

MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan Shelf: examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (Eds.): Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92**, 61–77, Wien.

MOSER, M., PAVLIK, W. & OTTNER, F. (2013–2014): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 48 Vöcklabruck. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

OTTNER, F. (1990): Zur Geologie der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen im Bereich des Warschenecks (O.Ö.). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **36**, 101–145, Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen – Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX + 449 S., Wien.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2: Außerzentralalpiner Anteil. – 710, Wien.

## Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

### **Bericht 2015–2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Subpenninikum und Penninikum auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger**

CHRISTOPH IGLSEDER & BENJAMIN HUET

#### **Einleitung**

Im Zuge der Neukartierung des Kartenblattes GK121 Neukirchen am Großvenediger wurde in den Jahren 2015 bis 2019 der Anteil der subpenninischen und penninischen Einheiten des nordwestlichen Tauernfensters aufgenommen und neukartiert.

Dieser Bericht präsentiert die Kartierungsergebnisse der zwei Teilgebiete, welche in der äußersten Südost- (Kartierungsgebiet Habach) und Südwestecke (Kartierungsgebiet Königsleiten) des Kartenblattes liegen. Es wird zuerst die Festgesteinsgeologie vom Liegenden zum Hangenden beschrieben, dann auf strukturgeologische Beobachtungen bzw. die tektonischen Lagerungsverhältnisse eingegangen. Anschließend werden die quartären Ablagerungen sowie geomorphologische Phänomene behandelt. Neue, im Rahmen der begleitenden Grundlagenforschung gewonnene analytische Daten und Neuinterpretationen werden am Ende dieses Berichtes erläutert.

Die kartierten Gebiete sind flächenmäßig klein (ca. 6,5 km<sup>2</sup>), ihre Bearbeitung war jedoch durch die geologische Mannigfaltigkeit und bislang teilweise fehlende Basisnomenklatur für lithostratigrafische und tektonische Einheiten im nordwestlichen Tauernfenster eine interessante Herausforderung.

#### **Kartierungsgebiet Habach**

Das Kartierungsgebiet Habach (Südostecke des Kartenblattes 121, ca. 2,5 km<sup>2</sup>) befindet sich südlich des Salzachtales, am Ausgang des Habachtales, zwischen den Ortschaften Kohlhäusl, Schönbach und Haus im Westen bzw. den Ortschaften Habach und Einöden im Osten. Die Aufschlussverhältnisse mit anstehendem Fels sind aufgrund der quartären Bedeckung mit Talalluvionen,

Schwemmkegeln, Eisrandablagerungen und Grundmoräne spärlich. Am Hang südöstlich der Ortschaft Habach wurden trotz großflächiger Bedeckung mit Eisrandablagerungen und Grundmoräne entlang von Forststraßen und Wegen gute Aufschlüsse gefunden.

#### **Peitingalm-Komplex**

Das Kartierungsgebiet Habach wird gänzlich von Gesteinen des Peitingalm-Komplexes (PESTAL, 2015) aufgebaut. Im Liegenden ist hellgrauer, meist massiger Orthogneis aufgeschlossen. Dabei handelt es sich um ein Biotit und Muskovit führendes, quarz-feldspatreiches, teilweise mylonitisches Gestein mit bis zu 5 mm großem Feldspat, vorwiegend aber Plagioklas-Porphyrklasten. Auffallend ist das teils gehäufte Auftreten von schieferungsparallelen und verfalteten Lagen von Quarzmobilisat. Manchmal ist chloritreicher, feinkörniger Glimmerschiefer in Wechselagerung zu beobachten. Das Hangende wird von teils karbonatischem und phyllitischem Glimmerschiefer, mit untergeordnet Metaarkose- und unreinen Quarzitlagen aufgebaut. Meist sind diese feinkörnigen Gesteine grünlich im Erscheinungsbild, deutlich geschiefert, hellglimmerreich und führen Chlorit. In den karbonatischen Bereichen sind Lagen von unreinem Kalzitmarmor im Zentimeterbereich beobachtbar. Zu erwähnen ist, dass die auf den Nachbarblättern GK122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003) und GK151 Krimml (KARL & SCHMIDEGG, 1979) beschriebenen, dunklen „Habachphyllite“ sowie Chlorit-Epidotgneise im Arbeitsgebiet nicht gefunden wurden.

Die teils mylonitischen Schieferungsflächen der Gesteine des Peitingalm-Komplexes fallen in den liegenden Bereichen steil Richtung Nordosten, in den hangenden Bereichen meist mittelsteil bis steil in nördliche Richtungen ein. Die Gesteine sind stark verfaultet und durch enge, mehr oder weniger E–W streichende Faltenachsen, mit mittelsteil bis steil nach NNE und SSE einfallenden Achsenflächen charakterisierbar. Tektonisch werden die Gesteine des Peitingalm-Komplexes der Habach-Decke des Venediger-Deckensystems im Subpenninikum zugeordnet (modifiziert nach PESTAL, 2015).

