitischen Glimmerschiefers geringmächtige Pakete von Granatglimmerschiefer auftreten. Es ergibt sich der Eindruck einer kleinräumigen Verschuppung und/oder eines isoklinalen Faltenbaus innerhalb der Donnersbach-Decke. Der in den Aufnahmeberichten der Vorjahre oft genannte Begriff „phyllonitischer Glimmerschiefer“ sollte meiner Ansicht nach nicht mehr für alle schwächer metamorphen Varietäten der Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes verwendet werden, da die meisten dieser Glimmerschiefer – abgesehen von einem schmalen Streifen entlang der Grenze zur Öblarn-Decke – nicht retrograd aus ehemals stärker metamorphem Granatglimmerschiefer hervorgegangen sind. Es handelt sich größtenteils um Gesteine mit schon primär schwächerer Metamorphose.

Bis ca. 50 m mächtiger Glimmerquarzit mit gneisartiger Textur tritt im Tal des Möbnaarbaches zwischen 1.250 und 1.400 m (alle Angaben in Meter über NN) konkordant innerhalb der vorherrschenden Glimmerschiefer auf. Solcher Quarzit kommt in ähnlicher Position auch im Großsölketal beim Gruber und beim Hansebner vor.

Bemerkenswert sind grobkörniger Amphibolit und Hornblendegneis am Kleinen Bärneck, die als unverwitterte Blöcke auch im Bachbett des Möbnaarbaches in 1.600 m auftreten. Einer dieser über 1 m großen Blöcke enthält bis zu 3 cm lange Hornblenden und bis zu 2 cm große, idiomorphe Granate ohne sichtbare Alteration. Die feinkörnige, nur mäßig geschieferte Grundmasse besteht aus

Hellglimmer und Quarz. Bei stärkerer Schieferung würde man von einem Granat führenden Hornblendegarbenschiefer sprechen.

Marmor ist im Gebiet 1 äußerst selten. Die Marmorlage an der Forststraße 700 m westlich vom Gruber ist nur 30 cm mächtig.

Präquartäres Grundgebirge von Gebiet 2

Die Glimmerschiefer im Umkreis von Großsölk und dem Sölker Marmorsteinbruch sind durchwegs feinschuppig, haben seidig glänzende Schieferungsflächen und relativ wenig Granat. Sie sind offenbar schwächer metamorph als der zuvor erwähnte, grobkörnige Granatglimmerschiefer am Gaßeneck (2.111 m) und im Mößnakar (Gebiet 1). Im Gebiet 2 überwiegt mittelsteiles bis steiles Einfallen der Schieferungsflächen nach NNW bis N.

Die z.T. stark boudinierten Marmorzüge liegen insgesamt annähernd konkordant im Glimmerschiefer, da der Marmor aber stark verfaltet ist, treten innerhalb des Marmors auch abweichende Orientierungen auf. Der nördliche Marmorzug am Hauptgelände des Marmorsteinbruches (882 m) lässt sich durch die Strubschlucht und über den Großsölker Schloßberg bis zum Ortsteil Feista verfolgen. In E-W-Richtung erstreckt sich dieser Marmorzug über eine Länge von fast 3 km. Östlich der Strub-Schlucht besteht sein südlicher Anteil hauptsächlich aus Dolomitmarmor, sein nördlicher Anteil jedoch vorwiegend aus gebändertem Kalkmarmor. Der südliche Marmorzug verläuft von Kollerseben (1.322 m) über den Steinbruch bei Vorderwald in die Schlucht hinunter und endet dort anscheinend. Kleine Marmorlinsen gibt es auch in der Nähe des Zusammenflusses der beiden Sölbäche.

Quartäre Sedimente und Geomorphologie

Der spätglaziale Talgrund des vorderen Sölktales liegt zu beiden Seiten der Strubschlucht in ungefähr 800 bis 840 m. In dieser Höhe treten auch Reste von fluvioglazialen Eisrandsedimenten (mäßig gerundeter Kies mit Steinen und Blöcken) auf. Unterhalb von ca. 800 m erschließt die Strubschlucht jedoch anstehenden Fels. Die gegenwärtig geringe Wasserführung des Sölbaches in der Schlucht ist auf den Bau des Speicherkraftwerkes Sölk der STE-WEAG in den Jahren 1975 bis 1978 zurückzuführen (siehe BECKER, 1981). Da ein Großteil des Wassers der beiden Sölbäche vom Stausee Großsölk über einen Triebwasserstollen dem 232 m tiefer gelegenen Krafthaus Stein zugeführt wird, sind der Abfluss und die Erosionsleistung des Sölbaches in der Schlucht jetzt viel geringer als vor dem Bau des Kraftwerks. Von Interesse sind bis ca. 1 m große, gerundete Blöcke von Orthogneis, die am oberen Ende der Schlucht, beim Zusammenfluss der beiden Sölbäche im Bachbett liegen. Für deren Transport sind hochenergetische hydrodynamische Verhältnisse anzunehmen. Diese haben zur Entstehung der Schlucht geführt.

Literatur

BECKER, L.P. (1981): Die baueologische Aufnahme der Sperrenaufstandsfläche beim Bau der Bogenstaumauer Sölk/Stmk. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **27**, 7–18, Wien.

Blatt 129 Donnersbach

Siehe Bericht zu Blatt 128 Gröbming von GERIT E.U. GRIESMEIER & RALF SCHUSTER.

Blatt 151 Krimml

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von JÜRGEN M. REITNER, MICHAEL LOTTER & BENJAMIN HUET.

Bericht 2023 über die geologische Aufnahme des Profils Trögereck – Stanziwurten auf Blatt 154 Rauris

BENJAMIN HUET, CHIARA KÖLTRINGER & MANFRED LINNER

Einleitung

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme auf Blatt 154 Rauris wurde am 27. Juni 2023 ein Profil zwischen dem Trögereck (2.732 m) und bis 2.600 m Seehöhe am Nordgrat des Stanziwurten (Tauernfenster, Oberes Mölltal, Gemeinde Großkirchheim) aufgenommen und beprobt. Dieses Profil wurde bereits in EXNER & PREY (1964) beschrieben und erlaubt einerseits die lithologischen, strukturgeologischen und metamorphen Merkmale der liegenden Trögereck-Decke und der hangenden Seidlwinkl-Decke zu studieren, und andererseits klare Kartierungskriterien zwischen diesen zwei tektonischen Einheiten des Modereck-Deckensystems zu identifizieren. Die Beprobung fokussierte auf die Trögereck-Decke, da ausführliche Beschreibungen der Seidlwinkl-Decke schon publiziert sind (FRASL, 1958; EXNER & PREY, 1964; FRASL & FRANK, 1964; 1966; FRANK, 1969; PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER, 2011). Für das hier beschriebene Profil wird die lithostratigraphische Nomenklatur von PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER (2011) verwendet. Es wird in den Schlussfolgerungen erklärt, warum eine leicht andere tektonische Nomenklatur verwendet wird.

In diesem Bericht werden die makroskopischen und, wenn vorhanden mikroskopischen, Merkmale aller lithostratigraphischen Einheiten in der Trögereck-Decke und der Seidlwinkl-Decke vom Liegenden in das Hangende beschrieben. Der Bericht ist mit einem ungefähr N–S streichenden Profil illustriert (Nordpunkt: R: 418940, H: 209394; Südpunkt: R: 418884, H: 208198; MGI/Austria GK M31 Koordinatensystem). In dieses Profil hineinprojiziert sind auch die Gesteine am SSE- bzw. SW-Grat des Trögerecks, die unterhalb beziehungsweise oberhalb der topographischen Position des Profils aufgeschlossen sind. Die quartäre Bedeckung wird hier nicht diskutiert.

Die Koordinatenangaben zu den Probepunkten im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

Trögereck-Decke

Im aufgenommenen Profil besteht die Trögereck-Decke aus einem liegenden Anteil mit metamorphen Sedimentgesteinen (Seidlwinkl-, Piffkar- und Brennkogel-Formation ohne stratigraphischen Zusammenhang, siehe unten) und einem hangenden Anteil mit dem Trögereck-Orthogneis. Die Basis der Einheit mit metamorphen Sedimentgesteinen wurde im Zuge der Profilaufnahme nicht erreicht. Die gesamte Mächtigkeit dieser Einheit beträgt mindestens 40 m.

Der Glimmerschiefer der Brennkogel-Formation ist heterogen, quarzreich, grau bis braun, grafitisch, teilweise karbonatisch und zeigt eine unregelmäßige Schieferung. Er enthält typischerweise große Hellglimmerkristalle und bricht grobschuppig. Durch Grafiteneinschlüsse pigmentierte, schwarze Plagioklasblasten, im Durchmesser bis 1 cm, wurden stellenweise beobachtet. Das Vorkommen von Plagioklasblasten ist für die Brennkogel-Formation eher untypisch. Unter dem Mikroskop hat Probe BH/23/07 (R: 342442, H: 5209176) eine sehr markante Foliation, die von einer Wechsellagerung mit Hellglimmer-Chlorit-Grafitbeziehungsweise Quarz-dominierten Lagen definiert ist. Hypidiomorphe Plagioklasblasten sind von dieser Foliation umflossen. Sie führen Einschlüsse von Quarz, Muskovit, Rutil und Grafit, welcher eine überwachsene, teilweise sigmoidal rotierte Schieferung darstellt. Plagioklas ist oft verzwillingt und zusätzlich spröde gebrochen oder dynamisch rekristallisiert. Seine Druckschatten bestehen aus Quarz, Chlorit und selten Hellglimmer. Identifizierte Akzessorien sind Klinozoisit, Rutil und Zirkon.