## Quartäre Ablagerungen (Habach)

Im Zuge der Aufnahme wurde versucht, die Grenze zwischen Eisrandablagerung am Hangfuß und Grundmoräne am Hang abzutrennen. Dabei wurde zwischen mehr schluff- und oft feinsandbetonter Grundmoräne und mehr sand-kiesbetontem Sediment der Eisrandablagerungen unterschieden. Durch die Lage des Kartierungsgebietes nahe dem Talboden wurde häufig eine Vermischung mit angularem bis gerundetem Lokalschutt (Orthogneis, Glimmerschiefer, Quarzit) beobachtet. Auffallend ist das gehäufte Vorkommen von meist mehreren Kubikdezimeter großen erratischen Blöcken von Zentralgneis vom Hangfuß bis in die Hanglagen. Große Areale werden von teils mächtigen Schwemmfächern, Schwemm- und Murkegeln des Aschbaches, Schönbaches und Habaches eingenommen, welche Fluss-, Auen- und Überschwemmungsablagerungen des Salzachtales bedecken und überlagern.

## Kartierungsgebiet Königsleiten

Das Kartierungsgebiet Königsleiten (Südwestecke des Kartenblattes 121, ca. 4 km<sup>2</sup>) befindet sich westlich der Salzach und südlich des Gipfels Königsleiten (2.315 m). Es umfasst von West nach Ost die Larmachalm, den Larmerbach, die Leitenalm, die Bruckeckalm, das Edelweißhaus sowie den Nordteil vom Almdorf Königsleiten bis zur Salzachbrücke (1.436 m). Aufschlussverhältnisse mit anstehendem Fels sind entlang von Bacheinschnitten (z.B. Larmerbach) und Bergrücken vorhanden, nur südwestlich des Gipfels Königsleiten sowie südwestlich des Salzachtales sind größere Areale durch Grundmoräne und Moränenstreu bedeckt. Der südliche Bereich des Kartierungsgebietes wird vorwiegend von Einheiten des Subpenninikums und Penninikums im nordwestlichen Tauernfenster aufgebaut, während im nördlichen Bereich des Kartierungsgebietes ausschließlich Gesteine des Oberostalpins auftreten.

## Wustkogel-Formation

Die liegendste Einheit im Kartierungsgebiet Königsleiten wird von Gesteinen der Wustkogel-Formation (PESTAL et al., 2009; PESTAL, 2015 und Referenzen darin) gebildet. Diese formen einen ca. 3,5 km langen und 150–500 m breiten Körper, der aus Metarhyolith, unreinem Quarzit sowie untergeordnet Metatuffbrekzie besteht. Die Gesteine variieren abhängig vom Deformationsgrad in ihrem Aussehen und Mineralbestand. Die weißlich-grau-grünlichen, selten rötlichen, rhyolithischen Gesteine haben eine gut ausgebildete mylonitische Schieferung. Meist sind sie verfaultet und zeigen eine, sich im Zehnermeterbereich ändernde Wechsellagerung von quarz-feldspatreichen, oft porphyroklastischen Partien mit gut geschieferten, chloritreichen, eisenhydroxid-hellglimmerreichen Bereichen. Deutlich ist anhand von Quarz- und Feldspat-Porphyroklasten die porphyrische vulkanische Textur der Gesteine erkennbar. Die Porphyroklasten zeigen manchmal grünliche bis rosa Färbung und sind in Millimeter- bis Zentimetergröße ausgebildet. Im Bereich des Larmerbaches wurden bis zu 7 cm große, mylonitisch überprägte Quarzkomponenten beobachtet. Häufig ist das Auftreten von schieferungsparallelen Quarzmobilisatlagen, sowie Quarzadern, die sowohl normal zur mylonitischen Streckungslineation, als auch ent-

lang von Achsenflächen ausgeprägt sind. Am Oberlauf des Baches, nordwestlich vom Almdorf Königsleiten, konnte ein Gestein mit bis zu 8 cm großen, eckigen, violett-grünlichen Schiefer- sowie Quarz-Komponenten aufgefunden werden, welches als Metatuffbrekzie interpretiert wird. Am Forstweg zum Gasthof Larmachalm und entlang des Larmerbaches ist das Vorkommen von weißlich-grau-grünlichem, serizitreichem, manchmal rötlich-orangem, eisenhydroxidreichem, unreinem Quarzit beobachtbar. Auch dieser ist, vergleichbar dem grobkörnigen Metarhyolith, mylonitisch überprägt sowie stark verfaultet und führt meist Quarzporphyroklasten in Millimetergröße. Auffallend sind Einschaltungen von dezimetermächtigem Serizit-Phyllit- und rötlich-violetten Tonschieferlagen in den hangenden Bereichen der Einheit, welche auf eine tektonische Verschuppung mit Gesteinen der Bündnerschiefer-Gruppe zurückführbar sein könnten.

Charakteristisch für die Gesteine der Wustkogel-Formation ist ein Einfallen der mylonitischen Schieferungsflächen meist flach bis mittelsteil Richtung N(N)E und ein großräumiger Faltenbau. Eine erste Falten-Generation wird von duktilen Isoklinalfalten mit (W)NW–(E)SE streichenden, meist mittelsteil nach (W)NW abtauchenden Faltenachsen und nach NE-Richtungen einfallenden Achsenflächen gebildet. Diese wird von spröde-duktilen, meist offenen Kinkfalten, mit ca. N–S streichenden Faltenachsen und steil nach Südosten und Nordwesten einfallenden Achsenflächen überprägt. Dabei entstandene Falteninterferenzmuster konnten als „Type 1“ (GRASEMANN et al., 2004) interpretiert werden. Sowohl an der Nordgrenze als auch an der überkippten Südgrenze ist das Auftreten von bis zu 30 m mächtigen Kataklasthorizonten beobachtbar (Larmerbach, Graben der Larmachalm, Bach nordwestlich Almdorf Königsleiten). Diesen kommt, bezüglich der tektonischen Abtrennung dieser Einheit, eine besondere Bedeutung zu. Es handelt sich um meist kohäsionslosen, seltener kohäsiven Kataklastit aus Metarhyolith. Innerhalb des Kataklastits und in seinem Nahbereich auftretende, dynamisch rekristallisierte, mylonitische Quarzlagen deuten auf eine Bildung im spröde-duktilen Übergangsbereich hin. Tektonisch wird die Wustkogel-Formation in die Tettensjoch-Decke (modifiziert nach FRISCH, 1968, 1974 und THIELE, 1974) des Modereck-Deckensystems gestellt, welche im Zuge der Arbeiten im Kartierungsgebiet Königsleiten neu identifiziert wurde. Die Deckengrenzen sind durch markante Bewegungshorizonte (Mylonit und Kataklastit) mit einer ungefähr E–W streichenden mylonitischen Streckungslineation charakterisiert.

## Seidlwinkl-Formation

Über der Wustkogel-Formation der Tettensjoch-Decke folgen ganz im Süden des Kartierungsgebietes die Gesteine der Seidlwinkl-Formation (PESTAL et al., 2009 und Referenzen darin), welche auf dem Kartenblatt nur einen sehr kleinen, etwa 700 m<sup>2</sup> großen Bereich einnehmen. Sie bestehen aus grau-weißlich-blau gebändertem Dolomitmarmor. Dieser ist verfaultet und teils stark zerklüftet. Auffallend ist der Reichtum an Kalzitadern. Der Dolomitmarmor wird überlagert von dunkelgrauem, unreinem, hellglimmerreichem Kalzitmarmor. Dieser ist meist verfaultet und mylonitisch überprägt, wechsellagernd mit Partien von statisch rekristallisierten, gröberen Bereichen und Serizit-Phyllitlagen. Südlich der Leitenalm ist am Forstweg eine Einlage-

rung von ca. 4 m mächtigem, mylonitischem Dolomitmarmor aufgeschlossen, der auch teilweise in E–W-Richtung gestreckte Boudins mit grobkörnig rekristallisiertem Kalzit in den Zwischenräumen bildet. Erwähnenswert ist das häufige Auftreten von Eisenhydroxid-Ausfällungen und grobkörnigen Kalzitadern. Aufgrund von paläontologischen Vergleichsuntersuchungen und dabei identifizierten Fossilien (KRISTAN-TOLLMANN, 1961; KLEBERGER et al., 1981 und Referenzen darin) werden diese Lithologien zeitlich in die Mittel- und Obertrias eingestuft.

Die mylonitischen Schieferungsflächen der karbonatischen Gesteine fallen aufgrund der offenen Verfallung mit (W)NW–(E)SE streichenden, flach nach (W)NW abtauchenden Faltenachsen und nach (W)NW einfallenden Achsenflächen mittelsteil sowohl Richtung N(E) als auch Richtung SW ein. Tektonisch wird die Seidlwinkl-Formation zur Nösslachwand-Decke (modifiziert nach FRISCH, 1968, 1974 und THIELE, 1974) des Modereck-Deckensystems gezählt, welche im Zuge der Arbeiten im Kartierungsgebiet Königsleiten neu identifiziert wurde. Größere Anteile dieser Einheiten finden sich auf dem südlich angrenzenden Kartenblatt GK151 Krimml (KARL & SCHMIDEGG, 1979). Die nördliche Deckengrenze zu Gesteinen der Bündnerschiefer-Gruppe (Gerlos-Zone) wird durch mittelsteil Richtung N(E) einfallende Schieferungsflächen mit einer ungefähr E–W streichenden mylonitischen Streckungslineation charakterisiert.