Die Piffkar-Formation besteht aus Quarzit und Glimmerschiefer. Der Quarzit ist weiß bis hell, dünn- bis dickplattig, glimmerreich und enthält außergewöhnlich große Aggregate (bis 1,5 cm) beziehungsweise Einzelkristalle (bis 1 cm) von Chloritoid. Die größten Chloritoid Einzelkristalle kommen in weißen Quarzmobilisaten vor. Unter dem Mikroskop haben die Proben BH/23/05A und BH/23/05B (R: 342405, H: 5208990) eine Matrix von feinem Quarz und verteiltem Hellglimmer. In dieser Matrix befinden sich prismatischer bis länglicher Klinozoisit und Chloritoid als kleine Einzelkristalle, polykristalline Aggregate mit Quarz oder große, dynamisch rekristallisierte Kristalle. Chlorit ist nur als Überprägungsprodukt von Chloritoid vorhanden. Identifizierte Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Erz (Ilmenit?) sowie Turmalin mit blaugrünem Kern und olivgrünem Rand.

Der Glimmerschiefer ist hellsilbrig, quarzreich, führt grobschuppigen Hellglimmer und enthält bis 1 mm große, runde, rote Granatkristalle. Unter dem Mikroskop zeigt Probe BH/23/06 (R: 342427, H: 5209034) eine Matrix mit wechsellagernden, linsenförmigen Lagen, deren Inhalt entweder von Quarz oder Schichtsilikaten (Hellglimmer, Chlorit und grüner Biotit) dominiert ist. Kleine, elliptische, teilweise skelettförmige Granate treten selten auf. Sekundärer Chlorit wächst als Alterationsprodukt von Granat und in Scherbändern. Identifizierte Akzessorien sind Ilmenit mit Rutilkern, Apatit und Zirkon.

Die Zuordnung der Lithologien zur Piffkar-Formation beruht auf mehreren, mit den bisherigen Beschreibungen übereinstimmenden Merkmalen: helle, teilweise silbrige Farbe und wellige Schieferung; Wechsellagerung von Quarzit und Glimmerschiefer; Vorkommen von Chloritoid und nadeligem Turmalin. Alle Linsen der Piffkar-Formation wurden entlang des SSE-Grats des Trögerecks, 10 bis 20 m unterhalb des Kontakts mit dem Trögereck-Orthogneis gefunden. Die größte Linse, etwa 100 m lang und 10 m mächtig, tritt nördlich der Trögereckhütte in 2.520 bis 2540 m Seehöhe auf. Eine kleinere helle Linse wurde in der

Wand, östlich des Grats oberhalb 2.600 m, aus der Ferne erkundet. Andere Vorkommen leiten sich aus Lesesteinen entlang des Grats ab.

Die Calcit- und Dolomit-Marmore der Seidlwinkl-Formation sind stark mylonitisch, grau beziehungsweise gelb gefärbt und wechsellagern innerhalb kleiner Linsen, bis 2 m mächtig, eng miteinander. Sie treten meist perlschnurartig zwischen dem Trögereck-Orthogneis und der Brennkogel-Formation auf, am SSE-Grat des Trögereck in 2.490 bis 2.640 m Seehöhe. Calcit- und Dolomit-Marmor wurden auch innerhalb der Glimmerschiefer der Brennkogel-Formation gefunden, am SSE-Grat des Trögereck in 2.465 m Seehöhe.

Im Trögereck-Orthogneis wurden zwei Lithologien beobachtet. Der helle Typ ist ein quarz- und hellglimmerreicher, mylonitischer bis ultramylonitischer Orthogneis. Die Foliation ist stark ausgeprägt und weiße Quarzmobilisate sind sehr plattig deformiert. Kalifeldspatklasten erreichen 1 cm Länge und auf der Foliationsfläche sind die Hellglimmerdomänen durch einen markanten hellgrünlichen Schimmer charakterisiert. Es ist zu vermuten, dass die grünliche Farbe des Hellglimmers einer phengitische Zusammensetzung entspricht. Granat wurde nur einmal beobachtet.

Unter dem Mikroskop haben die Proben BH/23/02 (R: 342188, H: 5208798) und BH/23/04 (R: 342337, H: 5208943) eine Matrix mit feinem Quarz, leicht grün pleochroitischem Hellglimmer und untergeordnet Chlorit. In dieser Matrix befinden sich Klaster aus Kalifeldspat und Plagioklas, die meistens in Hellglimmer umgewandelt und auch teilweise dynamisch rekristallisiert sind. Epidot ist reichlich vorhanden und tritt prismatisch bis länglich und (hyp)idiomorph parallel zur Schieferung auf. Er hat oft einen leicht rotbraunen Kern aus Allanit. Akzessorien sind Rutil, Ilmenit mit teilweise mit Rutilkern, Apatit, Allanit, Zirkon, Turmalin und vermutlich Monazit. Probe BH/23/08 (R: 342287, H: 5209561) hat ähnliche Merkmale mit zusätzlichem Granat. Dieser ist klein, teilweise skelettförmig und wird statisch in Chlorit umgewandelt.

Der dunkle Typ des Trögereck-Orthogneises ist ein grauer Hellglimmer- und Biotit führender, mylonitischer bis ultramylonitischer Orthogneis, mit elliptischen, bis zu 2–3 mm langen Plagioklasklaster. Beide Glimmer sind grobkörnig. Aufgrund des hohen Glimmergehalts und der Deformation bricht der Orthogneis plattig bis schiefrig. Unter dem Mikroskop zeigen die Proben BH/23/01 (R: 342188, H: 5208798) und BH/23/03 (R: 342265, H: 5208885) eine Matrix aus leicht grün pleochroitischem Hellglimmer verwachsen mit grünem Biotit sowie Quarz und seltenen isolierten Calcitkristallen. Der Biotitgehalt ist sehr variabel. Plagioklasklaster beziehungsweise -blaster sind rundlich, teilweise verzwilligt und reich an Epidot-, Biotit-, Hellglimmer- und Rutil Einschlüssen. Plagioklaskerne mit sekundär gebildeten feinem Hellglimmer („Serizit“) und Epidot sind vermutlich magmatischen Ursprungs. Identifizierte Akzessorien sind Rutil, Apatit, Titanit und Allanit.

Die zwei Typen von Trögereck-Orthogneis wechsellagern im Zentimeter- bis Dekameter-Maßstab. Auch wenn der helle Typ einem Quarzit oder einem quarzreichen Glimmerschiefer beziehungsweise der dunkle Typ einem Paragneis ähnlich sieht, belegen die Homogenität und die Feldspatporphyroklasten einen magmatischen Ursprung. Kleine Körper von metamorphen Sedimentgesteinen sind

im Trögereck-Orthogneis trotzdem nicht auszuschließen. Beispielsweise befindet sich am SSE-Grat des Trögereck auf 2.680 m Seehöhe ein Aufschluss mit schwarzem sowie hellem Quarzit und dunklem bis schwarzem, karbonatischem Glimmerschiefer innerhalb vom Trögereck-Orthogneis. Derartige Einlagerungen könnten auf isoklinale Faltung und mylonitische Scherung der Falten zurückzuführen sein. Die Mächtigkeit des Trögereck-Orthogneises variiert im aufgenommenen Profil zwischen 40 und 60 m.

Tektonischer Kontakt

Der Kontakt zwischen der Trögereck-Decke und der Seidlwinkl-Decke ist am Grat unmittelbar südlich des Trögereck-Gipfels aufgeschlossen. Dort wird die Grenze zwischen dem Trögereck-Orthogneis und dem Quarzit der Brennkogel-Formation durch einen mylonitischen, weißen, Hellglimmer- und Turmalin führenden Quarzit angezeigt. Dieser wird als Linse aus Quarzit der Piffkar-Formation interpretiert, die tektonisch zwischen den zwei Einheiten eingeklemmt ist. Am Sattel westlich der Trögereckhütte, auf 2.485 m Seehöhe, ist der Kontakt nicht aufgeschlossen, kann aber auf wenige Meter eingengt werden. An beiden Lokalitäten ist der tektonische Kontakt mit einem abnehmenden Deformationsgradienten, innerhalb des Trögereck-Orthogneises in das Hangende, verknüpft.

Es sei angemerkt, dass auf der Sonnblick-Karte (EXNER & PREY, 1962) und dem GEOFAST-Blatt Rauris (GRIESMEIER, 2021) ein kontinuierlicher Zug aus „Kalkglimmerschiefer“ beziehungsweise unreinem Calcit-Marmor am Kontakt südlich des Trögereck-Gipfels und am Sattel westlich der Trögereckhütte dargestellt ist. Diese der Glockner-Decke zugehörige Lithologie konnte bei der Profilaufnahme nicht beobachtet werden.

Seidlwinkl-Decke

Am Nordgrat vom Stanzwurten ist der inverse Schenkel der Seidlwinkl-Liegendfalte besonders gut aufgeschlossen. Dort werden die lithostratigraphischen Einheiten der Hochtor-Gruppe vom Jüngsten, im tektonisch Liegenden, zum Ältesten, im tektonisch Hangenden, beschrieben.

Die Brennkogel-Formation, mit bis 40 m Gesamtmächtigkeit, besteht aus etwa 10 m Glimmerschiefer im unteren, 30 m Quarzit im mittleren und 5 m Glimmerschiefer im oberen Teil. Der Glimmerschiefer ist quarzreich, teilweise grafitisch, teilweise karbonatisch und bricht schuppig ab. Er zeigt oft braune Flecken auf der Schieferungsfläche und führt dünne Quarzitlagen. Der Quarzit ist bankig mit 3 bis 15 cm mächtigen, braunen bis mittelgrauen Bänken, die aber eine feinere Foliation zeigen. Er ist hellglimmerführend, karbonatisch und wegen des Karbonatgehaltes oft porös und gelblich verwitternd. Zwischen den Bänken befinden sich oft feine mm-Lagen aus Glimmerschiefer, mächtigere Lagen sind selten. In diesem Profil sind die Grenzen zwischen Quarzit und Glimmerschiefer eher scharf.