### **Karbonatgesteine der Mittel- und Obertrias sowie Unterjura**

In das Hangende folgen die „Karbonatgesteine der Mittel- und Obertrias sowie Unterjura“, einer Einheit, die von Kalk- und Dolomitmarmor aufgebaut ist. Diese Einheit bildet meist exotische Blöcke (Olistolithe) und/oder tektonisch beanspruchte, gestreckte Karbonatzüge innerhalb der mengenmäßig vorherrschenden „Bündnerschiefer“ der Nordrahmen- und Matri-Zone (PESTAL et al., 2009 und Referenzen darin). Makroskopisch sind diese Marmore ähnlich den Gesteinen der Seidlwinkl-Formation. Im Zuge von detaillierter Kartierungsarbeit konnte der Dolomitmarmor anhand der gelblichen Bänderung, der Kalzitmarmor anhand seiner Reinheit, Grobkörnigkeit und Bänderung unterschieden werden. Letztere ist zum Teil mit karbonatischer Metabrekzie vergesellschaftet. Leider ist im Arbeitsgebiet kein direkter Kontakt zu Gesteinen der Seidlwinkl-Formation aufgeschlossen bzw. immer durch Gesteine der Bündnerschiefer-Gruppe voneinander getrennt. Dolomitmarmor wurde selten im Bereich des unteren Bachlaufes nordwestlich Almdorf Königsleiten und ein kleines Vorkommen 500 m westsüdwestlich des Gasthofs Larmachalm aufgefunden. Diese weiß-dunkelgrau-gelblich gebänderten Gesteine sind meist unrein und massig ausgeprägt, hellglimmerreich und reich an Kalzit- und Quarzadern. Auffallend ist die an der Grenze zur unterlagernden Wustkogel-Formation aufgeschlossene, teilweise kataklastische Überprägung. In Bereichen mit Serizitlagen ist der Dolomitmarmor mylonitisch geschiefert und auf den Schieferungsflächen ist Talk ausgebildet, ein metamorphes Mineral, das typisch für Quarz führenden Dolomitmarmor ist. Selten sind in massigeren Bereichen entlang von Klüften Kupfervererzungen (Malachit, Azurit) beobachtbar. Der Kalzitmarmor tritt vor allem im Bereich der Königsleitenbahn, 250 m nordwestlich der Edelweißhütte, als 200 m mächtiges Gesteinspaket um das Almdorf

Königsleiten, als schmaler Zug um die Larmachalm sowie im oberen Bereich des Larmerbaches auf. Er ist meist mittelkörnig, rein, mylonitisch und variiert im Aussehen von hellgrau-dunkelgrau bis zu weißlich-grau gebänderten Typen. Die vorher erwähnte karbonatische Metabrekzie („Richbergkogelbrekzie“ nach DIETIKER, 1938) tritt als meist dunkelgrauer, manchmal hellgrau gebänderter, bis 10 m mächtiger, unreiner Kalzitmarmor in den hangenden Bereichen der „Karbonatgesteine“ auf. Auffallend sind hier bis zu 4 m mächtige Bereiche mit brekzierten Dolomitlagen und -komponenten. In stark mylonitisierten Lagen bilden sie Dolomitporphyroklasten bis zu mehreren Zentimetern Größe, welche von einer feinkörnigen kalzitischen Matrix umflossen werden. Häufig sind diese Gesteine Grafit führend, reich an Quarz-Serizitlagen und Kalzitadern. Im Bachlauf etwa 170 m westlich der Larmachalm kann im direkten Verband mit der karbonatischen Metabrekzie ein grauer, unreiner Kalzitmarmor mit dunklen Knauern beobachtet werden, in dem von DIETIKER (1938) Bruchstücke von Echinodermen nachgewiesen und von ihm zeitlich in das Rhätium–Unterjura (Lias) eingestuft wurden.

### **Bündnerschiefer-Gruppe**

Direkt im Hangenden der Marmore und Metabrekzie folgt eine metasedimentäre Abfolge von dunkelgrauem bis hell-grünlich-grau-violett Kalkschiefer sowie karbonatischem Chlorit-Serizit-Phyllit. Immer wieder sind Kalzitmarmor- und Quarzlagen zwischengelagert, die meist mylonitisch überprägt sind und manchmal eisenreiche Lagen bilden. Häufig sind die Vorkommen von Grafit-schiefer bis Grafitphyllit, welche reich an Kalzitadern sind und im Bereich des Larmerbaches bis zu 20 m Mächtigkeit erreichen. Erwähnenswert sind meist in den liegenden Bereichen dieser Einheit auftretende Einschaltungen von unreinen, weißlichen, selten grünlichen Quarzitlagen, die als Metaradiolarit interpretiert werden. Diese sind mylonitisiert, stark verfaltet und führen auf den Schieferungsflächen Serizit. Immer wieder konnten in Verbindung mit unreinem Quarzit metermächtige Serpentinlinsen und Lagen von Talkschiefer beobachtet werden (Bach westlich Gasthof Larmachalm, Larmerbach). Diese Assoziation erlaubt Rückschlüsse auf eine Ablagerung des Radiolarits im Bereich des Ozeanbodens. Ebenfalls im Verband mit Quarzit ist im Larmerbach ca. 220 m nordwestlich der Larmachalm eine etwa 2 m mächtige Lage grafitischen, dunklen Phyllits hervorzuheben, welcher in glimmerreichen Lagen dunkelgrau-schwarze, bis 2 mm große Knoten führt, die als Chloritoid interpretiert werden.

Diese Lithologien werden der Bündnerschiefer-Gruppe (PESTAL, 2015 und Referenzen darin) zugeordnet und gemeinsam mit den unterlagernden Marmoren tektonisch zur Gerlos-Zone (modifiziert nach KARL & SCHMIDEGG, 1964, 1979; SCHMID et al., 2013) im Matri-Nordrahmenzone-Deckensystem der Oberen Penninischen Decken gezählt. Die Gesteine zeigen ein mittelsteiles Einfallen der Schieferungsflächen Richtung Nordwesten bzw. Nordosten und selten Richtung Südwesten und Westen. Vergleichbar den Gesteinen des Subpenninikums ist in den karbonatischen Gesteinen und Phylliten des Penninikums eine großräumige Faltenstruktur kartierbar. Eine erste Generation von duktilen E–W streichenden Faltenachsen, mit steilen, meist nach N(W) einfallenden Achsenflächen, wird von spröde-duktilen, häufig offenen Kinkfalten, mit N–S streichenden Faltenachsen und nach NE bzw. SE einfallenden

Achsenflächen überprägt. Auffallend sind vor allem in der Bündnerschiefer-Gruppe beobachtbare teils konjugierte nach (N)W und (S)E einfallende spröd(-duktile) Scherklüfte, Harnische und Scherbänder, die meist eine E–W-Dehnung und selten sinistrale, manchmal auch dextrale Seitenverschiebungen anzeigen. Generell sind die Gesteine der Gerlos-Zone im Arbeitsgebiet durch teils (ultra-)mylonitische Scherzonen stark tektonisch beansprucht, wobei eine Zunahme der Deformation zu den Deckengrenzen hin erkennbar ist. Besonders im hangendsten Anteil der Bündnerschiefer-Gruppe ist im Nahbereich der Grenze zum Oberostalpin ein mehrere Zehnermeter mächtiger Kataklasthorizont aufgeschlossen, der Karbonat führende von vorwiegend Karbonat freien Gesteinen trennt.

### **Müllachgeier-Komplex**

Die hangendste Einheit des Kartierungsgebietes wird von Gesteinen des Müllachgeier-Komplexes (HUET et al., 2020) aufgebaut. Dieser führt vorwiegend Quarzphyllit, Quarzit und untergeordnet Phyllit. Auffallend ist die noch teilweise Erhaltung von Sedimentstrukturen (Gradierung) und massige, hämatitreiche Lagen. Am Kontakt zu den unterlagernden karbonatischen Gesteinen und Schiefen der Gerlos-Zone ist, wie schon vorher beschrieben, teils Zehnermeter mächtiger, kohäsiver Kataklastit aus Quarzphyllit aufgeschlossen. Im Kataklastit ist ein planares Gefüge mit steil nach Nordosten einfallenden Flächen ausgebildet. Etwa 130 m südsüdöstlich des Gipfels Königsleiten (2.315 m) sind in frischen Aufschlüssen auf den Schieferungsflächen bis 2 mm große dunkle Knauern erkennbar, die unter dem Mikroskop als stark retrograd überprägter, chloritisierter Granat identifiziert werden konnten. Diese Gesteine zeigen, dass der Metamorphosehöhepunkt wahrscheinlich die obere Grünschieferfazies erreichte. Ähnliche Hinweise liefern metermächtige Lagen von Chloritoid-Schiefer etwa 550 m ostsüdöstlich des Gipfels Königsleiten. Der Chloritoid ist deutlich auf den Schieferungsflächen in Form mm-großer, teils idiomorpher, stahlblau-glänzender Kristalle erkennbar.

Die Schieferungsflächen des Müllachgeier-Komplexes fallen meist mittelsteil bis steil in nördliche Richtungen ein und im Gegensatz zu den umliegenden Einheiten sind relativ einfache Faltenstrukturen beobachtbar. Isoklinalfalten mit NNE–SSW streichenden, flach nach NNE abtauchenden Faltenachsen und durch die Hauptschieferung gebildete, flach nach NE einfallende Achsenflächen bilden eine erste Generation. Diese wird von Kinkfalten mit mehr oder weniger E–W streichenden, flachen Faltenachsen mit mittelsteilen bis steilen, nach Süden bzw. Norden einfallenden Achsenflächen überprägt. Diese zeigt auf den Schieferungsflächen eine deutliche Krenulationslineation mit Verzweigungen. Tektonisch liegen die Gesteine des Müllachgeier-Komplexes in der Königsleiten-Decke, die als Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems interpretiert wird (HUET et al., 2019).

### **Quartäre Ablagerungen und geomorphologische Phänomene (Königsleiten)**

Im Arbeitsgebiet ist lokal Grundmoräne in Form von Moränenstreu nordwestlich der Larmachalm sowie im Bereich östlich der Leitenalm kartierbar. Besonders erwähnenswert sind quartäre Ablagerungen westlich der Salzach bzw. nordwestlich und südlich der Salzachbrücke (Kote

1.436 m). Hier konnten, ca. 100 m westnordwestlich der Salzachbrücke, an frischen Aufschlüssen feine, lakustrine, matrixgestützte Sedimente mit Dropstones beobachtet werden, welche von 1–10 cm mächtigen Anmoorlagen mit Torf und Baumrinde überlagert werden. Diese Situation wird als vermutlich holozäne, lakustrine Abfolge im Rückstaubereich infolge von Massenbewegungen interpretiert. Etwas weiter nordwestlich kann eine Abfolge von Eisrandablagerungen mit lokalen, steil einfallenden Deltaschüttungen beobachtet werden, welche von Grundmoräne mit gekritzten Geschieben überlagert wird. Letztere wurde in der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial abgelagert.