Brennkogel-Formation ist auch südlich des Trögereck-Gipfels aufgeschlossen. Dort besteht sie aus einer diskontinuierlichen Lage von Glimmerschiefer an der Basis, 10 bis 15 m mächtigem Quarzit im Mittelteil und darüber einigen

Metern Glimmerschiefer. Die lithologischen Merkmale sind ähnlich wie am Nordgrat des Stanziwurten und die lithologische Abfolge ist trotz reduzierter Mächtigkeit relativ ähnlich.

Die Schwarzkopf-Formation, ein „Lias“, ist etwa 5–10 m mächtig und besteht aus einer Dezimeter- bis Meter-Wechselagerung aus Quarzit und Glimmerschiefer. Der reine Quarzit ist bankig, weiß bis grau, nicht karbonatisch und verwittert braun. Die Bänke sind 10–20 cm mächtig. Der Glimmerschiefer ist feinkörnig, mittel- bis dunkelgrau und typisch grafitisch. Er führt zahlreiche längliche, bis 5 mm schwarze Kyanitkristalle mit einem hellen, silbrigen, dünnen Saum aus feinem Hellglimmer sowie millimetergroße Chloritoidkristalle. Quarzit und Glimmerschiefer brechen massig und eckig. Die Grenze zur Piffkar-Formation ist unscharf mit einer Wechselagerung von Lithologien beider Formationen innerhalb von ein paar Metern.

Die Piffkar-Formation, ein „Keuper“, ist etwa 20 m mächtig, besteht aus 10–15 m Glimmerschiefer im Liegenden und 10–15 m Quarzit im Hangenden. Der Glimmerschiefer ist sehr hell, silbrig, quarzreich, mit sehr feinen bis 1,5 cm Turmalinnadeln und millimetergroßen, stahlschwarzen Chloritoidkristallen. Eingelagert sind bis 5 cm mächtige Quarzitlagen. Die Schieferung ist wellig und der Fels fühlt sich feucht an. Der Glimmerschiefer zerfällt bröselig und bricht entlang der Schieferung. Der weiße Quarzit ist rein und bankig, mit 10–40 cm mächtigen Bänken, die massig oder fein foliiert sind und eckig brechen.

Die Seidlwinkl-Formation, eine „Trias“, etwa 15 m mächtig und auf der Sonnblick-Karte von EXNER & PREY (1962) und dem GEOFAST Blatt Rauris (GRIESMEIER, 2021) stark übertrieben dargestellt, ist durch eine Wechselagerung aus Dolomit- und Calcit-Marmor vertreten. Der Dolomit-Marmor dominiert insgesamt und der Calcit-Marmoranteil nimmt ins Hangende zu. Der Dolomit-Marmor ist typischerweise gelblich, feinkörnig, führt Hellglimmer auf der Foliationsfläche und fühlt sich fein zuckerförmig an. Er ist bankig, mit 10–40 cm Bänken, die dünn foliiert und mylonitisch sind. Der Calcit-Marmor kommt meistens in Form von 2–10 cm mächtigen Zwischenlagen vor, die weiß bis grau und relativ grobkörnig sind. Außerdem sind weitere Marmortypen, wie mylonitischer, dünnplattiger, grauer Dolomit-Marmor und dunkelgrauer Calcit-Marmor zu beobachten.

Die Wustkogel-Formation, das sogenannte „Permoskyth“, besteht aus Paragneis mit wenig unreinem Quarzit. Beide sind hellgrau bis grünlich und kommen in teilweise stark foliierten Bänken von 2–10 cm Mächtigkeit vor. Charakteristisch sind 2–5 mm große, rund bis elliptische Feldspatklüster und grünliche Hellglimmer mit bis zu 2–3 mm Schuppen in der Foliationsfläche. Die Wustkogel-Formation ist massig, bricht eckig und bildet eine Felswand am Grat zum Gipfel vom Stanziwurten. Aus diesem Grund wurde die obere Grenze der Wustkogel-Formation im Zuge der Profilaufnahme nicht erreicht.

Strukturgeologische Beobachtungen

Im aufgenommenen Profil zeigen die Strukturen eine bemerkenswerte Kohärenz. Das planare Gefüge, Foliation in Orthogneis, Marmor oder Quarzit und Schieferung in Glimmerschiefer, beziehungsweise die Streckungs- und Mine-

rallineation sind in den beiden tektonischen Einheiten mit kleiner Streuung gleich orientiert und weisen einen Mittelwert von 225/21 beziehungsweise 173/15 auf. Das auf dem N–S orientierten geologischen Profil projizierte planare Gefüge hat ein scheinbares Einfallen von 13–21° nach Süden mit einem Mittelwert von 17°.

Beobachtet wurden isoklinale Falten mit Faltenachsen parallel zur Streckungslineation und Achsenflächen parallel zum planaren Gefüge, insbesondere im Quarzit der Brennkogel-Formation. Makroskopische und mikroskopische Schersinnindikatoren, wie C'-Typ Scherbandgefüge, Sigmoid und Deformationsschatten mit monokliner Symmetrie, zeigen eine eindeutige Top-nach-Nord Deformation in der Trögereck-Decke.

Schlussfolgerungen

In der tektonischen Nomenklatur von PESTAL & HELLER-SCHMIDT-ALBER (2011) wird die tektonische Einheit mit dem Trögereck-Orthogneis und den darunterliegenden metamorphen Sedimentgesteinen als Trögereck-Schuppe angesprochen und als ein Element der Seidlwinkl-Decke betrachtet. Im Folgenden wird erklärt, warum unsere Beobachtungen eine andere tektonische Nomenklatur erfordern.

Auszugehen ist davon, dass im Profil Trögereck – Stanziwurten metamorphe Sedimentgesteine der Hochtorn-Gruppe, nämlich die Seidlwinkl-, Piffkar- und Brennkogel-Formation, in beiden tektonischen Einheiten auftreten. In der Seidlwinkl-Decke, deren lithostratigraphische Einheiten definiert sind (PESTAL et al., 2009; SCHMID et al., 2013 und Referenzen darin), zeigen diese metamorphen Sedimentgesteine, trotz der Deformation und der damit verbundenen starken Schwankung der Mächtigkeit, eine kontinuierliche und komplette stratigraphische Abfolge. In der Trögereck-Decke finden sich hingegen die Gesteine der Seidlwinkl- und Piffkar-Formation als metrische bis hektometrische Linsen in einer Matrix aus Glimmerschiefer der Brennkogel-Formation. Dies belegt eine intensive postsedimentäre Deformation.

Der Trögereck-Orthogneis trennt den liegenden Anteil der Trögereck-Decke mit metamorphen Sedimentgesteinen von den metamorphen Sedimentgesteinen der Seidlwinkl-Decke und kommt nicht in der Seidlwinkl-Decke vor. Es gibt damit aus den Lagerungsverhältnissen keinen Hinweis, dass die metamorphen Sedimentgesteine der Trögereck-Decke und der Seidlwinkl-Decke der gleichen tektonischen Einheit angehören.

Die Gelände- und Dünnschliffbeobachtungen zeigen einen Unterschied im Grad der Metamorphose der beiden tektonischen Einheiten. Sowohl die Größe des Chloritoids und des Hellglimmers, als auch die Anwesenheit von Granat in der Piffkar-Formation und im Trögereck-Orthogneis deuten einen höheren Metamorphosegrad in der Trögereck-Decke an. Dieser Unterschied wird im Trögereck-Orthogneis lokal durch Granat beziehungsweise leicht grün pleochroitischen Hellglimmer und Muskovit mit hohem Celdonitanteil sowie regional durch Eklogitvorkommen in der Trögereck-Decke im Diesbachkar (GRIESMEIER, 2021) untermauert. Der Unterschied der metamorphen Entwicklung erfordert eine Gliederung mit der Trögereck-Decke

als eigenständige tektonische Einheit des Modereck-Deckensystems ohne hierarchische Unterordnung zur Seidlwinkl-Decke. Es sei angemerkt, dass Hochdruckmetamorphose in der Seidlwinkl-Decke postuliert wurde (GROSS et al., 2020), unsere Gelände- und Dünnschliffbeobachtungen jedoch keine Hinweise darauf ergaben.

Diese grundlegenden Unterschiede in Deformation und Metamorphosegrad erlauben, zumindest im aufgenommenen Profil, eine gute Unterscheidung der beiden tektonischen Einheiten. Wenn jedoch die Beobachtung der Gesteinsvergesellschaftung eingeschränkt ist, beispielsweise im Bereich ausgeprägter quartärer Bedeckung oder gravitativer Massenbewegungen, sind lithostratigraphische Kriterien allein nicht ausreichend.

Die auf publizierten Karten (EXNER & PREY, 1962; GRIESMEIER, 2021) an der Grenze zwischen Trögereck- und Seidlwinkl-Decke dargestellten Gesteine der Glockner-Decke konnten nicht beobachtet werden. Dies erfordert eine neue Kartierung dieser Deckengrenze auf der gesamten Südwestflanke vom Sandkopf.

Literatur

- EXNER, C. & PREY, S. (1962): Geologische Karte der Sonnblickgruppe 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EXNER, C. & PREY, S. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1:50.000: Die Matreier Zone in der Sadniggruppe. – 170 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FRANK, W. (1969): Geologie der Glocknergruppe. – In: BÜDEL, J. & GLASER, U.: Neue Forschungen im Umkreis der Glocknergruppe, 95–113, München.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **101**, 323–472, Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1964): Exkursion I/2: Mittlere Hohe Tauern (Epi- bis mesozonales Kristallin aus Altkristallin bis Mesozoikum: Petrogenese, Seriengliederung und Tektonik). – Geologischer Führer zu Exkursionen durch die Ostalpen: herausgegeben aus Anlaß der 116. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im September 1964 in Wien von der Geologischen Gesellschaft in Wien, 17–31, Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – In: METZ, R.: Zur Mineralogie und Geologie des Landes Salzburg und der Tauern: Sonderheft zur Jahrestagung 1966 der VFMG in Zell am See, 30–58, VFMG, Heidelberg.
- GRIESMEIER, G. (2021): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – Blatt 154 Rauris: Stand 2021, Ausgabe: 2021/10. – 1 Blatt, Farbplot, Wien.
- GROSS, P., HANDY, M., JOHN, T., PESTAL, G. & PLEUGER, J. (2020): Crustal-Scale Sheath Folding at HP Conditions in an Exhumed Alpine Subduction Zone (Tauern Window, Eastern Alps). – *Tectonics*, **39**, 22, Washington, D.C.
- PESTAL, G. & HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (2011): Bericht 2009 und 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151/1–2**, 142–147, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000: Erläuterungen. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHMID, S.M., SCHARF, A., HANDY, M.R. & ROSENBERG, C.L. (2013). The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): A new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. – *Swiss Journal of Geosciences*, **106/1**, 1–32, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/s00015-013-0123-y>

Blatt 158 Stadl an der Mur

Siehe Bericht zu Blatt 128 Gröbming von GERIT E.U. GRIESMEIER & RALF SCHUSTER.