Das Kartierungsgebiet liegt im oberen Bereich von initialen (Haupt-)Abrisskanten und Zerrgräben der „postglazialen Gleitung Königsleiten“ (ZISCHINSKY, 1970), die im Zuge der Errichtung des Stauraumes „Speicher Durlassboden“ ingenieurgeologisch bearbeitet wurde. Im Zuge der Kartierung wurden nach Starkregenereignissen deutliche, frische Abrisse mit bis zu 5 m Versatz, vor allem südwestlich der Larmachalm, beobachtet. Generell handelt es sich hier um eine tiefgreifende Großstruktur, die sich teilweise in parallel zur Abrisskante umknickenden, WNW–ESE streichenden Bachläufen (südwestlich Larmachalm, Larmerbach, nordwestlich Almdorf Königsleiten) widerspiegelt. In teils noch nicht durch Schutzbauten abgesicherten Bachläufen nordwestlich Almdorf Königsleiten ist die Ansammlung einer erheblichen Menge von Lockermaterial (Phyllit, Kataklastit, Moränenmaterial) beobachtbar. Diese stellen, nicht zuletzt für die intensive touristische Nutzung, ein erhebliches Risikopotenzial für Muren dar. Nördlich des Aufnahmegebietes sind bei der Bruckeckalm bzw. südöstlich des Bruckecks (2.144 m) deutliche, teilweise aktive Massenbewegungen in Form von tiefgreifenden Gleitungen und Sturzprozessen beobachtbar.

### **Begleitende Grundlagenforschung und Neuinterpretationen**

Zur Bestimmung und besseren Charakterisierung der tektonischen und lithostratigrafischen Einheiten wurden im Rahmen der Kartierung, neben der strukturgeologischen Bearbeitung, detaillierte geochronologische und thermometrische Untersuchungen durchgeführt.

Mit U-Pb LA-ICPMS Altern an Zirkonen wurde die erste zeitliche Einordnung von rhyolithischen Gesteinen der Wustkogel-Formation (Tettensjoch-Decke) in das Cisuralium (274 Ma; Perm) gezeigt, welche diese als das älteste nachgewiesene, stratigrafische Glied dieser Einheit ausweist. Im Gegensatz zu vergleichbaren synsedimentären, permischen Gesteinen im Subpenninikum weiter westlich (SÖLLNER et al., 1991; VESELA et al., 2010) zeigt das etwas jüngere Alter, dass die Sedimentation in diesem Bereich der Wustkogel-Formation etwas später begann. Dies erlaubt Rückschlüsse auf ein ähnliches geologisches Umfeld mit der Ablagerung von klastischen Sedimenten und synsedimentären Vulkaniten in intramontanen, postvariszischen Extensionsbecken am Südrand des alteuropäischen Kontinents (z. B. Riffler-Schönach-Becken, Pfitsch-Mörchner-Becken, Torhelm-Becken, Maurerkees-Becken, VESELA & LAMMERER, 2008; VESELA et al., 2008, 2010).

Neukristallisierte Hellglimmer auf mylonitischen Schieferungsflächen von Dolomitmarmor der Seidlwinkl-Formation (Nösslachwand-Decke) wurden mittels Ar-Ar geochronologisch untersucht und zeigen ein Alter von etwa 32 Ma, das als Bildungsalter während der Deformation interpretiert wird. Eine vergleichbare Studie im nordöstlichen Tauernfenster (LIU et al., 2001) lieferte Ar-Ar Hellglimmeralter zwischen 22–37 Ma für Gesteine des (Sub-) Penninikums und 50–54 Ma für Gesteine des Unterostalpins. Aufgrund der Konsistenz in den Altern dieser Vergleichsdaten wird die Nösslachwand-Decke in das Subpenninikum gestellt. Vorher erwähnte paläontologische Vergleichsuntersuchungen (KRISTAN-TOLLMANN, 1961; KLEBERGER et al., 1981 und Referenzen darin) geben keine Rückschlüsse auf die tektonische Herkunft, da die Ablagerungsräume in der Trias zwischen Unterostalpin und Subpenninikum in ähnlichen paläogeografischen Räumen (am Nordrand des Penninischen Ozeans) gelegen waren.

Messungen an grafitischem Material in acht Proben der Bündnerschiefer-Gruppe (Gerlos-Zone) mittels RAMAN-Mikrospektroskopie ergaben Maximaltemperaturen von 350–391° C und 324° C für eine stark tektonisch beanspruchte Probe an der Deckengrenze zur subpenninischen Tettensjoch-Decke. Diese Daten deuten darauf hin, dass die Gerlos-Zone als Teil des Matri-Nordrahmenzone-Deckensystems wenig bis gar nicht von der „Tauernmetamorphose“ beeinflusst wurde und somit die Peak-Metamorphose-Bedingungen eines früheren Hochdruckereignisses anzeigt (vgl. SCHARF, 2013; SCHMID et al., 2013).

Ein besonderes Augenmerk bei der Aufnahme war auf eine mögliche Fortsetzung des SEMP-Störungssystems nach Westen gerichtet. Dies konnte anhand von struktureologischen Untersuchungen nicht bestätigt werden. Ein teilweises Steilstellen der mylonitischen Schieferung ist meist durch einen Großfaltenbau mit E–W streichenden Faltenachsen bedingt. Oft ist das Auftreten von lokalisierten steilen Störungen mit seitenverschiebender Kinematik und konjugierte Störungssets von Scherklüften, Harnischen und Scherbändern beobachtbar, die schräg bis subparallel zu den Schieferungsflächen ausgebildet sind. Sie zeigen oft E–W-Dehnung und werden mit Exhumationsprozessen des „Tauernfensters“ in Verbindung gebracht.

## Literatur

DIETIKER, H. (1938): Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). – Promotionsarbeit, 137 S., Zürich.

FRISCH, W. (1968): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **18**, 287–336, Wien.

FRISCH, W. (1974): Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner – Gerlospaß). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **66/67**, 9–20, Wien.

GRASEMANN, B., WIESMAYR, G., DRAGANITS, E. & FUSSEIS, F. (2004): Classification of Refold Structures. – The Journal of Geology, **112/1**, 119–126, Chicago.

HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL, V. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.

HUET, B., IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2019): Eine neue tektonische und lithostratigraphische Gliederung im Ostalpin auf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C.: Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt: Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, Murau, 24.–27. Juni 2019, 221–227, Wien.

HUET, B., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2020): Bericht 2018–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Königsleiten- und Wildkogel-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 151 Krimml. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 470–473, Wien.

KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1964): Exkursion I71: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **57/1**, 1–15, Wien.

KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 151 Krimml. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.

KLEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J.J. & TICHY, G. (1981): Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau/Salzburg). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **10**, 275–288, Innsbruck.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1961): Das Unterostalpin des Penken-Gschöbzwandzuges in Tirol. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **54**, 201–227, Wien.

LIU, Y., GENSER, J., HANDLER, R., FRIEDL, G. & NEUBAUER, F. (2001):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muscovite ages from the Penninic-Austroalpine plate boundary, Eastern Alps. – Tectonics, **20/4**, 526–547, Washington, D.C.

PESTAL, G. (2015): Tauernfenster. – In: HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel, 102–124, Geologische Bundesanstalt, Wien.

PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHARF, A. (2013): Lateral extrusion and exhumation of orogenic crust during indentation by rigid Adriatic continental lithosphere – tectonic evolution of the eastern Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – Dissertation, FU Berlin, 203 S., Berlin.

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, Basel.

SÖLLNER, F., HÖLL, R. & MILLER, H. (1991): U-Pb-Systematik der Zirkone in Meta-Vulkaniten („Porphyroiden“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **142**, 285–299, Hannover.

THIELE, O. (1974): Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **117**, 55–74, Wien.

VESELA, P. & LAMMERER, B. (2008): The Pfitsch-Mörchner Basin, an example of the post-Variscan sedimentary evolution in the Tauern Window (Eastern Alps). – In: FROITZHEIM, N. & SCHMID, S.M. (Eds.): Orogenic Processes in the Alpine Collision Zone. – Swiss Journal of Geosciences, **101/1**, 73–88, Basel.

VESELA, P., LAMMERER, B., WETZEL, A., SÖLLNER, F. & GERDES, A. (2008): Post-Variscan to Early Alpine sedimentary basins in the Tauern Window (eastern Alps). – In: SIEGSMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Eds.): Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System. – Geological Society of London, Special Publications, **298**, 83–100, London.

VESELA, P., SÖLLNER, F., FINGER, F. & GERDES, A. (2010): Magmato-sedimentary Carboniferous to Jurassic evolution of the western Tauern window, Eastern Alps (constraints from U-Pb zircon dating and geochemistry). – International Journal of Earth Sciences, **100**, 993–1027, Berlin–Heidelberg.

ZISCHINSKY, U. (1970): Ingenieurgeologische Karte des Staurau- mes Durlaßboden. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **19**, 287–294, Wien.

## Blatt 128 Gröbming

### Bericht 2020 über quartärgeologische Aufnahmen im Sölk- und Sattental auf Blatt 128 Gröbming

GERIT GRIESMEIER

#### Einleitung

Das im Aufnahmejahr 2020 kartierte Gebiet befindet sich auf dem BMN-Kartenblatt ÖK50 128 Gröbming. Die Kartierung wurde im Jahr 2019 im Großsölkthal in den zentralen Niederen Tauern begonnen und in diesem Jahr fortgesetzt. Genauer untersucht wurden von Nord nach Süd der Gröbminger Mitterberg, der Talausgang der Söltkäler sowie das Kar nördlich des Gumpenecks, das Plöschmitzkar, das Oberkar, Teile des Mößnakaes, das Kar östlich des Badstubenspitzes (2.076 m), das Hüttkar wie auch Talbereiche im Großsölkthal. Weitere Aufnahmen in den hinteren Talbereichen des Sattentales geben einen ersten Einblick in Bereiche außerhalb des Großsölktales.