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 2022 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 westlichen Flanke des Senderstals, von Salfains (2.000 m, alle Angaben in Meter über Adria) im Norden, über Grieskogel (2.158 m), Breitschwemmkogel (2.264 m), Angerbergkopf (2.399 m) und Schaflegerkogel (2.405 m) bis zum Kreuzjöchl (2.300 m) im Süden. Darüber hinaus wurden Übersichtsbegehungen in der Axamer Lizum, im Bereich des Kastengrats, im hinteren Mutterbergtal, im Langental und im Habichtmassiv durchgeführt. Für das Untersuchungsgebiet liegen Kartenunterlagen von EGGLESEDER (2012), BREITFUSS (2016) und NITTEL (2011) vor.

Lithologiebeschreibung

Die Gesteine im untersuchten Gebiet bestehen überwiegend aus Metasedimenten (Paragneis bzw. Glimmerschiefer) mit untergeordneten Einschaltungen von Orthogneis und Amphibolit.

Granat-Staurolith-Sillimanit-Glimmerschiefer

Die dominierende Lithologie im untersuchten Gebiet stellen Glimmerschiefer dar. Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Ms + Bt + Qtz + Pl + St ± Grt ± Tur ± Sil (Fibrolith) ± Ky. Akzessorisch treten Apatit, Epidot, Turmalin (bis 3,5 mm), Titanit, Ilmenit, Rutil und Zirkon auf. Quarzitische Bereiche im Glimmerschiefer verwittern ockerfarben (z.B. Linse nördlich des Angerbergkopfes), ansonsten sind die Glimmerschiefer rostbraun bis grau. Die Glimmerschiefer zeigen eine ausgeprägte Schieferung und eine Wechsellagerung von Glimmer-, Feldspat- und Quarzlagen im mm- bis cm-Bereich. Letztere sind oft boudiniert. Generell zeigen die Glimmerschiefer sowohl mikro- als auch makroskopisch eine starke Verfallung.

Granat und Staurolith werden bis zu mehrere Zentimeter groß. Ersterer zeigt oft einen trüben Kern mit klarem Anwachssaum. Sillimanit tritt in der Regel als Fibrolith auf, kann aber vereinzelt auch mit prismatischem Habitus im Dünnschliff beobachtet werden. Poikiloblastischer Plagioklas überwächst verfaltete Glimmer.

Paragneis

Im Bereich von Salfains und südlich des Kreuzjöchls sind Biotit-Plagioklas-Gneise bis Muskowit-Biotit-Gneise aufgeschlossen, die als Paragneis angesprochen werden. HAMMER (1929) fasst diese Gesteine unter „Biotit-Plagioklas-Gneise, Schiefergneise und Gneisglimmerschiefer“ zusammen.

Lagenweise, teilweise auch graduelle Wechsel von Paragneis und Glimmerschiefer (i.e. Glimmer-dominierte Bereiche zu Feldspat- und Quarz-dominierten Bereichen) erschweren die eindeutige Abgrenzung. Insgesamt ähneln diese Übergänge sedimentären Strukturen und werden daher als primäre Strukturen angesehen (cf. PURTSCHELLER & MPOSKOS, 1971). Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Qtz + Pl + Ms ± Bt ± Chl ± Grt ± St ± Sil (Fibrolith) ± Ky ± Cld. Akzessorisch treten Tur ± Zrn ± Ap ± Ttn ± Rt ± Ilm auf. Bereits makroskopisch lassen sich lokal große poikiloblastisch gewachsene Feldspatknotten beobachten. Im Dünnschliff fällt die starke Serizitisierung der Plagioklasse auf. Idiomorph bis hypidiomorph gewachsener Granat, teilweise von Biotit ersetzt, zeigt Einschlüsse von idiomorphem Staurolith. Teilweise wird er auch von großen Staurolithblasten überwachsen. Im Dünnschliff tritt Sillimanit sowohl als Fibrolith, als auch mit prismatischem Kristallhabitus auf. Kyanit kann ebenfalls beobachtet werden. Dieses Gefüge wird von lepidoblastischem Glimmer – überwiegend Biotit – in Nestern und Aggregaten vorkommend, überwachsen. Generell ist der Anteil an Glimmermineralen und Akzessorien jedoch deutlich geringer als im Glimmerschiefer. Eine schwache retrograde Überprägung ist anhand von chloritisiertem Biotit feststellbar.

Amphibolit

Kleinere Linsen treten untergeordnet im Gesteinsverband auf. Diese ziehen z.B. bei der Salfainsalm E-W streichend über den Grat, bzw. im Süden vom Kreuzjöchl über das Senderstal zum Gamskogel. Der Amphibolit bildet dunkle, massige Gesteinskörper, die wenig bis gar nicht geschiefert sind und dunkelgrün bis grau verwittern. Biotit bildet eine schwache Schieferung aus, während die Bänderung durch Wechsellagerung von Hornblende-Biotit-dominierten Lagen mit Plagioklas-Epidot- und Klinozoisit-dominierten Lagen hervorgerufen wird.

Mineralogisch besteht der Amphibolit aus Hbl + Pl + Grt + Bt + Czo + Cal + Ttn ± Rt ± Ilm ± Ms (Ser) ± Chl. Als Akzessorien treten Ttn ± Rt ± Ilm ± Ep ± Zrn ± Ap auf. Titanit zeigt Rutil- bzw. Ilmeniteinschlüsse.

Das nematoblastische Gefüge ist stark rekristallisiert. Plagioklas zeigt meist eine deutliche Serizitisierung und Saussuritisierung und wächst poikiloblastisch (Feldspatknottenbildung). Die Hornblende ist teilweise mit Aktinolith verwachsen.

Orthogneis

Im Untersuchungsgebiet treten untergeordnet Orthogneislinsen (z.B. am Bergrücken nördlich des Grieskogels) auf, die sich oft aufgrund ihrer helleren Verwitterungsfarbe und einem massigeren Erscheinungsbild von den umgebenden Metasedimenten abheben. Der Orthogneis zeigt lokal kleine Feldspat-Augen, das granitische Gefüge wurde jedoch durch Verfaltung und Deformation stark überprägt, sodass sich die Unterscheidung zum flaserigen Paragneis oft auch schwierig gestalten kann. Der Mineralbestand des Muskovit-Biotit-Granitgneises setzt sich zusammen aus $Qtz + Fsp + Ms + Bt + Ap \pm Zrn + Ep$.

Im Dünnschliff zeigen sich Titanentmischungen im Biotit (Sagenitgitter) und für Kalifeldspäte charakteristische Verzwillingungen (Mikroklingitterung). Plagioklase sind durch polysynthetische Zwillinge und Saussuritisierung gut zu erkennen.

Struktur

Lokal kann anhand von lithologischen Kontakten eine primäre Schieferung (S1) eingemessen werden, die durch nachfolgende Deformationen ereignisse verfault wird. Entlang des Grates konnte sie im nördlichen Bereich meist mit einem mittelsteilen N- bis NE-Einfallen eingemessen werden.

Strukturell betrachtet, befindet sich das kartierte Gebiet am nördlichen Schenkel einer SW-vergenten Synform, deren Faltenachse durch den Gipfel des Schwarzorns verläuft. BREITFUSS (2016) postuliert eine NE-einfallende Faltenachse für die Schwarzornsynform. Anhand der Auswertung der Strukturdaten aus der vorliegenden Kartierung ergibt sich jedoch eine WNW-ESE streichende Faltenachse mit einem flachen Einfallen nach Ost. Dies deckt sich mit dem großräumlichen Kartenbild und mit den Angaben von EGGLSEDER & FÜGENSCHUH (2013) für großmaßstäbliche, präalpine Falten (D2).

Die Hauptschieferung (S2) ist eine penetrative Achsenflächenschieferung zur großmaßstäblichen Verfaltung (S2 sensu BREITFUSS, 2016; D2 bei EGGLSEDER & FÜGENSCHUH, 2013). S2 streicht ca. E-W bis WNW-ESE und zeigt ein mäßiges bis mittelsteiles Einfallen nach NNE (028/32). Im südlichen Bereich des Kartiergebietes ist S2, aufgrund des Umbiegens des Faltschenkels, subhorizontal bis flach SW-fallend.

Faltenbau

Reliktisch erhaltene isoklinale Falten (F1) können lokal in kompetenten Gesteinen wie Amphibolit und Orthogneis beobachtet werden. Es dominieren jedoch E-W bis WNW-ESE streichende, subhorizontale Faltenachsen mit engen bis geschlossenen Öffnungswinkeln (F2), die vor allem im Bereich des Schaflegerkogels deutlich ausgeprägt sind. Die Scharniere sind teilweise top-nach-Nord durchgeschert. Diese Falten werden als Parasitär-falten zur Großstruktur der Schwarzornsynform interpretiert und sind vermutlich für die zwischen NE- und SW-Einfallen schwankenden lithologischen Kontakte (S1) verantwortlich.

Offene, WSW-ENE streichende Faltenachsen und Krenulationsfalten in den Glimmerschiefern werden einer jüngeren, vermutlich alpidischen Überprägung zugeordnet.

Spröduktile Strukturen

SC-Gefüge und SE-einfallende Abschiebungen zeigen überwiegend top-SE-Extension an, die aus dem regionalen Kontext in die Oberkreide eingeordnet werden.

Sprödstrukturen

Zwei Kluffsets (subvertikal N-S und E-W streichend) dominieren das kartierte Gebiet. Beide Orientierungen, jedoch vor allem die N-S streichenden Klüfte sind relevant für Massenbewegungen.

Im Bereich des Schaflegerkogels ziehen SE-fallende sinistrale Seitenverschiebungen über den Grat. SW-NE streichende Seitenverschiebungen wurden von BREITFUSS (2016) als Folge von SSW-NNE Einengung (D4-Phase) interpretiert.

Das „ungünstige“ Zusammentreffen von konjugierten, subvertikalen Kluffscharen, NE-einfallenden Schieferungsflächen, Achsenebenenflächen und SE-fallenden C'-Flächen, die mehrfache tektonische Überprägung unter duktilen, spröduktilen bis spröden Bedingungen und die hohe Teilbeweglichkeit der Glimmerschiefer sind ursächlich für das gehäufte Auftreten von gravitativen Massenbewegungen in Form von Gleit- und Fließprozessen im kartierten Gebiet und darüber hinaus. Diese können große Ausmaße einnehmen und überprägen beide Talflanken.

Quartäre Ablagerungen und gravitative Massenbewegungen

Auf ca. 1.550 m Höhe, im Bereich des Kemater Waldes, am nördlichen Rand des kartierten Gebietes, treten in Eisrandsedimenten innerhalb eines eng begrenzten Gebietes mehr als ein Dutzend kreisförmige Trichter mit Durchmesser von bis zu ca. 8 m auf. In Ermangelung verkarstungsfähiger Gesteine in der näheren Umgebung und aufgrund der Tatsache, dass die Trichter teilweise kleine Auswurfwälle zeigen, werden diese als Bombenkrater aus dem Zweiten Weltkrieg interpretiert.

Ablagerungen des Würm-Hochglazials und der Eiszerfallsphase

Bis in eine Höhenlage von ca. 2.200 m im Gipfelbereich, bzw. knapp darunter, wurden glaziale Ablagerungen des Würm-Hochglazials (last glacial maximum, LGM) angetroffen. Dabei handelt es sich überwiegend um matrixgestützte, siltreiche Diamikte (Dmm) mit abgerundeten Kristallinkomponenten. Die korrekte Ansprache der glazialen Ablagerungen wird oft aufgrund der Überprägung durch Massenbewegungen erschwert. Bereits ab einer Höhe von ca. 2.000 m treten sandige, schwach siltige Ablagerungen mit gerundeten Komponenten auf (GS), die als Eisrandsedimente interpretiert werden. In Bereichen die nicht oder nur wenig von gravitativen Massenbewegungen überprägt wurden (z.B. östlich unterhalb des Grieskogels, 2.158 m), bilden diese zwischen 1.700 und 1.800 m Verflachungen und Hangleisten aus, die mit Eisrandsablagerungen im Bereich der Schmalzgrubenalm auf der Ostflanke

ke des Fotschertals korrelieren. In tieferen Bereichen (ca. 1.200–1.300 m) wurden talauswärts Sand-Kies-Gemische (GSs) mit gerundeten Komponenten an den Talflanken angelagert. Diese Sande und Kiese werden ebenfalls als Eisrandsedimente interpretiert, die sich durch einen höheren Rundungsgrad und eine lokal beobachtete, schwache Gradierung vom höheren Niveau der Eisrandablagerungen abgrenzen.

Ablagerungen des Gschnitz-Stadials

Im Talgrund befinden sich Überreste von Seiten- und Grundmoränenablagerungen des Gschnitz-Stadials, die bereits in REISER (2021) beschrieben wurden. Im hinteren Senderstal sind Seitenmoränenablagerungen und -wälle nur in Bereichen erhalten, die nicht oder nur schwach von gravitativen Massenbewegungen überprägt wurden (z.B. westlich von Kote 2.030 m auf einer Höhe von 1.850 m).

Ablagerungen des Egesen-Stadials

In den höheren Bereichen des Kartiergebietes, z.B. östlich des Schaflegerkogels, sind Moränen des Egesen-Stadials anzutreffen. Diese zeigen eine kleinräumige Vereisung mit kleineren Kargletschern und Eisfeldern an (vgl. KERSCHNER & BERKTOLD, 1981).

Blockgletscherablagerungen

Im Untersuchungsgebiet wurden ausschließlich fossile oder inaktive Blockgletscher angetroffen (vgl. Karte von KERSCHNER & BERKTOLD, 1981). Eine zeitliche Einordnung ist meist nicht möglich, anhand des Bewuchses lässt sich eine subrezente Aktivität ausschließen. Nordöstlich und südöstlich des Breitschwemmkogels, des Angerbergkopfes, des Schaflegerkogels und östlich und westlich des Kreuzjochs liegen Ablagerungen fossiler Blockgletscher vor. Anhand der räumlichen Beziehung zu Egesen-zeitlichen Moränen, lässt sich für einige Blockgletscher (z.B. südöstlich des Breitschwemmkogels, östlich des Schaflegerkogels) eine holozäne Bildung ableiten.

Gravitative Massenbewegungen

Beide Talflanken im Senderstal sind von einer Vielzahl an Massenbewegungen betroffen, wobei besonders das kupierte Gelände der westlichen Talflanke die Überprägung durch Massenbewegungen verdeutlicht. Über den gesamten Bergrücken, von Salfains im Norden bis zum Schaflegerkogel im Süden, ziehen sich Doppelgrate. Anhand von Abrisskanten, Zerrgräben und konvexen Geländeformen mit Nackentälern lassen sich die einzelnen Massenbewegungen bereits im DGM (Hillshade) abgrenzen.

Gestaffelte Sets von Abrisskanten im Gipfelbereich westlich von Salfains zeigen zusammen mit großen antithetischen Brüchen und Zerrgräben im Bereich der Salfainsalm tiefgreifende Hangbewegungen an. Die antithetischen Brüche weisen darauf hin, dass das Festgestein noch im Verband bewegt wird.

Südlich der Salfeinsalm zeigt der Gesteinsinhalt der Massenbewegungskörper meist eine starke Auflockerung, die vermutlich durch die hohe Teilbeweglichkeit der in diesem Bereich anstehenden Glimmerschiefer hervorgerufen wird. Diskrete Gleitflächen sind oft nicht identifizierbar, daher werden die Massenbewegungen als Bereich langsamen Fließens, bzw. als Fließmasse gekennzeichnet. Zwi-

schen dem Gipfel des Grieskogels im Norden und dem Gipfel des Breitschwemmkogels im Süden werden die langsam und tiefgreifend entwickelten Massenbewegungen im Bereich zwischen Kemater Alm und Kaserl von der prä-Gschnitz-zeitlichen Bergsturzablagerung im Talboden (KLEBELSBERG, 1929; KERSCHNER & BERKTOLD, 1981; REISER, 2021) stabilisiert (Funktion als Widerlager durch Aufschüttung der Talsohle) bzw. im Bereich Höhenwald nach Süden abgelenkt. Am Hangfuß, im frontalen Bereich dieser orographisch linksseitigen Massenbewegungen kommt es aufgrund der Versteilung, aufgrund der relativ starken Auflockerung des Felsverbandes und der dort häufig anzutreffenden Lockergesteine (Eisrandablagerungen) oft zur Ausbildung sekundärer Fließmassen.

Im hinteren Senderstal bauen die Massenbewegungen von Breitschwemmkogel und Angerbergkopf deutlich in den Talboden vor und sind daher morphologisch als Talzuschübe zu bezeichnen. Die Massenbewegung östlich des Angerbergkopfes zeigt im oberen Bereich eine sekundäre Massenbewegung mit ausgeprägten Abrisskanten und einer diskreten bruchhafte Umrandung im Anrissgebiet. Zusammen mit einer deutlichen Dislozierung gegenüber dem unbewegten Gebirge wird auf einen basalen Gleithorizont geschlossen und dieser Bereich als Bereich einer Gleitung klassifiziert. Im Fußbereich der Massenbewegungen sind gravitative Kompressionsstrukturen ausgebildet (siehe Diskussion Stauchwall vs. Seitenmoräne in REISER, 2021). Aufgrund der Geometrie der Wallform mit einer gegen den Hang einfallenden Fläche, wird eine Interpretation als antithetischer Bruch bevorzugt. Dies impliziert einen Festgesteinskörper im Untergrund, der jedoch von quartären Ablagerungen maskiert wird. Eine Paragneisrippe, die vom Gipfel des Schaflegerkogels nach Nordosten herabzieht, wäre ein möglicher Kandidat für diesen Hürtling.

Quartäre Ablagerungen in der Axamer Lizum

Im Talbereich der Axamer Lizum wurden Begehungen zur Gliederung der quartären Ablagerungen durchgeführt. Die Abfolge der Ablagerungen zeigt deutliche Parallelen zu den westlichen Paralleltälern (Senderstal, Fotschertal).