Es wurden nur quartärgeologische Untersuchungen angestellt, für Festgesteinsaufnahmen sei auf Berichte von Ewald Hejl (z.B. HEJL, 2017, 2018 und Referenzen darin) und GRIESMEIER et al. (2021) verwiesen. Genaue Beschreibungen der Lithofazies der einzelnen Ablagerungsformen finden sich in GRIESMEIER (2020). Am Ende folgt eine Diskussion über eine lithofazielle Zuordnung gewisser beobachteter Ablagerungen.

#### Gröbminger Mitterberg

Der Mitterberg erhebt sich etwa 200 m über das Ennstal und bildet einen etwa 10 km langen, plateauförmigen Hügel. Aufschlüsse treten hauptsächlich an den Geländekanten am Plateaurand und in steilen Gräben auf. Das Plateau ist stark durch die Landnutzung geprägt und daher sehr arm an Aufschlüssen. Im Folgenden werden zuerst allgemeine Beobachtungen im Süden und Norden des Mitterberges beschrieben, im Anschluss folgen Detailbeobachtungen aus Gräben im Süden des Mitterberges.

An der Geländekante am Südrand des Plateaus und im Graben, der westlich von Dorf nach NNW führt und dann nach NE umbiegt, treten ab einer Seehöhe von etwa 780 m sehr gut konsolidierte Diamikte zum Teil mit Scherflächen auf. Die Matrix ist tonig-siltig und zumeist grau bzw. hellbraun durch Oxidation und macht den Großteil des Diamikts aus. Die subangularen bis gerundeten Komponenten darin sind zumeist unregelmäßig verteilt und oft nur wenige Zentimeter im Durchmesser. Selten treten größere

Komponenten auf, die bis zu einem halben Meter messen. Unter den Geschieben finden sich sehr häufig kristalline Gesteine (Orthogneis, Glimmerschiefer, Amphibolit, Grünschiefer, lokaler Phyllit, Quarz, seltener Marmor) und selten (mesozoische) Karbonatgesteine und Sandsteine aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen (NKA). Im Liegenden des Diamikts sind vielerorts Kies-Sand-Gemische aufgeschlossen. Bei guter Erhaltung zeigen sie eine Schrägschichtung, die zumeist etwa Richtung Süden einfällt. Die Matrix besteht oft aus Grobsand bis Feinkies und ist nicht selten zementiert. Häufig ist das Sediment matrixgestützt, selten treten allerdings auch korngestützte Lagen auf. In diesen können zerbrochene Gerölle beobachtet werden. Die Komponenten sind in den meisten Fällen sehr gut gerundet, nur Komponenten aus lokalem Phyllit sind angular bis subangular. Die Größe der Gerölle reicht bis zu einem halben Meter, liegt jedoch zumeist im Zentimeterbereich. Wiederum gibt es diverse kristalline Gerölle und nur wenig NKA-Karbonatgesteine.

Der Hang unterhalb der Geländekante am Nordrand des Plateaus ist weniger steil ausgeprägt und weist aufgrund des starken Bewuchses eine deutlich geringere Anzahl an aussagekräftigen Aufschlüssen auf. Dennoch können verschiedene Faziesbereiche unterschieden werden, die auf eine coarsening upward-Sequenz hinweisen. Vor allem in den oberen Hangbereichen sind Kies-Sand-Gemische aufgeschlossen, die wie oben beschrieben ausgebildet sind. Die Schichtung ist zumeist subhorizontal, seltener ausgebildete schrägschichtete Bereiche fallen in Richtung des Hangeinfallens, also Nord bis Nordwest. Häufig können in etwa mittlerer Hanghöhe Aufschlüsse aus relativ reinem Sand angetroffen werden. Er ist zumeist hellbraun und beinhaltet wenige Komponenten. Diese erreichen in sehr seltenen Fällen bis zu 30 cm Durchmesser. In den unteren Hangbereichen sind sehr feinkörnige Sedimente (Feinsand bis Ton) aufgeschlossen. Manchmal kann eine Laminierung beobachtet werden.

#### Graben bei Dorf

In der Kurve (740 m Sh.) direkt im Graben westlich von Dorf befindet sich ein Aufschluss bestehend aus einem mehrere Meter mächtigen Kies-Sand-Gemisch, der sich in zwei Bereiche gliedern lässt. Ein Teil des Aufschlusses beinhaltet schräg geschichtetes Kies-Sand-Gemisch, das mittelsteil nach N/NW einfällt. Die Komponenten setzen sich hauptsächlich aus Glimmerschiefer, Orthogneis, Amphibolit, Quarz und Karbonat zusammen und die Größe liegt zumeist im Zentimeterbereich. Die Matrix ist sandig bis feinkiesig und macht den Hauptbestandteil aus. Die Fazies des anderen Teiles vermittelt im Gesamten einen chaotischen Eindruck. Lithologisch beinhaltet er das-