Ablagerungen des Würm-Hochglazials und der Eiszerfallsphase

Hochglaziale Grundmoränenablagerung wurde an den Talflanken bis in eine Höhe von ca. knapp unter 2.000 m angetroffen. Diamiktische Ablagerungen mit einem hohen Sandanteil, die teilweise auch Verflachungen ausbilden (z.B. oberhalb der Sunnalm, 2.040 m), werden als hochglaziale Eisrandablagerungen interpretiert. Bereits außerhalb des UTM-Kartenblatts, zwischen 1.200 und 1.400 m entlang des Axamer Baches, sind immer wieder matrixgestützte Kies-Sand-Silt-Ablagerungen (GS bis SSC nach KELLER, 1996) mit Stein- und Blockkomponenten abgeschlossen. Dabei handelt es sich um subgerundete Kristallinkomponenten (meist 25–50 cm, max. 1 m Durchmesser) und subangulare bis subgerundete Dolomitkomponenten (meist 3–10 cm, max. 30 cm Durchmesser) in einer siltig-sandigen, unverfestigten Matrix. Das Verhältnis von Komponenten zu Matrix ist etwa 50:50. In einer Hangleiste bei Kote 1.273 m wurden facettierte Gerölle und gekritzte Dolomitkomponenten angetroffen. Die Sedimente set-

zen nach oben beim Gasthof Adelshof auf einer Höhe von knapp über 1.300 m an und steigen auf ca. 1.500 m im Bereich des Skigebietsparkplatzes an. Anhand von Erosionskanten und Anrissen zeigt sich deutlich, wie das Lockergestein auf beiden Talflanken von kleineren und auch großflächigen Massenbewegungen überprägt wird. Insgesamt werden diese Ablagerungen als Eisrandablagerungen der Eiszerfallsphase interpretiert.

Ablagerungen des Gschnitz-Stadials

Die Schafalm (1.568 m) liegt auf einer deutlichen Wallform, die sich auf der orographisch linken Talseite von ca. 1.500 m bis auf 1.600 m verfolgen lässt. Subangulare bis subgerundete Kristallin- (bis 50 cm Durchmesser) und Karbonatkomponenten (ca. 1–2 cm Durchmesser) sind in einer siltig-sandigen Matrix (Dm/Dc) aufgeschlossen. Am äußeren Rand des Seitenmoränenwalls treten angulare, kleinteilig zerbrochene Glimmerschiefer auf (SCc; Lithofaziescode nach KELLER, 1996), die als Ablagerungen einer großräumigen Hangdeformation nordöstlich des Pleisengipfels interpretiert werden.

Auf der orographisch rechten Talseite, direkt östlich des Parkplatzes des Skigebietes, befindet sich eine Hangleiste mit diamiktischem Material (Dm/Dc). Es handelt sich dabei um subangulare bis subgerundete Dolomit- und Kristallinkomponenten (10–40 cm Durchmesser; sowie einzelne Blöcke bis 1 m Durchmesser) in einer siltig-sandigen Matrix. Diese Hangleiste wird als orographisch rechte Seitenmoräne interpretiert. Lateral angrenzend bzw. in eingeschnittenen Gräben sind gerundete Kiese mit dominantem Karbonatanteil aufgeschlossen, die als Eisrandsedimente interpretiert werden. Aus der Kartierung ist jedoch nicht eindeutig zu klären, ob die Seitenmoränenablagerungen von Eisrandsedimenten hinterfüllt wurden, oder in diese eingedrungen sind. Letztere Interpretation wird an dieser Stelle bevorzugt.

Im oberen Bereich, östlich der Liftgebäude auf 1.620 m, werden die Seitenmoränenablagerungen von einer Fließmasse (SSc) überschüttet, die den Hang unterhalb der Birgitzköpflhütte (2.035 m) bedeckt.

Ablagerungen des Egesen-Stadials

Westlich der Hüttenwand überprägt der Auslauf der Skipiste der Olympia-Damenabfahrt mehrere Wallformen. Diese können morphologisch differenziert werden in i) einen östlich gelegenen Wall, der bei der Anlage der Skipiste abgebaut wurde und der als Endmoräne des Gletschers aus dem Lizumer Kar interpretiert wird; und ii) in eine langgestreckte, dünne Zunge aus der Lizumer Grube, entlang der die Damenabfahrt angelegt wurde. Die Wallformen sind vermutlich dem Egesen-Stadial zuzurechnen. Die großen Schutthalden mit lobenartiger Morphologie im Bereich der Lizumer Grube (deutlich sichtbar, bevor der große Speicherteich gebaut wurde), ebenso im Lizumer Kar, weisen auf eine starke Schuttbedeckung der beiden Gletscher hin. Die karbonatischen Gesteine im Einzugsgebiet und die großen Schuttfächer am Wandfuß des dortigen Abschnitts der Kalkkögel belegen eine hohe Schuttproduktion. Zusammen mit der Nord-Exposition und einem steilen Gradienten lässt sich dadurch auch erklären, warum die Endmoränen, trotz ihrer kleinen Einzugsgebiete (jeweils ca. 0,50–0,6 km²), zwischen 1.600 und 1.700 m liegen.

Gravitative Massenbewegungen

Die Hangflanken der Axamer Lizum werden überwiegend von Glimmerschiefern aufgebaut, daher sind sie, ebenso wie das Senderstal, von kleineren und großen gravitativen Massenbewegungen überprägt. Die ursprüngliche Morphologie wird jedoch stark durch die anthropogene Überprägung mit Lift- und Pistenanlagen verwischt.

Südöstlich unterhalb der Bergstation am Hoadl (2.340 m) befindet sich das Anrissgebiet einer Fließmasse in die Lizumer Grube. Im Bereich der Mittelstation der neu erbauten Umlaufgondel „Hoadlbahn“ zeigen gestaffelte Zerrgräben eine Hangbewegung, die als initialer Bereich eines langsamen Fließens charakterisiert werden kann. Nordöstlich des Pleisen wird die Massenbewegung von einer diskreten Bruchfläche begrenzt, im unteren Bereich läuft sie randlich auf die Seitenmoränenablagerungen bei der Schafalm (siehe oben) auf. Der nördliche Fußbereich zeigt am Axamer Bach sekundäre Anrisse in Eisrandsedimenten.

Nördlich außerhalb des Kartenblattes ist der Rücken ab dem Axamer Kögele (2.097 m) von gestaffelten Zerrgräben charakterisiert. Weiter nördlich, im mittleren Bereich des NE-exponierten Hangs (unterhalb des Schartensteigs), setzen auf ca. 1.450 m Eisrandsedimente ein. An dieser Verflachung reißen mehrere Fließmassen anreißen.

Auf der orographisch rechten Talflanke der Axamer Lizum sind kleinere gravitative Massenbewegungen ausgebildet: unter dem Birgitzköpflift, im Bereich der Skipiste, wird die Gschnitz-zeitliche Seitenmoräne von einer Fließmasse überfahren (siehe Abschnitt „Ablagerungen des Gschnitz-Stadials“). Der Anriss der Fließmasse befindet sich südlich des Birgitzköpflhauses (2.035 m), am Übergang von Kristallingesteinen zu deren permomesozoischer Bedeckung. Der Dolomit in der Anrissnische wird dadurch exponiert und überdeckt als Sturzschutt den oberen Bereich der Fließmasse. Aufgrund der Tatsache, dass der Dolomit an der Basis nicht beobachtet wurde, wird der Sturzprozess als sekundäres Ereignis interpretiert. Entlang des Steiges zum Halsl (1.992 m) befindet sich eine weitere Fließmasse, deren Anrissbereich ebenfalls auf einer Höhe von ca. 2.000 m verortet werden kann.

Literatur

- BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 136 S., Innsbruck.
- EGGLEDER, M. (2012): Präalpine Faltenüberprägungen im Nordosten des Ötztal-Stubai-Kristallins. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck 118 S., Innsbruck.
- EGGLEDER, M. & FÜGENSCHUH, B. (2013): Pre-Alpine fold interference patterns in the north-eastern Ötztal-Stubai-Complex (Tyrol, Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **106**, 63–74, Wien.
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal (5146). – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – *Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik*, **132**, 5–12, Basel.

KERSCHNER, H. & BERKTOLD, E. (1981): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Senderstal, nördliche Stubai Alpen, Tirol. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **17**, 125–134, 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 Schriffklötzchen) 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 Alpinen 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 Fossilschutt. 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 Liegendschinkel 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 Quarzlinen, 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-Aufschiebung

Die tektonische Verdoppelung von Wettersteindolomit und Raibler Tonschiefer am Widdersberg (2.327 m) in der Axamer Lizum wird als „Widdersberg Aufschiebung“ (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-Aufschiebung. 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 Seejochl-Störung abgeschnitten wird. Aufgrund dieser Überschneidungskriterien muss die Widdersberg-Aufschubung folglich älter sein als die oberkretazisch angelegte Seejochl-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 Sendersjochl 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., TROPPEP, 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

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 Schutthalden 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 Allanit, 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 Sulzenaufeners 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 Kartiergebiets eine große Isoklinalfalte abgeleitet werden.

Die zuvor beschriebenen Orogenesen müssen sich wie folgt auf die Geologie im Kartiergebiet ausgewirkt haben. Isoklinal verfaltete Quarzmobilisate, deren Faltenachsen nach Nordost abtauchen, gehören vermutlich zu einem früheren Gebirgsbildungsereignis (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, verfaltete. 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 Anwachssaum 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 Kontakten. 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 Sulzenaufener 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 ¹⁴C-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 Festgesteinspaket um einige Meter en bloc abgeglichen. Der zeitliche Rahmen dieses Ereignisses lässt sich schwer bestimmen.

Hang und Verwitterungsschutt: Durch natürliche Erosion an den Hangflanken abgelagerte Klasten. 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 Schuttmateriale 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 rezente 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 Hangschuttsedimenten bedeckt. Sie kann als sehr überverfestigt und stellenweise aquitard beschrieben werden. Die Korngrößen bewegen sich von sandig/steinig bis hin zu vereinzelt Blöcken. Die Seitenmoränen sind an den Talflanken 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 Sulzenaufeners im innersten des Tals und erstrecken sich fast über die gesamten Talflanken. 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 lagerten 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 Festgesteinsbereichen entsteht so eine Kombination aus Hang- und Moränenschutt, 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 talwärts 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 Parasitärealfalten und dem divergierenden Einfallen der Achsenflächenschieferung in den beiden Faltenchenkeln 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 Profilschur 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: Ötztal. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HOINKES, G., KRAINER, K. & TROPPEL, P. (2021): Ötztaler Alpen, Stubaier Alpen und Texelgruppe. – Sammlung geologischer Führer, **112**, 290 S., Stuttgart.
- HÖRFARTER, C. (2009): Petrographische und mineralchemische Untersuchungen des Ötztal-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 Bewegungsrichtungsindekatoren. 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 (Stubaier 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., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Ecologae Geologicae Helveticae*, **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 km². 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 south-western 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 Großraming (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 Altlenzbach Formation could be subdivided into members, but did not formally define these. EGGER (1995) proposed a formal lectostratotype for the Altlenzbach Formation in the Ahornleitengraben area, located about 15 km southeast of the town Steyr. This profile reveals all four members of the Altlenzbach Formation.

The survey work has revealed outcrops of the Altlenzbach 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 Altlenzbach 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 Altlenzbach Formation (Maastrichtian), which stratigraphically overlies the Röthenbach Subgroup. Outcrops of the Altlenzbach 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 Altlenzbach 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 Altlenzbach 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 km².

The Altlenzbach Formation

Two significant areas attributed to the Altlenzbach Formation *sensu lato* have been identified, located to the north and south of the geomorphological ridge on which the village of Sankt Georgen in der Klaus is situated. This classification is based on a combination of lithological and biostratigraphic criteria, using nannofossil data. 86 samples were collected for biostratigraphic analysis, with approximately 11 % being barren. The samples predominantly feature mixed nannofossil assemblages, including both autochthonous and reworked elements. In many cases, the scarcity of biostratigraphic markers has hindered reliable age determination for these samples. Neighboring samples containing Upper Maastrichtian markers support the hypothesis that the problematic samples are younger than indicated by the recorded, likely reworked, nannofossil assemblages, as previously noted by EGGER (1993, 1995) and EGGER & VAN HUSEN (2011) in other Flysch Zone samples.

Generally, samples from the southern Altlenzbach unit suggest an age ranging from UC15 (Upper Campanian) to UC17 (Lower Maastrichtian). Notably, the absence of Upper Maastrichtian marker species such as *Lithraphidites quadratus*, *Micula murus* and *Micula prinsii* supports this conclusion.

In contrast, samples from the northern Altlenzbach unit predominantly contain the aforementioned markers indicative of the UC20 zone of the Upper Maastrichtian. However, there are also fewer samples categorized as UC18, UC19, and a single sample belonging to the NP9 zone (Thanetian).

Most samples were collected along small creeks, with only a limited number sourced from road cuts and ditches. The outcrops typically consisted of isolated intervals along the creeks, complicating the observation of continuous stratigraphic successions. The primary characteristic of flysch sedimentation in both the northern and southern units consists of alternating marls and sandstone beds featuring incomplete Bouma sequences. The thickness of these marly and sandy beds can range from approximately 30 cm to several meters (> 6 m). This feature is characteristic of the Ahornleiten Member (EGGER, 1995). The ages of the samples from the southern unit align with the description of this member as outlined by EGGER (1995).

Conversely, the facies arrangement of the younger northern unit (UC20 to NP9), while similar to that of the southern unit, does not conform to the description of the time-equivalent Acharting Member as defined by EGGER (1995). The Acharting Member is characterized by an alternation of indurated fine-grained sandstones and siltstones interspersed with soft, dark greyish clayey marls. According to EGGER (1995), the sandstone beds within this member are notably distinct due to their biogenic components, including foraminifera and debris from coralline algae. Given the differing facies arrangement of the northern unit compared to what is expected from the standard profile proposed by EGGER (1995) and from outcrops in adjacent areas dealt with by EGGER & VAN HUSEN (2011), the materials from the northern unit are classified under the Altlenzbach Formation *sensu lato*.

Perneck Formation

Materials associated with the Perneck Formation are seldom found in the easternmost section of the surveyed area, specifically along the forest road leading from Auerbauern-Siedlung to the Schachen farmhouse. An additional outcrop is located 175 m southwest of the first. These outcrops consist of unconsolidated reddish pelite.

No samples were collected at this location. According to existing literature (e.g., EGGER & VAN HUSEN, 2011), this unit is dated to the Upper Campanian and is characterized by the presence of the nannofossil *Uniplanarius trifidus*.

Röthenbach Subgroup (“Zementmergelserie”)

The Röthenbach Subgroup (EGGER & SCHWERD, 2008) represents the lithostratigraphic formalization of the “Zementmergelserie”. Unfortunately, well-exposed outcrops of this unit were not observed in the surveyed area. The identification of this unit is based on three key criteria:

1. **Geomorphology:** Clear geomorphological features, particularly evident through laser scanning, indicate a lithological control of the relief, manifested as a prominent ridge trending approximately west–east.
2. **Lesesteine:** The presence of Lesesteine composed of indurated marly limestone with calcite veins.
3. **Biostratigraphy:** Biostratigraphic assessment based on nannofossils extracted from grey marly limestones often yielding *Chondrites intricatus*. The nannofossil assemblages are typically characterized by taxa such as *Eiffellithus parallelus*, *Uniplanarius trifidus*, *Ceratolithoides aculeus*, *Reinhardtites levis*, *Lithastrinus quadricuspidis*, *Broinsonia parca constricta*, and *Tranolithus orionatus*.

This ridge extends over 4 km from the Ybbs River to the Treffling Creek, where it gradually diminishes.

Currently, there are no exposed outcrops delineating the boundary between this ridge and the southern or northern units of the Altlenzbach Formation *sensu lato*. The interpolated boundary has been inferred based on the distribution of Lesesteine, with the assumption that the calcareous coarse sandstones belong to the Altlenzbach Formation. Large blocks of marly limestone containing *Nereites irregularis* and *Chondrites* *issp.* can be found at the easternmost edge of Sankt Georgen in der Klaus, likely resulting from excavation activities related to house construction. This facies is typical of the “Zementmergelserie”. West of the intersection between the road to Sankt Georgen in der Klaus and the road leading to the hamlet of Baumgarten, numerous Lesesteine composed of indurated marly limestone appear as man-made stone piles, scattered down to the Treffling Creek.

Quaternary terraces

Fluvial sediments and associated terraces are exposed north and south of the village of Au, right east of the road from Au to Böhlerwerk. Outcrops along a west–east cross-section can be observed along the cliffs carved by the creek immediately south of Au, close to the Ybbs river. These materials are composed of thick (~ 2 m) stacked banks of conglomerate made up of cemented, rounded limestone clasts. The relative topographic position of these outcrops with respect to the Ybbs river suggests that these terraces belong to the Würm glaciation.

Landslides

Several examples of landslides (the majority of which can be referred to be of translational-rotational type) can be identified in the surveyed area. The small examples display an elongated irregular outline and vary in length roughly from 100 to 200 m. They are characterized, in general, by a main scarp, which is followed downslope by numerous lobes each of which is in the scale of a few meters in length. The largest landslide, with an area of ~ 0,628 km², occurs just north of the ridge of Sankt Georgen in der Klaus. The scarp of this landslide is roughly C-shaped with the concavity facing to the north. The southwest–north-east extension of this landform is 1.4 km. The northern limit coincides with the creek running towards the village of Au.

References

- EGGER, H. (1993): Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? – frühes Campan) in der Rhenodanubischen Flyschzone (Ostalpen) östlich des Inn. – *Zitteliana, Reihe B*, **20**, 59–70, München.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlenzbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen*, **196**, 69–91, Stuttgart.
- EGGER, H. & SCHWERD, K. (2008): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). – *Cretaceous Research*, **29/3**, 405–416, London.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (Red.) (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Grossraming. – 119 pp., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHNABEL, W. (1992): New data on the flysch zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the flysch zone of the Carpathians. – *Cretaceous Research*, **13/5–6**, 405–419, London.
- SCHNABEL, W. (Koord.), FUCHS, G., MATURA, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S., KREINMAYR, H.-G., EGGER, J., BRYDA G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A. & WESSELY G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – 2 Ktn., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2024 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Kritzensdorf auf Blatt NM 33-12-19 Tulln an der Donau

DIEGO A. GARCÍA-RAMOS

The surveyed area is situated west of the Kritzensdorf Nord railway station in the district of Tulln (Lower Austria). It is bounded to the north by a forest road south of Hundsberg, which connects the villages of Hadersfeld and Kritzensdorf. The Weißer Hof marks the southwestern corner of the area, while the southern border is delineated by the forest road linking Weißer Hof and Kritzensdorf. The Waldandacht area

lies immediately north of this road. The eastern edge of the surveyed area is heavily urbanized, yet one of the largest outcrops of the Altlenzbach Formation can be found on the cliffs adjacent to the Kritzensdorf Nord railway station.

This study area belongs to the Greifenstein Group of the Rhenodanubian Flysch nappe system and is located at the easternmost corner of the Wienerwald (EGGER, 2013; EGGER & WESSELY, 2014). Three lithological units trending approximately SW–NE have been identified from northwest to southeast: the Greifenstein Formation, the Irenental Formation and the Altlenzbach Formation.

Altlenzbach Formation

The Altlenzbach Formation is present in the southern half of the study area, primarily south of the creek that delineates the northern boundary of the Weißer Hof hill, which flows eastward towards Kritzensdorf. Much of the area attributed to the Altlenzbach Formation has been identified based on Lesesteine, with only a few notable outcrops. The most significant outcrops are located near the cliffs adjacent to the Kritzensdorf Nord railway station.

At this latter locality, the stratigraphic succession is characterized by thick beds (1.5 to 2 m) of amalgamated, fine-grained, homogeneous calcareous sandstones, with a dip orientation of 146/57°. Crude parallel lamination is occasionally observed, and some beds thin out before merging laterally with the main bed. These primary beds are interbedded with thin layers (approximately 2–5 cm thick) of dark clay, which do not react with a 10 % HCl solution. All pelite samples examined were devoid of nannofossils.

Approximately 200 m southwest of the Kritzensdorf Nord railway station, there are well-exposed variegated marls in shades of beige, dark grey, bluish, and dark brown, arranged in thin beds (around 5 cm thick). Interspersed within these marls are several sandstone layers (approximately 35 cm thick). Evidence of slumping and syndimentary faulting, occurring at scales of about 30 cm, is common throughout this section. The marls exhibit trace fossils, with *Chondrites intricatus* being the most dominant.

Nannofossil analysis from this formation indicates an association consistent with zone NP8. This is supported by the prevalent occurrence of *Discoaster mohleri*, *Heliolithus riodelii*, and the absence of *Discoaster nobilis*. Other notable species within this association include *Toweius eminens*, *Heliolithus kleinpellii*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Calciosolenia aperta*, *Zeugrhabdotus sigmoides*, and *Prinsius martinii*. The presence of *Discoaster multiradiatus* suggests proximity to the base of zone NP9; however, this is inconsistent with the absence of *D. nobilis*. This pattern may indicate an early occurrence of *D. multiradiatus* prior to its widespread presence.

Additionally, approximately 1 km southwest of the Kritzensdorf Nord railway station, there are outcrops predominantly composed of marly sediments interspersed with thin sandstone layers (about 3–4 cm thick) exhibiting ripple marks. While most samples analysed for nannofossil content were barren, one sample indicated an Upper Maastriachian age (biozone UC20a), based on the identification of *Lithraphidites quadratus*. Other species in this association include *Lithraphidites praequadratus*, *Cribracorona gallica*, *Ceratolitho-*

ides aculeus, *Eiffellithus parallelus*, and *Arkhangelskiella cymbiformis* among many others. Some authors suggest that the presence of *C. gallica* indicates an UC20b age as an alternative marker to *Micula murus*.

The predominance of marls over sandstone banks is characteristic of the Acharting Member and aligns with an Upper Maastrichtian–Thanetian age (EGGER, 1995). Notably, in the southeastern corner of the surveyed area, Lesesteine consisting of polymict microconglomerate (primarily quartz along with other clasts including mica schist) are commonly found. While most clasts are angular in shape, some rounded clasts are also present. These rounded clasts provide evidence of transport processes typically associated with river or beach environments.

Greifenstein Formation

With the exception of five old quarries, the entire surface attributed to the Greifenstein Formation has been determined based on Lesesteine. A key diagnostic feature of the typical lithofacies of this formation is its lack of carbonate content in the sandstones. This unit predominantly occurs in the northern half of the surveyed area, relatively close to its type locality at the Strombauamt quarry, located between Greifenstein and Höflein (HÖSCH, 1985).

The stratigraphic and sedimentological characteristics of this unit are best observed in an old quarry approximately 700 m southeast of Hundsberg, which intersects the 300 m a.s.l. contour line. Within this quarry, notable features include a surface of approximately 3 m² representing the base of a turbidite (dip orientation 138/64°) with flute marks indicating paleocurrents flowing southeastward.

The southern margin of the quarry reveals an amalgamation of siliciclastic turbidites, showing horizons Ta, Tb, Tc, and Te arranged in asymmetric cycles. This sequence is truncated at the top by a new turbidite bed consisting of a thick Ta unit (2 m), characterized by a type IIb traction carpet at its base, followed by crudely stratified layers of rip-up mud clasts. These two intervals constitute the first 40 cm of the bed, which then transitions from microconglomerate in the basal fourth to coarse sandstone at the top.

The quarry is unique among Greifenstein Formation outcrops in the investigated area for containing pelitic sediments, which appear as thin (1–3 cm) interbeds (horizons Te) between fine-grained sandstone beds (10–30 cm thick), exhibiting either parallel lamination (horizons Tb) or climbing ripples (horizons Tc). Unfortunately, smear slides prepared from these pelitic samples revealed the absence of nanofossils.

The knowledge regarding the age of the Greifenstein Formation is primarily derived from literature. The association of larger benthic foraminifera studied by PAPP (1962) at the Strombauamt quarry suggests that sedimentation occurred during the Ypresian (Lower Eocene). Specifically, PAPP (1962) identified an “early Cuisian” age, corresponding to Shallow Benthic Zone SBZ-10, which aligns with NP12 nannoplankton zone. However, according to EGGER & ĆORIĆ (2017), the Greifenstein Formation correlates with nanofossil biozones NP10 and NP11.

Irenental Formation

The Irenental Formation was introduced by SCHNABEL (1997) in the GK58 Baden map sheet. However, it has never been formally defined, nor has a type section been designated, and the boundaries of this unit remain unspecified. Consequently, this formation is considered invalid (PILLER, 2022). In this report, I will therefore use the term “Irenental Formation” informally.

The Irenental Formation occurs adjacent to the southern margin of the Greifenstein Formation throughout its extent within the surveyed area, forming a relatively narrow band oriented SW–NE. It is characterized by greenish and grey marls and calcareous sandstones arranged in beds approximately 0.2 to 2 m thick. Lithologically, this formation is challenging to distinguish from marl-dominated intervals of the Ahtlengbach Formation (e.g., the Acharting Member (EGGER, 1995), which is similarly characterized by marls and calcareous sandstones), particularly when only small, disconnected outcrops or Lesesteine are available for examination. The author recognized that these sediments did not belong to the Ahtlengbach Formation only after analyzing the calcareous nanofossil content of five samples collected along a transect of about 2 km. The analysis revealed an Upper Ypresian age (biozone NP13) based on the abundant presence of *Discoaster lodoensis*, and *Reticulofenestra dictyoda*, along with the absence of *Tribrachiatulus orthostylus*. Additionally, the frequent occurrence of *Blackites praeinflatus* suggests an Upper Ypresian age. This latter species was only recently described and is currently known from a single locality in Belgium, where it was found at the Ypresian/Lutetian boundary. However, it cannot be ruled out that the samples from Kritzendorf may indicate that the first known occurrence of this species happened during zone NP13.

An outcrop displaying a direct contact between the Irenental and Greifenstein formations could not be located. The approximate contact represented on the map has been inferred from the distribution of Lesesteine along a SW–NE transect.

According to FAUPL (1996), the age of this unit corresponds to zones NP12 to NP13 (Eocene, Ypresian). The earliest description of this unit known to the author is from SCHNABEL (1988: 414), who provided a geological mapping report for GK58 Baden. Although Schnabel did not specifically use the term “Irenental”, he noted that this formation overlies the Greifenstein Formation and is characterized by green, occasionally red, massive marls with only a few thin layers of calcareous sandstone. The formation is particularly well exposed on the western side of the valley between Riedanleiten and Troppberg, near the village of Irenental, just northeast of Pressbaum. Based on nanofossil evidence available back then, the stratigraphic age of this unit was then determined as Lower Eocene (NP12). SCHNABEL (1988) also indicated that the unit may correspond to the “Oberen Coccolithenschiefern” of HEKEL (1968).

Löss

Löss outcrops are abundant, forming impressive cliffs that can reach heights of 5 to 6 m, particularly evident in road cuts. The sediment is primarily silt-sized, typically exhibiting a beige coloration, and demonstrates a vigorous reac-

tion to a 10 % HCl solution, which serves as a key diagnostic criterion. A notable characteristic of these outcrops is the frequent presence of terrestrial gastropods embedded within the sediment. These outcrops are predominantly located along the northern margin of the creek north of Weißer Hof, which flows eastward toward Kritzendorf. The first occurrences can be found approximately 900 m north-east of Weißer Hof, and they extend continuously for about 1 km along a band immediately west of the road connecting Kritzendorf and Höflein an der Donau.

Tectonic Measurements

In the study area, only a limited number of localities were suitable for measuring the strike and dip of strata. The measurements indicate a folded structure occurring in the centre of the study area with an axis oriented approximately N80° E, as determined from plotted great circles. The fold plunges at an angle of about 60°.

Mass Movements

Laser scan maps reveal three prominent escarpments located approximately 600 m southwest of the Kritzendorf Nord railway station, which can be attributed to small translational-rotational landslides. These escarpments are situated on a heavily vegetated private property that remains inaccessible. The central escarpment measures approximately 85 x 63 square meters. The wall marking the southern edge of the street exhibits varying degrees of displacement and tilting on the order of several centimetres, suggesting that the mass movement may still be active.

References

- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlenzbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen*, **196**, 69–91, Stuttgart.
- EGGER, H. (2013): Neue stratigrafische Ergebnisse aus dem Kahlenberg-Gebiet und ihre Bedeutung für die Interpretation des Deckenbaus im Wienerwald. – Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 167–174, Wien.
- EGGER, H. & ČORIĆ, S. (2017): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 56 St. Pölten. – 168 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & WESSELY, G. (2014): Wienerwald. Geologie, Stratigraphie, Landschaft und Excursionen. – Sammlung Geologischer Führer, **59**, X + 202 pp., Stuttgart.
- FAUPL, P. (1996): Exkursion A2: Tiefwassersedimente und tektonischer Bau der Flyschzone des Wienerwaldes – Exkursionsführer Sediment'96, 11. Sedimentologentreffen, Wien, 1996. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **33**, 32 pp., Wien.
- HEKEL, H. (1968): Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisambergzug). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **111**, 293–338, Wien.
- HÖSCH, K. (1985): Zur lithofaziellen Entwicklung der Greifensteiner Schichten in der Flyschzone des Wienerwaldes. – Unpublished PhD thesis, Universität Wien, 250 pp., Wien.
- PAPP, A. (1962): Die Nummulitenfaunen vom Michlberg (Waschbergzone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1962**, 281–290, Wien.
- PILLER, W.E. (2022): Irenental-Formation (Greifenstein-Gruppe). – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of Austria: Cenozoic Era(them)*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **76**, 357 pp., Wien.
- SCHNABEL, W. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Wienerwaldflysch (Greifensteiner Decke) auf Blatt 58 Baden. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **131/3**, 413–414, Wien.
- SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 58 Baden. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch für Geowissenschaften der GeoSphere Austria](#)

Jahr/Year: 2024

Band/Volume: [1](#)

Autor(en)/Author(s): diverse

Artikel/Article: [Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:25:000 / 1:50.000 in den Jahren 2016–2024 129-185](#)